UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**BATÓLITO SERRA DAS ARARAS: UM EXEMPLO DE MAGMATISMO GRANÍTICO
PERALUMINOSO SINTECTÔNICO DO EDIACARANO, REGIÃO SUDOESTE DO
ESTADO DO RIO DE JANEIRO**

Iuri Bomtempo Retamal

Orientador: Prof. Dr. Rômulo Machado

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia

São Paulo

2016

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**BATÓLITO SERRA DAS ARARAS: UM EXEMPLO DE MAGMATISMO GRANÍTICO
PERALUMINOSO SINTECTÔNICO DO EDIACARANO, REGIÃO SUDOESTE DO
ESTADO DO RIO DE JANEIRO**

Iuri Bomtempo Retamal

Orientador: Prof. Dr. Rômulo Machado

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia

São Paulo

2016

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

Ficha catalográfica preparada pelo Serviço de Biblioteca e Documentação do
Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo

Retamal, Iuri Bomtempo

Batólito Serra das Araras: um exemplo de
magmatismo granítico peraluminoso sintectônico do
Ediacarano, região sudoeste do estado do Rio de
Janeiro / Iuri Bomtempo Retamal. – São Paulo, 2016.

119 p. + anexos

Dissertação (Mestrado) : IGc/USP

Orient.: Machado, Rômulo

1. Petrologia ígnea 2. Geocronologia 3.
Geoquímica I. Título

Agradecimentos

Agradeço à minha família pelo apoio e confiança neste trabalho, em especial a Lucia, Ricardo, Maria Thereza, Victor, Lucas, Pedro, Mari, Gabi e João. Agradeço à Maria da Glória e a Luiz Guimarães Ferreira por proporcionar o ambiente familiar em São Paulo. Agradeço à Alexandra por sempre me acompanhar nos melhores e nos mais difíceis momentos, por me dar muitos conselhos e por ter muita paciência comigo. Sou muito grato!

Aos professores e funcionários do Instituto de Geociências da USP, que muito me ensinaram e permitiram a condução e conclusão do trabalho de forma profissional e acolhedora. Aos membros do Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia e à CAPES. Aos amigos que fiz em São Paulo pela vivência e ideias compartilhadas: Luciano (Feijão), Fabiana (Pará), Kátia (Véia), Vinícius (Despacho), Diego (Chumaço), Diego (Dom Diego), Cauê (Carrapato), Brenda, Dante, Camila, Victor (Xeilah), Ana, Edilce e muitos outros. Vocês foram incríveis!

Agradeço à Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro pelo início da caminhada geológica e à turma de 2009 pelos momentos inesquecíveis ao longo dos cinco anos de graduação. A Rubem Porto Júnior, um excelente professor e amigo que me despertou o interesse pelos granitos. A Fernando Machado de Mello pelos bons momentos em São Paulo e por todo o conhecimento transmitido. Especialmente, agradeço a Rômulo Machado pela amizade e dedicação. A sua família (Luci, Tariana e Tiago) pela gentileza e atenção. Foram muitos os almoços e jantares regados com vinhos, cervejas e muitas risadas. Agradeço a Ruy Paulo Philipp, pela amizade e pelo muito que acrescentou ao trabalho. Agradeço a Cristiano Lana e Guilherme Gonçalves pelo acolhimento e pelos bons momentos em Ouro Preto.

Resumo

RETAMAL, I. B. Batólito Serra das Araras: um exemplo de magmatismo granítico peraluminoso sintectônico do Ediacarano, região sudoeste do estado do Rio de Janeiro. 2016. 119 p. Dissertação (Mestrado)- Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Magmas graníticos peraluminosos são gerados por meio da anatexia de rochas crustais em cinturões orogênicos continentais. Os granitos do Cinturão Ribeira Central são relacionados a processos orogênicos de convergência de blocos litosféricos, durante o Neoproterozoico. O Batólito Serra das Araras é um corpo granítico, tabular e peraluminoso localizado no Domínio Paraíba do Sul, região sudoeste no estado do Rio de Janeiro - Brasil. O corpo é alongado na direção NE-SW e sua deformação foi gerada pela atividade de zonas de cisalhamento dúcteis de movimentação preferencial dextral, que também controlaram o alojamento do magma granítico.

O presente trabalho visa a caracterizar o Batólito Serra das Araras com base em dados de petrografia, de geoquímica de rocha total, de química mineral (EPMA) e de geocronologia U-Pb e Lu-Hf (LA-ICP-MS) em grãos de zircão. Três amostras representativas foram analisadas para obtenção das idades U-Pb de cristalização e de metamorfismo. Essas amostras são compostas de granitos com matriz protomilonítica com muscovita, biotita e granada, um dique sienogranítico com 15-30 cm de espessura e um enclave de quartzo diorito. O plagioclásio possui composição entre oligoclásio (An_{16}) e andesina (An_{38}) e possui núcleos mais enriquecidos em anortita. Todas as amostras apresentam fases ricas em almandina com bordas levemente enriquecidas em manganês, produto do metamorfismo de médio a baixo grau.

Os dados isotópicos U-Pb em grãos de zircão revelaram que o magmatismo granítico cristalizou-se *ca.* 595 Ma e foi gerado no mesmo evento tectono-termal Ediacarano que gerou granitos tipo-I e tipo-S de caráter pós-colisional no Domínio Embu/Paraíba do Sul. Os dados isotópicos de Lu-Hf indicam a reciclagem de crosta juvenil do Riachão-Orosiriano e de crosta continental do Orosiriano como fontes do protólito metassedimentar do Batólito Serra das Araras. A composição contrastante do enclave de quartzo diorito (amostra SA-06), de caráter metaluminoso e com valores menos negativos de ϵHf_T (entre -5,7 and -8,1), sugere o envolvimento marginal de fontes orto-derivadas da crosta inferior. As idades de cristalização e a composição do batólito indicam que seu magmatismo é correlacionável com granitos peraluminosos do Domínio Embu e do Orógeno Araçuaí.

Palavras-chave: granito, peraluminoso, Ediacarano, Domínio Paraíba do Sul, geocronologia U-Pb, Lu-Hf

Abstract

RETAMAL, I. B. Batólito Serra das Araras: um exemplo de magmatismo granítico peraluminoso sintectônico do Ediacarano, região sudoeste do estado do Rio de Janeiro. 2016. 119 p. Dissertação (Mestrado)- Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Peraluminous granitic magmas are produced by anatexis of crustal rocks in continental orogenic belts. Orogenic granites of Central Ribeira Belt are correlated with the collision of lithospheric blocks during Neoproterozoic. The Serra das Araras Batholith is a tabular granitic body of peraluminous composition located at Paraíba do Sul Domain, southwestwards of Rio de Janeiro state – Brazil. The body is elongated at NE-SW direction and its deformation was produced by ductile shear zones with dextral movement component, which has also controlled magma emplacement.

The aim of this study is to characterize the Serra das Araras Batholith and to provide petrography, whole-rock geochemistry (major and trace elements), mineral chemistry (EPMA) and combined LA-ICP-MS U-Pb and Lu-Hf isotopic analyses in zircon grains. Three representative samples were analyzed for isotopic determination in order to obtain crystallization and metamorphic U-Pb ages. These samples are composed of monzogranite with protomylonitic texture; a 15-30 cm thick syenogranite dyke and a biotite-hornblende quartz diorite enclave. Plagioclase is Andesine and Oligoclase (An₁₆₋₃₈). Anorthite contents display a progressive zoning with rims having lower contents than cores. All samples exhibit almandine-rich phases, with slightly Mg-rich cores and Mn-rich rims, produced by metamorphism of medium to low grade.

Zircon U-Pb isotopic data reveal that the batholith was emplaced *ca.* 595 Ma and was generated at the same middle-Ediacaran tectono-thermal event that generated voluminous I-type and S-type granitoids of post-collisional character at Embu/Paraíba do Sul Domain. Lu-Hf isotopic data suggest that late-Rhyacian to Orosian juvenile and continental crust have been sources of metasedimentary protoliths of Serra das Araras Batholith. The contrasting composition of the quartz-diorite enclave (sample SA-06), of metaluminous character and less negative ϵ_{Hf_T} values (between -5.7 and -8.1), suggests a marginal involvement of ortho-derived igneous rocks of the lower crust. The crystallization ages of the granites are coeval with peraluminous granites of Embu Domain and of Araçuaí Belt.

Key words: granite, peraluminous, Ediacaran, Paraíba do Sul Domain, geochronology U-Pb, Lu-Hf

Sumário

Capítulo 1 - Introdução	1
1.1 Objetivos	2
1.2 Localização da área, fisiografia e vias de acesso	2
1.3 Materiais e métodos	4
1.3.1 Levantamento Bibliográfico	4
1.3.2 Levantamento em Campo	5
1.3.3 Petrografia	6
1.3.3 Preparação das amostras	6
1.3.4 Geoquímica de rocha-total e química mineral	6
1.3.5 Análises isotópicas U-Pb e Lu-Hf via LA-ICP-MS.	7
Capítulo 2 - Cinturão Ribeira Central	10
2.1 Domínio Paraíba do Sul/Embu	14
2.2 Magmatismo granítico do Cinturão Ribeira Central	16
2.2.1 Trabalhos anteriores sobre as rochas granitoides	20
2.2.2 Granitoides Peraluminosos deformados do estado do Rio de Janeiro	23
Capítulo 3 - Granitos Peraluminosos	26
3.1 Petrologia experimental de Granitos Peraluminosos	32
Capítulo 4 - Batólito Serra das Araras	35
4.1 Petrografia	38
4.2 Geoquímica	42
4.3 Química Mineral	52
4.4 Geocronologia	61
Amostra SA-03H	61
Amostra SA-03D	62
Amostra SA-06	62
Capítulo 5 - Discussões	65
Capítulo 6 - Conclusões	73
Referências	76
Anexos	89
A1 - Descrição das amostras coletadas:	90

A2 - Tabela com dados de Química Mineral (EPMA).....	93
A3 - Tabela de dados analíticos U-Pb (LA-ICP-MS) do BSA:.....	105
A4 - Tabela de dados analíticos U-Pb (LA-ICP-MS) padrão de zircão M127.....	112
A5 - Tabela de dados analíticos U-Pb (LA-ICP-MS) padrão de zircão Plešovice.	115
A6 - Tabela de dados analíticos Lu-Hf (LA-ICP-MS) das amostras do BSA.....	116
A7 - Tabela de dados Lu-Hf (LA-ICP-MS) em padrão de zircão.....	119

Lista de Figuras

Figura 1 - Mapa geológico sobre relevo sombreado com a localização da área estudada	3
Figura 2 - Escarpa sul da Serra das Araras na região sudoeste do batólito	4
Figura 3 - Localização das faixas móveis neoproterozoicas e dos crátons na América do Sul e na África.....	11
Figura 4 - Mapa tectônico do segmento central do Sistema Orogênico Mantiqueira.....	12
Figura 5- Mapa geológico simplificado sobre relevo sombreado do Cinturão Ribeira Central	19
Figura 6 - Mapa de distribuição dos principais plútons granitoides dos tipos-S e -I do Estado do Rio de Janeiro	25
Figura 7 – Diagrama com campos de P e T de quebra da muscovita e biotita	33
Figura 8 - Perfil geológico estrutural da área sudoeste do Batólito Serra das Araras	37
Figura 9 - Fotografias com escala do afloramento SA-03, próximo ao contato sul do corpo.....	37
Figura 10 - Diagrama QAP.....	39
Figura 11 - Diagrama TAS.....	45
Figura 12 - Diagrama AFM	45
Figura 13 - Diagrama A/CNK vs. A/NK	46
Figura 14 - Diagrama de classificação de Le Maître et al. (1989).....	46
Figura 15 - Diagramas do tipo Harker para os óxidos maiores	47
Figura 16 - Diagramas de variação dos elementos menores	48
Figura 17 - a: Padrão dos ETRs; b: Diagrama multi-elementos, normalizado	48
Figura 18 - a: Diagrama Y+Nb vs. Rb.....	49
Figura 19 - Diagrama ternário de classificação de feldspatos.....	54
Figura 20 - Diagrama de classificação de feldspatos da amostra SA-05	54
Figura 21 - Diagrama de classificação de feldspatos da amostra SA-10B	55
Figura 22 - Diagrama de classificação da Biotita	55
Figura 23 - Composição dos grãos de plagioclásio da amostra SA-03F.....	56
Figura 24 - Composição dos grãos de plagioclásio da amostra SA-05	56
Figura 25 - Composição de grão de plagioclásio da matriz granoblástica da amostra SA-10b.....	57
Figura 27 - Imagens dos grãos de granada amostra SA-05	58
Figura 28 - Composição dos grãos de granada da amostra SA-10B	60

Figura 29 – Imagens de catodoluminescência com localização dos <i>spots</i> , idades U-Pb e valores de ϵ_{Hf} dos grãos de zircão analisado.....	63
Figura 30 - Diagramas Concordia das amostras do BSA.....	64
Figura 31 - Diagrama de ϵ_{Hf}	64

Lista de Tabelas

Tabela 1 - Localização geográfica dos pontos de campo.....	5
Tabela 2 – Principais períodos orogênicos e idades metamórficas da Faixa Ribeira Central.....	19
Tabela 3 – Composição litogeoquímica das rochas do Batólito Serra das Araras.....	50
Tabela A1 - Tabela de dados de Química Mineral.....	92
Tabela A2 - Tabela de dados analíticos U-Pb (LA-ICP-MS) do BSA.....	103
Tabela A3 - Tabela de dados analíticos U-Pb (LA-ICP-MS) padrão de zircão M127.....	110
Tabela A4 - Tabela de dados analíticos U-Pb (LA-ICP-MS) padrão de zircão Plešovice.....	113
Tabela A5 - Tabela de dados analíticos Lu-Hf (LA-ICP-MS) das amostras do BSA.....	114
Tabela A6 - Tabela de dados Lu-Hf (LA-ICP-MS) em padrão de zircão.....	117

Lista de Abreviaturas

ASI - *aluminium saturation index*

BSA – Batólito Serra das Araras

ca. - *Circa*

CHUR - *Chondritic Uniform Reservoir*

CPG - *Cordierite-Bearing and Biotite-rich Peraluminous Granitoids*

EPMA - Electron Micro Probe Analyzer

ETR – Elementos Terras Raras

DM- *Depleted mantle*

ICP-MS - Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry

ID-TIMS - Isotopic Dilution - Thermal Ionization Mass Spectrometry

KCG - *K-rich Calc-Alkaline Granitoides*

LA-ICP-MS – Laser Ablation - Inductively Coupled Plasma - Mass Spectrometry

MC-ICP-MS - *Multi Colector- Inductively Coupled Plasma- Mass Spectrometry*

MPG - *muscovite-bearing peraluminous granitoids*

MSWD - Mean Square Weighted Deviation

WGS84 – World Geodetic System

SF-ICP-MS - *Sector Field- Inductively Coupled Plasma- Mass Spectrometry*

YAG - *Yttrium-Aluminum-Garnet*

SHRIMP - Sensitive High-Resolution Ion Microprobe

SPG – *Strongly peraluminous granites*

SRTM - Shuttle Radar Topography Mission

ZCM – Zona de Cisalhamento de Mendes

ZCRS - Zona de Cisalhamento Rio Santana-Ribeirão das Lajes

Lista de Siglas

CPRM - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (Serviço Geológico do Brasil)

DNPM – Departamento Nacional de Pesquisa Mineral

DRM – Departamento de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro

NAP - Núcleo de Apoio a Pesquisa-Geoanaítica

UERJ – Universidade do Estado do Rio de Janeiro

UFRJ – Universidade Federal do Rio de Janeiro

UFRuralRJ – Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro

USGS - United States Geological Survey

Lista de Abreviatura de Minerais

(Whitney & Evans, 2010)

Ab - Albita

Als - Aluminossilicato

An - Anortita

Alm - Almandina

Bt – Bioita

Cal - Calcita

Chl - Clorita

Crd - Cordierita

Cpx – Clinopiroxênio

Ep - Epidoto

Grs - Grossulária

Grt – Granada

Kfs – K-feldspato

Hbl - Hornblenda

Ms - Muscovita

Opx – Ortopiroxênio

Or - Ortoclásio

Pl - Plagioclásio

Prp – Piropo

Spn - Titanita

Sps - Espessartita

Qtz – Quartzo

Zrn – Zircão

1. Introdução

A petrogênese de granitos peraluminosos é frequentemente relacionada a processos orogênicos e à anatexia de rochas crustais em ambientes geodinâmicos convergentes envolvendo litosferas continentais (Pitcher, 1983, 1997; Barbarin, 1996, 1999; Sylvester, 1998). Embora protólitos de diferentes composições possam gerar magmas graníticos peraluminosos quando submetidos à anatexia, as rochas metassedimentares (metapelitos e metapsamitos) são as principais fontes dos magmas graníticos peraluminosos (Chappell & White, 2001). Esses magmas também podem ser gerados pela fusão parcial de fontes crustais ortoderivadas com participação de fontes mantélicas, que atuam tanto como fonte de material, quanto de calor (Miller, 1985; Patiño-Douce & Beard, 1995). A liberação de água desses protólitos, por reações de quebra de minerais hidratados (micas e anfibólios), promove a geração volumosa desses magmas (Vielzeuf & Montel, 1994), enquanto a composição da rocha-fonte, as condições de anatexia e os processos de evolução magmática são responsáveis pela ampla composição dos granitos peraluminosos (Clemens & Wall, 1984; Holtz & Johannes, 1991).

Os granitos orogênicos do Cinturão Ribeira Central (Província Mantiqueira) possuem idades U-Pb entre 630 e 480 Ma e são produtos da orogênese Brasiliano/Pan-Africana (Heilbron et al., 2004). No estado do Rio de Janeiro, o período pré-colisional (*ca.* 630-600 Ma) é caracterizado por granitoides cálcio-alcálinos de arco magmático (Tupinambá et al., 2012; Heilbron et al., 2013). O magmatismo sin- a tardi-colisional (600-560 Ma) é caracterizado por uma quantidade significativa de corpos graníticos (tipo-I e tipo-S), que ocorrem em diferentes domínios tectônicos (Machado & Demange, 1994; Heilbron & Machado, 2003; Silva et al., 2003, 2005; Machado et al., 2016). No estado de São Paulo, os granitoides do Ediacarano do Terreno Embu foram gerados em um evento tectono-termal Ediacarano (Alves et al., 2013, 2016). No entanto, a origem e a evolução desse terreno ainda são controversas (Campos Neto, 2000; Heilbron et al., 2008; Trouw et al., 2013; Alves et al., 2016; Meira et al., 2015; Duffles et al., 2016).

O Batólito Serra das Araras (BSA) é um corpo granítico peraluminoso, que aflora na região SW do Terreno Paraíba do Sul. O corpo é constituído essencialmente por muscovita-biotita-granada granitos deformados, por vezes com textura protomilonítica a milonítica. A

colocação do seu magmatismo foi controlada por zonas de cisalhamento dúcteis de alto a moderado ângulo, com direção NE e movimentação destal (Machado & Dehler, 2002; Dehler et al., 2006). Trabalhos anteriores consideraram o magmatismo do BSA como sin-colisional (Machado & Demange, 1994; Machado, 1997) e como pós-colisional (Silva & Cunha, 2001; Machado & Dehler, 2002), mesmo não havendo dados geocronológicos disponíveis para o batólito.

1.1 Objetivos

O presente trabalho tem como objetivo realizar um estudo petrogenético do Batólito Serra das Araras (BSA), com base em dados petrográficos, geoquímicos, de química mineral e isotópicos (LA-ICP-MS U-Pb e Lu-Hf). Dessa forma, visa-se caracterizar o magmatismo do BSA quanto à sua natureza, idades de cristalização e de metamorfismo, as fontes de magma envolvidas, bem como contribuir para o entendimento do significado tectônico dos granitoides peraluminosos no contexto da granitogênese ediacarana do Cinturão Ribeira Central. Além disto, tais idades contribuirão para responder questões que estão ainda em aberto, como a importância desse magmatismo na evolução tectônica do cinturão. Os dados de química mineral obtidos em plagioclásio, micas e granadas, tanto em porfiroclastos quanto em cristais menores da matriz, muitas vezes protomilonítica, visam avaliar as variações químicas ocorridas durante e após a cristalização do corpo.

Os resultados litogeoquímicos e isotópicos U-Pb foram comparados com os granitos peraluminosos do Domínio Embu (Guacuri, Santa Branca, Mogi das Cruzes, Serra do Quebra Cangalha e Natividade da Serra; Alves et al., 2013, 2016), uma vez que esse domínio corresponde à continuação longitudinal para SW do Domínio Paraíba do Sul, e estão disponíveis dados geoquímicos e isotópicos de alta resolução sobre os referidos granitos.

1.2 Localização da área, fisiografia e vias de acesso

A área estudada abrange os municípios de Pirai, Paracambi e Seropédica (Figura 1). A via de acesso principal à região é a Rodovia Presidente Dutra (BR-116). As principais exposições do BSA encontram-se entre os quilômetros 210 e 230 dessa rodovia, nas pistas de subida (sentido sul) e de descida (sentido norte) da Serra das Araras. As vias secundárias

de acesso são as rodovias estaduais RJ-125, RJ-127 e RJ-145, geralmente com direção NE, portanto, longitudinais ao batólito.

Figura 1 - Mapa geológico sobre relevo sombreado (SRTM 30m - USGS) com a localização da área estudada e dos pontos com amostras selecionadas para análises LA-ICP-MS U-Pb e Lu-Hf (SA-03 e SA-06). Modificado de Dehler & Silva (2000)

A região da Serra das Araras e de Paracambi fazem parte do prolongamento para sudoeste das serras do Couto e dos Órgãos, e integram o conjunto de serranias com orientação NE-SW (Figura 2) na região central do Rio de Janeiro, conhecida regionalmente como Serra do Mar. Essa importante feição geomorfológica continua para sul, no estado de São Paulo e engloba a Serra da Bocaina, na divisa dos dois estados. A região constitui uma unidade de relevo transicional entre a depressão do médio vale do Rio Paraíba do Sul, ao norte, e as colinas isoladas da baixada de Sepetiba, ao sul (Silva & Cunha, 2001).

A vertente sul da Serra das Araras corresponde a escarpa da Serra do Mar, que a difere das demais serras que a circundam, por ocupar uma posição mais interiorana e por possuir altitudes médias mais baixas, ao redor de 500-600 m. Alguns picos isolados podem atingir altitudes entre 800 e 900 metros, como nos arredores de Paulo de Frontin e de Paracambi.

Altitudes acima de 1000 metros são encontradas na Serra de São Pedro, nos arredores de Arcádia e de Japeri. A região é drenada pelos rios Santana e Ribeirão das Lajes, cujos cursos se dispõem paralelos ao *front* da escarpa da Serra das Araras.

Figura 2 – Escarpa sul da Serra das Araras na região sudoeste do batólito mostrando os topos de morro alinhados na direção NE-SW

1.3 Materiais e métodos

1.3.1 Levantamento Bibliográfico

Realizou-se uma revisão bibliográfica das informações disponíveis na literatura geológica a respeito dos granitoides Ediacaranos/Cambrianos do Cinturão Ribeira Central, abrangendo aspectos tectônicos, geoquímicos e geocronológicos, disponíveis em teses, dissertações e artigos. Paralelamente, buscou-se levantar os dados sobre o Batólito Serra das Araras, inicialmente mapeado no Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro (1978-1983), em escala 1:50.000 (DRM- Departamento de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro). Adicionalmente, foi elaborado um levantamento na literatura referente aos granitos peraluminosos, envolvendo os processos tectônicos relacionados com a geração dessas rochas, estudos experimentais sobre a geração de magmas graníticos peraluminosos, os principais tipos de protólito e as principais áreas de ocorrência.

1.3.2 Levantamento em Campo

A campanha de campo para a amostragem foi realizada utilizando-se como base o mapeamento que definiu o Batólito Serra das Araras (Barbosa & Sad, 1983); que abrange as folhas 1:50.000 de Paracambi (SF-23-QIII-2), Pirai (SF-23-Z-A-VI-1) e Vassouras (SF-23-Z-A-III4); e a folha de Volta Redonda (SF.23-X-C) na escala 1:250.000 (Dehler & Silva, 2000). Para análise das estruturas, dos indicadores cinemáticos e das zonas de cisalhamento referentes ao batólito, utilizaram-se como base vários trabalhos que discutem o sentido de rotação do fluxo das estruturas a partir do giro das estruturas assimétricas (ver sínteses em Simpson & Schmid, 1983; Lister & Williams, 1983; Hanmer & Passchier, 1991; C.W. Passchier & Trouw, 1996; entre outros). No total, foram visitados doze afloramentos do batólito e coletadas vinte e seis amostras, das quais dezesseis foram enviadas para análise química de rocha-total (maiores, traços e terras raras), três para análises isotópicas U-Pb e Lu-Hf (LA-ICP-MS) e três para análise de química mineral em microsonda eletrônica (EPMA). As coordenadas geográficas dos pontos visitados estão relacionadas na tabela abaixo:

SA-01	S22° 30.275' W44° 13.542'
SA-02	S22° 40.586' W43° 50.042'
SA-03	S22° 42.066' W43° 45.574'
SA-04	S22° 40.831' W43° 48.787'
SA-05	S22° 39.523' W43° 49.628'
SA-06	S22° 39.147' W43° 49.543'
SA-07	S22° 39.155' W43° 49.750'
SA-08	S22° 39.181' W43° 49.960'
SA-09	S22° 39.948' W43° 49.177'
SA-10	S22° 39.277' W43° 50.223'
SA-11	S22° 39.624' W43° 50.299'
SA-12	S22° 40.211' W43° 50.150'

Tabela 2 - Localização geográfica dos pontos amostrados em campo (sistema de coordenadas WGS84).

1.3.3 Petrografia

Esta etapa consistiu na análise petrográfica macroscópica das amostras coletadas na etapa anterior. Posteriormente, confeccionaram-se 20 lâminas delgadas com espessura de 0,3 mm para análise em microscópio petrográfico de luz transmitida. Essa análise teve como objetivo caracterizar as diferentes faciologias do batólito, identificar os diferentes minerais essenciais, acessórios e de alteração secundária, bem como caracterizar as texturas magmáticas e metamórficas presentes nas amostras. As fotomicrografias digitais foram obtidas com o microscópio Carl-Zeiss Axioplan 2, utilizando-se o *software* Leica Qwin 550, disponível no Núcleo de Apoio a Pesquisa (NAP)-Geoanalítica do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. A descrição das amostras está disponível no Anexo A1.

1.3.3 Preparação das amostras

Dezesseis amostras do BSA, incluindo granitos, granodioritos e um enclave de quartzo diorito, foram preparadas, seguindo os procedimentos do Laboratório de Tratamento de Amostras do NAP-Geoanalítica, do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. Nesta etapa, realizou-se a redução granulométrica com marreta de 3,0 kg; a britagem foi feita em britador de mandíbulas, obtendo-se frações entre 1-2 cm³; a moagem foi realizada com moinho de bolas até obter-se um pó de granulação fina; o peneiramento, retraindo-se o particulado entre 100-200 *mesh* e o quarteamento, para redução de volume de cada amostra. As dezesseis alíquotas de 10,0 g foram enviadas para análise geoquímica de rocha-total e três duplicatas foram enviadas para separação de grãos de zircão para análises isotópicas U-Pb e Lu-Hf (LA-ICP-MS).

1.3.4 Geoquímica de rocha-total e química mineral

As análises químicas de rocha-total foram realizadas no laboratório AcmeLabs – ACME *Analytical Laboratories Ltd.* (Canadá). A concentração dos elementos maiores e menores foi determinada por ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*), enquanto os metais básicos, como Ni, Pb, Cu e Zn, foram analisados por digestão em água régia (procedimentos LF200 e AQ200, respectivamente), após abertura por fusão com

metaborato/tetraborato de lítio e digestão em ácido nítrico diluído. Os limites de detecção são de 0,01 % para os óxidos maiores e de 0,01-0,1 ppm para os elementos menores. Os diagramas de geoquímica foram gerados no *software* GCD kit, versão 4.0 (Janoušek et al., 2006).

As análises de química mineral foram realizadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica do NAP-Geoanalítica, do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. Utilizou-se o equipamento modelo JXA-FE-8530 JEOL *Electron Probe Microanalyzer* (EPMA). As análises foram conduzidas com aceleração de voltagem de 15 kV, corrente de 20 nA e diâmetro do *spot* de 5-10 µm. Padrões naturais, como albita, anortita, ortoclásio, diopsídio e rutilo, foram utilizados para calibração do equipamento. Três seções polidas das amostras SA-03F, SA-05 e SA-10B foram analisadas, correspondentes a granitos deformados com porfiroclastos de K-feldspato e de granada, com matriz protomilonítica (SA-03F e SA-05) e granoblástica (SA-10B), contendo granada, muscovita e biotita. Analisou-se quantitativamente as duas populações de grãos, incluindo os núcleos, as zonas intermediárias e as bordas de cada grão. Visou-se determinar a composição dos grãos formados durante a cristalização magmática e as modificações químicas ocorridas durante o metamorfismo. A composição dos feldspatos foi calculada em relação a trinta e dois (32) átomos de oxigênio, enquanto a fórmula estrutural das micas foi calculada em base anidra de vinte e dois (22) átomos de oxigênio e carga positiva (equivalente a onze (11) átomos de oxigênio), de acordo com Rieder et al. (1999). Os dados analíticos de química mineral estão disponíveis no Anexo A2.

1.3.5 Análises isotópicas U-Pb e Lu-Hf via LA-ICP-MS

A separação dos grãos de zircão foi realizada no Laboratório de Tratamento de amostras do NAP-Geoanalítica, do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. As alíquotas situadas no intervalo da fração 100-200 mesh foram submetidas à concentração dos minerais pesados por líquidos densos, mesa do tipo *Wilfley* e separador magnético do tipo *Frantz*. Os detalhes desse método de separação estão descritos em Sato et al. (2008). Os grãos de zircão foram coletados manualmente utilizando-se lupa binocular e depois foram fixados em um *mount* de *epoxy* polido de 2,50 cm de diâmetro.

As imagens de catodoluminescência foram adquiridas utilizando-se o equipamento FEI-Quanta 250 *Scanning Electron Microscope*, disponível no NAP-Geoanalítica do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. As condições de operação foram 20 kV para aceleração de voltagem, com diâmetro de 4 μm e tempo de aquisição de 200 μs (Sato et al., 2014).

As análises *in-situ* LA-ICP-MS U-Pb e Lu-Hf em grãos de zircão foram realizadas no Laboratório de Geoquímica Isotópica (LOPAG) da Universidade Federal de Ouro Preto. Analisaram-se três amostras (SA-03H, SA-03D e SA-06) do Batólito Serra das Araras. A amostra SA-03D é oriunda de um dique, de 15-25 cm de espessura, intrusivo no granito representativo do BSA (SA-03H), sendo ambas as amostras de composição granítica, caráter peraluminoso e contendo muscovita, biotita e granada. A amostra SA-06 é de um enclave de composição quartzo diorítica, com hornblenda e biotita.

As análises isotópicas de U-Pb foram obtidas utilizando-se o equipamento Thermo-Finnigan Element II, SF-ICP-MS (*Sector Field- Inductively Coupled Plasma- Mass Spectrometry*), acoplado a um sistema de laser CETAC UV Nd:YAG (*Neodymium: Yttrium-Aluminum-Garnet*), de 213 nm, com célula de ablação tipo Helix. As análises *in-situ* foram conduzidas para o centro e para a borda dos cristais de zircão, previamente examinados nas imagens de catodoluminescência. Os procedimentos de rotina do laboratório e os fatores de correção aplicados estão descritos em Takenaka et al. (2015). Os dados foram obtidos em modo *peak jumping*, com as seguintes características: 25 μm de diâmetro do *spot*; 10% de energia do laser; 10 Hz de frequência de laser e 40 s de ablação. Os dados analíticos U-Pb das amostras analisadas estão disponíveis no Anexo A3.

Os dados brutos adquiridos foram reduzidos utilizando-se o *software* GLITTER (Van Achterbergh et al., 2001) e uma planilha *off-line* do Microsoft Excel® (Gerdes & Zeh, 2006). Os diagramas concórdia foram desenvolvidos no *software* Isoplot, versão 4.1 (Ludwig, 2009). O padrão primário de zircão utilizado foi o M127 (Klötzli et al., 2009), obtendo-se uma idade U-Pb concórdia de $525 \pm 02 \text{ Ma}$ (2σ , $n=22$ e $\text{MSWD} = 0,27$), a qual é compatível com a idade U-Pb ID-TIMS (*Isotope Dilution- Thermal Ionization Mass Spectrometry*) de $524 \pm 02 \text{ Ma}$, obtida por Klötzli et al. (2009). Como padrão secundário, utilizou-se o zircão Plešovice (Sláma

et al., 2008), obtendo-se como resultado uma idade U-Pb concórdia de $337 \pm 1,8$ Ma (2σ , $n=8$ e $MSWD = 3,2$), a qual é semelhante a idade U-Pb ID-TIMS de 337 ± 01 Ma, obtida por Sláma et al. (2008). Os dados analíticos U-Pb e as idades concórdia dos padrões de zircão estão disponíveis no anexo A.4 e A.5.

As análises *in-situ* de Lu-Hf em cristais de zircão foram obtidas utilizando-se o equipamento Thermo-Finnigan Neptune, MC-ICP-MS (*multi collector- Inductively coupled plasma- mass spectrometry*), acoplado a um laser de 193 nm HeEx Photon-Machine. Os dados foram obtidos em modo estático durante 60s, com diâmetro do *spot* de 50 μ m, energia do laser de 50% e frequência de 5Hz. Nitrogênio e Hélio foram utilizados como gás carreador, misturados a uma taxa de 0,080 l/min. Os procedimentos adotados estão descritos em Gerdes & Zeh (2009). Os isótopos ^{172}Yb , ^{173}Yb e ^{175}Lu foram medidos simultaneamente para correção dos isótopos de Lu e Hf na massa 176. A redução dos dados brutos fez-se em planilha *off-line* do Microsoft Excel® (Gerdes & Zeh, 2009). Como padrão primário, utilizou-se o zircão 91500 (Goolaerts et al., 2004), obtendo-se razões $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ de $0,282307 \pm 0,000018$ (2σ ; $n=18$). Os padrões secundários utilizados foram os cristais de zircão Temora (Black et al., 2003) e Plešovice (Sláma et al., 2008), os quais forneceram razões $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ de $0,282674 \pm 0,000019$ (2σ ; $n=5$) e de $0,282469 \pm 0,000019$ (2σ ; $n=9$), respectivamente. Os dados analíticos Lu-Hf dos padrões de zircão estão disponíveis no anexo A6 e A7.

2. Cinturão Ribeira Central

O Cinturão Ribeira é um dos orógenos estudados há mais tempo no Brasil, sendo assim diversos trabalhos têm sido realizados e vários modelos tectônicos já foram propostos visando explicar o contexto geológico e evolução geodinâmica desse cinturão. Neste capítulo, serão abordados os trabalhos mais discutidos na literatura que estão relacionados com esse tema, bem como os trabalhos referentes aos granitos (*lato sensu*), que são parte fundamental desse orógeno.

O Cinturão Ribeira, ou Faixa Ribeira, insere-se na Província Mantiqueira (Almeida et al., 1981) e corresponde a um cinturão orogênico de cerca de 1.400 Km de extensão, edificado na porção ocidental do paleocontinente Gondwana (Figura 3), entre o Neoproterozoico e o Ordoviciano (Trouw et al., 2000; Heilbron et al., 2008). Essa unidade geotectônica apresenta *trend* estrutural NE-SW e foi desenvolvida durante a colagem Brasileira/Pan-Africana, com os estágios tectônicos finais estendendo-se até o Ordoviciano (Heilbron et al., 2004; Silva et al., 2005; Tupinambá et al., 2007; Brito Neves et al., 2014). Esse cinturão é interpretado como resultado da interação convergente entre o Paleocontinente São Francisco-Congo e a porção meridional do Cráton angolano, além de outros terrenos envolvidos (Heilbron et al., 2008).

A Orogenia Rio Doce (590-480 Ma) foi caracterizada pela intrusão de granitoides pré-, sin- e pós-colisionais e pelo empilhamento de três segmentos crustais distintos na microplaca Serra do Mar (Figueiredo & Campos Neto, 1993; Campos Neto & Figueiredo, 1995). Essa orogenia resultou no fechamento do Oceano Adamastor e na acreção da microplaca Serra do Mar, atribuída a um evento colisional Cambriano (560 e 530 Ma) (Campos Neto, 2000). O arco magmático Rio Doce (590 - 565 Ma) instalou-se na microplaca Serra do Mar durante o período pré-colisional. O estágio sin-colisional (560 – 530 Ma) gerou gnaisses com dobras recumbentes e nappes antifformes, com dobramentos de grande amplitude e zonas de cisalhamento dúcteis, apresentando transporte tectônico para W-NW. O período pós-colisional instalou-se entre 520 – 480 Ma (Campos Neto & Figueiredo, 1995; Campos Neto, 2000).

Esses trabalhos discutidos acima foram desenvolvidos com base em idades de isócronas Rb-Sr e em idades U-Pb em zircão disponíveis. Atualmente, são consideradas

idades (U-Pb em zircão) de cristalização entre 630 e 585 Ma para o arco magmático Rio Doce, que correspondem aos estágios pré-colisional a sin-colisional do Orógeno Araçuaí (Nalini et al., 2000; 2005; Pedrosa-Soares et al., 2011; Gonçalves et al., 2014; Tedeschi et al., 2015). Esse evento (Orogenia Rio Doce), que gerou uma extensa granitogênese no Cinturão Ribeira Central (Campos Neto & Figueiredo, 1995), também é referido como Orogenia Araçuaí (Silva et al., 2005) e como Orogenia Brasileira/Pan-Africana (Heilbron et al., 1995; 2004; Machado et al., 1996; Trouw et al., 2000). As orogêneses Búzios e Araçuaí compreendem o Sistema Orogênico Brasileiro III (Silva et al., 2005), com pico metamórfico entre *ca.* 580-560 Ma.

Figura 3 - Localização das faixas móveis neoproterozoicas e dos crátons na América do Sul e na África. Faixas Móveis: 1 – Araçuaí; 2 – Ribeira Central; 3 – Ribeira Sul; 4 – Dom Feliciano; 5- Oeste Congo; 6- Kaoko; 7- Damara. Crátons: AM- Amazonas; SF- São Francisco; LA- Luís Alves; RP- Rio da Plata; WA- Oeste África; CO- Congo; ANG- Angola; KA- Kalahari (Heilbron et al., 2008)

Trouw et al. (2000) e Heilbron et al. (2004) compartimentaram o Cinturão Ribeira Central em quatro terrenos tectono-estratigráficos (Figura 4), imbricados para NW/W em direção ao Cráton do São Francisco (Tupinambá et al., 2007). É sugerida uma evolução polifásica que envolve a docagem diacrônica desses terrenos nos setores sul e sudeste do paleocontinente São Francisco (Heilbron et al., 2008), associada a um longo período de subducção, que teria gerado inicialmente arcos magmáticos intra-oceânicos, que evoluíram para arcos cordilheranos (Tupinambá, 1999; Tupinambá et al., 2000; 2012). O período pré-colisional foi sucedido pela colisão diacrônica desses arcos e terrenos (Heilbron et al., 2004).

Os eventos de colisão são situados entre 605-580 Ma, para o terreno Paraíba do Sul/Embu; entre 580-550 Ma, para o terreno Oriental e; entre 530-510 Ma, para o terreno Cabo Frio (Heilbron et al., 2008).

O terreno Ocidental é constituído pela Megassequência Andrelândia; os sedimentos siliciclásticos metamorfisados da margem passiva do paleocontinente São Francisco (Trouw et al., 2000); e pelo embasamento do Neoarqueano-Paleoproterozoico, contendo ortognaisses e ortogranulitos dos complexos Mantiqueira e Juiz de Fora (Duarte et al., 2004; Silva et al., 2005; Heilbron et al., 2010).

Figura 4 - Mapa tectônico do segmento central do Sistema Orogênico Mantiqueira, com a localização da área de estudo (modificado de Trouw et al., 2013). Legenda: 1- Bacia do Paraná (Paraná Basin) e Rifts cenozoicos; 2- Rochas Alcalinas (Cretáceo/Terciário); 3- Cráton do São Francisco (SFC); 4- Grupo Bambuí; 5- Cobertura de rochas metassedimentares (autóctones e parautoctones); Orogênio Brasília (6-9): 6- Sistema de Nappes Andrelândia (ANS) e Nappe de Passos (P); 7- Nappe Socorro (S)-Guaxupé (G); 8- Terreno Embu (E)- Paraíba do Sul (PS); 9- Terreno Apiaí; Orogênio Ribeira (10-14): 10- Domínio externo; 11- Domínio Juiz de Fora; 12- Arco Rio Negro (Terreno Oriental); 13- Terreno Oriental; 14- Terreno Cabo Frio; CTB- Central Tectonic Boundary.

O Terreno Oriental apresenta três domínios tectônicos distintos: Cambuci (posição inferior), Costeiro (posição intermediária) e Italva (posição superior) (Heilbron et al., 2008, 2013). Atualmente, são reconhecidas três associações litológicas relativas a arcos magmáticos nesse terreno: o Complexo Serra da Bolívia, no Domínio Cambuci (Heilbron et

al., 2013); o Complexo Rio Negro, no domínio Costeiro (Tupinambá et al., 2012); e a unidade Serra da Prata, no domínio Italva (Peixoto and Heilbron, 2010). Esse terreno corresponde parcialmente à Microplaca Serra do Mar (Campos Neto & Figueiredo, 1995) e aos domínios Serra dos Órgãos e Litorâneo (Machado & Demange, 1994).

O Terreno Embu-Paraíba do Sul (próxima seção) possui origem duvidosa, sendo compreendido como um terreno acrescionário (Campos Neto & Figueiredo, 1995; Heilbron et al., 2008; Alves et al., 2016) ou como a continuação sudeste da Nappe Socorro-Guaxupé, com evolução vinculada à Faixa Brasília (Trouw et al., 2013; Duffles et al., 2016).

O Terreno Cabo Frio é constituído por ortognaisses paleoproterozoicos do Complexo Região do Lagos, que estão recobertos por rochas metassedimentares da sequência Búzios-Palmital. Nesse terreno, foi registrado o evento tectono-metamórfico mais jovem no Cinturão Ribeira, denominado de Orogenia Búzios (Schmitt et al., 2004). Esse evento foi responsável pelo fechamento da Bacia Búzios, com idades (U-Pb LA-ICP-MS) de metamorfismo entre *ca.* 550-520 Ma (Fernandes et al., 2015), cuja evolução iniciou-se em um ambiente extensional em *ca.* 606 Ma, representada por idades Sm-Nd de rochas vulcânicas com assinatura geoquímica de N-MORB e E-MORB (Schmitt et al., 2004, 2008). Em um segundo estágio, essa bacia evoluiu para um ambiente de sedimentação em margem ativa entre 590 e 550 Ma (Fernandes et al., 2015).

O limite entre os terrenos Oriental e Ocidental foi denominado de “*Central Tectonic Boundary*”, ou Limite Tectônico Central (Almeida et al., 1998), considerado uma zona de cisalhamento dobrada com evolução estrutural complexa e de longa duração, desenvolvida sob condições de alta temperatura (Tupinambá et al., 2007, 2012). Esse limite compreende o mesmo limite entre o terreno Juiz de Fora e a microplaca Serra do Mar, descrito por Campos Neto & Figueiredo (1995). Conforme mencionado anteriormente, os quatro terrenos estão imbricados para NW/W, em direção ao Cráton do São Francisco (Tupinambá et al., 2007), e tiveram a deformação pré-existente sobreposta por zonas de cisalhamento dúcteis destrais de direção NE-SW (Heilbron et al., 2008).

Bento dos Santos et al. (2015) propõem um modelo de evolução geodinâmica para a Província Mantiqueira em que a colisão entre os crátons do São Francisco e do Congo teria ocorrido entre *ca.* 610-590 Ma. A geração de granitoides sin-orogênicos (*ca.* 595-560 Ma,

idades U-Pb em zircão) estaria relacionada ao pico do metamorfismo charnockítico (*ca.* 580-560 Ma, idades U-Pb em zircão), seguida de delaminação, ascensão da astenosfera e alojamento de magmas infracrustais (*magma underplating*). Os autores também apresentam uma compilação das idades U-Pb disponíveis para a Província Mantiqueira.

Meira (2014) registrou dois eventos metamórficos (M_1 e M_2) no domínio Embu (idades U-Pb SHRIMP). O evento M_1 (630-600 Ma, $\approx 0,80$ GPa e 600 °C) foi atribuído a uma deformação intracontinental, relacionada à evolução da Faixa Brasília (Meira et al., 2015). O evento M_2 (600-560 Ma, $\approx 0,4-0,6$ GPa e 650-750 °C) foi registrado nos domínios Costeiro e Embu, e foi associado a um evento extensional, com geração de granitos tardi-colisionais a pós-colisionais (Meira, 2014).

Esses modelos sugerem que os blocos litosféricos envolvidos na geração do Cinturão Ribeira poderiam estar já amalgamados a *ca.* 600 Ma (Almeida et al., 2010; Bento dos Santos et al., 2015; Meira et al., 2015). Idades metamórficas compatíveis (620-605 Ma) com o evento M_1 também são descritas para o domínio Paraíba do Sul (Machado et al., 1996; Heilbron & Machado, 2003; Tassinari et al., 2006; Viana, 2008), sendo interpretadas como um evento metamórfico precoce, referente à docagem lateral do terreno Paraíba do Sul, portando anterior à colisão principal do Terreno Oriental com o Cráton do São Francisco (Heilbron et al., 2008, 2013).

2.1 Domínio Paraíba do Sul/Embu

O Domínio Paraíba do Sul é constituído por duas principais unidades: o embasamento paleoproterozoico, representado pelos ortognaisses do Complexo Quirino (Machado, 1984) e pela cobertura de rochas metassedimentares, pertencente ao Complexo Paraíba do Sul (Trouw et al., 2000). Esse domínio é controlado, na região central, por zonas de cisalhamento NE-SW destrais de alto ângulo, e, nas suas bordas, por zonas de cisalhamento de médio a baixo ângulo, dispondo-se numa configuração de uma estrutura em flor-positiva (Machado & Endo, 1993; Dehler et al., 2006; Machado et al., 2016). Inicialmente, essa estrutura foi definida como uma estrutura em leque (Ebert, 1968), depois como uma estrutura sinclinal divergente, que foi relacionada à uma terceira fase de deformação

(Machado 1983, 1986), sendo também descrita como uma estrutura sinforme (Heilbron et al., 1991).

Os ortognaisses do Complexo Quirino (Machado, 1984) são constituídos por duas suítes cálcio-alcálicas. Uma de alto-K, que possui idades de cristalização U-Pb ID-TIMS entre 2,30 Ga e 2,18 Ga, com valores de $\epsilon\text{Nd}_{2,2\text{ Ga}}$ entre -3,1 e +1,6 e idades modelo T_{DM} entre 2,2 - 2,5 Ga (Machado et al., 1996; Valladares, 1996; Valladares et al., 2002). A outra suíte, cálcio-alcálica de médio-K, apresenta idades de cristalização U-Pb ID-TIMS e LA-ICP-MS entre 2,14 e 2,17 Ga, com $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,715$, $\epsilon\text{Nd}_{(2,1\text{Ga})} = -9,0$ e idades modelo T_{DM} *ca.* 3,2 Ga (Machado et al., 1996; Viana, 2008; Machado et al., 2010). Essas duas suítes são interpretadas como produtos de dois eventos paleoproterozoicos: um de acreção juvenil, compatível com ambiente de arco magmático, e outro de retrabalhamento de uma crosta arqueana por um evento tectono-termal, respectivamente (Machado et al. 1996; Valladares et al. 2002, 2012; Viana 2008).

As rochas metassedimentares da porção sudoeste do Complexo Paraíba do Sul foram divididas por Almeida et al. (1993) em três unidades: Três Barras (posição inferior); São João (posição intermediária), e Beleza (posição superior). A Unidade Três Barras é constituída por biotita gnaisses migmatizados, intercalados com xistos e gnaisses aluminosos, lentes de rochas calcissilicáticas e gonditos. Na Unidade São João predominam gnaisses pelíticos migmatíticos, intercalados com xistos, lentes de rochas calcissilicáticas, gonditos e, localmente, mármore, granada anfíbolitos e quartzitos. A Unidade Beleza é composta por muscovita-biotita gnaiss intercalado com (granada)-sillimanita-muscovita-biotita xisto, lentes de rochas calcissilicáticas e mármore (Almeida et al., 1993; Eirado et al., 2006).

Dados LA-ICP-MS U-Pb de proveniência em grãos de zircão detríticos de rochas metassedimentares dos domínios Juiz de Fora, Andrelândia, Paraíba do Sul e Embu, forneceram idades de cristalização entre *ca.* 1,8-2,2 Ga, indicando que a principal contribuição foi de fontes paleoproterozoicas, com contribuição subordinada de rochas do Arqueano, Mesoproterozoico e Neoproterozoico (Valladares et al., 2008; Viana, 2008; Meira, 2014; Duffles et al., 2016). Dados isotópicos Sm-Nd em rocha-total de gnaiss pelítico do Complexo Paraíba do Sul sugerem que o Complexo Quirino pode ser sua fonte (Ragatky et al., 2000).

2.2 Magmatismo granítico do Cinturão Ribeira Central

Atualmente, o acúmulo de dados isotópicos U-Pb de alta resolução (ID-TIMS, SHRIMP e LA-ICP-MS) vem contribuindo para a evolução do conhecimento geológico e para a classificação da granitogênese da Faixa Ribeira Central (Figura 5).

Os granitos pré-colisionais concentram-se no Terreno Oriental. Os ortognaisses do Complexo Rio Negro, com idades U-Pb ID-TIMS entre 790 e 600 Ma, são interpretados como a porção plutônica de um arco magmático relacionado com uma subducção mergulhando para leste (Tupinambá, 1999; Tupinambá et al., 2000). Esse complexo é caracterizado por uma série cálcio-alcálica de baixo a médio-K (790-620 Ma) e por outra de alto-K, com rochas de associação shoshonítica entre 610-605 Ma (Tupinambá et al., 2012). As razões isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, calculadas para 630 Ma, forneceram dois intervalos: um inferior a 0,705 e outro entre 0,705 e 0,710. Os valores de ϵNd das rochas do complexo situam-se entre -14 e +5. O arco teria evolução em um primeiro estágio em um ambiente intraoceânico, entre 790 e 630 Ma. O segundo estágio de evolução seria em um ambiente de arco do tipo cordilherano, entre 630-605 Ma (Heilbron & Machado, 2003; Tupinambá et al., 2012).

O Complexo Serra da Bolívia (com idades U-Pb SHRIMP, entre 623 - 577 Ma) é definido por um magmatismo cálcio-alcálico com assinatura geoquímica de arco magmático tipo cordilherano. Os dados isotópicos de Nd apontam para uma contribuição de crosta juvenil limitada (Heilbron et al., 2013). Esses autores associam o arco Serra da Bolívia a outros arcos, como o que gerou a Suíte Galiléia, no Cinturão Araçuaí, e o Arco Socorro, no Complexo Socorro. Para eles, essas três associações magmáticas constituem o magmatismo de arco do tipo cordilherano nos orógenos Ribeira e Araçuaí. Peixoto & Heilbron (2010) sugerem semelhança entre a suíte cálcio-alcálica de baixo a médio-K do Complexo Rio Negro e a Unidade Serra da Prata, sendo esta última considerada como um arco magmático mais antigo e mais juvenil do que aquela (Heilbron et al., 2013). Esses autores consideram o Domínio Italva como uma bacia de retro-arco, com estágios iniciais de subducção em torno de 848 Ma (idade U-Pb ID-TIMS, em zircão de anfíbolito), interpretada como idade mínima de sedimentação da Bacia Italva (Heilbron & Machado, 2003).

Os granitos sin-colisionais a tardi-colisionais (600-560 Ma, idades U-Pb em zircão) incluem plútons de caráter metaluminoso a levemente peraluminoso, como Corcovado, Pão de Açúcar, Serra dos Órgãos, Parati, com idades U-Pb de *ca.* 560 Ma (Tupinambá, 1999; Silva et al., 2003, 2005), e os plútons porfiríticos tipo-I, como os plútons Maromba, Serra do Lagarto, Funil e Pedra Selada, que possuem idades U-Pb e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ entre 590 e 570 Ma (Machado et al., 1996; Mendes et al., 2006; Pereira et al., 2001; Silva et al., 2003). Os granitos sin-colisionais a tardi-colisionais incluem também granitos peraluminosos, como os batólitos Serra das Araras e Rio Turvo, o qual possui idade U-Pb TIMS em monazita de 579 ± 6 Ma, interpretada como idade de cristalização do corpo (Machado et al., 1996; Valladares, 1996).

O magmatismo pós-colisional é separado em dois intervalos: um Cambriano, que possui plútons com idades U-Pb *ca.* 520 Ma, incluindo o Pedra Branca, Suruí e Buarama (Heilbron & Machado, 2003; Valeriano et al., 2011). O segundo intervalo é do Ordoviciano (*ca.* 490-480 Ma), representado pelos plútons Mangaratiba, Sana, Nova Friburgo, Favela e Frades, e é correlacionado ao colapso orogênico da Faixa Ribeira Central (Machado et al., 1996; Heilbron and Machado, 2003; Valeriano et al., 2011; Bento dos Santos et al., 2015). O primeiro intervalo do magmatismo pós-colisional coincide com o pico de metamorfismo da Orogenia Búzios (Schmitt et al., 2004).

Os granitos do Domínio Embu possuem idades tonianas (Vlach, 2001; Cordani et al., 2002; Meira, 2014) e ediacaranas. O granito peraluminoso Serra do Quebra-Cangalha possui idades U-Pb TIMS em monazita de 661 ± 01 Ma (Alves et al., 2013) e U-Pb LA-ICP-MS em zircão de 680 ± 13 Ma (Trouw et al., 2013). O plúton metaluminoso Santa Catarina possui idade U-Pb (LA-ICP-MS) de 632 ± 05 Ma (Alves et al., 2013). Os granitos ediacaranos são caracterizados por plútons metaluminosos (biotita granitos) e peraluminosos (biotita $\pm$ muscovita granitos) com idades U-Pb TIMS em monazita e U-Pb LA-ICP-MS em zircão entre *ca.* 595-580 Ma (Filipov & Janasi, 2001; Alves et al., 2013). Esses granitos ediacaranos são interpretados como produtos de um evento de reciclagem de crosta heterogênea paleoproterozoica e mesoproterozoica (Alves et al., 2016).

No estado do Espírito Santo e norte do Rio de Janeiro, os granitos Ediacaranos/Cambrianos da Faixa Araçuai foram divididos, com base em idades U-Pb em

zircão, em cinco suítes (Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos, 2000; Pedrosa-Soares et al., 2001, 2011), da mais antiga para a mais nova: (1) G_1 (pré-colisional), com idades entre 625 e 595 Ma; (2) G_2 (sin-colisional), com idades entre 580-560 Ma; constitui os granitos peraluminosos relacionados ao metamorfismo regional e ao evento de espessamento crustal; (3) G_3 -I e G_3 -S, com idades entre 560 e 530 Ma, correspondem aos granitos tipo-I e tipo-S, cálcio-alcalinos, tardi-colisionais; (4) G_4 , com idades entre 530 e 500 Ma, contém plútons de associação charnockítica (Padre Paraíso, Aimorés, Venda Nova, entre outros); e a suíte G_5 , com idades entre 500-490 Ma, considerada como pós-colisional, apresenta predomínio de granitos peraluminosos, tipo-S, com plútons zonados, comumente associado à cúpulas pegmatóides.

Legenda:

Nappe Socorro-Guaxupé

(Orógeno Brasília Sul)

Criogeniano-Ediacarano

- Granitoides tardi- e pós-orogênicos
- Granitoides sin-orogênicos
- Complexo Granulítico

Sistema de Nappes Andrelândia

Neoproterozoico

- Migmatitos Alagoa
- Migmatitos Rio Preto
- Megassequência Andrelândia

Arqueano-Paleoproterozoico

- Ortognaisses e migmatitos Rhyaciano
- Complexo Mantiqueira

Rochas sedimentares e sedimentos (T-Q)

Plútons alcalinos (Cretáceo-Terciário)

Neoproterozoico-Orodoviciano

- Granitoides pós-colisionais
- Granitoides sin- a tardi-colisionais
- Granitoides sin-colisionais
- Granitoides pré-colisionais (Complexo Rio Negro)
- Granito Serra do Quebra Cangalha (Criogeniano)

Mesoproterozoico-Neoproterozoico

- Rochas metassedimentares (Domínio Costeiro)
- Rochas metassedimentares (Domínio Embu-Paraíba do Sul)

Paleoproterozoico

- Complexo Quirino
- Complexo Juiz de Fora (indiferenciado)

Figura 5- Mapa geológico simplificado sobre relevo sombreado (SRTM 30m - USGS) do Cinturão Ribeira Central com a localização da área estudada no Batólito Serra das Araras. Modificado de: Dehler & Silva, 2000; Silva et al., 2000; Heilbron et al., 2008; Campos Neto et al., 2011; Tupinambá et al., 2012a, 2012b; Valeriano et al., 2012; Alves et al., 2013; Machado et al., 2016).

2.2.1 Trabalhos anteriores sobre as rochas granitoides

Dentre os principais trabalhos de integração regional disponíveis na literatura sobre os granitoides (Neoproterozoico-Cambriano) do Cinturão Ribeira, no Estado do Rio de Janeiro, destacam-se: Machado & Demange (1994, 1998), Heilbron (1995), Heilbron et al. (1995), Machado (1997), Junho (1998), Silva & Cunha (2001) e Silva et al. (2005). Os trabalhos pioneiros de mapeamento sistemático, no Rio de Janeiro, iniciaram-se com Lamego (1948), Rosier (1965) e Hembold et al. (1965). Posteriormente, vieram os trabalhos de mapeamento geológico desenvolvidos no âmbito do Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro, em escala 1:50.000 (DRM-RJ, 1978-1983), o Mapa Geológico do Estado do Rio de Janeiro em escala 1:400.000 - DNPM (Fonseca, 1998), o mapa tectônico da Faixa Ribeira Central de Heilbron et al. (2000) e o Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil em escala 1:250.000- Projeto Rio de Janeiro - da CPRM/DRM (Silva et al., 2000a). Atualmente, está sendo desenvolvido o Programa Geologia do Brasil (CPRM) - Subprograma de Cartografia Geológica Regional, com geração de mapas na escala 1:100.000 do Estado do Rio de Janeiro, por meio de convênios da CPRM com as Universidades estaduais e federais do Rio de Janeiro (UERJ, UFRJ e UFRuralRJ).

Os primeiros dados geocronológicos (U-Pb e Rb-Sr) obtidos para os granitoides da Faixa Ribeira revelaram idades entre 630 e 490 Ma (Cordani et al., 1973; Campos Neto & Figueiredo, 1995; Machado et al., 1996; Machado et al., 1996; Tupinambá, 1999). Esses dados permitiram a divisão do magmatismo granítico em três grupos: pré-colisional, sin-colisional e pós-colisional (Tabela 2), com idades entre 590-560 Ma, 560-530 Ma e 520-480 Ma, respectivamente (Campos Neto & Figueiredo, 1995; Heilbron et al., 1995). Intervalos mais antigos também foram sugeridos: 650-620 Ma (pré-colisionais), 600-590/570 Ma (sin-colisionais), 560-530 Ma (tardi-colisionais), e 520 – 480 Ma (pós-colisionais) (Machado, 1997).

A primeira classificação geral dos granitos do estado foi proposta por Machado & Pellogia (1987) com base em dados mineralógicos e petrográficos. Os autores distinguiram mais de trinta corpos graníticos, distribuídos em três domínios estruturais distintos:

Litorâneo, Serra do Mar e Vale do Paraíba. Posteriormente, Machado & Demange (1994) classificaram esses granitos com base em diferentes critérios (estrutural, tectônico, composição, nível de colocação crustal, metamorfismo, geoquímico e geocronológico) e os dividiram em três grupos: sin-F₂, sin-F₃ e sin-F₄.

Granitoides Pré-colisionais	Granitoides Sin-colisionais	Granitoides Tardi- a pós-colisionais	Eventos metamórficos	Orogenia (nome)	Descrição sucinta	Referências
635 Ma	-	-	-	Rio Negro	Docagem dos terrenos Serra do Mar e Juiz de Fora	1
590-570 Ma	560-530 Ma	520-480 Ma	580-565 Ma	Rio Doce	Desenvolvida na Microplaca Serra do Mar	2
640-620 Ma	590-560 Ma	540-520 Ma	M? 628-605 Ma/M1 - 590-560 Ma/ M2 - 540-520 Ma	Brasiliano	Desenvolvida nos terrenos Oriental, Ocidental e Paraíba do Sul	3
650-620 Ma	600-590/570 Ma	560-530 Ma e 520 – 480 Ma	-	-	Subducção seguida de colisão em regime transpressional	4
630-580 Ma	580-560 Ma	540-480 Ma	595-560 Ma	Araçuaí	Faixas Ribeira e Araçuaí	5
790/635-600 Ma	590-550 Ma	540-480 Ma	M? 628-605 Ma/ M1 - 590-550 Ma/ M2- 540-520 Ma	Neoproterozoica	Orogênese Brasília ca. 630 Ma/ Orogênese Ribeira 580-560 Ma/ Orogenia Búzios 530-500 Ma	6
650-600 Ma	580-560 Ma	540-500 Ma	620/590-565/535-20 Ma	Ciclo Brasileiro	Sobreposição de três orogêneses na Faixa Ribeira Central, relacionadas ao Ciclo Brasileiro	7
664-620	595-559 Ma	513-480 Ma	622/579-559/525-510 Ma	Brasiliano/ Pan-Africana	Faixa Ribeira Central (estados de SP e RJ)	8
630-585 Ma	585-560 Ma	560-530 Ma/ 530-490 Ma	580-560 Ma	Brasiliano	Faixa Araçuaí	9
630-520 Ma	525-495 Ma	480-440 Ma	530-510 Ma	Búzios	Orogênese mais nova da Faixa Ribeira Central	10

Tabela 2 – Principais períodos de geração de granitoides orogênicos e de idades metamórficas da Faixa Ribeira Central. Referências: **1:** Campos Neto (2000); **2:** Campos Neto & Figueiredo (1995); **3:** Machado et al. (1996); **4:** Machado (1997); **5:** Silva et al. (2005); **6:** Heilbron & Machado (2003); **7:** Basei et al. (2010); **8:** Bento dos Santos et al. (2015); **9:** Pedrosa-Soares et al. (2008); **10:** Schmitt et al. (2004).

Os granitos sin-F₂ foram subdivididos em dois grupos. O primeiro é constituído por granitos do tipo-I, com idades ao redor de *ca.* 620 Ma, e correspondem a granitoides de composição expandida (granito, granodiorito e tonalito). São comparados ao magmatismo do tipo-I cordilherano, com nível de colocação compatível com as fácies anfibolito e granulito e origem relacionada com uma zona de subducção mergulhando para NW, entre 650-620 Ma (Machado & Demange, 1994, 1998; Machado, 1997). Esse magmatismo foi denominado de Arco Magmático Rio Paraíba do Sul (Machado & Demange, 1998), sendo também referido como Arco Magmático Rio Negro (Tupinambá, 1999).

O segundo grupo contém granitos correlacionados a um evento de colisão continental ocorrido por volta de *ca.* 600 Ma. Esses granitos ocorrem principalmente nos domínios Litorâneo (norte) e Serra dos Órgãos e possuem nível de colocação crustal correspondente à fácies granulito e anfibolito. O grupo de granitos sin-F₂ inclui os granitos peraluminosos Serra das Araras e Rio Turvo, o charnockito Bela Joana (fácies granulito), os maciços Niterói, Ilha da Madeira, Ilha Grande e Ilha da Marambaia (fácies granulito/anfibolito) e o batólito Serra dos Órgãos (fácies anfibolito) (Machado & Demange, 1994, 1998).

Os granitoides sin-F₃ são maciços contemporâneos às zonas de cisalhamento dúcteis de alto ângulo, como a zona de cisalhamento Paraíba do Sul, com a maior parte deles concentrando-se no Domínio Paraíba (norte e sul). Esse grupo representa o magmatismo do estágio tardi-colisional a pós-colisional. Incluem-se nesse grupo os maciços de Vassouras, Getulândia, Arrozal, Resende, entre outros. O grupo dos granitoides sin-F₄ é caracterizado por corpos com morfologia arredondada e de colocação rasa e sem vinculação com as estruturas NE-SW do Cinturão Ribeira no Rio de Janeiro. Os granitos sin-F₄ são alojados em estruturas desenvolvidas sob regime distensivo, a exemplo dos maciços Pedra Branca, Sana e Nova Friburgo (Machado & Demange, 1994, 1998).

Heilbron (1995) e Heilbron et al. (1995) propuseram uma compartimentação tectônica do setor central da Faixa Ribeira no Rio de Janeiro dividida em duas zonas (Zona externa e Zona interna) e em quatro domínios: Domínio Autóctone, Domínio Alóctone (Superior, Médio ou Central e Inferior). O Domínio Autóctone bordeja o limite sul/sudeste

do Cráton do São Francisco, sendo constituído pelo embasamento pré 1,8 Ga e por coberturas de rochas supracrustais, que apresentam polaridade deformacional e metamórfica decrescente no sentido do Cráton do São Francisco.

O Domínio Alóctone Inferior é constituído por rochas do embasamento Paleoproterozoico/Arqueano e por rochas metassedimentares do ciclo deposicional Andrelândia e correlatos, de idades Mesoproterozoica a Neoproterozoica, que foram intensamente deformadas. O Domínio Alóctone Médio é caracterizado pela interdigitação tectônica das rochas metassedimentares do ciclo Andrelândia e por ortognaisses paleoproterozoicos do Complexo Juiz de Fora. Esse domínio é interpretado como uma escama tectônica de escala crustal, que foi imbricada na direção do cráton, devido ao encurtamento durante a orogênese Brasileira. O Domínio Autóctone Superior corresponde à escama tectônica superior do segmento central da Faixa Ribeira, constituída pelo Grupo Paraíba do Sul e por ortognaisses transamazônicos da Suíte Quirino (Heilbron et al., 1995).

Para o setor central da Faixa Ribeira foram propostos três períodos tectônicos principais com evolução monocíclica: sin-colisional (590-563 Ma); pós-colisional (535-520 Ma) e pós-tectônico (503–492 Ma). Os eventos metamórficos M1 e M2 são contemporâneos às fases de deformação principal (D1+D2) e à fase de deformação tardia (D3), respectivamente. A fase de deformação D4 é transversal ao cinturão e foi acompanhada pela formação de estruturas rúpteis (Heilbron et al., 1995). Essas fases são correlacionáveis às fases de deformações caracterizadas anteriormente por Machado (1984).

Os granitoides brasileiros foram divididos em função das fases tectônicas regionais (Heilbron, 1995), sendo distinguidos quatro grupos: (i) grupo 1 (γ_1 e γ_2), (ii) grupo 2 (γ_3), (iii) grupo 3 (γ_4) e (iv) grupo 4 (γ_5). Os granitoides- γ_1 correspondem aos corpos graníticos tipo-I, gerados no período pré-colisional (Batólito Serra dos Órgãos e Gnaiss Facoidal), os granitoides- γ_2 , aos tipo-S, gerados no período sin-colisional (Rio Turvo, Serra da Concórdia e Granada Charnockitoides de Juiz de Fora) e os granitoides- γ_3 , aos tipo-I e tipo-S, gerados no período tardi-colisional (Serra do Lagarto e Taquaral). Esses três grupos de granitoides são considerados contemporâneos ao evento metamórfico M1 e às fases de deformações D1 e D2. Os granitoides γ_4 correspondem aos maciços pós-colisionais contemporâneos ao evento metamórfico M2 (granitos de Vassouras, Getulândia, Pedra Branca e outros) e à fase de

deformação D3 . Essa fase seria também responsável pela geração da zona de cisalhamento do Rio Paraíba do Sul. Os granitos Υ_5 são considerados pós-tectônicos e teriam sido colocados sob condições extensionais (granitos Favela, Nova Friburgo, Sana e outros) (Heilbron et al., 1995).

Junho (1998) fez uma síntese dos granitoides Brasileiros do estado do Rio de Janeiro, dividindo-os em dois grupos principais: os complexos granitoides sintectônico e os corpos magmáticos intrusivos tardi-tectônicos a pós-tectônicos. No primeiro grupo, foram englobados os batólitos Angelim e Serra dos Órgãos. O segundo grupo foi subdividido nos granitoides que ocorrem nas regiões Sul, Oeste e Norte do estado (Junho, 1998). Fonseca (1998) divide o estado do Rio de Janeiro em quatro segmentos tectônicos, organizados de SE para NW em: Bloco Cabo-Frio, Bloco Serra dos Órgãos, Segmento das zonas de cisalhamento (que corresponde ao domínio Paraíba do Sul de outros autores) e o Bloco Juiz de Fora (Fonseca, 1998). Esse autor discute a influência dessas zonas de cisalhamento na evolução tectônica Brasileira e pré-Brasileira na estruturação interna do Cinturão Ribeira na região.

O projeto Rio de Janeiro (CPRM), coordenado por Silva & Cunha (2001), contém uma síntese regional dos granitoides do Neoproterozoico/Cambriano do estado, incluindo a incorporação de novos dados geocronológicos U-Pb em zircão, e apresenta um mapa geológico do estado na escala 1:500.000 (Silva et al., 2000a). Nesse trabalho, os granitoides foram organizados em três episódios orogênicos: (i) Brasileiro II, com magmatismo pré-colisional a sin-colisional (630-600 Ma); (ii) Brasileiro III, com magmatismo tardi-colisional (560-545 Ma); e (iii) Brasileiro III, com magmatismo pós-tectônico (545-500 Ma). As idades de 560 Ma obtidas para os granitos Corcovado e Pão de Açúcar (Suíte Rio de Janeiro), e de 580 Ma obtidas para o Batólito Nanuque, são consideradas como representativas de um evento sin-colisional, vinculado a uma faixa de idades semelhantes, porém descontínuas, que se estenderia até o sul da Bahia, com extensão para o continente africano (Silva et al., 2005, 2003), denominada de Batólito Rio de Janeiro. Essa faixa granítica caracterizaria um arco sin-colisional, denominado de Arco Rio de Janeiro-Nanuque (Silva et al., 2002), relacionado ao Episódio Orogênico Brasileiro III, e que corresponderia ao arco magmático continental desenvolvido durante a amalgamação final da orogênese brasileira (Silva & Cunha, 2001).

Silva et al. (2005) propõem idades U-Pb de ca. 630 Ma para a fase pré-colisional inicial, representada pelo Complexo Rio Negro. O intervalo pré-colisional a sin-colisional é situado entre 580-560 Ma, sendo indicado por associações de arco continental cálcio-alcalino de alto-K, como as encontradas nos batólitos Serra dos Órgãos, Muniz Freire e Galiléia, localizados a oeste do Complexo Rio Negro. Tais batólitos possuem idades U-Pb SHRIMP progressivamente mais novas no sentido sul, variando de 595-585 Ma para o Galiléia, de 580 Ma para o Muniz Freire, e de 570 Ma para o Serra dos Órgãos (Silva et al., 2005). Essa associação representaria a fase pré-colisional tardia, integrante do orógeno Araçuaí, e foi denominada de Arco Serra dos Órgãos-Galiléia. Outro arco teria se desenvolvido a leste, associado a plútons leucograníticos/charnockíticos sin-colisionais e peraluminosos, com idades U-Pb SHRIMP mais antigas para norte, de 580 Ma (Batólito Nanuque) e, mais novas, para sul, de 560 Ma (Batólito Rio de Janeiro). Esse Arco Rio de Janeiro – Nanuque é considerado como um arco continental reciclado, metamorfisado em alto grau. Segundo os autores, esse arco pode representar um possível segmento da margem continental oposta do Cráton do Congo, cavalgado sobre a placa São Francisco (Silva et al., 2005). O estágio pós-colisional (540-480 Ma) representa o período final de colapso do orógeno, com magmatismo pós-orgênico posterior à última fase de deformação, datada em 580 Ma (Wiedemann-Leonardos et al., 2000).

2.2.2 Granitoides Peraluminosos deformados do estado do Rio de Janeiro

Os granitos peraluminosos do estado do Rio de Janeiro foram descritos, inicialmente, como gnaisses porfiroblásticos, gnaisses granitoides, granito gnáissicos, leucogranitos, gnaisses aluminosos, gnaisses kinzigíticos, leptinitos e gnaisses facoidais, cujos contatos são descritos em geral como transicionais, difusos e interdigitados (Machado & Dehler, 2002a). A colocação desses corpos ocorreu no período sincolisional, contemporâneo aos eventos de maior deformação que atuaram na estruturação do Orógeno Ribeira (Machado & Demange, 1994; Machado, 1997). Machado & Dehler (2002) apresentaram novas interpretações para esses granitoides peraluminosos, nas quais os contatos foram avaliados como tectônicos e a colocação como tardi-colisional.

Os corpos de granitoides peraluminosos do estado do Rio de Janeiro são representados pelas suítes Serra das Araras e Rio Turvo (Silva & Cunha, 2001), que pertencem ao Domínio Paraíba do Sul e ao Domínio Juiz de Fora respectivamente; e pelas Suítes Rio de Janeiro e Desengano, que pertencem ao Domínio Litorâneo (Machado & Demange, 1994). Essas suítes formam duas faixas expressivas de granitoides peraluminosos. As duas primeiras situam-se na aba sul da megaestrutura em flor positiva do vale do rio Paraíba do Sul, enquanto as duas últimas circundam o Domínio Serra dos Órgãos a sudoeste (Figura 6). Essas quatro suítes são compostas por “maciços foliados com aspecto migmatítico, onde predominam leucogranitos de composição granítica a granodiorítica, ricos em enclaves submicáceos contendo em sua mineralogia muscovita, granada, turmalina e sillimanita” (Machado & Dehler, 2002).

O trabalho de Machado & Dehler (2002) destaca-se por ser o único com enfoque específico nos granitoides peraluminosos deformados do estado. Os autores discutiram dois modelos tectono/metamórficos para a geração dessas rochas. Um envolvendo duplicação crustal (Alpes e Himalaias) e o outro envolvendo um espessamento crustal significativo (England & Thompson, 1984, 1986; De Yoreo et al., 1989; Sandiford & Powell, 1991). Em ambos os casos, consideraram que a geração desses granitos peraluminosos ocorreu no período tardi-colisional, após a fase de espessamento crustal máximo, como resultado do processo de anatexia de rochas predominantemente metassedimentares (Machado & Dehler, 2002). Ambos os modelos têm como base que, no estágio após o espessamento crustal máximo, as condições de pressão e temperatura são favoráveis à geração de fusões extensivas dos protólitos metassedimentares (England & Thompson, 1986).

A deformação encontrada nesses granitos peraluminosos está relacionada com a reativação de estruturas no final do Ciclo Brasileiro e com a exumação do orógeno (Machado & Dehler, 2002). O alojamento desses plútons graníticos ocorreu em um período tardio, após a fase de deformação principal, quando as estruturas já possuíam caráter transtensional Machado & Dehler (2002).

Figura 6 - Mapa de distribuição dos principais granitoides dos tipos-S e -I do Estado do Rio de Janeiro. Suítes graníticas do tipo-S: Rio Turvo (RT), Serra das Araras (SA), Rio de Janeiro (RJ) e Desengano (DS). Batólitos graníticos do tipo- I: Serra dos Órgãos (SO) e Bela Joana (BJ). Domínios Alto Rio Grande (DARG), Juiz de Fora (DJF), Paraíba do Sul (DPS); Serra dos Órgãos (DSO) e Litorâneo Norte (DLN) e Sul (DLS); Cráton São Francisco (CSF); Zona de Cisalhamento Paraíba do Sul (ZCPS); VR- Volta Redonda; TR- Três Rios e PT- Petrópolis (**Fonte:** Machado & Dehler (2002), modificado de Machado & Demange (1994) e Silva et al. (2000).

3. Granitos Peraluminosos

Os granitos peraluminosos (*lato sensu*) são rochas definidas com base no índice de saturação em alumina (ou ASI - *aluminium saturation index*), que é representado pela proporção molar $[(Al_2O_3)/(CaO+Na_2O+K_2O)]$ (Shand, 1949; Zen, 1986). Essas rochas podem ocorrer de distintas formas, sendo as principais delas, como corpos alongados e deformados ao longo de zonas de falhas e de cisalhamento, como corpos pós-tectônico (Finger, 1997; Searle et al., 1997) e como membros mais diferenciados de paragneisses migmatíticos (Le Fort et al., 1987). O excesso em alumina é resultado de baixas concentrações de Ca e Na, que se reflete em sua mineralogia, a qual contém fases minerais aluminosas, como muscovita, biotita, cordierita, granada, aluminossilicatos e turmalina (Chappell & White, 1992).

Esses granitos possuem altas concentrações de K, Rb e Pb, pois esses elementos são incorporados nos argilominerais. As concentrações de Rb são baixas (~200 ppm), porque as micas, principalmente a biotita, podem ter comportamento refratário e concentrar-se em sólidos residuais (Miller, 1985). As baixas concentrações de Na, Ca e Sr são explicadas pela remobilização desses elementos por meio de processos de intemperismo dos feldspatos. O Ca e o Sr tendem a ser incorporados em carbonatos, enquanto o Na pode dissolver-se na água do mar ou concentrar-se em evaporitos. A razão Fe^{3+}/Fe^{2+} é menor para os granitos tipo-S. Isso pode estar relacionado à presença de grafita na rocha-fonte desses granitos (Chappell & White, 1992). O conteúdo de Na_2O não excede 3,2% em peso, no entanto, os conteúdos de FeO_{tot} e MgO são variáveis (Miller, 1985; Chappell & White, 1992;). O SiO_2 apresenta concentrações entre 67-77% em peso, $Sr_i > 0,706$, $\epsilon Nd < -2$ e $\delta^{18}O > + 9,5\text{‰}$ (Le Fort et al., 1987; White & Chappell, 1988). A razão CaO/Na_2O tem sido usada para separar granitos fortemente aluminosos derivados de sedimentos pelíticos daqueles derivados de sedimentos psamíticos (Sylvester, 1998). Os primeiros apresentam valores inferiores a 0,30, enquanto os últimos, possuem valores superiores a 0,30.

A separação entre os granitos tipo-I e tipo-S do *Lachlan Fold Belt*, da Austrália, teve como base, principalmente, as diferenças geoquímicas, a composição mineralógica dos membros mais máficos e a natureza dos enclaves. Os membros mais félsicos podem ser distinguidos pelo comportamento do P_2O_5 , que aumenta significativamente com o aumento

da cristalização fracionada dos granitos tipo-S, devido à alta solubilidade da apatita em magmas graníticos peraluminosos (Chappell & White, 1992, 2001). Os granitos tipo-S são mais enriquecidos em P_2O_5 (0,18%, média de 119 amostras) do que os granitos tipo-I (0,02%, média de 64 amostras) (Chappell & White, 1992). Segundo os autores, os granitos fracionados (tipo-I e tipo-S) apresentam teores em Rb acima de 300 ppm, enquanto os não fracionados (tipo-I e tipo-S) têm teores mais baixos, entre 200 a 250 ppm.

A nomenclatura desses granitos está vinculada às diferentes rochas-fonte que foram submetidas à fusão parcial e geraram dois tipos contrastantes de granitos: os do tipo-I, provenientes de fontes ígneas, e os do tipo-S, de fontes predominantemente sedimentares (Chappell & White, 1974). Em 1992, esses autores dividiram os dois tipos de granitos australianos em granitos de baixa e de alta temperatura (Chappell & White, 1992). O primeiro grupo, que inclui a maioria dos granitos tipo-I e todos do tipo-S, representa os granitos gerados pela reciclagem de material crustal mais antigo. O segundo grupo inclui os granitos formados pela adição de material juvenil e corresponde aos granitos tipo-I e tipo-A, que são mais ricos em máficos (Chappell & White, 2001). Os granitos tipo-S possuem uma maior variação na razão inicial $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,708 a 0,717), com valores mais altos do que a dos granitos tipo-I (0,704 a 0,712). Essa maior variação para os do tipo-S é interpretada como reflexo da natureza heterogênea das fontes sedimentares, com diferentes graus de maturidade (Chappell & White, 1992).

A grande variação de composição das séries graníticas é controlada primariamente pela natureza do protólito e pelas condições de anatexia. As rochas metassedimentares são os principais protólitos que podem gerar magmas graníticos peraluminosos, sendo o grupo dos metapelitos aquele que representa as fontes mais férteis (Clemens, 2003). Na maior parte dos granitos peraluminosos, os enclaves de rochas metassedimentares são xenólitos provenientes da crosta média (Barbarin, 1999), sendo raros aqueles que representam sólidos residuais (Clemens, 2003).

A concentração de elementos com alta solubilidade em magmas graníticos é controlada pela composição do protólito; enquanto, no caso dos elementos com baixa solubilidade, essa concentração é controlada pelo *peritectic assemblage entrainment* (Clemens & Stevens, 2012). Esse modelo consiste basicamente na incorporação de minerais

peritéticos em magmas graníticos, por exemplo, granada, biotita, feldspatos, monazita, titanita e zircão. Esses minerais podem tornar-se solúveis com a ascensão do magma e com o aumento da atividade da água e, ao reagirem com o líquido, formam outras fases minerais. Os grãos de zircão herdados dos granitos tipo-S são, em sua maioria, componentes residuais de rochas metassedimentares mais antigas (Clemens, 2003).

Pitcher (1983, 1987) divide os granitos de acordo com os diferentes ambientes tectônicos em que eles foram gerados, sendo os granitos peraluminosos incluídos no grupo dos granitos do tipo Hercínico. Esse grupo ocorre preferencialmente em ambientes tectônicos de colisão oblíqua de placas continentais (transpressão), associado ao metamorfismo regional de baixa a média pressão. A colocação desses corpos é controlada por zonas de cisalhamento e os principais representantes desse grupo são os batólitos Manaslu e Lhotse, no alto dos Himalaias, e o granito Mancellien, na Bretanha (Pitcher, 1997). A variedade composicional desse tipo de granito pode ser explicada pelo envolvimento de crosta heterogênea, que se torna mais desidratada e refratária à medida em que há contínua extração de líquidos. Outra possível explicação é a interação de magmas mantélicos, metaluminosos, como do tipo-I Cordilherano, com a crosta continental (Pitcher, 1987).

Barbarin (1996) distinguiu dois grupos mais abundantes dentre os granitos peraluminosos. O primeiro, dos granitoides peraluminosos que contêm muscovita (*muscovite-bearing peraluminous granitoids*- MPG), variam de monzogranitos a leucogranitos, são ricos em muscovita primária e contêm granada e/ou turmalina como minerais acessórios. O segundo grupo é análogo aos granitos tipo-S australianos e caracteriza-se por granitoides peraluminosos ricos em biotita e contendo cordierita (*cordierite-bearing and biotite-rich peraluminous granitoids*- CPG). Os CPG têm composição variável entre tonalito, granodiorito e monzogranito e contêm cordierita primária, aluminossilicatos, muscovita e granada como minerais acessórios. A distinção entre os MPG e os CPG pode ser feita com base no conteúdo mineralógico-textural, na associação com outras rochas e no modo de alojamento dos corpos. Os parâmetros químicos diferem um do outro, principalmente porque há um grande aumento do índice de peraluminosidade nos MPG e há diminuição ou leve aumento desse índice nos CPG, conforme evolui a diferenciação magmática (Barbarin, 1996, 1999).

A maior quantidade de água dos MPG, comparado aos CPG, está relacionada ao fato de os primeiros encontrarem-se frequentemente enraizados em zonas de cisalhamento. Essas estruturas promovem o aumento da temperatura, o acesso de água em níveis inferiores da crosta e a deformação desses corpos graníticos, que pode ocorrer local ou regionalmente. Os CPG ocorrem em geral enraizados em rochas metamórficas de alto grau, desvinculados de zonas de cisalhamento. A geração de magmas desse grupo é favorecida em condições anídricas de anatexia. O calor é transferido pela adição de magma mantélico em porções inferiores da crosta ou por *underplating*, apesar de haver participação dominante de magmas de origem crustal. Essa interação com o manto, direta ou indiretamente, pode explicar porque enclaves de materiais metassomatizados do manto são comuns nos CPG e ausentes nos MPG (Barbarin, 1996).

A geração de magmas dos dois grupos de granitos peraluminosos (MPG e CPG) e de um terceiro, os dos granitos cálcio-alcálicos ricos em K (*K-rich calc-alkaline granitoides*), designados de KCG, está associada a um ambiente geodinâmico de colisão, envolvendo duas litosferas continentais. Para Barbarin, esses três grupos de granitos não possuem organização espacial e ocorrem dispersos ao longo de diversos orógenos (Barbarin, 1999). Os magmas dos MPG e dos CPG são gerados no “clímax” de um evento orogenético, ou seja, na fase de espessamento crustal máximo. Por outro lado, a colocação desses magmas graníticos ocorre posteriormente, em uma fase distensiva ou de relaxamento local, de forma semelhante aos magmas dos KCG (Barbarin, 1996, 1999).

Analogamente, os MPG e os CPG podem representar diferentes níveis de profundidade de uma litosfera continental espessada. Os MPG do Alto Himalaia e do oeste da Europa (Maciço Central Francês, Bretanha e Galícia) foram alojados em zonas de descontinuidade litosférica. De forma diferente, os CPG do tipo-S da Austrália estão enraizados em rochas metamórficas de alto grau (Barbarin, 1999). Nesse cenário, os granitos tipo-S da Austrália representam níveis inferiores da crosta, enquanto os da Bretanha e do Maciço Central Francês representam os níveis intermediários por apresentarem as raízes dos MPG e os CPG intrusivos, enquanto os dos Himalaias correspondem ao nível superior, pois apresentam apenas os MPG. No entanto, o autor faz ressalvas quanto à aplicação direta dessa estruturação para diferentes orógenos, devido à possibilidade desses grupos de

granitos serem gerados a partir de rochas de fontes diferentes, e dessas três orogêneses terem diferentes idades e contextos tectônicos (Barbarin, 1999).

Os granitos fortemente peraluminosos (SPG – *strongly peraluminous granites*) ($ASI > 1.1$) são divididos por (Sylvester, 1998) em dois grupos, os formados em orógenos de alta pressão e em orógenos de alta temperatura. O primeiro grupo está relacionado a colisões continentais com espessamento crustal superior a 50 km, como são os casos dos Alpes e dos Himalaias. Para o autor, a exumação pós-colisional e o calor remanescente do decaimento radioativo (K, U e Th) durante o período sin-colisional, contribuem para a geração de líquidos graníticos com alta razão Al_2O_3/TiO_2 . O referido autor denomina esse grupo de “granitos peraluminosos frios”, por serem formados em temperaturas inferiores a $875^{\circ}C$ e por terem a condução térmica como principal mecanismo de transmissão de calor. O segundo grupo corresponde aos “granitos peraluminosos quentes”, que são gerados em orógenos de temperatura superior a $875^{\circ}C$, como os Hercínicos e os granitos tipo-S do *Lachlan Fold Belt*. Nesses orógenos, durante o período sin-colisional, o espessamento crustal é inferior a 50 km e são gerados líquidos graníticos com baixa razão Al_2O_3/TiO_2 , sendo o principal mecanismo de transmissão de calor a convecção, propiciada pela delaminação da litosfera e pela ascensão de uma astenosfera quente (Sylvester, 1998).

Para Sylvester (1998), os SPG dos quatro orógenos descritos acima e dos Caledonides foram gerados no período pós-colisional, pois o autor considera que tais “granitos foram alojados após o clímax de espessamento crustal”. Nesses exemplos, o autor sugere que a geração dos SPG é posterior às rochas metamórficas de alta pressão e que isso marcaria o período de espessamento crustal máximo de cada orógeno, quando esses granitos são gerados em condições de maior temperatura e menor pressão do que aqueles do período sin-colisional. O alojamento desses magmas ocorre nos períodos de exumação e de colapso extensional dos orógenos. Em termos estruturais e geocronológicos, o referido autor também associa os SPG às rochas alojadas em períodos pós-colisionais (*e.g.* granitos tipo-I cálcio-alcálinas de alto-K) (Sylvester, 1998).

Sylvester (1998) utilizou as razões CaO/Na_2O e Al_2O_3/TiO_2 com a intenção de modelar e quantificar as possíveis contribuições de fontes na geração dos SPG, como pelitos, psamitos e basaltos. Para o autor, a razão Al_2O_3/TiO_2 refletiria uma temperatura relativa. A

concentração de alumínio permaneceria constante com o aumento de temperatura, devido à estabilidade das fases aluminosas. Já a concentração de titânio aumentaria em função da quebra de minerais como ilmenita e biotita, que reduziriam a referida razão. Dessa forma, os SPG, com maior razão relativa, teriam se formado em menores temperaturas e vice-versa. A razão $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ refletiria principalmente a razão plagioclásio/argila da fonte. Os SPG formados pela anatexia de fontes pelíticas tendem a ter razões $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O} < 0,3$, enquanto os de fontes psamíticas possuem razões $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O} > 0,3$. Além disso, a predominância de pelitos ou psamitos nos SPG pode indicar as condições de maturidade dos blocos crustais acrecionados a esses orógenos (Sylvester, 1998).

Em ambientes geodinâmicos de crosta continental espessada, o alívio de pressão causado pela erosão, ao longo do tempo, promove uma alteração significativa na estrutura térmica do orógeno (England & Richardson, 1977; England & Thompson, 1984). As condições de temperaturas mais elevadas no orógeno ocorrem após o período colisional. Esse período favorece a geração de grande quantidade de líquidos na crosta, promovida por descompressão adiabática (England & Thompson, 1986). Essas fusões geram quantidades significativas de magma granítico do tipo-S e, em menor quantidade, do tipo-I, caso a geoterma na crosta inferior não ultrapasse as curvas de fusão sem a presença de vapor. A fusão de magmas cálcio-alcalinos tipo-I em maiores quantidades seria vinculada à transferência de calor por adição de magma de origem mantélica. Para England & Thompson (1986), a geração de magmas peraluminosos é mais expressiva em períodos tardi-colisionais a pós-colisionais.

Frost et al. (2001) sugerem uma classificação geoquímica para granitos fundamentada na composição dos elementos maiores. Os leucogranitos peraluminosos possuem um amplo intervalo de distribuição no Fe^* $[(\text{FeO}^t)/(\text{FeO}^t + \text{MgO})]$, que os autores associam às diferentes composições das rochas-fonte e à percentagem de fusão parcial. Nessa classificação, há a sobreposição de alguns campos entre os granitos tipo-S e os tipo-I cordilheranos. Isso ocorre porque ambos são predominantemente magnesianos e pelo fato de os tipo-I possuírem $\text{ASI} \leq 1,1$. Os leucogranitos peraluminosos foram reclassificados como leucogranitos somente (Frost & Frost, 2008). O grupo que compunha a divisão de 2001 era representativo do Tipo-Himalaia, cujos líquidos são formados por descompressão e sem o envolvimento de magma do manto como fonte de calor em processos de hibridização. Na

nova divisão dos referidos autores, de 2008, os leucogranitos são considerados como rochas peraluminosas, com possíveis membros metaluminosos e são formados por fusão parcial de crosta continental em ambiente tectônico compressivo. Sua composição química varia de ferroanos (*ferroan*) a magnesianos (*magnesian*). Também foram incluídos nesse grupo os leucogranitos derivados da fusão parcial de fontes máficas, que geram líquidos geralmente magnesianos e cálcicos. Essas rochas são predominantemente peraluminosas, porém, o ASI tende a diminuir com o aumento das condições de pressão e temperatura (Frost & Frost, 2008).

3.1 Petrologia experimental de Granitos Peraluminosos

Diversos estudos experimentais foram desenvolvidos visando a explicar possíveis fontes e condições de geração dos magmas graníticos peraluminosos. Esses estudos sugerem que os magmas graníticos podem ser gerados sob diferentes condições de T e P, e pela anatexia de diferentes tipos de protólitos. Contudo, a geração de volumes expressivos de magmas graníticos peraluminosos é relacionada à fusão parcial de rochas crustais, incluindo principalmente metapelitos e metapsamitos. Fontes crustais ortoderivadas também podem gerar líquidos félsicos de composição peraluminosa quando submetidas à anatexia (Patiño Douce & McCarthy, 1998).

A adição de água em níveis da crosta média a superior promove a fusão de rochas quartzo-feldspáticas, gerando líquidos ricos em sódio (*i.e.* granitos anorogênicos) e resíduos ricos em micas. A geração desses líquidos peraluminosos, em condições de T e de P compatíveis com as encontradas em cadeias orogênicas continentais, é vinculada a liberação de água por meio da quebra de minerais hidratados, como micas em anfibólios (Figura 7), presentes nos protólitos (Patiño Douce & McCarthy, 1998). Portanto, a geração desses magmas não é controlada apenas pela composição da rocha-fonte, mas também pelas condições de anatexia, *i.e.* temperatura, pressão, presença de água e porcentagem de fusão parcial (Clemens & Wall, 1984; Holtz & Johannes, 1991; Patiño-Douce & Johnston, 1991; Vielzeuf & Montel, 1994; Patiño-Douce & Beard, 1995; Patiño-Douce & Harris, 1998).

Alguns autores sugerem que a contribuição de rochas metassedimentares como protólito pode não ser dominante na geração dos magmas graníticos peraluminosos (Clemens & Wall, 1981; Miller, 1985). Para esses autores, a grande variedade composicional

das possíveis rochas-fonte e as diferentes condições de fusão parcial são os principais fatores que podem explicar a diversidade composicional dos granitos peraluminosos. Sabe-se, ainda, que parte dos magmas peraluminosos pode ser gerada pela fusão de rochas crustais metaluminosas a levemente peraluminosas, como ortognaisses quartzo-feldspáticos e rochas máficas (Miller, 1985), bem como pela reação entre líquidos basálticos e rochas crustais (Patiño Douce & Beard, 1995; McCarthy & Patiño Douce, 1997).

Figura 7 – Diagrama de fases da fusão parcial de rochas metassedimentares, mostrando os campos de P e T de quebra da muscovita e biotita sob diferentes concentrações de H₂O (Villaras, 2010 – modificado de Vielzeuf & Montel (1994)).

Fusões na presença de água ocorrem em temperaturas mais baixas ($\approx 670^{\circ}\text{C}$), enquanto fusões sem a presença de água ocorrem em temperaturas mais elevadas (Figura 7), a partir de 750°C (Vielzeuf & Schmidt, 2001). Alguns autores indicam que as fusões anídras ocorrem em temperaturas abaixo de 800°C (White & Chappell, 1988; Chappell & White, 1992; Patiño Douce & Harris, 1998). Outros autores, entretanto, consideram que as fusões ocorrem em temperaturas mais elevadas ($\approx 850^{\circ}\text{C}$) (Vielzeuf & Montel, 1994; Clemens & Watkins, 2001; Johnson et al., 2001;). As reações de quebra de micas e anfibólios são controladas, de forma geral, pelas reações abaixo (Vernon & Clarcke, 2008):

- 1- $\text{Ms} + \text{Qtz} + \text{Pl} \leftrightarrow \text{Als} + \text{Kfs} + \text{melt}$ (Metapelitos)
- 2- $\text{Bt} + \text{Qtz} + \text{Als} \leftrightarrow \text{Grt/Crd} + \text{Kfs} + \text{melt}$ (Metapelitos)
- 3- $\text{Bt} + \text{Qtz} + \text{Pl} + \text{Als} \leftrightarrow \text{Grt/Crd} + \text{Kfs} + \text{melt}$ (Metapelitos)

4- $Bt + Qtz + Pl \leftrightarrow Opx (+Grt+Crd) + melt$ (Metapsamitos e Metatonalitos)

5- $Hbl + Qtz \leftrightarrow Pl + Opx + Cpx (+Grt) + melt$ (Metandesitos e Metabasaltos).

Abreviaturas minerais sugerida por (Whitney & Evans, 2010)

Nota-se que a granada é um mineral peritético presente em praticamente todas as reações acima (2, 3, 4 e 5). A coexistência de granada e cordierita (reações 2, 3 e 4) indica condições intermediárias de pressão, enquanto a presença somente de cordierita indica condições baixas de pressão. Somente a presença de granada indica condições altas de pressão (Clemens, 2005; Vernon & Clarcke, 2008).

Patiño Douce & Harris (1998) realizaram experimentos de fusão em rochas metapelíticas, que representam a rocha-fonte dos magmas leucograníticos do Himalaia. Os experimentos ocorreram sob condições de pressão de 6, 8 e 10 Kbar e temperaturas entre 700-900°C. Os autores observaram que, com adição de 1-4% de H₂O, a fusão ocorreu em temperaturas $\leq 750^{\circ}\text{C}$, porém, não se produziu líquidos de composições compatíveis com a desses leucogranitos. Apenas os experimentos conduzidos sem adição de voláteis produziram líquidos de composição compatível à desses leucogranitos. Os autores também observaram que o muscovita xisto funde sob condições de T e P inferiores àquelas do biotita xisto e que a fusão da biotita é condicionada pelo Mg# e pela presença de Ti e F no sistema. A geração desses magmas ocorreu com pressões entre 6-8 kbar e temperaturas entre 750-770°C. O muscovita xisto demonstrou ser o reservatório de água e a rocha-fonte mais importante na gênese desses magmas, enquanto o biotita xisto permaneceu refratário sob condições de altas T e P (Patiño-Douce & Harris, 1998).

Stevens et al. (1997) produziram experimentalmente magmas peraluminosos por meio da anatexia de protólitos metassedimentares. As condições de T e P foram análogas àquelas dos terrenos migmatíticos com protólitos metassedimentares. As temperaturas iniciais em que ocorreu a fusão parcial da biotita foram entre 780 e 830°C. Nos experimentos, produziram-se líquidos graníticos fortemente peraluminosos e resíduos sólidos saturados em quartzo com associações mineralógicas compatíveis a fácies granulito (granada, cordierita e ortopiroxênio).

4. Batólito Serra das Araras

O Batólito Serra das Araras (BSA) foi definido por Barbosa & Sad (1983) e aflora na região sudoeste do estado do Rio de Janeiro (Figura 6). Segundo esses autores, o batólito é composto por ortognaisses de granulação média a grossa com foliação protomilonítica a milonítica, contendo abundante paleossoma de rochas metassedimentares ($\pm$ granada $\pm$ hornblenda-biotita gnaisses, rochas calcissilicáticas, mármore dolomíticos e quartzito).

O BSA é um corpo alongado na direção NE-SW, com aproximadamente 65 km de extensão e 10-15 km de largura, delimitado a norte pela Zona de Cisalhamento de Mendes e a sul pela Zona de Cisalhamento Rio Santana-Ribeirão das Lajes (ZCRS). Trata-se de um corpo foliado internamente, que tem mergulho moderado para NW, na porção sul, e subvertical a vertical, na porção norte (Figura 8). Os indicadores cinemáticos da ZCRS sugerem dois estágios de movimentação para essa estrutura. O primeiro estágio de deformação seria relacionado a cavalgamentos com movimento de topo para SSW/SW (Dehler, 2002; Dehler et al., 2006), contemporâneos à fase de anatexia crustal e ao evento metamórfico M_1 , descrito para os domínios Paraíba do Sul e Juiz de Fora (Machado et al., 1996). O segundo estágio teria ocorrido em regime transtensional, com movimentação de topo para NNE/NE e componente dextral, e foi responsável pela deformação no estado sólido encontrada nas rochas do BSA (Dehler et al., 2006).

O BSA foi interpretado como um corpo contemporâneo ao evento de deformação principal $\sin-F_2$, e a sua colocação ocorreu em condições de fácies Anfibolito (Machado & Demange, 1994). A distribuição e a geometria do batólito são estritamente relacionadas com as estruturas regionais, principalmente por zonas de cisalhamento de baixo e de alto ângulo, como a Zona de Cisalhamento Paraíba do Sul (Machado, 1997). As rochas do batólito possuem composição granítica a granodiorítica, com foliação mais pronunciada junto às suas bordas, onde ocorrem com frequência estruturas gnáissicas e miloníticas (Machado & Demange, 1994).

No Mapa Geológico do Estado do Rio de Janeiro (escala 1:400.000), elaborado pela CPRM/DRM (Silva et al., 2000), a geometria inicial do Batólito Serra das Araras (Barbosa & Sad, 1983) foi revisada. Sua extensão foi ampliada para nordeste até a divisa com o estado

do Espírito Santo, representando dois extensos batólitos. Um deles com uma extensão contínua, com cerca de 200 km, e o outro descontínuo, com cerca de 230 km. Esses corpos ocupam tanto a aba sul da estrutura em flor-positiva do rio Paraíba do Sul como a parte central da mesma (Silva & Cunha, 2001). Foram descritos, na região de Passa Três, leucogranitos com muscovita, granada e turmalina, que podem representar a continuidade para sudoeste do BSA (Machado & Demange, 1994).

No projeto Compilação Geológica do Estado de Rio de Janeiro (CPRM), os granitos do tipo-S do Domínio Paraíba do Sul foram designados de Suíte Serra das Araras e correlacionados aos granitos Quebra Cangalha, Lagoinha, Serra das Abóboras, Serra da Concórdia, Serra da Frecheira e Parati-Mirim (Silva & Cunha, 2001). A Suíte Serra das Araras foi dividida em duas subunidades: o Granitoide Serra das Araras e o Granitoide Serra das Abóboras. Essa suíte inclui, como corpo correlato, além dos supracitados, o corpo granítico Ribeirão Laranjeira e enquadra-se no Episódio Orogênico Brasileiro III, de Magmatismo tardi-colisional (560-540 Ma).

Na área estudada (região sudoeste do batólito), o granito apresenta foliação N60°E, com mergulho 45-60° para NW, definida por bandas de biotita, granada, quartzo e feldspato (Figura 9b). O granito apresenta porfiroclastos subédricos de K-feldspato, cristais de granada com 1-3 cm (Figura 9d), *ribbons* de quartzo e *schlierens* de biotita (Figura 9b). O dique sienogranítico (amostra SA-3d) é intrusivo ao granito do BSA e ambos foram selecionados para análises isotópicas U-Pb e Lu-Hf (LA-ICP-MS) (figura 9a). A lineação de estiramento é definida pelo alinhamento de grãos de feldspato (2,0 – 5,0 cm), biotita e quartzo e apresenta direção N20-40°E, com mergulho de 25-40°, medida no plano de foliação. Essas estruturas são concordantes com a Zona de Cisalhamento Rio Santana-Ribeirão das lajes (Figura 8). A presença de enclaves de paragneisses, de rochas calcissilicáticas e de anfibolitos dispostos paralelamente à lineação de estiramento (Figura 9c) é mais evidente no afloramento SA-03.

Figura 8 - Perfil geológico estrutural da área sudoeste do Batólito Serra das Araras. Modificado de Dehler et al. (2006).

Figura 9 - Fotografias com escala coletadas no afloramento SA-03, próximo ao contato sul do corpo. A) granito foliado do BSA (amostra SA-03H) cortado pelo dique sienogranítico (amostra SA-3D). B) Granito foliado com *schlieren* de biotita com aproximadamente 10 cm (porção centro-esquerda) paralelo à foliação; C) Enclave elipsoidal de granada anfibolito assimilado pelo granito do BSA; D) Porfiroclasto subédrico de K-feldspato, associado com granada, biotita e quartzo alongados.

4.1 Petrografia

Analisaram-se vinte e duas (22) lâminas delgadas do Batólito Serra das Araras (BSA), das quais vinte (20) são compostas de granitos deformados, com textura inequigranular de granulação fina a grossa, uma de um enclave (SA-06) e uma de um dique sienogranítico (SA-3D). No diagrama QAP de Streckeisen (1976), as amostras do BSA possuem composição entre sienogranitos e monzogranitos, com granodioritos subordinados (Figura 10). O dique sienogranítico (SA-3D) é de granulação fina, intrusivo no granito do BSA e é composto por granada, biotita e muscovita (Fotomicrografia 1), com espessura entre 0,15 a 0,50 m. O enclave (SA-06) é de hornblenda-biotita quartzo diorito e possui textura inequigranular de fina a média com porfiroclastos de plagioclásio (Fotomicrografia 2). Dentre os granitos, 14 amostras apresentam texturas fortemente orientadas e classificam-se como protomilonitos (Sibson, 1977) e milonitos de alto grau, segundo a classificação de Trouw et al. (2009). As demais amostras apresentam textura granoblástica e granulação entre fina a média. Os minerais essenciais dos granitos são K-feldspato, plagioclásio, quartzo, granada, biotita e muscovita. Os minerais acessórios são sillimanita, zircão, monazita, titanita e minerais opacos.

As estruturas primárias são definidas pela foliação de forma (S_{mag}), marcada pela orientação preferencial de grãos de feldspato e de quartzo alongados e agregados de granada, biotita e muscovita. Essa foliação magmática encontra-se disposta obliquamente à foliação tectônica. Os porfiroclastos de K-feldspato, plagioclásio e granada e os agregados granoblásticos desses minerais são circundados pela matriz protomilonítica a milonítica de granulação fina (<0,2 mm). Essa matriz define o plano de foliação S_1 , a qual é composta por biotita, muscovita, sillimanita, quartzo, feldspatos, granada, minerais opacos e, por vezes, minerais de alteração, incluindo carbonatos e clorita (Fotomicrografias 3,4 e 5).

Os porfiroclastos de K-feldspato (ortoclásio e microclínio) podem apresentar extinção ondulante, bordas recrystalizadas e mirmequitas dispostas às suas bordas e paralelas à foliação milonítica (Fotomicrografia 4 e 5). Os porfiroclastos de plagioclásio apresentam deformação no estado rúptil/dúctil (Fotomicrografia 4), recrystalização incipiente nas bordas, extinção ondulante, deformação da geminação polissintética, além de fraturas associadas a diferentes estágios de saussuritização. Os domínios de grãos menores (médios a finos) de K-feldspato mostram, em geral, desenvolvimento mais efetivo de cristais com contatos

poligonizados e textura granoblástica (Fotomicrografia 6) do que os domínios com grãos de plagioclásio.

Figura 10 - Diagrama QAP de Streckeisen (1976) com as amostras dos granitos do BSA, que apresentam composição dominante sienogranítica a monzogranítica e granodiorítica subordinada.

Comparativamente, a amostra do enclave (SA-06) é a que apresenta maior intensidade de deformação dos grãos de plagioclásio, sendo também a única a apresentar hornblenda (Fotomicrografia 2). Os contatos entre os grãos de plagioclásio são poligonizados (Fotomicrografia 7) e suas maclas encontram-se deformadas, o que sugere deformação no estágio *sub-solidus* (Fotomicrografia 2). A presença de porfiroclatos de feldspatos e de granada recristalizados e rotacionados, respectivamente, sugere a participação de regime de deformação não-coaxial durante o processo de formação de subgrãos. Os porfiroclastos de granada não exibem feições de deformação dúctil, apenas de caráter rúptil. Isso sugere que essas rochas foram deformadas sob condições de temperaturas que não excederam a faixa de 600-800°C, definida como o limite inferior para a deformação rúptil da granada (Voegelé et al., 1998; Wang & Shaocheng, 1999). A deformação sob condições dúcteis em granada ocorre em temperaturas superiores a 900°C (Ji & Martignole, 1994).

Os grãos de quartzo do BSA estão intensamente deformados e recristalizados, formando, muitas vezes, *ribbons* alongados e paralelos aos planos de foliação S_1 . Apresentam forte extinção ondulante, migração de borda de grão, formação de subgrãos e padrão de deformação do tipo “tabuleiro de xadrez” (*chessboard pattern* – Fotomicrografia 8). Esse tipo de deformação indica temperaturas superiores a 600°C (Hirth & Tullis, 1992; Tullis & Yund, 1987), podendo situar entre 650-700°C (Stipp et al., 2002).

A textura granoblástica apresentada pelos feldspatos, o crescimento de mirmequita paralela à foliação e a deformação das maclas do plagioclásio indicam deformação sob condições de temperatura entre 550-600°C, compatível com o metamorfismo das fácies anfibolito inferior a médio. As amostras que apresentam cristais de plagioclásio intensamente recrystalizados, com migração de borda de grão e rotação de subgrãos, indicam temperaturas superiores a 600°C (Passchier & Trouw, 1996), porém, nenhuma delas apresenta deformação dúctil da granada, sugerindo que as condições de temperatura não excederam 800°C (Stipp et al., 2002).

Os domínios que apresentam cristais menores de feldspato com textura granoblástica e com contatos poligonizados representam, provavelmente, o produto de recrystalização dinâmica, relacionada ao metamorfismo regional. A biotita pode crescer nas zonas de sombra de pressão da granada (Fotomicrografia 9), como pode apresentar granulação mais fina, formando agregados com sillimanita em matriz milonítica (Fotomicrografia 10), e como grãos subédricos de origem magmática. A sillimanita, por vezes, dispõe-se em grãos subédricos de granulação fina a média (Fotomicrografia 11) e em como grãos finos associados à matriz milonítica (Fotomicrografia 10), sugerindo que a geração desse mineral ocorreu não apenas no estágio magmático, como também no processo metamórfico, nesse caso sempre associado à matriz.

Foram identificados ainda minerais secundários, tais como muscovita, clorita, minerais opacos e carbonatos, os quais representam fases minerais de alteração formadas pela desestabilização de minerais primários (mágmatícos) na presença de uma importante fase fluida tardia (rica em H₂O e CO₂) (Fotomicrografia 12).

As estruturas acima discutidas indicam o desenvolvimento inicial de uma foliação de forma (S_{mag}). A cristalização desse magma gerou, provavelmente, granada, biotita, plagioclásio, K-feldspato, sillimanita e quartzo como fases minerais essenciais. Esses minerais foram submetidos a uma deformação no estado dúctil e intensa circulação de fluídos associadas à movimentação/reativação das zonas de cisalhamento que limitam o BSA, que foram responsáveis pelo desenvolvimento da foliação milonítica (S_1) presente em várias porções do mesmo. Posteriormente, houve a percolação da fase fluida rica em H₂O e CO₂, associada possivelmente às atividades finais das zonas de cisalhamento, pois a geração dos minerais secundários ocorreu preferencialmente nesses planos da foliação S_1 e não estão deformados.

Fotomicrografia 1 – Textura do dique de sienogranito mostrando cristais de quartzo deformados e alongados na forma de *ribbons*, crescendo por migração de borda de grãos, ao lado de cristais menores de microclina em contatos polygonizados (amostra SA-03D).

Fotomicrografia 2 – Megacristal de plagioclásio com maclas deformadas circundado por cristais menores (plagioclásio + anfibólio + biotita) com textura granoblástica (amostra SA-06).

Fotomicrografia 3 – Textura milonítica com porfiroclastos de granada e feldspatos envolvidos por faixas/bandas milimétricas ricas em filossilicatos (biotita e muscovita).

Fotomicrografia 4 – Porfiroclastos de plagioclásio e de granada (cristal em extinção na parte central superior), envolvidos por matriz milonítica milimétrica, constituída por filossilicatos (biotita e muscovita), granada, quartzo, plagioclásio e feldspato alcalino.

Fotomicrografia 5 – Porfiroclastos de K-feldspato com bordas substituídas por mirmequitas, dispostas horizontalmente e paralelas à S_1 .

Fotomicrografia 6 – Textura granoblástica com contatos polygonizados, constituída essencialmente por cristais submilimétricos de microclina.

Fotomicrografia 7 – Textura granoblástica com contatos polygonizados, constituída essencialmente por cristais milimétricos a submilimétricos de plagioclásio.

Fotomicrografia 8 – Grão de quartzo alongado apresentando deformação com padrão tipo 'tabuleiro de xadrez' (*chessboard pattern*).

Fotomicrografia 9 – Porfiroclasto de granada apresentando crescimento preferencial de biotita nas zonas de sombra de pressão da granada.

Fotomicrografia 10 – Matriz protomilonítica composta por agregados de grãos finos de granada, biotita e sillimanita (porção superior central).

Fotomicrografia 11 – Cristal de sillimanita subédrico de origem magmática.

Fotomicrografia 12 – Associação mineralógica (Mus - muscovita, Cal - carbonato, Opc - opacos e Chl - clorita) desenvolvida tardiamente à fase de deformação, que formou a textura milonítica/protomilonítica nas rochas do batólito .

4.2 Geoquímica

Dezesseis (16) amostras representativas do Batólito Serra das Araras (BSA) foram selecionadas para análises químicas de rocha-total. Dessas amostras, quinze (15) são de granitos e granodioritos, das quais a maioria apresentou textura protomilonítica a milonítica, com exceção das amostras SA-3D, SA-06, SA-09, SA-11, e SA-12, que apresentaram textura granoblástica inequigranular, variando de fina a média. Também foi incluída à tabela uma amostra de um dique de leucogranito fino (SA – 3D), que intrude o BSA. A amostra SA-06 trata-se de um enclave de composição quartzo diorítica, que foi omitida de alguns dos diagramas abaixo por ser uma rocha básica, por não se alinhar com as demais amostras do BSA e por sua composição ser inapropriada em alguns dos diagramas utilizados. As concentrações dos elementos maiores, traços e terras raras das amostras do BSA estão listadas na Tabela 3. Os resultados obtidos foram comparados com os dos granitos peraluminosos do Terreno Embu: Guacuri, Mogi das Cruzes, Natividade da Serra, Santa Branca e Serra do Quebra Cangalha (Alves et al., 2016).

As diferentes fácies do BSA possuem teores de SiO_2 e Al_2O_3 que variam entre 65,51 e 73,55% (70,65% - média das 15 amostras) e entre 13,44 e 15,99 %, respectivamente. Dessa forma, os granitos do BSA representam uma faixa composicional relativamente ampla. A razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ está dentro do intervalo de 0,9 – 2,6 e a razão $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ varia entre 0,22 e 1,01.

Os granitos do BSA constituem uma série cálcio-alcálica, como representado no diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) (Figura 12), e concentram-se no campo dos granitos e granodioritos no diagrama TAS (Cox et al., 1979) (Figura 11). O diagrama de Le Maître et al. (1989) classifica o magmatismo granítico do BSA como de médio-K a alto-K (Figura 13). As suas rochas são peraluminosas (Figura 14), com valores A/CNK variando entre 1,05 e 1,40; compatíveis com o intervalo de 1,01 a 1,39, definido para os granitos tipo-S australianos (Chappell & White, 1992).

Nos diagramas de Harker, os granitos peraluminosos do BSA e do Terreno Embu apresentam correlações negativas para TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , P_2O_5 , Ba, Sr e Zr; e positivas para Na_2O , K_2O e Rb (Figuras 15 e 16). Comparativamente, os granitos do BSA apresentam maior dispersão nos diagramas de alguns elementos (CaO , Al_2O_3 , K_2O , Na_2O e Ba) do que os granitos do Terreno Embu.

O padrão de distribuição do ETR para o BSA, normalizado para o condrito (Boynton, 1984), mostra enriquecimento dos ETR leves (Figura 17a), com razão $(La/Yb)_n = 3,8 - 68,5$. O BSA apresenta anomalia negativa de Eu ($Eu/Eu^* = 0,24 - 0,94$) e fracionamento médio a alto dos ETR pesados, com valores $(Gd/Yb)_n = 0,8 - 10,8$. Relativamente, os granitos do Terreno Embu possuem enriquecimento menor dos ETR leves, com $(La/Yb)_n = 5,3 - 47,3$, e fracionamento moderado dos ETR pesados ($(Gd/Yb)_n = 1,1 - 4,3$). No diagrama multi-elementos, normalizados em relação aos valores do condrito de Thompson (1982; Figura 17b), os dois grupos de granitos apresentam enriquecimento em Rb, Ba, Sr, K, Th, La, Sm, Zr e Tb e anomalias negativas de Ti, Nb, Sr e P; com variações dos ETR pesados, Th, Ta, Tm e Yb.

As amostras do BSA, no diagrama Y+Nb vs. Rb de Pearce (1996), agrupam-se majoritariamente no campo dos granitos pós-colisionais, com um menor grupo delas situando-se entre os campos dos granitos sin-colisionais e de arco vulcânico (Figura 18a). No diagrama R_1-R_2 de Batchelor & Bowden (1985), a maioria das amostras concentra-se no campo dos granitos sin-colisionais, com apenas duas amostras situando-se fora do referido campo: uma no campo de granitos pré-colisionais e a outra no campo de fracionados do manto (Figura 18b).

O dique leucogranítico (SA-03D) apresenta comportamento e composição semelhante ao das amostras do BSA. O enclave de hornblenda-biotita quartzo diorito é uma rocha de composição básica ($SiO_2 = 48,07$) e metaluminosa. Em comparação com as rochas analisadas, essa amostra possui as concentrações mais elevadas de MgO, TiO_2 , Fe_2O_3t , Al_2O_3 e CaO (Tabela 3). Além disso, ela é enriquecida em ETR pesados e não apresenta anomalia negativa em Eu (Figura 17a). No diagrama multi-elementos, esse enclave apresenta anomalias negativas para Th e Nb, e é enriquecido em elementos compatíveis e ETR pesados (Figura 17b).

Apesar da dispersão das amostras, os membros menos evoluídos do BSA apresentam maiores concentrações de MgO, TiO_2 , Fe_2O_3t e Al_2O_3 , CaO, Ba, Sr e Zr, enquanto os mais evoluídos são mais enriquecidos em SiO_2 , K_2O , Na_2O , P_2O_5 e Rb (Figuras 15 e 16). A dispersão das amostras nos diferentes diagramas apresentados pode ser explicada pela atuação de

processos de alteração hidrotermal, de metamorfismo e de acumulação (minerais félsicos e máficos).

Os granitos peraluminosos do Terreno Embu apresentam um intervalo relativamente mais restrito em SiO_2 , sendo mais enriquecidos em Na_2O , Rb e mais empobrecidos em K_2O e Ba do que as rochas do BSA. As razões Rb/Sr e Rb/Ba desses granitos (0,71-3,34 e 0,34-0,86) são bem mais elevadas do que as das rochas aqui estudadas (0,30-1,95 e 0,14-0,47) .

Figura 11 - Diagrama TAS de Cox et al. (1979) para os granitos do BSA e os granitos peraluminosos do Terreno Embu.

Figura 12 - Diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971) para os granitos do BSA e os granitos peraluminosos do Terreno Embu.

Figura 13 - Diagrama A/CNK vs. A/NK de Shand (1943) mostrando o caráter peraluminosos dos granitos do BSA e do Terreno Embu.

Figura 14 - Diagrama de classificação de Le Maître et al. (1989), mostrando o caráter de alto-K dos granitos peraluminosos do BSA e do Terreno Embu. Valores em % em peso.

Figura 15 - Diagramas do tipo Harker para os óxidos maiores (% em peso) para os granitos peraluminosos do BSA e do Terreno Embu.

Figura 16 - Diagramas de elementos menores (ppm) vs. SiO_2 (% peso) para os granitos do BSA e os granitos peraluminosos do Terreno Embu.

Figura 17 - a: Padrão dos ETRs, normalizado pelos valores do condrito de Boynton (1984).

Figura 17 b: Diagrama multi-elementos, normalizados pelos valores do condrito de Thompson (1982).

Figura 18 - a: Diagrama Y+Nb vs. Rb (ppm) de Pearce (1996) mostrando que as amostras do BSA concentram-se preferencialmente no campo dos Granitos pós-colisionais; **b:** – Diagrama R1 vs. R2 de Batchelor & Bowden (1985) para os granitos do BSA.

Tabela 3 – Composição litogeoquímica das rochas estudadas.

	SA-06	SA-08	SA-07A	SA-03J	SA-03E	SA-07B	SA-05	SA-11
SiO ₂	48,07	65,51	65,98	69,08	69,31	70,04	70,21	70,35
TiO ₂	1,40	0,87	0,75	0,47	0,43	0,57	0,50	0,50
Al ₂ O ₃	17,26	15,05	15,99	15,98	15,39	14,04	13,72	13,63
Fe ₂ O _{3t}	11,63	5,13	5,63	2,93	3,51	4,47	4,19	2,88
MnO	0,16	0,06	0,12	0,02	0,06	0,08	0,06	0,04
MgO	5,91	1,78	1,54	1,28	1,00	1,49	1,86	0,44
CaO	8,14	2,71	1,34	1,88	1,11	1,68	2,05	1,45
Na ₂ O	2,86	2,68	1,87	3,42	2,49	2,07	2,09	2,61
K ₂ O	2,08	4,16	4,60	3,19	5,59	3,48	2,74	6,07
P ₂ O ₅	0,43	0,06	0,09	0,10	0,10	0,09	0,07	0,17
LOI	1,70	1,60	1,80	1,50	0,80	1,80	2,3	1,50
total	99,69	99,66	99,71	99,85	99,81	99,78	99,83	99,66
CaO/Na ₂ O	2,85	1,01	0,72	0,55	0,45	0,81	0,98	0,56
K ₂ O/Na ₂ O	0,73	1,55	2,46	0,93	2,24	1,68	1,31	2,33
Ba	574	1152	882	406	829	594	368	797
Rb	92	171	125	147	175	118	109,9	262
Sr	931	579	175	183	179	146	146,9	134
Zr	114	213	281	125	163	247	162,5	522
Nb	7,8	12,3	12,4	10,6	8,7	9,7	11,3	34,8
Y	24,2	6,0	37,2	13,2	32,4	24,6	11,4	27,6
Cs	3,0	3,6	2,2	4,1	2,7	2,5	5,2	1,1
Ta	0,8	0,9	0,9	1,0	0,9	1,0	1,0	1,9
Hf	3,0	5,5	7,2	3,4	4,8	6,3	3,9	13,3
Th	3,3	21,3	29,1	22,0	21,7	21,9	12,9	56,3
Ni	32,1	17,2	35,0	8,3	25,6	22,2	32,6	1,1
Pb	1,4	4,7	4,1	4,0	3,8	4,6	3,8	5,8
Ga	18,4	19,6	16,1	22,1	17,2	15,1	18,6	19,7
U	0,8	1,7	3,8	6,9	5,2	2,6	1,8	4,1
V	272,0	86,0	68,0	58,0	43,0	77,0	68	22,0
Cu	35,9	16,5	33,7	8,6	16,0	17,6	11,0	1,0
Zn	48,0	75,0	43,0	57,0	56,0	48,0	72	50,0
Sc	24,0	7,0	15,0	3,0	9,0	10,0	8	5,0
Co	36,8	12,4	16,1	5,2	6,3	10,8	12,3	3,1
La	39,5	78,5	77,5	64,6	57,8	58,0	36,3	174,3
Ce	82,7	152,3	153,8	127,9	119,8	117,5	71,5	373,1
Pr	10,4	16,4	17,5	13,7	13,0	13,3	8,24	40,9
Nd	41,6	58,8	65,1	50,0	47,2	48,0	27,6	141,6
Sm	6,8	8,4	11,6	8,6	8,2	9,1	4,97	19,4
Eu	1,90	1,58	1,79	1,05	1,35	1,36	0,92	1,18
Gd	5,69	5,45	9,41	6,06	7,31	6,85	3,88	11,45
Tb	0,79	0,52	1,31	0,77	1,05	0,94	0,51	1,37
Dy	4,31	1,75	7,27	3,26	6,17	4,79	2,37	6,17
Ho	0,79	0,20	1,33	0,46	1,21	0,89	0,44	0,91
Er	2,37	0,31	3,67	1,12	3,22	2,29	1,28	2,31
Tm	0,34	0,05	0,56	0,12	0,45	0,34	0,17	0,32
Yb	2,15	0,36	3,74	0,64	2,96	2,24	1,05	1,94
Lu	0,31	0,05	0,57	0,10	0,43	0,29	0,20	0,27
Eu/Eu*	0,94	0,72	0,52	0,45	0,53	0,53	0,64	0,24
(La/Yb)N	12,39	147,01	13,97	68,05	13,16	17,46	23,31	60,57
(Gd/Yb)N	2,14	12,23	2,03	7,65	1,99	2,47	2,98	4,76

Tabela 3 – Continuação.

	SA-03F	SA-3D	SA-03B	SA-03H	SA-03C	SA-13	SA-03M	SA-10B
SiO ₂	71,21	71,77	71,79	72,09	72,67	73,02	73,13	73,55
TiO ₂	0,25	0,37	0,30	0,19	0,08	0,21	0,14	0,06
Al ₂ O ₃	15,29	13,44	14,21	14,28	14,62	14,41	14,37	13,48
Fe ₂ O ₃ t	1,61	2,10	1,72	2,09	0,97	1,03	1,04	2,14
MnO	0,03	0,03	-	0,04	0,02	0,02	0,02	0,17
MgO	0,46	0,31	0,61	0,51	0,31	0,19	0,32	0,30
CaO	1,50	1,29	1,10	1,17	1,26	0,66	1,05	1,44
Na ₂ O	3,06	2,27	2,57	2,71	2,93	3,00	2,67	2,37
K ₂ O	5,41	6,02	5,91	5,74	5,88	6,21	6,06	5,23
P ₂ O ₅	0,13	0,09	0,12	0,11	0,10	0,13	0,14	0,09
LOI	0,90	2,10	1,50	0,90	1,00	1,00	1,00	0,90
total	99,86	99,77	99,85	99,85	99,82	99,85	99,89	99,77
CaO/Na ₂ O	0,49	0,57	0,43	0,43	0,43	0,22	0,39	0,61
K ₂ O/Na ₂ O	1,77	2,65	2,30	2,12	2,01	2,07	2,27	2,21
Ba	679	588	677	718	975	436	670	822
Rb	131	234	160	191	193	134	211	136
Sr	168	122	147	127	190	99	157	307
Zr	112	290	167	182	165	119	79	129
Nb	5,8	22,3	5,2	4,6	4,4	4,6	5,0	2,9
Y	18,6	14,0	9,0	27,4	37,7	11,8	9,8	39,1
Cs	1,5	1,2	3,1	1,6	1,5	1,3	3,8	1,4
Ta	0,3	1,0	0,5	0,2	0,1	0,7	0,4	0,2
Hf	3,4	8,1	4,5	4,9	4,4	3,3	2,8	3,9
Th	15,3	50,5	12,6	15,2	29,3	15,4	4,2	19,8
Ni	4,8	0,5	4,8	3,4	2,9	0,7	1,1	0,6
Pb	4,4	7,4	5,0	4,6	6,1	3,0	4,0	6,4
Ga	17,1	16,5	17,2	16,1	14,9	15,9	16,1	12,4
U	4,4	2,4	4,1	5,0	3,9	3,7	2,4	2,8
V	25,0	19,0	28,0	21,0	16,0	11,0	14,0	9,0
Cu	1,5	12,1	1,9	6,4	2,4	0,4	1,8	3,7
Zn	24,0	35,0	37,0	29,0	13,0	10,0	19,0	14,0
Sc	5,0	4,0	2,0	6,0	3,0	3,0	3,0	13,0
Co	1,7	1,5	3,3	3,1	1,2	1,4	1,8	1,5
La	43,0	94,4	36,6	48,2	39,2	32,1	11,2	40,9
Ce	87,2	179,7	76,3	102,2	80,6	72,3	19,0	82,9
Pr	9,6	19,1	9,2	11,4	9,4	8,5	2,2	9,1
Nd	32,3	64,6	34,5	41,4	36,1	33,1	7,3	32,6
Sm	6,0	9,9	6,8	7,1	7,1	6,6	1,6	6,0
Eu	1,27	0,75	0,84	0,71	1,01	0,45	1,07	1,05
Gd	4,77	6,77	4,82	6,14	6,88	4,86	1,43	5,30
Tb	0,70	0,78	0,53	0,84	1,06	0,57	0,22	0,88
Dy	3,64	3,55	2,39	4,69	6,54	2,71	1,47	6,17
Ho	0,69	0,53	0,33	1,07	1,28	0,43	0,32	1,44
Er	1,59	1,33	0,71	3,39	3,87	0,87	0,93	5,23
Tm	0,28	0,17	0,07	0,54	0,57	0,12	0,16	0,95
Yb	1,49	1,16	0,36	3,78	3,92	0,81	0,90	7,26
Lu	0,22	0,18	0,07	0,56	0,54	0,10	0,13	1,08
Eu/Eu*	0,72	0,28	0,45	0,33	0,44	0,24	2,16	0,57
(La/Yb)N	19,46	54,87	68,54	8,60	6,74	26,72	8,39	3,80
(Gd/Yb)N	2,58	4,71	10,82	1,31	1,42	4,84	1,28	0,59

4.3 Química Mineral

As análises de química mineral foram realizadas em cristais de granada, plagioclásio, K-feldspato, biotita e muscovita. Dentre esses minerais, analisaram-se porfiroclastos e grãos finos da matriz protomilonítica, com objetivo de quantificar a sua composição química durante a cristalização magmática e as modificações ocorridas durante o metamorfismo e a deformação. As três amostras selecionadas para análise são provenientes das porções sul (SA-03F), centro-sul (SA-05) e centro-norte (SA-10B) do BSA; são de granitos com granada, biotita, muscovita e sillimanita; e apresentam textura protomilonítica com porfiroclastos de plagioclásio e K-feldspato. Os dados de química mineral das três amostras analisada estão disponíveis no Anexo A.2.

O plagioclásio possui composição entre oligoclásio (An_{16}) e andesina (An_{38}) (Figuras 19 a 21). Os teores de anortita (X_{An}) são relativamente homogêneos na parte central dos cristais e mostram empobrecimento nas bordas (Figuras 23 a 25), sugerindo atuação de deformação e de recristalização no estado sólido. Os porfiroclastos (1,0-2,0 cm) de plagioclásio são em geral oligoclásio e apresentam uma variação entre An_{16} e An_{28} . Os cristais da matriz protomilonítica (0,3 – 0,8 mm) variam de oligoclásio a andesina (An_{22-25}). Os cristais de K-feldspato são ortoclásio com X_{Ab} máximo de 0,16 (Figuras 19 a 21).

As três amostras analisadas com granada possuem fases ricas em almandina (Figuras 23 a 25). Os porfiroclastos e os grãos da matriz apresentam composição média de $X_{Alm}=0,832$ e de $X_{Alm}=0,828$. As bordas são relativamente enriquecidas em Mn, enquanto os núcleos são enriquecidos em Mg (Figuras 26 a 28). Os conteúdos em moléculas de espessartita (X_{Sps}) e de piropo (X_{Prp}) são maiores para os grãos da matriz ($X_{Sps} = 0,083$ e $X_{Prp} = 0,032$) e menores para os porfiroclastos ($X_{Sps} = 0,064$ e $X_{Prp} = 0,026$). Os conteúdos em moléculas de grossulária são maiores para os últimos ($X_{Grs} = 0,077$; $X_{Grs} = 0,055$).

Os grãos de biotita da amostra SA-05 apresentam os mais altos conteúdos de Mg, sendo classificados como siderofilita, com valor de X_{Mg} entre 50,6 a 51,8. Para as amostras SA-03F e SA-10B, os dados obtidos caem no campo da eastonita (Figura 22), com valores de X_{Mg} entre 40,0-40,7 e entre 34,6 e 34,7, respectivamente. A amostra SA-10B apresentou os menores valores de X_{Mg} das três amostras, com valor médio de $X_{Mg}= 34,5$ e de $X_{Mg}= 47,7$ para a biotita e para a muscovita, respectivamente. A amostra SA-03F apresentou o maior

valor médio para Al_2O_3 (39,08) e os menores valores médios de FeOt (0,68) e de MgO (abaixo do limite de detecção) em muscovita. Do exposto, verifica-se que os valores de X_{Mg} das amostras de biotita estudadas são praticamente constantes, sugerindo que eventuais mudanças composicionais promovidas por processos de origem metamórfica ou hidrotermal não são perceptíveis na escala de lâmina. Por outro lado, comparando-se os valores de X_{Mg} das três amostras, nota-se uma grande variação, com os valores mais baixos sendo apresentados por aquelas com textura milonítica mais pronunciada (SA-3F e SA-05), sugerindo que tais variações sejam resultantes de processos de deformação no estado sólido que afetaram as rochas do BSA já cristalizadas. Tais processos ocorreram na presença de fase fluída, que promoveu mudanças químicas das biotitas das referidas rochas. Dessa forma, o X_{Mg} das amostras deformadas não pode ser usado com parâmetro para avaliar o grau de evolução do magmatismo.

Figura 19 - Diagrama ternário de classificação de feldspatos no sistema $\text{CaO-Na}_2\text{O-K}_2\text{O}$ (An-Ab-Or) para a amostra SA-03F do BSA (MINPET 2.02 - Richard, 1995).

Figura 20 - Diagrama de classificação de feldspatos no sistema $\text{CaO-Na}_2\text{O-K}_2\text{O}$ (An-Ab-Or) para a amostra SA-05 do BSA (MINPET 2.02 - Richard, 1995).

Figura 21 - Diagrama de classificação de feldspatos no sistema CaO-Na₂O-K₂O (An-Ab-Or) para a amostra SA-10B do BSA (MINPET 2.02 - Richard, 1995).

Figura 22 - Diagrama de classificação da Biotita para os granitos do BSA (Deer et al., 1992)

SA3F

Figura 23 - Composição dos grãos de plagioclásio da amostra SA-03F do BSA. 1 – composição do porfiroclasto de plagioclásio; 2- composição do grão da matriz protomilonítica.

SA-05

Figura 24 - Composição dos grãos de plagioclásio da amostra SA-05 do BSA. 1 – composição do porfiroclasto de plagioclásio; 2- composição do grão da matriz protomilonítica.

Figura 25 - Composição de grão de plagioclásio da matriz granoblástica da amostra SA-10b do BSA.

Figura 26 - Composição dos grãos de granada da amostra SA-03F do BSA. 1 e 2: composição do porfiroclasto de granada; 3- composição de granada da matriz protomilonítica.

SA3F

Figura 26– Continuação.

SA-05

Figura 27 - Imagens dos grãos de granada amostra SA-05 do BSA, com a localização dos números dos *spots* e *composição*. 1,3,5,7: grãos da matriz protomilonítica. 2,4,6: Porfiroclastos.

SA-05

Figura 27 – continuação

SA10B

Figura 28 - Composição dos grãos de granada da amostra SA-10B do BSA. 1 e 2: composição do porfiroclasto de granada; 3 a 5: composição de granada da matriz protomilonítica.

4.4 Geocronologia

Os grãos de zircão de três amostras representativas do BSA foram analisados para análises U-Pb e Lu-Hf (LA-ICP-MS). A amostra SA-03H é um granito peraluminoso com textura protomilonítica e porfiroclastos de K-feldspato, contendo muscovita, granada e biotita. A amostra SA-03D é de um dique (15-30 cm de espessura) de granito peraluminoso com textura granoblástica, que intrude o granito do BSA. A amostra SA-06 é um enclave de composição quartzo diorítica, com hornblenda e biotita. As análises foram direcionadas para as bordas e para o centro dos grãos, com o objetivo de determinar as idades de cristalização e de metamorfismo. Os dados analíticos LA-ICP-MS U-Pb e Lu-Hf estão disponíveis nos anexos A.3 e A.6, respectivamente.

Amostra SA-03H: Os grãos de zircão são incolores a marrons, prismáticos e alongados e com comprimento variando entre 100-500 μm e razão comprimento/largura entre 1:1 e 1:5. As imagens de catodoluminescência revelaram duas populações de grãos (Figura 29). A primeira contém núcleos herdados, com crescimento magmático oscilatório, e bordas de sobrecrecimento de coloração escura. As razões Th/U dessa população apresentam valores entre 0,10 e 0,30, que são consistentes com grãos de origem magmática (Belousova et al., 2002). A segunda população apresenta grãos prismáticos a arredondados (100-300 μm), com crescimento oscilatório e bordas de sobrecrecimento muito finas de coloração escura nas imagens de catodoluminescência. As razões Th/U dessa população apresenta valores entre 0,04 e 0,13.

As quarenta e oito (48) análises dessas duas populações plotam em uma linha de regressão com intercepto superior em 2064 ± 22 Ma e intercepto inferior em 576 ± 32 Ma (Figura 30a). Nas 17 análises obtidas direcionadas aos núcleos herdados obtiveram-se idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ entre 2091 ± 25 Ma e 1877 ± 39 Ma (>95% de concordância). Calculou-se uma idade concórdia de 2008 ± 22 Ma (MSWD = 2,9) para 6 grãos (Figura 30a). Os núcleos da segunda população de grãos de zircão apresentaram uma idade concórdia de 595 ± 07 Ma ($n= 4$; MSWD =1,4; Figura 30b). Apesar da alta discordância, as análises direcionadas as bordas dos grãos de ambas as populações ($n=27$) apresentaram uma idade concórdia de 598 ± 8 Ma ($n= 4$; MSWD = 0,11). Uma análise obtida em uma borda de grão (*spot* 120) apresentou idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ mais nova de 574 ± 5 Ma (concordância = 101,7 %).

Os valores de ϵHf_T para os núcleos herdados ($n=11$) variam entre +2.2 a +3.9 e as idades modelo Hf $T_{\text{DM}(t)}$ estão entre 2,18 e 2,27 Ga. Um núcleo herdado (*spot* 115) apresentou idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 1877 ± 39 Ma e valor negativo de ϵHf_T (-4.8). Os grãos Ediacaranos possuem valores de ϵHf_T que variam entre -19,1 e -29,4, com idades modelo Hf $T_{\text{DM}(t)}$ entre 2,28 e 2,82 Ga, tanto para as bordas quanto para os núcleos desses grãos ($n=9$) (Figura 31).

Amostra SA-03D: Os grãos de zircão são prismáticos, com 150-500 μm de comprimento, apresentam zoneamento oscilatório e razões comprimento/largura de 1:3 a 1:5 (Figura 29). As razões Th/U são maiores para os núcleos dos grãos, com valores entre 0,09 e 0,50. Obtiveram-se duas idades concórdia nos núcleos desses grãos. Uma mais antiga, de 609 ± 09 Ma ($n= 7$; MSWD = 0,70), constituída por grãos prismáticos a arredondados com ≈ 200 μm de comprimento. A segunda idade concórdia foi de 590 ± 07 Ma ($n= 5$; MSWD = 3,0) (Figura 30c) e é composta por grãos prismáticos com bordas de sobrecrecimento escuras. A idade mais antiga é interpretada como sendo de “antecristais” segundo Miller et al. (2007). As análises obtidas nas bordas dos grãos de ambas as populações resultaram em razões Th/U entre 0,07 e 0,37 e em uma idade concórdia de 589 ± 07 Ma ($n= 6$; MSWD = 0,62). Duas análises em núcleos de grãos apresentaram idades U-Pb concordantes (*spots* 46 e 52 – Figura 29) de 561 ± 05 Ma e de 559 ± 06 Ma e razões Th/U de 0,13 e 0,50, respectivamente. Essa amostra apresentou valores de ϵHf_t entre -15,7 e -21,0 ($n=17$), e idades modelo Hf $T_{\text{DM}(t)}$ entre 2,09 e 2,31 Ga, com sobreposição desses valores das bordas e dos núcleos na figura 31.

Amostra SA-06: Os grãos de zircão são prismáticos com 200-400 de comprimento, possuem zoneamento oscilatório e razão comprimento largura entre 1:2 e 1:5 (Figura 29). As análises nos núcleos dos grãos de zircão apresentaram uma idade concórdia de 599 ± 08 Ma ($n=6$; MSWD = 0,41) (Figura 30d), com razões Th/U variando entre 0,09 e 0,60. As bordas apresentaram razões Th/U entre 0,07 e 0,33 e uma idade concórdia de 586 ± 07 Ma ($n=5$; MSWD = 1,7). Uma borda de grão (*spot* 12) apresentou idade U-Pb concordante mais nova de 569 ± 4 Ma, com razão Th/U de 0,07. Os valores de ϵHf_T são os menos negativos (entre -5,7 e -8,1) e as idades modelo Hf $T_{\text{DM}(t)}$ entre 1,56 e 1,67 Ga (Figura 31), as mais novas dentre as amostras analisadas.

Figura 29 – Imagens de catodoluminescência com localização dos spots (LA-ICP-MS U-Pb e Lu-Hf), idades U-Pb e valores de ϵ_{Hf} dos grãos de zircão das três amostras analisadas. Os Erros estão em 1 σ e as idades U-Pb são: $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (< 1000 Ma) e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (> 1000 Ma).

Figura 30 - Diagramas Concordia das amostras do BSA. (a) intercepto superior do granito representativo do BSA (SA-03H) com idade concórdia dos núcleos herdados. (b) intercepto inferior da amostra SA-03H (dique sienogranítico) com idades concórdia dos núcleos e das bordas dos grãos Ediacaranos. (c) Idades concórdia dos núcleos e das bordas dos grãos de zircão do dique granítico (SA-3D) que intrude o BSA. (d) Idades concórdia dos grãos de zircão do enclave de composição quartzo diorítico (SA-06).

Figura 31 - Diagrama de ϵHf_i versus idades mostrando a evolução isotópica das rochas analisadas do BSA. Valores do Depleted mantle (DM) são de Blichert-Toft & Puchtel (2010) e os valores do chondritic uniform reservoir (CHUR) são de Bouvier et al., (2008).

5. Discussões

O Batólito Serra das Araras (BSA) representa um magmatismo peraluminoso constituído por granitos e granodioritos, com valores para o índice de saturação em alumina ($A/CNK = 1,05 - 1,40$) compatíveis com os valores definidos para os granitos tipo-S australianos ($A/CNK = 1,01$ a $1,39$; Chappell & White, 1992). As observações de campo mostram evidências de intensa assimilação de rochas metassedimentares (paragneisses, anfibolitos e rochas calcissilicáticas) na parte sul do BSA (ponto SA-03). Os dados petrográficos indicam o desenvolvimento de foliação magmática (S_{mag}), definida pela orientação preferencial de grãos euédricos magmáticos de feldspato, biotita e quartzo (foliação de forma) e por *schlierens* de biotita. A foliação magmática foi superposta por outra estrutura com deformação no estado sólido, que gerou uma foliação protomilonítica a milonítica (S_1); caracterizada por níveis finos, milimétricos a centimétricos, constituídos por biotita, granada, muscovita e sillimanita e por grãos finos a médios de feldspato com textura granoblástica e contatos poligonizados. A circulação de uma fase fluida, rica em CO_2 e H_2O , foi responsável pela desestabilização das fases minerais de origem magmática, gerando uma associação de minerais secundários, incluindo carbonatos, muscovita, clorita e opacos não deformados.

Os dados geoquímicos mostram que o magmatismo que gerou o BSA é de natureza cálcio-alcalina de alto-K. Nos diagramas de Harker, o aumento nos conteúdos de Na_2O , K_2O ($<70\%$ em SiO_2) e Rb e o decréscimo de TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , K_2O ($>70\%$ em SiO_2), P_2O_5 , Ba e Zr são compatíveis com processos de cristalização fracionada envolvendo apatita, zircão, biotita, plagioclásio, K-feldspato e minerais opacos. A dispersão de alguns elementos maiores (K_2O , Na_2O , Al_2O_3) e traços (Ba, Rb) pode ser explicada pela interação entre o magma e a expressiva quantidade de enclaves de rochas metassedimentares, especialmente próximo da base do corpo, bem como pela interação de uma importante fase fluída, que promoveu crescimento de minerais secundários, como carbonatos, clorita, muscovita e minerais opacos secundários.

O dique sienogranítico (SA-03D) situa-se no grupo das amostras mais diferenciadas do batólito e alinha-se nos diagramas de Harker, tanto no de elementos maiores como naquele de elementos traços. A composição básica (48,07 de SiO_2) e o caráter metaluminoso do enclave (SA-06) afastam a possibilidade do mesmo fazer parte da mesma série dos

granitos e representar o termo menos diferenciado da mesma. As rochas do BSA, em comparação com os granitos peraluminosos do Terreno Embu, estudados por Alves et al. (2013; 2016), apresentam um intervalo mais amplo em SiO₂ (65,51-73,55%). Os últimos situam-se aproximadamente no mesmo intervalo dos membros mais evoluídos (> 70% de SiO₂), com exceção de uma amostra do Granito Santa Branca, com teor inferior em SiO₂ (< 70% SiO₂).

Os dados de química mineral mostram que os porfiroclastos de plagioclásio e de granada possuem composição semelhante aos grãos da matriz, havendo somente variações composicionais muito pequenas entre a borda e o núcleo dos cristais analisados (seção 4.3). Esses dados indicam que a deformação e a fase fluída não foram suficientes para produzir mudanças químicas significativas nas rochas já cristalizadas. A deformação existente nas rochas do BSA é compatível com metamorfismo sob condições de médio grau (Winkler, 1976) ou com a fácies Anfibolito médio (Turner & Verhoogen, 1960), sendo evidenciada pela geração de contatos poligonizados entre os grãos de K-feldspato, por quartzo deformado com padrão em ‘tabuleiro de xadrez’ (*chessboard*) e pela presença de porfiroclastos de plagioclásio e de granada fraturados (seção 4.1 –Petrografia). Essas características indicam que a deformação ocorreu sob temperaturas entre aproximadamente 600-700°C (Tullis & Yund, 1987; Hirth & Tullis, 1992; Stipp et al., 2002).

O alojamento do magma granítico foi controlado por zonas de cisalhamento dúcteis localizadas nos contatos norte e sul do corpo, onde ocorrem estruturas miloníticas. Na parte sul do BSA, os indicadores cinemáticos da Zona de Cisalhamento Rio Santana-Ribeirão das Lajes (estrutura coincidente com o *Central Tectonic Boundary* – limite entre os terrenos Oriental e Ocidental (Almeida et al., 1998)) indicam uma movimentação mais antiga, ocorrida em regime transpressional e com movimentação sinistral e, uma segunda, mais nova, em regime transtensional com movimentação destal, que produziu deformação no estado sólido, nas rochas do BSA (Dehler, 2002; Dehler et al., 2006).

Os dados isotópicos U-Pb LA-ICP-MS das três amostras analisadas revelaram que o magmatismo granítico do BSA foi cristalizado *ca.* 595 Ma. A idade concórdia de 595 ± 06 Ma obtida a partir dos núcleos dos cristais de zircão da amostra SA-03H, representativa do BSA, é interpretada como sendo a idade de cristalização do magmatismo que gerou o BSA. Da

mesma forma, a idade concórdia de 599 ± 07 , obtida em núcleos de cristais de zircão do enclave de quartzo diorito (amostra SA-06), é também interpretada como a idade de cristalização dessa rocha.

O dique sienogranítico (SA-03D) apresentou duas idades concórdias para os núcleos dos zircões. A mais antiga (609 ± 08 Ma) é interpretada como referentes à idade de *antecristais* (Miller et al., 2007), enquanto a mais nova (590 ± 07 Ma) é sincrônica com a idade concórdia obtidas nos núcleos ediacaranos do granito encaixante (SA-03H – 595 ± 06 Ma) e com a idade concórdia obtida nos núcleos dos cristais de zircão do enclave quartzo diorítico (SA-06 – 599 ± 07 Ma) (Figura 30). Duas análises direcionadas aos núcleos de zircão do dique apresentaram idades concordantes mais novas, de 559 ± 06 e de 561 ± 05 Ma (*spots* 46 e 52 e razão Th/U de 0,50 e 0,14 respectivamente – Figura 29). Essas idades mais novas de *ca.* 560 Ma podem representar o período de intrusão do dique e são boas evidências da recorrência de atividades magmáticas granítica que teria afetado o BSA em um nível crustal mais raso, visto que o dique apresenta granulação mais fina e menor grau de deformação.

As idades concórdias obtidas nos núcleos (entre 599 ± 09 Ma e 590 ± 06 Ma) e nas bordas dos grãos de zircão (entre 598 ± 06 Ma e 586 ± 07 Ma) das três amostras analisadas são compatíveis (Figura 30), considerando o erro. Contudo, idades concordantes U-Pb mais novas foram obtidas em bordas de zircão em cada uma das amostras, sendo de: 574 ± 05 Ma (SA3H - spot 120), 569 ± 05 Ma (SA-06 - spot 12) e 563 ± 05 Ma (SA3D - spot 40). Essas idades concordantes mais novas (*ca.* 570-560 Ma, com razões Th/U entre 0.004 e 0.11) indicam que o metamorfismo do BSA ocorreu entre *ca.* 575 e 560 Ma. Esse intervalo é contemporâneo com metamorfismo M₂ (idades U-Pb SHRIMP 600-560 Ma; $\approx 650 - 700^\circ\text{C}$ e $\approx 0.4 - 0.6$ GPa), sugerido para os domínios Embu e Costeiro (Meira, 2014), e com as idades U-Pb TIMS *ca.* 585 – 570 Ma, para o Domínio Paraíba do Sul (Machado et al., 1996).

Os dados isotópicos Lu-Hf LA-ICP-MS, obtidos nos núcleos herdados dos grãos de zircão da amostra representativa do BSA (SA-03H), reforçam a interpretação dos dados U-Pb quanto à existência de processos de reciclagem de crosta paleoproterozoica durante o Ediacarano. A maioria dos núcleos herdados de zircão apresentaram valores positivos de ϵHf_T (entre + 2,2 e + 3,9) e idades U-Pb entre 1,99 e 2,08 Ga, entretanto, uma análise (*spot* 115) apresentou valor negativo de ϵHf_T (-4,8) e idade U-Pb de 1,86 Ga. Esses dados

isotópicos Lu-Hf indicam contribuição de fontes heterogêneas para o BSA, incluindo possível reciclagem de crosta juvenil e continental do Riachão-Orosiriano (Figura 31). Nota-se que há a superposição dos valores de ϵHf_T dos cristais de zircão neoproterozoicos da amostra de granito representativa do BSA (SA-03H) e dos do dique (SA-03D) (Figura 31), bem como das idades modelo HfT_{DM} siderianas a neoarqueanas. O dique apresenta, em geral, valores menos negativos de ϵHf_T (entre -15,7 e -27,6). Esses dados sugerem que ambos são derivados de fontes crustais com a mesma composição essencialmente. O intervalo de variação dos valores de ϵHf_T neoproterozoicos da amostra SA-03H (entre -19,1 e -29,4) pode ser explicado pelo maior grau de deformação e metamorfismo, associado à circulação de fluido hidrotermais, o que pode causar variações nas idades modelo HfT_{DM} .

Apesar das amostras de granito (SA-03H) e do dique (SA-03D) encontrarem-se localizadas a cerca de 15 km de distância da amostra de enclave quartzo diorito (SA-06), elas possuem idades U-Pb de cristalização sincrônicas, considerando-se o erro analítico do método utilizado. Esses dados sugerem a coexistência de dois magmas de características reológicas distintas, um mais volumoso e de composição granítica e outro subordinado e de composição básica. O enclave apresenta valores menos negativos de ϵHf_T (entre -5,6 e -8,1) e idades modelo HfT_{DM} mais novas (entre 1,56 e 1,66 Ga) que os granitos. Entretanto, o pequeno intervalo de variação dos valores de ϵHf_T e as idades modelo HfT_{DM} mais jovens do enclave, juntamente com a composição idêntica de Hf entre o núcleo e as bordas dos grãos de zircão, sugerem a existência de processos envolvendo a mistura de magmas de composição ácida e básica (*magma mingling*), porém sem a homogeneização efetiva dos mesmos (Griffin et al., 2002). Os dados acima discutidos do enclave (SA-06) sugerem a participação de líquidos magmáticos da crosta média a inferior ou de materiais com menor residência crustal ($\approx 1,0$ Ga) no evento que gerou o BSA.

Os dados geoquímicos e geocronológicos aqui obtidos sugerem que o evento de anatexia crustal que gerou o BSA, no Domínio Paraíba do Sul, é o mesmo que gerou os granitos Ediacaranos no Terreno Embu (Alves et al., 2013, 2016). As rochas do BSA mostram enriquecimento relativo de ETRP, Fe_2O_3 , MgO, TiO_2 e CaO, em comparação aos granitos peraluminosos do Domínio Embu, que apresentam enriquecimento em SiO_2 , Na_2O , Rb/Ba e Rb/Sr (seção 4.2). As fontes magmática desses granitos incluem a crosta superior antiga, conforme indicam os dados isotópicos de $\epsilon\text{Nd}_T \approx -18$, $\text{NdT}_{\text{DM}} \approx 2,5$ Ga e a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_T$

$\approx 0,715$ (granitos Santa Branca e Guacuri); a crosta superior mesoproterozoica, com idades modelo $Nd_{DM} \approx 0,9-1,2$ Ga, $\epsilon Nd_T \approx -9$ e razões de $^{87}Sr/^{86}Sr_T \approx 0,727$ mais altas (granitos Serra do Quebra Cangalha e Natividade da Serra); bem como membros intermediários entre essas duas fontes (granitos Mogi das Cruzes e Santa Branca) (Alves et al., 2016). Esse evento tectono-termal Ediacarano, responsável pela geração dos granitos do Domínio Embu e do BSA, provavelmente também foi responsável pela geração do granito peraluminoso do Rio Turvo, cuja idade U-Pb (TIMS) concordante, obtida em monazita de 579 ± 6 Ma, foi interpretada como sendo a idade de cristalização desse granito (Machado et al., 1996).

Em função dos dados isotópicos de Lu-Hf discutidos, considera-se que os principais candidatos que contribuíram como fonte juvenil do BSA são arcos magmáticos do Riachão-Orosiriano (complexos Juiz de Fora e Quirino), localizados na margem sudoeste do Cráton São Francisco (Valladares et al., 2002; Heilbron et al., 2010; Machado et al., 2010). Estudos de proveniência com zircão detrítico em rochas supracrustais indicam que as principais fontes dos terrenos Paraíba do Sul/Embu, Juiz de Fora e Andrelândia são de rochas do Paleoproterozoico (*ca.* 2,2 – 1,8 Ga), com contribuição subordinada de rochas do Arqueano, do Mesoproterozoico e do Paleoproterozoico (Valladares et al., 2008; Viana, 2008; Trouw et al., 2013; Meira et al., 2015; Duffles et al., 2016). A inferência dessa fonte juvenil é dificultada pelo posicionamento alóctone do Terreno Paraíba do Sul/Embu e pela escassez de dados Lu-Hf das rochas do estado do Rio de Janeiro. Os dados disponíveis sugerem acreção juvenil paleoproterozoica na porção sul/sudoeste do Cráton do São Francisco (Heilbron et al., 2010), no sudoeste da Faixa Brasília (Campos Neto et al., 2011; Janasi et al., 2015; Cioffi et al., 2016; Westin et al., 2016) e no embasamento do Terreno Paraíba do Sul (Valladares et al., 2002; Machado et al., 2010).

O Terreno Paraíba do Sul/Embu é interpretado como um terreno docado em um orógeno acrescionário Ediacarano, pertencente a Faixa Ribeira Central, ou com evolução relacionada à porção sudoeste da Faixa Brasília (Campos Neto, 2000; Heilbron et al., 2008; Trouw et al., 2013; Meira et al., 2015; Duffles et al., 2016; Alves et al., 2016). Nesse contexto, os granitos peraluminosos do Terreno Embu são considerados pós-colisionais, relacionados ao desenvolvimento do Arco Socorro (*ca.* 630-600 Ma) da Faixa Brasília, e contemporâneos à colisão principal (docagem do Terreno ocidental e do Terreno Oriental) na Faixa Ribeira Central (Duffles et al., 2016).

De outra forma, Alves et al. (2016) interpretam os granitos do Terreno Embu como pós-colisionais e relacionados a um orógeno acrescionário com subducção para oeste, diferindo assim da maioria dos modelos tectônicos propostos anteriormente para a Faixa Ribeira Central. As idades mais antigas encontradas a noroeste, na Nappe Socorro-Guaxupé (630-610 Ma), e as mais novas, encontradas no domínio Costeiro, teriam sua geração vinculada à migração progressiva da frente magmática desse orógeno acrescionário (Alves et al., 2016). Meira (2014) e Meira et al. (2015) consideram esses granitos como relacionados ao magmatismo pós-colisional, sendo gerados em um ambiente extensional, associados à deformação intracontinental e à sedimentação do tipo rifte.

Em um contexto de colisão diacrônica de bloco litosféricos, esses granitos peraluminosos seriam produzidos pela colisão entre o Terreno Oriental e o Terreno Ocidental (*ca.* 590-570 Ma; Heilbron & Machado, 2003); ou ainda entre os crátons do São Francisco e do Congo (*ca.* 610- 600 Ma; Bento dos Santos et al., 2015). Os granitos peraluminosos do estado do Rio de Janeiro são interpretados como produtos da anatexia de rochas metassedimentares em um estágio após o espessamento crustal máximo do orógeno Ribeira Central (Machado & Dehler, 2002).

As idades dos anticristais e de cristalização obtidas neste trabalho para as três amostras (entre 610 e 590 Ma) são, considerando-se o erro do método U-Pb utilizado, compatíveis com as idades de cristalização do grupo de granitoides de alto-K do Complexo Rio Negro (U-Pb TIMS em zircão de *ca.* 610-605 Ma; Tupinambá et al., 2012) e com as idades de cristalização das rochas mais evoluídas do Complexo Serra da Bolívia (U-Pb SHRIMP em zircão *ca.* 605-575 Ma). Esses dois grupos de rochas de mesma idade são interpretados como arcos magmáticos cordilheranos (Heilbron et al., 2013). No entanto, vários autores assinalam que magmas peraluminosos são gerados após o período de espessamento crustal máximo em orógenos, associado ao metamorfismo de alta-T e baixa-P (England & Thompson, 1984, 1986; Barbarin, 1996; Sylvester, 1998), como ocorre no Domínio Embu/Paraíba do Sul, interpretados como granitos pós-colisionais e relacionados a um ambiente tectônico extensional (Machado & Dehler, 2002; Almeida et al., 2010; Meira, 2014; Alves et al., 2016).

Dessa forma, considerando que a formação da Faixa Ribeira Central foi resultado da colisão de distintos blocos litosféricos (incluindo terrenos, arcos magmáticos e crátons) ocorrida *ca.* 610-600 (Machado, 1997; Bento dos Santos et al., 2015), o BSA representaria um magmatismo gerado no estágio sin-colisional a pós-colisional. Todavia, o BSA seria considerado como pós-colisional se a evolução do Terreno Embu/Paraíba do Sul fosse correlacionada à evolução da Faixa Brasília (Trouw et al., 2013; Duffles et al., 2016).

Na região sudoeste de São Paulo, Passarelli et al. (2004, 2007) dataram diversos maciços graníticos (U-Pb em monazita e zircão) nos domínios Embu (Juquiá 600 Ma; Sete Barras 630 Ma), Mongaguá (Areado 610-580 Ma; Ribeirão do Óleo 580 Ma), Registro (Votupoca 582 Ma) e Iguape (Iguape 600 Ma; Serra do Cordeiro 582 Ma), sendo essas idades interpretadas como as idades de cristalização dos granitos. As idades mais novas foram relacionadas ao magmatismo da Suíte Serra do Mar (entre 594 e 570 Ma; Siga Jr., 1995). Os granitos peraluminosos do Domínio Embu foram considerados com idades ao redor de 598 Ma (Passarelli et al., 2004), que se situam no intervalo de idades U-Pb (590-580 Ma) de grande parte dos granitos a NE desse domínio (Caucaia, Itapeti, Sabaúna, Santa Branca, Santa Catarina, Mauá, Guacurí, e Lagoinha) reportadas recentemente por Alves et al. (2013). A fase colisional, associada à justaposição do Domínio Mongaguá aos domínios Embu e Registro (entre 590 e 580 Ma) foi acompanhada pela geração de granitos peraluminosos nos domínios envolvidos. Esses granitos possuem a mesma idade do magmatismo alcalino da Suíte Serra do Mar (594-570 Ma), caracterizado por Siga Jr. (1995) no Terreno Luis Alves, que tem sido relacionado a uma fase tectônica extensional.

As idades U-Pb de cristalização obtidas aqui (*ca.* 595 Ma) superpõem-se parcialmente ao intervalo de idades dos granitos pré-colisionais da Faixa Araçuaí, correspondentes à suíte G₁ (Pedrosa-Soares et al., 2001; 2011), e são pouco mais antigas (10 a 30 Ma) daquelas dos granitos sin-colisionais G₂ (580-560 Ma) dos referidos autores. No entanto, considerando-se a idade U-Pb concórdia obtida para o BSA (595 ± 6 Ma), a qual corresponde à idade de cristalização mais provável do batólito, verifica-se uma excelente correlação com a idade U-Pb (594 ± 6 Ma) obtida para as rochas do Batólito Galiléia por Nalini et al. (2000), o qual faz parte da suíte pré-colisional (G₁) dos citados autores. A idade de cristalização do BSA também é correlacionável com a idade U-Pb de cristalização obtida pelos mesmos autores para o Batólito Urucum (582 ± 6 Ma), considerando o erro analítico do método utilizado.

Além disso, a correlação entre o BSA e a suíte Urucum é sugerida tanto com base no índice de saturação em alumina dos granitos que compõem a suíte Urucum (A/CNK entre 1,0 e 1,38, exceto uma amostra com 0,98), como pela sua associação mineral, caracterizada pela presença sistemática de granada (almandina-espessartita), muscovita primária (5 a 10%), turmalina (fácies de granito com turmalina), monazita e pela ausência de anfibólio (Nalini, 1997). Por outro lado, enquanto as rochas do Batólito Urucum possuem razão CaO/Na_2O inferior a 0,30 (Nalini et al., 2015), as do BSA apresentam valores sempre superiores a 0,43 (exceto a amostra SA-13, com 0,22), o que sugere origem a partir de rochas predominantemente psamíticas (Sylvester, 1998).

6. Conclusões

Os dados obtidos neste estudo permitiram caracterizar o Batólito Serra das Araras como um magmatismo peraluminoso, composto por granitos e granodioritos deformados, que cristalizou *ca.* 595 Ma. O BSA é um corpo alongado na direção NE-SW, que teve seu alojamento do magma controlado por zonas de cisalhamento dúcteis de alto ângulo, as quais foram ativas durante e após a cristalização das rochas do batólito, conforme indicado pela deformação no estado sólido de seus minerais e pelas idades de metamorfismo entre *ca.* 575-560 Ma.

A geração do BSA envolveu a anatexia crustal de protólitos predominantemente metassedimentares com fontes de idades riaciana-orosiriana, com geração de expressivo magmatismo granítico nos domínios Paraíba do Sul/Embu, resultante da colisão oblíqua entre blocos litosféricos (incluindo terrenos, arcos magmáticos e crátons), ocorrida no Ediacarano ao redor de *ca.* 610-600. A diferenciação magmática do BSA ocorreu por cristalização fracionada, envolvendo diferentes graus de assimilação, metamorfismo, deformação no estado sólido dos minerais e intensa circulação de fluidos. O crescimento de minerais tardios (muscovita, calcita, clorita e minerais opacos substituindo granada, biotita e feldspatos) é relacionado à circulação de fluidos hidrotermais nos estágios finais de cristalização do corpo. A presença de estruturas na forma de quartzo em *ribbons* e em ‘tabuleiro de xadrez’, agregados granoblásticos de feldspatos com contatos poligonizados e níveis muito finos ricos em minerais micáceos com textura protomilonítica/milonítica são relacionados ao processo de deformação que acompanhou a atividade das zonas de cisalhamento que deformou as rochas do BSA.

Os dados isotópicos U-Pb revelaram que o BSA cristalizou em aproximadamente 595 Ma e que o magmatismo que lhe deu origem é correlacionável ao mesmo evento tectono-termal Ediacarano que gerou os granitos do tipo-I, do tipo-S e alcalinos (Suíte Serra do Mar) de características pós-colisionais, encontrados nas faixa Ribeira (domínios Paraíba do Sul/Embu, Registro e Mongaguá) e Araçuaí, e mais a sul no Crátons Luis Alves, sugerindo tratar-se de um expressivo evento magmático controlado principalmente por um regime tectônico extensional. Esse evento produziu, na Faixa Ribeira, o retrabalhamento de crosta mais antiga do Mesoproterozoico e do Paleoproterozoico, com menor participação de

material juvenil (Machado et al., 1996; Mendes et al., 2006; Meira, 2014; Alves et al., 2016; entre outros).

Ao relacionar o BSA com o magmatismo peraluminoso da Faixa Araçuaí (Suíte G₂) considera-se duas possibilidades: A primeira, que esse magmatismo foi diacrônico longitudinalmente no espaço orogênico e que avançou de sul para norte, sendo mais jovem a norte. Implicando em um modelo tectônico de colisão/colagem de terrenos relativamente mais tardio na parte norte do orógeno. Essa interpretação conflita com o modelo tectônico quebra-nozes (*nutcracker tectonics*) proposto para a Faixa Araçuaí (Alkmim et al., 2006). No qual, o fechamento da Bacia Macaúbas supõe uma migração das idades de colisão do orógeno de norte para sul. Na segunda possibilidade, a evolução tectônica das duas faixas foi diferente. Enquanto na Faixa Araçuaí ocorria a subducção, com a geração de magmatismo pré-colisional (Suíte G₁), na Faixa Ribeira Central, ocorria a colisão, com a geração de granitos peraluminosos (BSA).

As idades aqui obtidas são sincrônicas com as idades U-Pb (em zircão) ediacaranas (595-580 Ma) dos granitos peraluminosos da parte central e norte do Domínio Embu (Guacuri, Santa Branca, Natividade da Serra e Mogi das Cruzes), com granitoides dos domínios Embu, Mongaguá, Registro e Iguape (ca. 598 Ma), bem como com a idade atribuída à fase colisional (590-580 Ma), responsável pela justaposição do Domínio Mongaguá aos domínios Embu e Registro (Passarelli et al., 2004, 2007).

O BSA é relativamente mais enriquecido em ETRP, Fe₂O_{3t}, TiO₂, MgO e CaO e mais empobrecido em SiO₂, Na₂O, Rb/Ba e Rb/Sr do que os plútons peraluminosos Ediacaranos do Domínio Embu (Guacuri, Santa Branca, Mogi das Cruzes e Natividade da Serra). Com base nesses dados, pode-se assumir que o magmatismo granítico do Ediacarano dos domínios Paraíba do Sul de Embu foi gerados durante o mesmo evento de anatexia crustal. As diferenças entre eles podem estar relacionadas aos diferentes níveis crustais de posicionamento desses plútons (Alves et al., 2013).

Os dados de química mineral, as idades próximas de cristalização e de metamorfismo e os valores equivalentes de ϵHf_t das bordas e dos núcleos dos cristais de zircão indicam que o metamorfismo não foi suficientemente eficaz para promover modificações químicas significativas no corpo. O metamorfismo foi responsável pela deformação no estado sólido

dos minerais, pela geração da matriz protomilonítica/milonítica e pela geração da estrutura granoblástica com contatos poligonizados. O período de metamorfismo que afetou o corpo foi entre *ca.* 575-560 Ma, o qual é sincrônico com o evento metamórfico “M₂” (650-750 °C e 0.4-0.6 GPa) registrado no Domínio Embu (Meira, 2014).

Os processos ígneos (cristalização, diferenciação e desenvolvimento da foliação magmática) e metamórficos (crescimento de minerais no estado sólido, associado à circulação de fluidos hidrotermais) que geraram o batólito foram contínuos e contemporâneos ao alojamento e ao resfriamento do magma granítico. A deformação no estado sólido foi produzida pela reativação das zonas de cisalhamento, com movimentação destal em regime transtensional (Dehler, 2002; Dehler et al., 2006).

Os dados isotópicos de Lu-Hf indicam que os núcleos dos zircões herdados da amostra (SA-03H) foram cristalizados a partir de rochas juvenis do Riachiano-Orosiriano e em crosta continental do Orosiriano-Estateriano. Embora a idade de cristalização do enclave (SA-06) seja sincrônica com a dos granitos, o seu caráter metaluminoso e os valores de ϵ_{Hf} menos negativos (entre -5,7 e -8,1) sugerem o envolvimento marginal de fontes ortoderivadas da crosta média a inferior para a geração do magmatismo básico.

Os dados geoquímicos e isotópicos (LA-ICP-MS U-Pb e Lu-Hf) do BSA não deixam dúvidas quanto à correlação do magmatismo granítico Ediacarano dos domínios Embu e Paraíba do Sul, além de trazerem informações das fontes envolvidas na geração desse magmatismo e das idades de cristalização e de metamorfismo. Estudos isotópicos adicionais são necessários para avaliar de forma mais segura os protólitos envolvidos nesses granitos e, dessa forma, contribuir para o desenvolvimento do conhecimento geológico do Domínio Paraíba do Sul.

Referências

- Alkmim, F.F., Marshak, S., Pedrosa-Soares, A.C., Peres, G.G., Cruz, S.C.P., Whittington, A., 2006. Kinematic evolution of the Araçuaí-West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. *Precambrian Res.* 149, 43–64. doi:10.1016/j.precamres.2006.06.007
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., de Brito Neves, B.B., Fuck, R. a., 1981. Brazilian structural provinces: An introduction. *Earth-Science Rev.* 17, 1–29. doi:10.1016/0012-8252(81)90003-9
- Almeida, J.C.H., Silva, L.G. do E., Valladares, C.S., 1993. O Grupo Paraíba do Sul e rochas granitóides na região de Bananal (SP) e Rio Claro (RJ): uma proposta de formalização litoestratigráfica. *SBG, Simpósio Geol. do Sudeste* 3, 155–160.
- Almeida, J.C.H., Tupinamba, M.A., Heilbron, M., Trouw, R.A.J., 1998. Geometric And Kinematic Analysis at the Central Tectonic Boundary of the Ribeira Belt, Southeastern Brazil, in: *Congresso Brasileiro de Geologia. Sociedade Brasileira de Geologia, Belo Horizonte*, p. 32.
- Almeida, R.P., Janikian, L., Fragoso-Cesar, A.R.S., Fambrini, G.L., 2010. The Ediacaran to Cambrian Rift System of Southeastern South America: Tectonic Implications. *J. Geol.* 118, 145–161. doi:10.1086/649817
- Alves, A., Janasi, V. de A., da Costa Campos Neto, M., 2015. Sources of granite magmatism in the Embu Terrane (Ribeira Belt, Brazil): Neoproterozoic crust recycling constrained by elemental and isotope (Sr-Nd-Pb) geochemistry. *J. South Am. Earth Sci.* doi:10.1016/j.jsames.2015.10.014
- Alves, A., Janasi, V.D.A., Campos Neto, M.C., Heaman, L.M., Simonetti, A., 2013. U-Pb geochronology of the granite magmatism in the embu terrane: Implications for the evolution of the central ribeira belt, SE Brazil. *Precambrian Res.* 230, 1–12. doi:10.1016/j.precamres.2013.01.018
- Barbarin, B., 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos* 46, 605–626. doi:10.1016/S0024-4937(98)00085-1
- Barbarin, B., 1996. Genesis of the two main types of peraluminous granitoids. *Geology* 24, 295–298. doi:10.1130/0091-7613(1996)024<0295:GOTTMT>2.3.CO
- Barbosa, A.L.M., Sad, J.H.G., 1983. Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro, Folhas Piraí, Paracambi, Itaguaí- Marambaia. GEOSOL-DRM-RJ. Niterói, Mapas e Relatório final 382p.
- Basei, M.A.S., Neves, B.B.B., Siga, O., Babinski, M., Pimentel, M.M., Gaeta Tassinari, C.C., Hollanda, M.H.B., Nutman, A., Cordani, U.G., 2010. Contribution of SHRIMP U–Pb zircon geochronology to unravelling the evolution of Brazilian Neoproterozoic fold belts. *Precambrian Res.* 183, 112–144. doi:10.1016/j.precamres.2010.07.015
- Batchelor, R. a., Bowden, P., 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chem. Geol.* 48, 43–55. doi:10.1016/0009-2541(85)90034-8
- Belousova, E., Griffin, W.L., O'reilly, S.Y., Fisher, N.L., 2002. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contrib. to Mineral. Petrol.* 143, 602–622.
- Bento dos Santos, T.M., Tassinari, C.C.G., Fonseca, P.E., 2015. Diachronic collision, slab break-off and long-term high thermal flux in the Brasiliano–Pan-African orogeny: Implications for the geodynamic evolution of the Mantiqueira Province. *Precambrian Res.* 260, 1–22. doi:10.1016/j.precamres.2014.12.018

- Black, L.P., Kamo, S.L., Allen, C.M., Aleinikoff, J.N., Davis, D.W., Korsch, R.J., Foudoulis, C., 2003. TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U–Pb geochronology. *Chem. Geol.* 200, 155–170. doi:[http://dx.doi.org/10.1016/S0009-2541\(03\)00165-7](http://dx.doi.org/10.1016/S0009-2541(03)00165-7)
- Blichert-Toft, J., Puchtel, I.S., 2010. Depleted mantle sources through time: Evidence from Lu–Hf and Sm–Nd isotope systematics of Archean komatiites. *Earth Planet. Sci. Lett.* 297, 598–606. doi:[10.1016/j.epsl.2010.07.012](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.07.012)
- Bouvier, A., Vervoort, J.D., Patchett, P.J., 2008. The Lu–Hf and Sm–Nd isotopic composition of CHUR: constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets. *Earth Planet. Sci. Lett.* 273, 48–57.
- Boynton, W. V., 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. W: Rare earth element geochemistry.(red. P. Henderson): 63–114.
- Brito Neves, B.B. De, Fuck, R.A., Pimentel, M.M., 2014. The Brasiliano collage in South America: a review. *Brazilian J. Geol.* 44, 493–518. doi:[10.5327/Z2317-4889201400030010](https://doi.org/10.5327/Z2317-4889201400030010)
- Campos Neto, M. da C., Basei, M.A.S., Assis Janasi, V. de, Moraes, R., 2011. Orogen migration and tectonic setting of the Andrelândia Nappe system: An Ediacaran western Gondwana collage, south of São Francisco craton. *J. South Am. Earth Sci.* 32, 393–406. doi:[10.1016/j.jsames.2011.02.006](https://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.02.006)
- Campos Neto, M.C., 2000. Orogenic Systems From Southwestern Gondwana, in: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, pp. 335–365.
- Campos Neto, M.C., Figueiredo, M.C., 1995. The Rio Doce Orogeny, Southeastern Brazil. *J. South Am. Earth Sci.* 8, 143–162. doi:[10.1016/0895-9811\(95\)00002-W](https://doi.org/10.1016/0895-9811(95)00002-W)
- Chappel, B.W., White, A.J.R., 1974. Two contrasting magma types. *Pac. Geol.* 8, 173–174.
- Chappell, B.W., White, A.J.R., 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. *Aust. J. Earth Sci.* 48, 489–499. doi:[10.1046/j.1440-0952.2001.00882.x](https://doi.org/10.1046/j.1440-0952.2001.00882.x)
- Chappell, B.W., White, A.J.R., 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. *Aust. J. Earth Sci.* 48, 489–499.
- Chappell, B.W., White, A.J.R., 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Trans. R. Soc. Edinb. Earth Sci.* 83, 1–26. doi:[10.1017/S0263593300007720](https://doi.org/10.1017/S0263593300007720)
- Cioffi, C.R., Campos Neto, M.C., Möller, A., Rocha, B.C., 2016. Paleoproterozoic continental crust generation events at 2.15 and 2.08 Ga in the basement of the southern Brasília Orogen, SE Brazil. *Precambrian Res.*
- Clemens, J.D., 2005. Granites and granitic magmas: strange phenomena and new perspectives on some old problems. *Proc. Geol. Assoc.* 116, 9–16. doi:[10.1016/S0016-7878\(05\)80013-6](https://doi.org/10.1016/S0016-7878(05)80013-6)
- Clemens, J.D., 2003. S-type granitic magmas - petrogenetic issues, models and evidence. *Earth-Science Rev.* 61, 1–18. doi:[10.1016/S0012-8252\(02\)00107-1](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(02)00107-1)
- Clemens, J.D., Stevens, G., 2012. What controls chemical variation in granitic magmas? *Lithos* 134–135, 317–329. doi:[10.1016/j.lithos.2012.01.001](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.01.001)
- Clemens, J.D., Wall, V.J., 1984. Origin and evolution of a peraluminous silicic ignimbrite suite: the Violet Town Volcanics. *Contrib. to Mineral. Petrol.* 88, 354–371.

- Clemens, J.D., Wall, V.J., 1981. Origin and crystallization of some peraluminous (S-type) granitic magmas. *Can. Mineral.* 19, 111–131.
- Clemens, J.D., Watkins, J.M., 2001. The fluid regime of high-temperature metamorphism during granitoid magma genesis 600–606. doi:10.1007/s004100000205
- Cordani, U.G., Coutinho, J.V.M., Nutman, A.P., 2002. Geochronological constraints on the evolution of the Embu Complex, São Paulo, Brazil. *J. South Am. Earth Sci.* 14, 903–910.
- Cordani, U.G., Delhal, J., Ledent, D., 1973. Orogenèses superposées dans le Précambrien du Brésil sud-oriental (États de Rio de Janeiro et de Minas Gerais). *Brazilian J. Geol.* 3, 1–22.
- Cox, K.G., Bell, J., Pankhurst, R., 1979. The interpretation of igneous rocks. George Allen & Unwin. Londres, 579 p.
- De Yoreo, J.J., Lux, D.R., Guidotti, C. V., 1989. The role of crustal anatexis and magma migration in the thermal evolution of regions of thickened continental crust. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 43, 187–202.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1992. An introduction to the rock-forming minerals. (Vol. 696) Longman London.
- Dehler, N.M., 2002. Extrusão tectônica oblíqua em regime transpressivo no Cinturão Paraibides, RJ. Tese de Doutorado, IGc - Universidade de São Paulo. 168 p.
- Dehler, N.M., Machado, R., McReath, I., Nummer, A.R., 2006. Kinematics and geometry of structures in the southern limb of the Paraíba do Sul divergent structural fan, SE Brazil: a true transtensional shear. *An Acad Bras Cienc* 78, 373–389. doi:10.1590/S0001-37652006000200014
- Dehler, N.M., Silva, P.C.S., 2000. Projeto de compilação geológica da Folha Volta Redonda (escala 1: 250.000). São Paulo, CPRM, 16 pag. (Nota Explic.)
- Duarte, B.P., Valente, S.C., Heilbron, M., Campos Neto, M.C., 2004. Petrogenesis of the Orthogneisses of the Mantiqueira Complex, Central Ribeira Belt, SE Brazil: An Archaean to Palaeoproterozoic Basement Unit Reworked During the Pan-African Orogeny. *Gondwana Res.* 7, 437–450. doi:10.1016/S1342-937X(05)70795-4
- Duffles, P., Trouw, R.A.J., Mendes, J.C., Gerdes, A., Vinagre, R., 2016. U–Pb age of detrital zircon from the Embu sequence, Ribeira belt, Se Brazil. *Precambrian Res.* 278, 69–86. doi:10.1016/j.precamres.2016.03.007
- Ebert, H.D., 1968. Ocorrência de facies granulítica no sul de Minas Gerais e regiões adjacentes, em dependência da estrutura orogênica: hipóteses sobre sua origem. *An. Acad. Bras. Cienc.* 40, 215–229.
- Eirado, L.G., Heilbron, M., Almeida, J.C.H., 2006. Os Terrenos Tectônicos Da Faixa Ribeira Na Serra Da Bocaina E Na Baía Da Ilha Grande , Sudeste Do Brasil. *Rev. Bras. Geociências* 36, 426–436.
- England, P.C., Richardson, S.W., 1977. The influence of erosion upon the mineral fades of rocks from different metamorphic environments. *J. Geol. Soc. London.* 134, 201–213.
- England, P.C., Thompson, A., 1986. Some thermal and tectonic models for crustal melting in continental collision zones. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 19, 83–94. doi:10.1144/GSL.SP.1986.019.01.05
- England, P.C., Thompson, A.B., 1984. Pressure—temperature—time paths of regional metamorphism

- I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. *J. Petrol.* 25, 894–928.
- Fernandes, G.L. de F., Schmitt, R. da S., Bongiolo, E.M., Basei, M.A.S., Mendes, J.C., 2015. Unraveling the tectonic evolution of a Neoproterozoic–Cambrian active margin in the Ribeira Orogen (Se Brazil): U–Pb and Lu–Hf provenance data. *Precambrian Res.* 266, 337–360. doi:10.1016/j.precamres.2015.05.017
- Figueiredo, M.C., Campos Neto, M.C., 1993. Geochemistry of the Rio Doce Magmatic Arc, Southern Brazil. *An. Acad. Bras. Cienc.* 63, 63–82.
- Filipov, M., Janasi, V. de A., 2001. The Maua granitic massif, central Ribeira Belt, Sao Paulo; petrography, geochemistry and U/Pb dating. *Rev. Bras. Geociencias* 31, 341–348.
- Finger, F., 1997. Variscan granitoids of central Europe : their typology , potential sources and tectonothermal relations. *Mineral. Petrol.* 61, 67–96. doi:10.1007/Bf01172478
- Fonseca, M.J.G., 1998. Mapa geológico do Estado do Rio de Janeiro, escala 1:400.000. Rio de Janeiro, DNPM/MME, 141p. (Texto explicativo). DNPM/MME.
- Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., Frost, C.D., 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *J. Petrol.* 42, 2033–2048.
- Frost, B.R., Frost, C.D., 2008. A geochemical classification for feldspathic igneous rocks. *J. Petrol.* 49, 1955–1969.
- Gerdes, A., Zeh, A., 2009. Zircon formation versus zircon alteration - New insights from combined U-Pb and Lu-Hf in-situ LA-ICP-MS analyses, and consequences for the interpretation of Archean zircon from the Central Zone of the Limpopo Belt. *Chem. Geol.* 261, 230–243. doi:10.1016/j.chemgeo.2008.03.005
- Gerdes, A., Zeh, A., 2006. Combined U-Pb and Hf isotope LA-(MC-)ICP-MS analyses of detrital zircons: Comparison with SHRIMP and new constraints for the provenance and age of an Armorican metasediment in Central Germany. *Earth Planet. Sci. Lett.* 249, 47–61. doi:10.1016/j.epsl.2006.06.039
- Gonçalves, L., Farina, F., Lana, C., Pedrosa-Soares, A.C., Alkmim, F.F., Nalini, H.A., 2014. New U-Pb ages and lithochemical attributes of the Ediacaran Rio Doce magmatic arc, Araçuaí confined orogen, southeastern Brazil. *J. South Am. Earth Sci.* 52, 129–148. doi:10.1016/j.jsames.2014.02.008
- Goolaerts, A., Mattielli, N., de Jong, J., Weis, D., Scoates, J.S., 2004. Hf and Lu isotopic reference values for the zircon standard 91500 by MC-ICP-MS. *Chem. Geol.* 206, 1–9. doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.01.008
- Griffin, W.L., Wang, X., Jackson, S.E., Pearson, N.J., O'Reilly, S.Y., Xu, X., Zhou, X., 2002. Zircon chemistry and magma mixing, SE China: In-situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes. *Lithos* 61, 237–269. doi:10.1016/S0024-4937(02)00082-8
- Hanmer, S., Passchier, C.W., 1991. Shear sense indicators: a review. *Geol. Surv. of Can., Ottawa*, 72.
- Heilbron, M., 1995. O Segmento Central da Faixa Ribeira: Síntese Geológica e Ensaio da Evolução Geotectônica. Tese de Livre Docência, Universidade do Estado do Rio de Janeiro.
- Heilbron, M., Duarte, B.P., Valeriano, C.M., Simonetti, A., Machado, N., Nogueira, J.R., 2010.

- Evolution of reworked Paleoproterozoic basement rocks within the Ribeira belt (Neoproterozoic), SE-Brazil, based on U–Pb geochronology: Implications for paleogeographic reconstructions of the São Francisco-Congo paleocontinent. *Precambrian Res.* 178, 136–148. doi:10.1016/j.precamres.2010.02.002
- Heilbron, M., Machado, N., 2003. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira Orogen (se Brazil). *Precambrian Res.* 125, 87–112. doi:10.1016/S0301-9268(03)00082-2
- Heilbron, M., Pedrosa Soares, A.C., Campos Neto, M.C., Silva, L.D., Trouw, R.A.J., Janasi, V.D.A., 2004. Província Mantiqueira, in: *Geologia Do Continente Sul-Americano: Evolução Da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, pp. 203–235.
- Heilbron, M., Tupinamba, M.A., Valeriano, C.M., Armstrong, R., Do Eirado Siva, L.G., Melo, R.S., Simonetti, A., Pedrosa Soares, A.C., Machado, N., 2013. The Serra da Bolívia complex: The record of a new Neoproterozoic arc-related unit at Ribeira belt. *Precambrian Res.* 238, 158–175. doi:10.1016/j.precamres.2013.09.014
- Heilbron, M., Valeriano, C.D.M., Valladares, C.S., Machado, N., 1995. A orogênese brasileira no segmento central da faixa ribeira, Brasil. *Rev. Bras. Geociências* 25, 249–266.
- Heilbron, M., Valeriano, C.M., Almeida, J.C.H., Tupinamba, M.A., 1991. A Megassinformal do Paraíba do Sul e sua implicação na compartimentação tectônica do setor central da Faixa Ribeira. *SBG, Simp. Geol. Sud* 2, 519–527.
- Heilbron, M., Valeriano, C.M., Almeida, J.C.H., Tupinamba, M.A., Valladares, C.S., n.d. Tectonic Map of the Central Ribeira Orogenic Belt., in: *31 International Geological Congress, Abstracts*, Rio de Janeiro, Brazil, 2000.
- Heilbron, M., Valeriano, C.M., Tassinari, C.C.G., Almeida, J.C.H., Tupinamba, M.A., Siga, O., Trouw, R.A.J., 2008. Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 294, 211–237. doi:10.1144/SP294.12
- Hembold, P., Valença, J.G., Leonardos Jr., O.H., n.d. Mapa Geológico do Estado da Guanabara, escala 1:50.000. Ministério da Minas e Energia--DNPM, Divisão de Geologia e Mineralogia, 1965.
- Hirth, G., Tullis, J., 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *J. Struct. Geol.* 14, 145–159.
- Holtz, F., Johannes, W., 1991. Genesis of peraluminous granites I. Experimental investigation of melt compositions at 3 and 5 kb and various H₂O activities. *J. Petrol.* 32, 935–958.
- Irvine, Tn., Baragar, Wra., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.* 8, 523–548.
- Janasi, V. de A., Andrade, S., Vasconcellos, A.C.B.C., Henrique-Pinto, R., Ulbrich, H.H.G.J., 2015. Timing and sources of granite magmatism in the Ribeira Belt, SE Brazil: Insights from zircon in situ U-Pb dating and Hf isotope geochemistry in granites from the São Roque Domain. *J. South Am. Earth Sci.* doi:10.1016/j.jsames.2015.11.009
- Janoušek, V., Farrow, C.M., Erban, V., 2006. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: Introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *J. Petrol.* 47, 1255–1259. doi:10.1093/petrology/egl013
- Ji, S., Martignole, J., 1994. Ductility of garnet as an indicator of extremely high temperature deformation. *J. Struct. Geol.* 16, 985–996.

- Johnson, T.E., Hudson, N.F.C., Droop, G.T.R., 2001. Partial melting in the Inzie Head gneisses: The role of water and a petrogenetic grid in KFMASH applicable to anatectic pelitic migmatites. *J. Metamorph. Geol.* 19, 99–118. doi:10.1046/j.0263-4929.2000.00292.x
- Junho, M.C.B., 1998. Rochas granitóides do estado do Rio de Janeiro. In: M.J.G. Fonseca (Coord.). Mapa geológico do Estado do Rio de Janeiro, escala 1:400.000. Rio de Janeiro, DNPM. Vol. 1.
- Klötzli, U., Klötzli, E., Günes, Z., Košler, J., 2009. Accuracy of laser ablation U-Pb zircon dating: Results from a test using five different reference zircons. *Geostand. Geoanalytical Res.* 33, 5–15. doi:10.1111/j.1751-908X.2009.00921.x
- Lamego, A.R., 1948. Folha Rio de Janeiro. Ministério da Agricultura, Departamento Nacional da Produção Mineral, Divisão de Geologia e Mineralogia. DNPM, 126: 16p
- Le Fort, P., Cuney, M., Deniel, C., France-Lanord, C., Sheppard, S.M.F., Upreti, B.N., Vidal, P., 1987. Crustal generation of the Himalayan leucogranites. *Tectonophysics* 134, 39–57.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Blackwell Oxford.
- Lister, G.S., Williams, P.F., 1983. The partitioning of deformation in flowing rock masses. *Tectonophysics* 92, 1–33.
- Ludwig, K.R., 2009. Isoplot 4.1. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronol. Cent. Spec. Publ. 4, 76.
- Machado, H.T., Valladares, C.S., Valeriano, C.M., Medeiros, S.R., Duarte, B.P., 2010. Orthogneisses from the Quirino Complex, Central Ribeira belt, SE Brazil: Sr and Sm-Nd isotopic data, in: VII SSAGI - South American Symposium on Isotope Geology Brasília, 25th-28th July 2010. pp. 93–96. doi:10.13140/2.1.1768.8647
- Machado, N., Valladares, C.S., Heilbron, M., Valeriano, C.M., 1996. U-Pb geochronology of the central Ribeira belt (Brazil) and implications for the evolution of the Brazilian Orogeny. *Precambrian Res.* 79, 347–361. doi:10.1016/0301-9268(95)00103-4
- Machado, R., 1997. Litogeoquímica e Tectônica dos Granitóides Neoproterozóicos do Cinturão Paraíba do Sul no Estado do Rio de Janeiro. Tese de Livre docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 215p.
- Machado, R., 1986. Evolução geológica do Complexo Paraíba do Sul na porção ocidental do Estado do Rio de Janeiro, in: Congresso Brasileiro de Geologia. pp. 1088–1095.
- Machado, R., 1984. Evolução geológica, análise estrutural e metamórfica da região de Vassouras e Paracambi, porção ocidental do Estado do Rio de Janeiro. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, 196p.
- Machado, R., 1983. Considerações sobre a estruturação tectônica divergente da porção ocidental do Estado do Rio de Janeiro. *SIMP REG GEOL* 4, 135–145.
- Machado, R., Dehler, N.M., 2002. Revisão E Discussão Do Significado Tectônico De Granitóides Do Tipo-S Neoproterozóicos No Estado Do Rio De Janeiro. *Brazilian Journal of Geology* 32.4: 471-480.

- Machado, R., Demange, M., 1998. Caracterização geoquímica e tectônica dos granitóides pré-colisionais neoproterozóicos do Cinturão Paraíba do Sul no Estado do Rio de Janeiro. SBG/Núcleo Bahia-Sergipe, Publicação Espec. 5 21-39. 5, 21–39.
- Machado, R., Demange, M., 1994. Classificação Estrutural e Tectônica dos Granitóides Neoproterozóicos do Cinturão Paraíba do Sul no Estado do Rio de Janeiro. Bol.IG-USP, Sér. Cient. 25, 81–96.
- Machado, R., Demange, M., Viallete, Y., 1996. Idades geocronológicas Rb/Sr da granitogênese brasileira no segmento setentrional da faixa Ribeira, Estado do Rio de Janeiro, in: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. pp. 38–40.
- Machado, R., Endo, I., 1993. A megaestrutura em flor positiva do Vale do Rio Paraíba do Sul no Rio de Janeiro e suas implicações tectônicas regionais. Simpósio Geol. do Sudeste 3, 208–213.
- Machado, R., Pellogia, A.U.G., 1987. Mapa de distribuição das rochas granitóides do Estado do Rio de Janeiro: uma avaliação preliminar das informações disponíveis., in: In: SBG/Núcleo São Paulo, Simp. Reg. Geol., 4, Rio Claro, Atas, 1:93-96. Rio Claro.
- Machado, R., Philipp, R.P., McCreath, I., Peucat, J.J., 2016. Geochemical and isotopic evidence for the petrogenesis and emplacement tectonics of the Serra dos Órgãos batholith in the Ribeira Belt, Rio de Janeiro, Brazil. J. South Am. Earth Sci. doi:10.1016/j.jsames.2016.01.005
- McCarthy, T.C., Patiño Douce, A.E., 1997. Experimental evidence for high-temperature felsic melts formed during basaltic intrusion of the deep crust. Geol. 25, 463–466.
- Meira, V.T., 2014. Evolução Tectono-Metamórfica Neoproterozoica dos Complexos Embu e Costeiro no Contexto de Formação do Gondwana Ocidental (Leste do Estado de São Paulo). Universidade de São Paulo. doi:10.1520/E0975-00
- Meira, V.T., García-Casco, A., Juliani, C., Almeida, R.P., Schorscher, J.H.D., 2015a. The role of intracontinental deformation in supercontinent assembly: insights from the Ribeira Belt, Southeastern Brazil (Neoproterozoic West Gondwana). Terra Nov. 27, 206–217. doi:10.1111/ter.12149
- Mendes, J.C., Ávila, C.A., Pereira, R.M., Heilbron, M., Moura, C.A.V., 2006. 207Pb/206Pb-ages of zircons from syn-collisional I-type porphyritic granites of the central Ribeira belt, SE Brazil. Gondwana Res. 9, 326–336. doi:10.1016/j.gr.2005.11.004
- Miller, C.F., 1985. Are strongly peraluminous magmas derived from pelitic sedimentary sources? J. Geol. 673–689.
- Miller, J.S., Matzel, J.E.P., Miller, C.F., Burgess, S.D., Miller, R.B., 2007. Zircon growth and recycling during the assembly of large, composite arc plutons. J. Volcanol. Geotherm. Res. 167, 282–299. doi:10.1016/j.jvolgeores.2007.04.019
- Nalini, H.A., 1997. Caractérisation des suites magmatiques néoproterozoïques de la region de Conselheiro Pena et Galiléia (Minas Gerais, Brésil). Etude géochimique et structurale des suites Galiléia et Urucum et relations avec les pegmatites à éléments rares associées. Saint Etienne, Ecole des Mines de Saint Etienne et Ecole des Mines de Paris. PHD Thesis 237P.
- Nalini, H.A., Bilal, E., Paquette, J., Pin, C., Rômulo, M., 2000. Géochronologie U – Pb et géochimie isotopique Sr – Nd des granitoïdes néoproterozoïques des suites Galiléia et Urucum, vallée du Rio Doce, Sud-Est du Brésil. Sci. York 331, 459–466. doi:10.1016/S1251-8050(00)01440-3

- Nalini, H.A., Machado, R., Bilal, E., 2015. Petrogenesis and tectonic of the Urucum granitic suite , Rio Doce Valley (Minas Gerais – Brazil): an example of syn to late collisional peraluminous magmatism associated with high-angle transcurrent shear zone 45, 127–141. doi:10.1590/23174889201500010009
- Nalini, H.A., Machado, R., Bilal, E., 2005. Geoquímica E Petrogênese Da Suíte Galiléia : Exemplo De Magmatismo Tipo-I Metaluminoso Pré-Colisional Neoproterozóico Da Região Do Médio Vale Do Rio Doce (Mg). Rev. Bras. Geociências 35, 23–34.
- Passarelli, C.R., Basei, M.A.S., Campos Neto, M.C., Prazeres Filho, H.J. dos, 2004. Geocronologia e Geologia Isotópica dos Terrenos Pré-Cambrianos da Porção Sul-Oriental do Estado de São Paulo. Geol. USP - Ser. Cient. 4, 55–74.
- Passarelli, C.R., Basei, M.A.S., Prazeres Filho, H.J. dos, Siga Júnior, O., Szabó, G.A.J., Marco-Neto, J., 2007. Structural and geochronological constraints on the evolution of the Juréia Massif , Registro Domain , State of São Paulo , Brazil. An. Acad. Bras. Cienc. 79, 441–455.
- Passchier, C.W., Trouw, R.A.J., 1996. Microtectonics, Springer-Verlag, Heidelberg, Berlin, 366 p.
- Patiño Douce, A.E., Beard, J.S., 1995. Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar. J. Petrol. 36, 707–738.
- Patiño Douce, A.E., Harris, N., 1998. Experimental Constraints on Himalayan Anatexis. J. Petrol. 39, 689–710. doi:10.1093/petroj/39.4.689
- Patiño Douce, A.E., Johnston, A.D., 1991. Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites. Contrib. to Mineral. Petrol. 107, 202–218.
- Patiño Douce, A.E., McCarthy, T.C., 1998. Melting of crustal rocks during continental collision and subduction, in: When Continents Collide: Geodynamics and Geochemistry of Ultrahigh-Pressure Rocks. Springer, pp. 27–55.
- Pearce, J.A., 1996. Sources and settings of granitic rocks. Episodes 19, 120–125.
- Pedrosa-Soares, a. C., Alkmim, F.F., Tack, L., Noce, C.M., Babinski, M., Silva, L.C., Martins-Neto, M. a., 2008. Similarities and differences between the Brazilian and African counterparts of the Neoproterozoic Aracuai-West Congo orogen. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 294, 153–172. doi:10.1144/SP294.9
- Pedrosa-Soares, A.C., Noce, C.M., Wiedemann, C.M., Pinto, C.P., 2001. The Araçuaí??-West-Congo Orogen in Brazil: An overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. Precambrian Res. 110, 307–323. doi:10.1016/S0301-9268(01)00174-7
- Pedrosa-Soares, A.C., Campos, C.P. DE, Noce, C., Silva, L.C., Novo, T., Roncato, J., Medeiros, S., Castañeda, C., Queiroga, G., Dantas, E., Dussin, I., Alkmim, F.F., 2011. Late Neoproterozoic – Cambrian granitic magmatism in the Araçuaí orogen (Brazil), the Eastern Brazilian Pegmatite Province and related mineral resources. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 350, 25–51.
- Pedrosa-Soares, A.C., Wiedemann-Leonardos, C.M., 2000. Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, eastern Brazil. Cordani, U G; Milani, E J; Thomaz Filho, A Campos, D A - Tecton. Evol. South Am. 31, 265–310.
- Peixoto, C., Heilbron, M., 2010. Geologia da klippe itálva na região entre cantagalo e itaocara, nordeste do estado do rio de Janeiro. Geociências (UNESP) 29, 277–289.

- Pereira, R.M., Ávila, C.A., Moura, C.A.V., 2001. Geologia da região entre Resende e São José do Barreiro e idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ do Granito do Funil, segmento central da Faixa Ribeira (RJ-SP), Brasil. *Geociências* 20, 37–48.
- Pitcher, W.S., 1997. The nature and origin of granite. (2nd ed.) Chapman & Hall, London (1997) 386 p.
- Pitcher, W.S., 1987. Granites and yet more granites forty years on. *Geol. Rundschau* 76, 51–79.
- Pitcher, W.S., 1983. Granite type and tectonic environment. *Mt. Build. Process.* 19, 40.
- Ragatky, D., Tupinamba, M.A., Duarte, B.P., 2000. Sm/Nd Data of Metasedimentary Rocks From The Central Segment of Ribeira Belt, Southeastern Brazil. *Brazilian J. Geol.* 30, 165–168.
- Richard, L.R., 1995. MinPet: Mineralogical and petrological data processing system, version 2.02. MinPet Geol. Software, Québec, Canada.
- Rieder, M., Cavazzini, G., D'Yakanov, Y.S., Frank-Kamenetskii, V.A., Gottardi, G., Guggenheim, S., Koval, P. V., Müller, G., Neiva, A.M.R., Radoslovich, E.W., 1999. Nomenclature of the micas. *Mineral. Mag.* 63, 267.
- Rosier, G.F., 1965. Pesquisas geológicas na parte oriental do Estado do Rio de Janeiro e na parte vizinha de Minas Gerais. Boletim 222. Divisão Geologia Mineralogia. DNPM. Rio de Janeiro.
- Sandiford, M., Powell, R., 1991. Some remarks on high-temperature—low-pressure metamorphism in convergent orogens. *J. Metamorph. Geol.* 9, 333–340.
- Sato, K., Basei, M.A.S., Siga Júnior, O., Sproesser, W.M., Passarelli, C.R., 2008. Novas técnicas aplicadas ao método U-Pb no CPGeo-IGC/USP: avanços na digestão química, espectrometria de massa (TIMS) e exemplos de aplicação integrada com SHRIMP. *Geol. USP. Série Científica* 8, 76–99.
- Sato, K., Tassinari, C.C.G., Basei, M.A.S., Siga, O., Onoe, A.T., De Souza, M.D., 2014. Sensitive High Resolution Ion Microprobe (SHRIMP Ile/MC) of the Institute of Geosciences of the University of São Paulo, Brazil: Analytical method and first results. *Geol. USP - Ser. Cient.* 14, 3–18. doi:10.5327/Z1519-874X201400030001
- Schmitt, R., Trouw, R.A.J., Van Schmus, W.R., Pimentel, M.M., 2004. Late amalgamation in the central part of West Gondwana: New geochronological data and the characterization of a Cambrian collisional orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil). *Precambrian Res.* 133, 29–61. doi:10.1016/j.precamres.2004.03.010
- Schmitt, R.S., Trouw, R.A.J., Van Schmus, W.R., Passchier, C.W., 2008. Cambrian orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil) and correlations within West Gondwana: ties that bind underwater. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 294, 279–296. doi:10.1144/SP294.15
- Searle, M.P., Parrish, R.R., Hodges, K. V., Hurford, A., Ayres, M.W., Whitehouse, M.J., 1997. Shisha Pangma leucogranite, south Tibetan Himalaya: field relations, geochemistry, age, origin, and emplacement. *J. Geol.* 105, 295–318.
- Shand, S.J., 1949. Eruptive Rocks: Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-deposits. New York: J. Wiley & sons, 444p.
- Sibson, R.H., 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *J. Geol. Soc. London.* 133, 191–213.
- Siga Júnior, O., 1995. Domínios tectônicos do sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina:

- geocronologia e evolução crustal. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo. Instituto de Geociências 192p.
- Silva, L.C., Armstrong, R., Pimentel, M.M., Scandolaro, J., Ramgrab, G., Wildner, W., Angelim, L.A., Vasconcelos, A.M., Rizzoto, G., Quadros, M.L.E.S., Sander, A., Rosa, A.Z.D.E., 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos Pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb shrimp, parte iii: Províncias Borborema, Mantiqueira Meridional e Rio Negro-Juruena (*). *Brazilian Journal of Geology*, 32(4), 529-544.
- Silva, L.C., Cunha, H.S.C., 2001. Geologia do Estado do Rio de Janeiro: texto explicativo do mapa geológico do Estado do Rio de Janeiro. Brasília: CPRM, 1–12.
- Silva, L.C., McNaughton, J.N., Hartmann, L.A., Fletcher, I. N.R., 2003. Zircon U-Pb SHRIMP Dating of the Serra dos Órgãos and Rio de Janeiro Gneissic Granitic Suites : Implications for the (560 Ma) Brasiliano/Pan-African Collage *. *Rev. Bras. Geociências* 33, 237–244.
- Silva, L.C., McNaughton, N.J., Armstrong, R., Hartmann, L.A., Fletcher, I.R., 2005. The neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: A zircon-based U-Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African systems of orogens. *Precambrian Res.* 136, 203–240. doi:10.1016/j.precamres.2004.10.004
- Silva, L.C., Santos, R.A., Delgado, I.M., Cunha, H.S.C., 2000. Mapa Geológico Estado do Rio de Janeiro, Escala 1: 400.000. CPRM-Serviço Geológico do Brasil/ DRM Departamento de Recursos Minerais do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- Simpson, C., Schmid, S.M., 1983. An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.* 94, 1281–1288.
- Sláma, J., Košler, J., Condon, D.J., Crowley, J.L., Gerdes, A., Hanchar, J.M., Horstwood, M.S.A., Morris, G.A., Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger, U., Schoene, B., Tubrett, M.N., Whitehouse, M.J., 2008. Plešovice zircon — A new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chem. Geol.* 249, 1–35. doi:10.1016/j.chemgeo.2007.11.005
- Stevens, G., Clemens, J.D., Droop, G.T.R., 1997. Melt production during granulite-facies anatexis: experimental data from “primitive” metasedimentary protoliths. *Contrib. to Mineral. Petrol.* 128, 352–370.
- Stevens, G., Villaros, A., Moyen, J., 2010. Petrogenesis of S-type Granite with Particular Emphasis on Source Processes : The Example of the S-type Granite of the Cape Granite Suite. PHD Thesis. Stellenbosch University.
- Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R., Schmid, S.M., 2002. The eastern Tonale fault zone: a “natural laboratory” for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700°C. *J. Struct. Geol.* 24, 1861–1884. doi:10.1016/S0191-8141(02)00035-4
- Streckeisen, A., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth-science Rev.* 12, 1–33.
- Sylvester, P.J., 1998. Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos* 45, 29–44. doi:10.1016/S0024-4937(98)00024-3
- Takenaka, L.B., Lana, C., Scholz, R., Nalini, H.A., de Abreu, A.T., 2015. Optimization of the in-situ U-Pb age dating method via LA-Quadrupole-ICP-MS with applications to the timing of U-Zr-Mo mineralization in the Poços de Caldas Alkaline Complex, SE Brazil. *J. South Am. Earth Sci.* 62, 70–79. doi:10.1016/j.jsames.2015.04.007

- Tassinari, C.C.G., Munha, J.M.U., Neto, D., Bento dos Santos, T.M., Cordani, U.G., Nutman, A., Fonseca, P.E., 2006. Constrains on the Thermochronological Evolution of Ribeira Fold Belt, SE Brazil: Evidence for Long-Term Elevated Geothermal Gradient of Neoproterozoic Orogenies. V South Am. Symp. Isot. Geol. Punta del Este., pp. 200–203 200–203.
- Tedeschi, M., Novo, T., Pedrosa-Soares, A., Dussin, I., Tassinari, C.C.G., Silva, L.C., Gonçalves, L., Alkmim, F.F., Lana, C., Figueiredo, C., Dantas, E., Medeiros, S., De Campos, C., Corrales, F., Heilbron, M., 2015. The Ediacaran Rio Doce magmatic arc revisited (Araçuaí-Ribeira orogenic system, SE Brazil). *J. South Am. Earth Sci.* doi:10.1016/j.jsames.2015.11.011
- Thompson, R.N., 1982. Magmatism of the British Tertiary volcanic province. *Scottish J. Geol.* 18, 49–107.
- Trouw, R.A.J., Heilbron, M., Ribeiro, A., Paciullo, F., Valeriano, C.M., Almeida, J.C.H., Tupinamba, M.A., Andreis, R.R., 2000. The Central segment of the Ribeira Belt, in: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, pp. 287–310.
- Trouw, R.A.J., Passchier, C.W., Siersma, D., 2009. *Atlas of Mylonites and related microstructures*. Springer, Heidelberg, pp 189.
- Trouw, R.A.J., Peternel, R., Ribeiro, A., Heilbron, M., Vinagre, R., Duffles, P., Trouw, C.C., Fontainha, M., Kussama, H.H., 2013. A new interpretation for the interference zone between the southern Brasília belt and the central Ribeira belt, SE Brazil. *J. South Am. Earth Sci.* 48, 43–57. doi:10.1016/j.jsames.2013.07.012
- Tullis, J., Yund, R.A., 1987. Transition from cataclastic flow to dislocation creep of feldspar: mechanisms and microstructures. *Geology* 15, 606–609.
- Tupinambá, M.A., 1999. *Evolução tectônica e magmática da Faixa Ribeira na região da Serra dos Órgãos*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo, 236p.
- Tupinambá, M.A., Heilbron, M., Duarte, B.P., Almeida, J.C.H., Valladares, C.S., Pacheco, B.T., Salomão, M.S., Conceição, F.R., Eirado da Silva, L.G., Almeida, C.G., Ferrassoli, M.A., Costa, M.C.O., Rocha, D.S., Benac, P.M., Silva, H.M.O.C., Guimarães, P.V., Silva, F.L., Palermo, N., Pereira, R.M., Meneses, P.T., Mane, M., 2012b. Mapa Geológico da Folha Nova Friburgo SF. 23-Z-B-II, Belo Horizonte. CPRM, CD-ROM.
- Tupinambá, M.A., Heilbron, M., Duarte, B.P., Nogueira, J.R., Valladares, C.S., Almeida, J., Silva, L.G. do E., Medeiros, S.R. De, Almeida, C.G. De, Miranda, A., Ragatky, C.D., Mendes, J., Ludka, I., 2007. Geologia da Faixa Ribeira Setentrional: estado da arte e conexões com a Faixa Araçuaí. *Geonomos* 15, 67–79.
- Tupinambá, M.A., Heilbron, M., Valeriano, C.M., Júnior, R.P., de Dios, F.B., Machado, N., Silva, L.G. do E., de Almeida, J.C.H., 2012. Juvenile contribution of the Neoproterozoic Rio Negro Magmatic Arc (Ribeira Belt, Brazil): Implications for Western Gondwana amalgamation. *Gondwana Res.* 21, 422–438. doi:10.1016/j.gr.2011.05.012
- Tupinambá, M.A., Teixeira, W., Heilbron, M., 2000. Neoproterozoic Western Gondwana assembly and subduction-related plutonism: the role of the Rio Negro Complex in the Ribeira Belt, South-eastern Brazil. *Rev. Bras. Geociências* 30, 7–11.
- Turner, F.J., Verhoogen, F., 1960. *Igneous and metamorphic petrology*, Mc-Graw-Hill, New York, N.Y. (1960), p. 694.

- Valeriano, C.M., Porto Júnior, R., Almeida, J.C.H., Silva, L.G. do E., Duarte, B., Schmitt, R., Valladares, C.S., Nogueira, J.R., Ragatky, C.D., Geraldés, M., 2012. Mapa Geológico da folha Baía de Guanabara SF. 23-ZB-IV. CPRM.
- Valeriano, C.M., Tupinamba, M.A., Simonetti, A., Heilbron, M., de Almeida, J.C.H., do Eirado, L.G., 2011. 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. *J. South Am. Earth Sci.* 32, 416–428. doi:10.1016/j.jsames.2011.03.003
- Valladares, C.S. et al., 2012. Geologia e recursos minerais da folha Três Rios SF.23-Z-B-I, estado do Rio de Janeiro escala 1:100.000 / organizador L.C. Silva. – Belo Horizonte : CPRM. 136 p. Mapa Geológico, escala 1:100.000 (série Geologia do Brasil), versão digital em CDROM, textos e mapas
- Valladares, C.S., 1996. Evolução geológica do Complexo Paraíba do Sul, no segmento central da Faixa Ribeira, com base em geoquímica e geocronologia U-Pb. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 147p.
- Valladares, C.S., Machado, N., Heilbron, M., Duarte, B.P., Gauthier, G., 2008. Sedimentary provenance in the central Ribeira belt based on laser-ablation ICPMS^{207Pb/206Pb} zircon ages. *Gondwana Res.* 13, 516–526. doi:10.1016/j.gr.2007.05.013
- Valladares, C.S., Souza, S., Ragatky, D., 2002. The Quirino Complex: a Transamazonian Magmatic Arc (?) of the Central Segment of the Brasileiro/Pan-African Ribeira Belt, SE Brazil. *Rev. Univ. Rural. Série Ciências Exatas e da Terra* 21, 49–61.
- Van Achterbergh, E., Ryan, C.G., Jackson, S.E., Griffin, W.L., 2001. Data reduction software for LA-ICP-MS. *Laser-Ablation-ICPMS earth Sci. Appl. Min. Assoc Can* (short course Ser. 29, 239–243.
- Vernon, R.H., Clarcke, G.L., 2008. *Principles of Metamorphic Petrology*. Cambridge Univ. Press 385 p.
- Viana, S.M., 2008. Evolução Geológica do Terreno Paraíba do Sul, Orógeno Ribeira, Sudeste do Brasil, com Base em Estudos Litogeoquímicos e de Geocronologia U-Pb (LA-ICPMS). Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Tese de Doutorado, Faculdade de Geologia, UERJ, 230p.
- Vielzeuf, D., Montel, J.M., 1994. Partial Melting of Metagreywackes .1. Fluid-Absent Experiments and Phase-Relationships. *Contrib. to Mineral. Petrol.* 117, 375–393.
- Vielzeuf, D., Schmidt, M.W., 2001. Melting relations in hydrous systems revisited: application to metapelites, metagreywackes and metabasalts. *Contrib. to Mineral. Petrol.* 141, 251–267.
- Vlach, S.R.F., 2001. Microprobe monazite constraints for and early (ca. 790 Ma) Brasileiro orogeny: The Embu Terrane, southeastern Brazil. 3rd South America Symposium on Isotope Geology, Pucón (2001), pp. 265–268 (extended abstracts).
- Voegelé, V., Cordier, P., Sautter, V., Sharp, T.G., Lardeaux, J.M., Marques, F.O., 1998. Plastic deformation of silicate garnets. *Phys. Earth Planet. Inter.* 108, 319–338. doi:10.1016/S0031-9201(98)00111-3
- Wang, Z., Shaocheng, Ji., 1999. Deformation of Silicate Garnets: Brittle-Ductile Transition and its Geological Implications. *Can. Mineral.* 37, 525–541.
- Westin, A., Neto, M.C.C., Hawkesworth, C.J., Cawood, P.A., Dhuime, B., Delavault, H., 2016. A Paleoproterozoic Intra-Arc Basin Associated With a Juvenile Source in the Southern Brasília orogen: Application of U-Pb and Hf-Nd Isotopic Analyses to Provenance Studies of Complex

- areas. *Precambrian Res.* 276, 178–193. doi:10.1016/j.precamres.2016.02.004
- White, A.J.R., Chappell, B.W., 1988. Some supracrustal (S-type) granites of the Lachlan Fold Belt. *Trans. R. Soc. Edinb. Earth Sci.* 79, 169–181.
- Whitney, D.L., Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *Am. Mineral.* 95, 185–187. doi:10.2138/am.2010.3371
- Wiedemann-leonardos, C.M., Ludka, I.P., Medeiros, S.R. De, Mendes, J.C., 2000. Arquitetura De Plutons Zonados Da Faixa Araçuaí-. *Rev. Geonomos* 8, 25–38.
- Winkler, H.G., 1976. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*, Berlin: Springer-Verlag. 1. 347p.
- Zen, E., 1986. Aluminum enrichment in silicate melts by fractional crystallization: some mineralogic and petrographic constraints. *J. Petrol.* 27, 1095–1117.

Anexos

A1 Descrição das amostras coletadas:

- **SA-01:** Amostra é de granito médio a grosso e leucocrático (5-10% de máficos), contendo granada, biotita e muscovita. Em lâmina, apresenta foliação protomilonítica (15% de matriz), que varia entre 1,0-5,0 mm, definida pelo alinhamento de biotita, granada e feldspatos. Possui porfiroclastos de plagioclásio (3,0-5,0 mm) fraturados com textura poiquilítica, *ribbons* de quartzo e grãos subédricos de sillimanita com 2,0 mm associados a matriz. Apresentou contatos poligonizados entre os grãos médios de feldspatos e grãos de quartzo com extinção ondulante. A associação mineralógica secundária (≈ 5 % do volume da rocha) é rica em clorita, calcita, muscovita e biotita, disposta preferencialmente nos domínios da matriz e. $S_1=330/55$; $L_n=038/20$.
- **SA-02:** Amostra de granito fino a médio, contendo granada, biotita e muscovita, com porfiroclastos de plagioclásio e grãos finos de K-feldspato com textura granoblástica apresentando contatos poligonizados. Associação mineralógica secundária (≈ 5 % do volume) é rica em clorita, calcita, muscovita e biotita. $S_1=315/45$.
- **SA03:** O afloramento SA-03 apresentou uma variação textural e composicional (leucocráticos e mesocráticos) de onde foram coletadas 11 amostras. Predominam granitos médios a grossos com granada, biotita e muscovita. A foliação ($S_1=315/60$; $L_n=020/30$) é disposta por planos de 0,5-5,0 cm de espessura, que possuem grãos de biotita e de K-feldspato subédricos e granada arredondada. Esse afloramento apresenta *schlierens* de biotita e enclaves elipsoidais (0,1 – 1,5 m) de rochas calcissilicáticas, de biotita gnaiss de granulação fina e de granada anfibolito.

As amostras **SA-03A**, **SA-03B** e **SA-03C** são de granitos hololeucocráticos (3-5 % de máficos) com granada muscovita, biotita, porfiroclastos de K-feldspato pertíticos e grãos de plagioclásio saussuritizados. Contém e textura granoblástica com contatos poligonizados dos grãos finos de microclínio e *ribbons* de quartzo com extinção ondulante.

Amostra SA03D: foi coletada de um dique sienogranítico de granulação fina a média, que corta o granito encaixante do Batólito Serra das Araras, e contém granada, biotita e muscovita. Os grãos orientados de biotita, muscovita, feldspatos e quartzo compreendem a foliação da rocha. Os grãos de quartzo estão estirados com extinção ondulante. Apresenta textura granoblástica com contatos poligonizados dos grãos finos de K-feldspato (microclínio) e porfiroclastos de K-feldspato.

Amostras SA-03E e SA-03F: são granitos leucocráticos médios a grossos, que apresentam textura protomilonítica (20-30% de matriz), com 2,0-5,0 mm de espessura rica em sillimanita (3-5%), biotita (5%), muscovita (2%), granada (3-5%) e minerais opacos (1%). Apresentam níveis ricos em porfiroclastos de granada e K-feldspato (mirmequítico) e grãos granoblásticos finos de K-feldspato com contatos poligonizados. Os grãos de quartzo dispõem-se em *ribbons* com extinção ondulante e os de biotita crescem nas zonas de sombra de pressão da granada.

Amostras SA03G, SA-03N e SA03R: enclaves de rocha calcissilicática contendo epidoto, hornblenda, plagioclásio, quartzo, calcita, sillimanita, e biotita. As amostras SA-03G e SA-03N são de granulação média e apresentam textura granoblástica com contatos poligonizados de Plagioclásio e grãos de quartzo com extinção ondulante, enquanto a amostra SA-03R apresenta granulação fina contendo calcita, plagioclásio, quartzo, biotita, muscovita e opacos.

Amostra SA-03H: A amostra foi coletada próximo ao dique (SA-03D). É um granito hololeucocrático (3-5% de máficos), contendo granada, biotita, muscovita e porfiroclastos de

K-feldspato (microclínio) com aproximadamente 2,0-5,0 cm. Os grãos de biotita e os porfiroclastos de K-feldspato estão orientados, definindo a foliação de forma, que está disposta obliquamente (15-25°) a matriz protomilonítica (≈5% do volume). Os grãos finos a médios de K-feldspatos apresentam textura granoblástica e os de plagioclásio estão saussuritizados. Os minerais acessórios são granada, biotita, muscovita, apatita e zircão. Os minerais secundários são muscovita, calcita, clorita e minerais opacos com textura decussada.

Amostra SA-03I e SA-03J: são granitos médios a grossos e mesocráticos (granada + biotita = 10-15%), com textura protomilonítica e porfiroclastos arredondados de K-feldspato. Apresentam grãos subédricos de biotita e sillimanita. O conteúdo modal de granada, biotita e minerais opacos somam 10%.

Amostras SA03M: granodiorito leucocrático (8-10% de máficos) de granulação média, contendo granada, plagioclásio, K-feldspato e quartzo. A rocha apresenta textura granoblástica dos grãos de K-feldspato e matriz protomilonítica, com até 30% do volume da rocha e até 1,0 cm de espessura, composta por sillimanita, biotita, muscovita e granada.

Amostras SA-03O e SA-03P: enclaves de biotita gnaiss de granulação fina (paragneisse), contendo plagioclásio, quartzo e K-feldspato. Os grãos de feldspatos apresentam textura granoblástica com contatos poligonizados e os grãos de quartzo estão estirados paralelos aos grãos de biotita (7-15%), que definem a foliação da rocha e formam a textura lepidoblástica. Os minerais acessórios são calcita, muscovita e clorita.

- **SA04:** não foram coletadas amostras, saprolito de granito contendo caolinita. $S_1 = 320/50$.
- **SA-05:** granito de granulação fina a média, contendo porfiroclastos de plagioclásio e de granada rotacionados, que variam entre 2,0 e 4,0 cm. Os grãos médios a finos de K-feldspato apresentam textura granoblástica. Os grãos de quartzo estão estirando em forma de *ribbons* e apresentam extinção ondulante. $S_1 = 320/35$.
- **SA-06:** afloramento de granito leucocrático (5% de máficos) do BSA, contendo biotita (2-3%), muscovita (1%) e granada (2%). **Amostra SA-06:** enclave elipsoidal de quartzo diorito mesocrático (hornblenda + biotita = 25-30 %). Os grãos de plagioclásio (60%) subédricos a anédricos que variam de médios a grossos estão fraturados e com as maclas da geminação polissintécia deformadas. Os grãos finos desse mineral apresentam textura granoblástica com contatos poligonizados. A rocha possui K-feldspato (5-10%) e quartzo (10%). Possui biotita e clorita como minerais secundários e zircão e apatita como acessórios. $S_1 = 330/35$.
- **SA-07:** neste afloramento foram coletadas as amostras SA-07A e SA-07B. Ambas são granitos com porfiroclastos de plagioclásio e de granada variando entre 2,0 e 5,0 cm. As rochas apresentam foliação protomilonítica contendo biotita, muscovita, granada, e sillimanita. Os minerais secundários são calcita, clorita, muscovita e opacos. A amostra SA-07A apresentou maior conteúdo modal de micas (biotita e muscovita) que a amostra SA-07B, sendo de 2-3 % e de 6-8% respectivamente. $S_1 = 320/60$.
- **SA-08:** granito hololeucocrático de granulação média contendo muscovita, biotita e porfiroclastos de plagioclásio. Apresentou textura granoblástica de K-feldspato, grãos de quartzo em *ribbons* com extinção ondulante e os minerais secundários. $S_1 = 315/65$; $L_n = 035/10$.
- **SA-09:** granito de granulação média com porfiroclastos, com matriz protomilonítica (1-2 cm de espessura) contendo biotita e muscovita (≈10% do volume da rocha). A sillimanita é um

mineral acessório que ocorre na matriz e os minerais secundários são calcita, muscovita, clorita, e opacos, com textura decussada. $S_1= 340/50$.

- **SA-10:** nesse afloramento foram coletadas as amostras SA-10A e SA-10B. A primeira é semelhante à amostra SA-08 e a segunda é semelhante à amostra SA-09, com maior conteúdo modal de biotita e muscovita (15%). $S_1= 330/60$.
- **SA-11:** granodiorito fino a médio, contendo muscovita, granada e biotita. A textura granoblástica apresenta grãos de plagioclásio com contatos poligonizados e os grãos de quartzo apresentam extinção ondulante. $S_1= 330/55$
- **SA-12:** granito de granulação média, contendo muscovita e biotita, textura granoblástica dos grãos de K-feldspato e foliação de forma, definida por grãos fino e euédricos de biotita alinhados. $S_1= 310/60$; $L_n= 030/18$.

A2. Tabela com dados de Química Mineral (EPMA)

Granada												
Amostra	SA3F										SA3F	
Tipo	Porfiroclasto										Porfiroclasto	
Num, Análise	1										2	
spot no,	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	1	2
SiO2	37,150	37,100	37,540	37,440	36,460	37,370	37,390	37,440	37,510	37,720	42,130	36,640
Al2O3	21,210	21,020	21,320	21,230	20,820	21,290	21,400	21,300	21,500	21,340	23,900	21,320
FeO	36,090	35,900	35,420	35,040	34,640	35,280	35,180	35,190	35,620	35,170	35,450	34,360
MnO	2,450	2,480	2,060	1,980	1,910	1,950	1,930	1,970	2,000	2,150	2,380	2,280
CaO	0,835	0,817	0,879	0,853	0,830	0,897	0,908	0,928	0,881	1,034	0,984	1,026
TiO2	0,000	0,000	0,004	0,039	0,000	0,022	0,027	0,000	0,049	0,010	0,000	0,000
Cr2O5	0,034	0,080	0,005	0,044	0,012	0,002	0,048	0,000	0,036	0,008	0,008	0,038
MgO	3,120	3,110	3,710	3,780	3,860	3,790	3,830	3,930	3,900	3,780	0,092	2,970
Total	100,88	100,50	100,93	100,40	98,531	100,60	100,71	100,75	101,49	101,21	104,94	98,633
Alm (%Mol)	86,50	86,45	86,04	86,01	85,94	86,09	85,98	85,71	85,94	85,39	91,38	86,18
Sps (%Mol)	5,86	5,95	5,00	4,86	4,72	4,74	4,72	4,79	4,81	5,18	6,10	5,68
Grs (%Mol)	1,84	1,81	1,96	1,93	1,89	2,01	2,04	2,08	1,95	2,31	0,18	5,78
Prp (%Mol)	5,80	5,79	7,00	7,20	7,44	7,16	7,26	7,42	7,29	7,12	2,33	2,37

Granada													
Amostra	SA3F												
Tipo	Porfiroclasto												
Num, Análise	2												
spot no,	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO2	37,040	37,810	37,460	37,420	37,340	37,490	37,290	37,380	37,300	37,380	37,440	37,360	37,410
Al2O3	21,060	21,360	21,160	21,160	21,370	21,320	21,240	21,140	21,210	21,100	21,120	21,060	21,190
FeO	35,530	35,740	35,670	35,350	35,610	35,530	35,240	35,590	35,880	35,630	36,040	35,710	35,680
MnO	2,350	2,230	2,200	2,160	2,100	2,150	2,340	2,370	2,200	2,440	2,570	2,870	3,630
CaO	1,018	1,053	1,068	1,013	1,120	1,067	1,138	1,092	1,051	1,050	1,127	1,074	1,091
TiO2	0,012	0,026	0,000	0,043	0,000	0,003	0,056	0,042	0,000	0,006	0,000	0,042	0,000
Cr2O5	0,008	0,021	0,016	0,031	0,002	0,041	0,000	0,036	0,018	0,025	0,056	0,002	0,043
MgO	3,020	3,230	3,310	3,630	3,630	3,640	3,490	3,530	3,440	3,020	2,850	2,890	2,370
Total	100,03	101,47	100,88	100,80	101,17	101,24	100,79	101,18	101,09	100,65	101,20	101,00	101,41
Alm (%Mol)	86,35	86,27	86,14	85,70	85,70	85,66	85,29	85,37	86,00	86,13	84,61	85,42	84,68
Sps (%Mol)	5,69	5,34	5,28	5,21	5,05	5,18	5,64	5,65	5,27	5,88	7,76	6,86	8,58
Grs (%Mol)	5,69	6,06	6,21	6,83	6,78	6,79	6,54	6,57	6,41	5,66	5,20	5,35	4,37
Prp (%Mol)	2,27	2,34	2,37	2,26	2,48	2,37	2,53	2,41	2,32	2,33	2,43	2,36	2,38

Granada													
Amostra	SA3F												
Tipo	Porfiroclasto												
Num, Análise	3												
spot no,	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO2	37,090	37,080	37,250	37,280	37,070	36,990	37,230	37,280	36,800	37,120	37,320	37,230	37,170
Al2O3	21,110	21,030	21,170	21,200	21,170	21,170	21,160	21,140	20,980	20,900	21,220	21,300	21,190
FeO	35,380	35,190	35,220	35,440	35,720	35,270	35,330	35,320	35,390	35,420	35,460	35,440	35,550
MnO	2,530	2,370	2,280	2,230	2,120	2,100	2,100	2,120	2,230	2,310	2,410	2,350	2,340
CaO	0,927	0,948	0,915	0,914	0,956	0,840	0,872	0,905	0,889	0,917	0,893	0,874	0,906
TiO2	0,006	0,000	0,060	0,019	0,063	0,000	0,035	0,000	0,057	0,000	0,000	0,027	0,000
Cr2O5	0,049	0,059	0,025	0,066	0,034	0,000	0,013	0,056	0,057	0,069	0,071	0,038	0,026
MgO	3,530	3,570	3,640	3,690	3,790	3,830	3,870	3,760	3,620	3,550	3,640	3,660	3,590
Total	100,62	100,24	100,56	100,83	100,92	100,20	100,60	100,58	100,02	100,28	101,01	100,92	100,77
Alm (%Mol)	85,26	85,42	85,60	85,71	85,75	85,79	85,70	85,77	85,82	85,73	85,41	85,55	85,65
Sps (%Mol)	6,08	5,72	5,50	5,35	5,06	5,10	5,09	5,12	5,40	5,57	5,79	5,65	5,61
Grs (%Mol)	2,05	2,12	2,05	2,03	2,11	1,88	1,94	2,02	1,98	2,04	1,98	1,94	2,01
Prp (%Mol)	6,60	6,75	6,85	6,91	7,07	7,23	7,27	7,09	6,80	6,66	6,82	6,86	6,73
Granada													
Amostra	SA3F					SA3F							
Tipo	Porfiroclasto					matriz							
Num, Análise	3					4							
spot no,	14	15	16	17	18	1	2	3	4	5	6	7	
SiO2	36,890	37,300	36,940	37,430	37,030	37,390	37,090	36,680	37,200	36,870	37,070	37,120	
Al2O3	21,040	21,230	21,180	22,690	21,130	21,150	21,330	20,860	21,190	21,120	21,280	21,130	
FeO	35,130	35,490	34,510	31,950	35,180	35,620	35,310	32,310	35,590	36,390	35,120	35,720	
MnO	3,230	2,400	2,280	2,230	2,570	2,950	2,740	2,360	2,550	2,820	2,410	2,360	
CaO	0,894	0,887	0,924	0,819	0,906	1,120	1,080	0,830	1,086	0,897	0,990	0,905	
TiO2	0,037	0,000	0,067	0,000	0,000	0,000	0,002	0,034	0,000	0,037	0,000	0,044	
Cr2O5	0,030	0,049	0,035	0,036	0,031	0,008	0,007	0,035	0,005	0,028	0,030	0,038	
MgO	2,930	3,410	3,450	3,120	3,420	3,120	3,250	4,050	3,170	2,450	3,390	3,440	
Total	100,18	100,76	99,38	98,27	100,26	101,35	100,80	97,15	100,79	100,61	100,28	100,75	
Alm (%Mol)	84,79	85,83	85,61	85,55	85,34	84,78	84,98	83,81	85,57	86,83	85,56	85,90	
Sps (%Mol)	7,76	5,79	5,65	5,96	6,21	7,01	6,56	6,07	6,13	6,69	5,83	5,66	
Grs (%Mol)	1,98	1,97	2,11	2,02	2,02	2,45	2,39	1,98	2,40	1,97	2,22	2,00	
Prp (%Mol)	5,46	6,41	6,64	6,48	6,43	5,76	6,07	8,14	5,91	4,51	6,39	6,44	

Granada												
Amostra	SA3F				SA05							
Tipo	matriz				Porfiroclasto							
Num, Análise	4				1							
spot no,	8	9	10	11	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO2	37,100	36,970	36,950	37,190	37,870	37,880	37,860	37,740	37,740	37,890	36,610	37,740
Al2O3	21,440	20,760	21,210	20,980	21,540	21,530	21,490	21,550	21,660	21,560	20,870	21,660
FeO	35,730	36,440	35,550	35,870	33,700	33,540	33,550	33,490	33,260	33,320	33,040	33,520
MnO	2,600	3,290	2,880	3,000	2,360	1,860	1,680	1,730	1,630	1,630	1,630	1,630
CaO	0,896	0,866	0,895	0,833	1,225	1,184	1,177	1,194	1,191	1,098	1,178	1,181
TiO2	0,045	0,000	0,029	0,021	0,056	0,015	0,028	0,036	0,000	0,041	0,033	0,001
Cr2O5	0,033	0,007	0,051	0,002	0,005	0,089	0,093	0,008	0,114	0,015	0,035	0,003
MgO	3,280	2,260	2,990	3,050	4,750	5,030	4,990	5,210	5,090	5,220	5,490	5,260
Total	101,12	100,59	100,55	100,94	101,50	101,12	100,86	100,95	100,68	100,77	98,886	100,99
Alm (%Mol)	85,69	86,22	85,54	85,43	82,48	83,06	83,51	83,00	83,30	83,29	82,59	83,17
Sps (%Mol)	6,23	7,76	6,90	7,11	5,76	4,59	4,16	4,27	4,06	4,05	4,05	4,02
Grs (%Mol)	1,97	1,88	1,98	1,82	2,76	2,70	2,69	2,72	2,74	2,52	2,71	2,69
Prp (%Mol)	6,11	4,14	5,57	5,64	9,00	9,65	9,64	10,01	9,89	10,13	10,65	10,12
Granada												
Amostra	SA05					SA05						
Tipo	Porfiroclasto					matriz						
Num, Análise	1					2						
spot no,	9	10	11	12	13	1	2	3	4	5	6	7
SiO2	37,810	37,710	37,880	37,890	37,640	37,750	37,520	37,550	37,570	37,680	37,440	37,350
Al2O3	21,540	21,650	21,460	21,430	21,440	21,170	21,150	21,390	21,460	21,500	21,510	21,540
FeO	33,760	33,690	33,920	34,120	34,030	33,090	33,570	33,680	33,910	33,950	34,320	33,910
MnO	1,690	1,790	1,800	2,040	2,550	3,560	3,340	3,010	2,620	2,470	2,610	2,620
CaO	1,143	1,155	1,132	1,196	1,189	1,500	1,460	1,221	1,268	1,214	1,178	1,191
TiO2	0,014	0,017	0,032	0,022	0,000	0,016	0,032	0,000	0,037	0,004	0,017	0,020
Cr2O5	0,043	0,000	0,045	0,089	0,048	0,046	0,008	0,018	0,017	0,028	0,049	0,023
MgO	5,120	4,990	4,880	4,670	4,420	3,510	3,760	3,980	4,390	4,400	4,240	4,290
Total	101,12	101,00	101,14	101,45	101,31	100,64	100,84	100,84	101,27	101,24	101,36	100,94
Alm (%Mol)	83,42	83,37	83,66	83,49	82,84	81,24	81,56	82,37	82,51	82,92	83,11	82,81
Sps (%Mol)	4,16	4,42	4,44	4,97	6,17	8,69	8,10	7,33	6,35	6,03	6,29	6,38
Grs (%Mol)	2,60	2,63	2,57	2,69	2,66	3,38	3,25	2,74	2,84	2,73	2,62	2,67
Prp (%Mol)	9,82	9,58	9,33	8,85	8,33	6,70	7,10	7,55	8,30	8,33	7,97	8,14

Granada												
Amostra	SA05		SA05									
Tipo	matriz		Porfiroclasto									
Num, Análise	2		3									
spot no,	8	9	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO2	37,630	37,520	37,360	37,390	37,360	38,280	37,680	37,780	37,790	38,240	37,950	37,880
Al2O3	21,380	21,270	21,300	21,290	21,330	22,080	21,450	21,600	21,620	21,440	21,450	21,670
FeO	34,020	33,930	33,850	34,180	34,370	34,520	34,490	33,370	33,650	32,970	32,550	33,000
MnO	2,640	2,930	2,370	2,510	2,560	3,020	2,590	1,900	1,640	1,580	1,570	1,570
CaO	1,193	1,198	1,344	1,198	1,229	1,175	1,190	1,255	1,236	1,266	1,227	1,208
TiO2	0,000	0,000	0,013	0,025	0,000	0,060	0,014	0,000	0,045	0,050	0,000	0,000
Cr2O5	0,048	0,015	0,000	0,008	0,038	0,063	0,051	0,007	0,018	0,018	0,043	0,022
MgO	4,280	4,230	4,460	4,380	4,000	2,800	4,350	5,080	5,390	5,540	5,560	5,660
Total	101,19	101,09	100,69	100,98	100,88	101,99	101,81	100,99	101,38	101,10	100,35	101,00
Alm (%Mol)	82,86	82,29	82,73	82,98	83,53	84,64	83,00	82,67	82,88	82,40	82,29	82,39
Sps (%Mol)	6,39	7,08	5,79	6,09	6,19	7,38	6,22	4,69	4,02	3,95	3,97	3,89
Grs (%Mol)	2,67	2,67	3,02	2,67	2,74	2,65	2,63	2,86	2,80	2,91	2,85	2,77
Prp (%Mol)	8,08	7,96	8,46	8,25	7,53	5,33	8,14	9,78	10,30	10,74	10,90	10,95
Granada												
Amostra	SA05								SA05			
Tipo	Porfiroclasto								matriz			
Num, Análise	3								4			
spot no,	11	12	13	14	15	16	17	18	1	2	3	4
SiO2	38,010	38,070	37,930	37,730	37,780	37,800	37,690	38,040	37,640	37,820	38,160	37,780
Al2O3	21,540	21,480	21,410	21,600	21,490	21,470	21,540	21,440	21,380	21,490	21,300	21,470
FeO	32,800	33,470	32,970	33,100	33,140	33,130	33,230	33,450	33,690	33,620	33,720	33,630
MnO	1,600	1,630	1,640	1,640	1,670	1,630	1,710	1,990	2,300	1,840	1,690	1,640
CaO	1,195	1,179	1,220	1,183	1,183	1,148	1,175	1,137	1,310	1,174	1,207	1,244
TiO2	0,003	0,022	0,000	0,068	0,039	0,000	0,074	0,014	0,000	0,000	0,055	0,000
Cr2O5	0,000	0,008	0,000	0,041	0,022	0,005	0,038	0,025	0,000	0,000	0,035	0,000
MgO	5,620	5,590	5,530	5,450	5,360	5,360	5,430	5,190	4,650	4,980	5,170	5,260
Total	100,76	101,45	100,70	100,81	100,68	100,54	100,88	101,28	100,97	100,92	101,33	101,02
Alm (%Mol)	82,30	82,62	82,41	82,64	82,76	82,90	82,60	82,58	82,60	83,25	83,20	83,07
Sps (%Mol)	4,00	4,00	4,08	4,08	4,14	4,06	4,22	4,89	5,61	4,52	4,16	4,04
Grs (%Mol)	2,76	2,68	2,80	2,72	2,72	2,64	2,69	2,58	2,95	2,67	2,74	2,83
Prp (%Mol)	10,94	10,70	10,71	10,57	10,38	10,40	10,49	9,94	8,83	9,56	9,90	10,07

Granada												
Amostra	SA05					SA05						
Tipo	matriz					Porfiroclasto						
Num, Análise	4					5						
spot no,	5	6	7	8	9	1	2	3	4	5	6	7
SiO2	37,570	37,890	37,870	37,620	32,980	37,790	37,780	37,950	37,810	37,810	37,890	38,040
Al2O3	21,480	21,170	21,360	21,250	18,350	21,430	21,320	21,410	21,500	21,260	21,460	21,410
FeO	33,710	34,160	33,840	34,080	33,480	34,040	33,780	33,610	33,400	33,180	33,320	33,460
MnO	1,660	1,800	2,110	2,470	3,310	2,600	2,280	1,920	1,660	1,690	1,650	1,660
CaO	1,202	1,209	1,233	1,139	1,253	1,340	1,312	1,308	1,324	1,256	1,253	1,331
TiO2	0,000	0,000	0,031	0,041	0,037	0,017	0,021	0,019	0,050	0,009	0,046	0,035
Cr2O5	0,055	0,033	0,059	0,043	0,007	0,030	0,033	0,015	0,043	0,058	0,003	0,007
MgO	5,130	5,080	4,690	4,530	3,890	4,040	4,480	4,850	4,970	5,090	5,030	5,130
Total	100,80	101,34	101,19	101,17	93,307	101,28	101,00	101,08	100,75	100,35	100,65	101,07
Alm (%Mol)	83,34	83,30	83,13	82,93	81,73	83,06	82,95	82,99	83,25	83,01	83,26	82,96
Sps (%Mol)	4,10	4,39	5,15	5,98	8,07	6,31	5,56	4,73	4,10	4,22	4,12	4,11
Grs (%Mol)	2,73	2,71	2,78	2,55	2,81	3,01	2,96	2,97	3,03	2,89	2,88	3,03
Prp (%Mol)	9,83	9,60	8,94	8,55	7,38	7,63	8,53	9,31	9,62	9,88	9,74	9,89
Granada												
Amostra	SA05											SA05
Tipo	Porfiroclasto											Matriz
Num, Análise	5											6
spot no,	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	1
SiO2	37,790	37,970	38,100	37,970	38,100	38,030	38,090	38,000	37,790	37,760	37,930	37,610
Al2O3	21,480	21,260	21,430	21,540	21,540	21,590	21,430	21,590	21,450	21,430	21,260	21,330
FeO	33,550	33,130	33,440	33,460	33,390	33,610	33,110	33,440	33,220	33,990	33,930	33,390
MnO	1,660	1,620	1,630	1,550	1,600	1,560	1,580	1,610	1,640	1,720	2,070	2,470
CaO	1,276	1,260	1,266	1,262	1,312	1,282	1,289	1,364	1,336	1,348	1,360	1,223
TiO2	0,000	0,045	0,039	0,017	0,000	0,000	0,003	0,022	0,020	0,005	0,010	0,000
Cr2O5	0,051	0,035	0,056	0,015	0,007	0,043	0,000	0,020	0,000	0,000	0,018	0,033
MgO	5,120	5,130	5,210	5,220	5,280	5,410	5,520	5,370	5,280	4,950	4,430	4,270
Total	100,92	100,45	101,17	101,03	101,22	101,52	101,02	101,41	100,73	101,20	101,00	100,32
Alm (%Mol)	83,13	83,06	83,06	83,20	82,87	82,91	82,47	82,63	82,66	83,33	83,42	82,87
Sps (%Mol)	4,11	4,06	4,02	3,84	3,96	3,84	3,91	3,97	4,07	4,20	5,06	6,10
Grs (%Mol)	2,91	2,90	2,89	2,89	2,99	2,91	2,95	3,10	3,06	3,04	3,07	2,79
Prp (%Mol)	9,85	9,97	10,03	10,08	10,18	10,35	10,67	10,30	10,21	9,43	8,45	8,24

Granada												
Amostra	SA05								SA10B			
Tipo	matriz								Porfiroclasto			
Num, Análise	6								1			
spot no,	2	3	4	5	6	7	8	9	1	2	3	4
SiO2	37,630	37,660	37,740	37,790	37,980	37,710	37,960	37,920	36,760	36,910	36,770	36,920
Al2O3	21,280	21,400	21,480	21,550	21,550	21,400	21,360	21,640	20,780	21,070	21,090	20,870
FeO	33,370	33,540	33,490	33,390	33,590	33,590	33,860	33,840	34,510	34,270	33,970	34,170
MnO	2,120	1,840	1,730	1,610	1,600	1,680	1,820	1,910	4,380	4,230	4,280	4,250
CaO	1,245	1,239	1,198	1,208	1,208	1,206	1,192	1,251	1,410	1,450	1,400	1,368
TiO2	0,000	0,000	0,000	0,018	0,000	0,000	0,000	0,019	0,035	0,000	0,000	0,000
Cr2O5	0,008	0,086	0,027	0,010	0,000	0,000	0,018	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008
MgO	4,760	5,010	5,270	5,330	5,250	5,210	4,920	4,800	2,250	2,570	2,650	2,710
Total	100,41	100,77	100,93	100,90	101,17	100,79	101,13	101,37	100,12	100,50	100,16	100,29
Alm									2	3	4	5
(%Mol)	82,74	83,01	82,88	82,96	83,20	83,12	83,42	83,30	82,35	81,94	81,71	81,83
Sps												
(%Mol)	5,26	4,55	4,27	3,99	3,95	4,14	4,47	4,69	10,41	10,09	10,24	10,14
Grs												
(%Mol)	2,84	2,82	2,73	2,76	2,75	2,74	2,70	2,83	3,10	3,20	3,10	3,01
Prp												
(%Mol)	9,15	9,62	10,13	10,29	10,10	10,00	9,41	9,18	4,14	4,77	4,95	5,02
Granada												
Amostra	SA10B								SA10B			
Tipo	Porfiroclasto								matriz			
Num, Análise	1								2			
spot no,	1	2	3	4	5	6	7	8	9	1	2	3
SiO2	37,000	36,790	36,990	37,140	37,170	37,050	37,120	36,940	36,990	37,000	36,980	37,080
Al2O3	20,780	20,750	21,010	21,030	21,040	21,110	20,840	21,200	21,000	21,040	20,880	20,870
FeO	34,110	34,250	33,990	33,780	34,260	34,040	34,050	34,130	33,990	34,330	34,650	34,040
MnO	4,590	4,600	4,260	4,200	4,220	4,150	4,230	4,320	4,310	4,260	4,270	4,250
CaO	1,362	1,196	1,283	1,320	1,260	1,309	1,333	1,332	1,387	1,500	1,410	1,368
TiO2	0,000	0,000	0,000	0,041	0,000	0,031	0,000	0,000	0,000	0,002	0,040	0,000
Cr2O5	0,000	0,000	0,000	0,000	0,039	0,007	0,015	0,000	0,000	0,005	0,018	0,035
MgO	2,220	2,210	2,750	2,720	2,870	2,780	2,760	2,720	2,700	2,420	2,470	2,570
Total	100,06	99,79	100,28	100,23	100,85	100,47	100,34	100,64	100,37	100,55	100,71	100,21
Alm												
(%Mol)	81,86	82,25	81,80	81,82	81,86	81,96	81,79	81,73	81,59	82,07	82,28	81,98
Sps												
(%Mol)	10,99	11,00	10,22	10,13	10,05	9,94	10,10	10,29	10,31	10,15	10,08	10,19
Grs												
(%Mol)	3,01	2,64	2,84	2,94	2,77	2,90	2,94	2,93	3,06	3,29	3,09	3,03
Prp												
(%Mol)	4,14	4,11	5,14	5,11	5,32	5,20	5,16	5,05	5,03	4,49	4,55	4,80

Granada												
Amostra	SA10B						SA10B					
Tipo	matriz						matriz					
Num, Análise	2						3					
spot no,	4	5	6	7	8	9	1	2	3	4	5	6
SiO2	37,230	37,030	37,070	37,000	36,860	43,400	37,100	36,980	37,060	37,020	37,000	36,960
Al2O3	21,160	20,980	20,980	20,890	20,960	18,900	21,080	21,030	21,110	20,960	21,070	21,010
FeO	34,540	34,050	34,010	34,040	34,290	30,170	33,980	33,580	33,320	34,120	34,070	33,740
MnO	4,200	4,130	4,160	4,130	4,340	5,890	4,030	4,040	3,940	3,960	3,950	3,950
CaO	1,420	1,430	1,410	1,430	1,394	0,993	1,325	1,319	1,349	1,310	1,231	1,217
TiO2	0,000	0,000	0,000	0,031	0,035	0,043	0,000	0,000	0,002	0,031	0,000	0,000
Cr2O5	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,017	0,028	0,000	0,000	0,008	0,000	0,030
MgO	2,710	2,750	2,680	2,670	2,380	1,408	3,050	3,050	3,210	3,150	3,130	3,120
Total	101,26	100,37	100,31	100,19	100,25	100,82	100,59	99,999	99,991	100,55	100,45	100,02
Alm												
(%Mol)	82,01	81,82	81,88	81,94	82,16	79,31	81,72	81,54	81,31	81,79	81,96	81,87
Sps												
(%Mol)	9,93	9,89	9,97	9,91	10,36	15,42	9,65	9,77	9,57	9,47	9,47	9,55
Grs												
(%Mol)	3,08	3,15	3,13	3,16	3,07	2,40	2,93	2,94	3,03	2,89	2,72	2,72
Prp												
(%Mol)	4,98	5,13	5,02	4,99	4,41	2,87	5,69	5,75	6,09	5,86	5,85	5,87
Granada												
Amostra	SA10B			SA10B								
Tipo	matriz			matriz								
Num, Análise	3			4								
spot no,	7	8		1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO2	37,180	37,010		36,900	36,970	36,680	36,830	36,900	36,750	36,880	36,850	36,770
Al2O3	21,040	21,070		20,980	20,840	20,880	21,030	20,820	20,880	20,750	20,850	20,820
FeO	34,350	33,690		33,520	34,070	34,460	34,230	34,270	34,450	34,510	34,420	34,350
MnO	3,970	4,020		5,450	5,310	4,950	4,840	4,770	4,740	4,710	4,700	4,970
CaO	1,210	1,248		1,132	1,323	1,290	1,341	1,371	1,352	1,260	1,287	1,210
TiO2	0,059	0,029		0,000	0,000	0,047	0,000	0,015	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr2O5	0,043	0,044		0,000	0,000	0,016	0,018	0,000	0,003	0,057	0,053	0,012
MgO	3,100	3,130		1,770	1,730	1,950	1,910	1,940	2,010	2,060	2,060	1,970
Total	100,952	100,241		99,752	100,243	100,273	100,199	100,086	100,186	100,228	100,220	100,102
Alm												
(%Mol)	82,12	81,64		81,03	81,29	81,90	81,96	82,02	82,08	82,24	82,19	81,89
Sps												
(%Mol)	9,47	9,69		13,12	12,61	11,71	11,55	11,36	11,25	11,19	11,18	11,81
Grs												
(%Mol)	2,66	2,78		2,52	2,90	2,82	2,95	3,02	2,96	2,76	2,82	2,65
Prp												
(%Mol)	5,75	5,89		3,33	3,19	3,58	3,54	3,60	3,71	3,80	3,81	3,65

Granada													
Amostra	SA10B												
Tipo	matriz												
Num,													
Análise	5												
spot no,	1	2	3	4	5	6	7	8	9				
SiO2	36,810	37,140	36,970	36,760	36,840	36,830	36,630	36,720	36,530				
Al2O3	20,700	20,760	20,950	20,860	20,810	21,000	20,850	20,760	20,540				
FeO	34,510	34,960	35,040	34,900	34,620	34,670	34,920	34,060	33,460				
MnO	4,270	4,260	4,050	4,010	4,040	4,230	4,510	5,090	6,250				
CaO	1,248	1,276	1,322	1,373	1,320	1,284	1,182	1,263	1,217				
TiO2	0,029	0,000	0,000	0,020	0,001	0,004	0,026	0,000	0,000				
Cr2O5	0,020	0,000	0,033	0,002	0,000	0,000	0,016	0,000	0,012				
MgO	2,000	2,070	2,200	2,170	2,090	2,100	1,970	1,840	1,456				
Total	99,587	100,466	100,564	100,095	99,721	100,118	100,104	99,733	99,464				
Alm													
(%Mol)	83,21	83,26	83,42	83,40	83,46	83,16	83,09	81,65	79,79				
Sps													
(%Mol)	3,98	3,96	3,76	3,73	3,75	3,93	4,20	4,83	6,07				
Grs													
(%Mol)	22,42	23,02	25,09	26,31	25,16	23,33	20,10	18,71	14,33				
Prp													
(%Mol)	5,40	5,43	5,30	4,98	5,01	5,44	5,92	5,93	6,13				
Plagioclásio													
Amostra	SA3F												
Tipo	Porfiroclasto												
Num,													
Análise	1												
spot no,	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO2	66,000	62,010	61,480	61,310	61,140	61,190	61,430	61,390	61,300	61,240	61,670	61,410	62,190
TiO2	0,000	0,000	0,029	0,000	0,000	0,001	0,000	0,003	0,051	0,037	0,010	0,004	0,010
Al2O3	22,390	24,610	24,950	24,970	25,070	25,090	24,890	24,880	24,990	24,900	24,630	24,020	24,460
FeO	0,066	0,027	0,016	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,037	0,000	0,000	0,023
MnO	0,000	0,006	0,009	0,000	0,003	0,000	0,015	0,017	0,011	0,000	0,007	0,000	0,000
MgO	0,007	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000
CaO	4,220	4,830	5,150	5,420	5,530	5,410	5,110	5,290	5,190	5,160	5,050	4,590	4,710
Na2O	8,240	8,640	8,560	8,270	8,380	8,320	8,410	8,420	8,450	8,510	8,590	8,710	8,800
K2O	0,112	0,207	0,197	0,225	0,226	0,241	0,258	0,229	0,272	0,181	0,211	0,137	0,229
BaO	0,000	0,000	0,000	0,035	0,043	0,017	0,000	0,001	0,000	0,034	0,049	0,000	0,041
SrO	0,007	0,065	0,046	0,039	0,047	0,020	0,053	0,068	0,057	0,053	0,016	0,104	0,073
Total	101,042	100,395	100,437	100,272	100,439	100,289	100,166	100,297	100,321	100,152	100,232	98,976	100,537
Xor	0,007	0,012	0,011	0,013	0,013	0,014	0,015	0,013	0,016	0,010	0,012	0,008	0,013
Xab	0,774	0,755	0,742	0,725	0,723	0,725	0,737	0,733	0,735	0,741	0,746	0,768	0,762
Xan	0,219	0,233	0,247	0,262	0,264	0,261	0,248	0,254	0,249	0,248	0,242	0,224	0,225

Plagioclásio													
Tipo	SA3F		SA3F										
Amostra Num, Análise	Porfiroclasto		matriz										
	1		2										
spot no,	14	15	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
SiO2	61,610	63,420	62,600	62,420	62,090	62,170	61,840	61,980	62,090	61,770	62,380	61,870	
TiO2	0,000	0,037	0,024	0,000	0,000	0,008	0,005	0,000	0,007	0,001	0,000	0,016	
Al2O3	24,520	23,140	24,480	24,530	24,610	24,700	24,740	24,740	24,650	24,570	24,630	24,230	
FeO	0,003	0,006	0,282	0,039	0,014	0,014	0,057	0,017	0,055	0,057	0,129	0,150	
MnO	0,011	0,000	0,000	0,012	0,003	0,011	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
MgO	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
CaO	4,590	3,510	4,530	4,730	4,730	4,810	4,900	4,900	4,930	4,850	4,700	4,480	
Na2O	8,740	9,520	8,760	8,820	8,690	8,620	8,770	8,650	8,860	8,650	8,910	9,070	
K2O	0,213	0,100	0,191	0,192	0,253	0,244	0,261	0,234	0,186	0,218	0,122	0,111	
BaO	0,000	0,050	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,033	0,002	0,000	0,049	
SrO	0,089	0,055	0,070	0,053	0,028	0,034	0,045	0,047	0,027	0,093	0,103	0,065	
Total	99,778	99,838	100,937	100,795	100,419	100,610	100,618	100,569	100,837	100,212	100,974	100,041	
Xor	0,012	0,006	0,011	0,011	0,015	0,014	0,015	0,013	0,010	0,013	0,007	0,006	
Xab	0,766	0,826	0,769	0,763	0,758	0,754	0,753	0,751	0,757	0,754	0,769	0,781	
Xan	0,222	0,168	0,220	0,226	0,228	0,232	0,232	0,235	0,233	0,234	0,224	0,213	
Plagioclásio													
Tipo	SA05												
Amostra Num, Análise	Porfiroclasto												
	1												
spot no,	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO2	59,420	59,700	59,440	58,910	58,670	58,810	58,370	58,880	58,710	58,440	58,810	58,410	58,760
TiO2	0,015	0,013	0,000	0,060	0,019	0,038	0,019	0,018	0,005	0,040	0,046	0,061	0,008
Al2O3	26,450	26,320	26,300	26,880	26,660	27,090	26,580	26,950	26,850	26,820	26,870	27,150	26,770
FeO	0,278	0,043	0,027	0,014	0,075	0,020	0,055	0,022	0,019	0,000	0,046	0,000	0,030
MnO	0,013	0,004	0,013	0,010	0,000	0,018	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000	0,007	0,004
MgO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,050	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
CaO	6,850	6,760	7,000	7,400	7,530	7,550	7,230	7,580	7,480	7,560	7,450	7,540	7,460
Na2O	7,510	7,600	7,330	7,230	7,070	7,140	6,990	7,100	7,110	7,060	7,160	7,010	7,160
K2O	0,200	0,278	0,312	0,269	0,287	0,303	0,321	0,300	0,393	0,297	0,297	0,338	0,327
BaO	0,000	0,028	0,057	0,005	0,050	0,000	0,000	0,007	0,015	0,098	0,043	0,010	0,001
SrO	0,100	0,097	0,089	0,043	0,056	0,092	0,070	0,065	0,081	0,045	0,031	0,094	0,071
Total	100,836	100,843	100,569	100,821	100,416	101,062	99,685	100,921	100,662	100,366	100,754	100,619	100,591
Xor	0,0115	0,0159	0,0180	0,0154	0,0165	0,0173	0,0189	0,0172	0,0225	0,0171	0,0170	0,0195	0,0187
Xab	0,6572	0,6598	0,6428	0,6289	0,6191	0,6202	0,6243	0,6181	0,6181	0,6175	0,6241	0,6150	0,6227
Xan	0,3313	0,3243	0,3392	0,3557	0,3644	0,3624	0,3568	0,3647	0,3594	0,3654	0,3589	0,3655	0,3586

Plagioclásio													
Tipo	SA05							SA05					
Amostra Num, Análise	Porfiroclasto							matriz					
spot no,	1							2					
	14	15	16	17	18	19	20	1	2	3	4	5	
SiO2	59,060	58,500	59,090	59,150	58,940	59,320	59,210	60,140	61,720	60,000	59,690	59,940	
TiO2	0,000	0,037	0,000	0,046	0,039	0,000	0,026	0,012	0,002	0,017	0,000	0,044	
Al2O3	26,850	26,770	26,590	26,740	26,680	26,460	26,290	25,380	24,660	25,830	26,010	26,090	
FeO	0,029	0,017	0,006	0,016	0,027	0,045	0,142	0,132	0,098	0,053	0,062	0,060	
MnO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,003	0,000	0,000	0,011	0,000	0,000	0,003	
MgO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
CaO	7,480	7,420	7,290	7,250	7,310	7,000	6,630	6,100	4,810	6,350	6,640	6,740	
Na2O	7,150	7,190	7,200	7,260	7,310	7,460	7,550	7,600	8,620	7,720	7,630	7,570	
K2O	0,359	0,331	0,279	0,288	0,283	0,292	0,180	0,185	0,234	0,232	0,284	0,248	
BaO	0,037	0,025	0,000	0,010	0,000	0,043	0,000	0,000	0,000	0,000	0,032	0,052	
SrO	0,041	0,118	0,027	0,054	0,055	0,090	0,071	0,105	0,081	0,083	0,066	0,098	
Total	101,005	100,408	100,482	100,813	100,647	100,713	100,099	99,654	100,234	100,285	100,414	100,845	
Xor	0,0205	0,0189	0,0161	0,0165	0,0161	0,0167	0,0105	0,011	0,013	0,013	0,016	0,014	
Xab	0,6207	0,6248	0,6309	0,6337	0,6337	0,6475	0,6662	0,685	0,754	0,678	0,664	0,661	
Xan	0,3588	0,3563	0,3530	0,3497	0,3502	0,3358	0,3233	0,304	0,233	0,308	0,319	0,325	
Plagioclásio													
Tipo	SA05			SA10B									
Amostra Num, Análise	matriz			matriz									
spot no,	2			1									
	6	7	8	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO2	59,510	59,590	59,960	60,680	60,690	60,090	57,130	60,540	60,490	60,770	61,260	60,070	60,540
TiO2	0,000	0,019	0,000	0,065	0,015	0,031	0,016	0,054	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al2O3	26,250	26,220	25,280	24,980	25,240	25,320	23,470	25,180	25,440	24,830	24,440	24,210	25,370
FeO	0,096	0,108	0,242	0,048	0,035	0,017	0,096	0,023	0,037	0,069	0,173	0,599	0,033
MnO	0,001	0,016	0,007	0,000	0,001	0,000	0,000	0,012	0,015	0,001	0,015	0,000	0,010
MgO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,007	0,212	0,000
CaO	6,800	6,630	6,150	5,690	5,730	5,720	8,700	5,660	5,600	4,400	3,930	4,640	5,310
Na2O	7,460	7,530	8,140	8,040	8,100	8,040	7,750	8,160	8,150	8,460	8,710	8,150	8,170
K2O	0,279	0,350	0,173	0,362	0,192	0,181	0,198	0,201	0,241	0,413	0,443	0,156	0,261
BaO	0,000	0,005	0,058	0,000	0,000	0,017	0,000	0,043	0,027	0,000	0,010	0,055	0,000
SrO	0,038	0,047	0,059	0,037	0,098	0,037	0,040	0,055	0,109	0,089	0,117	0,078	0,078
Total	100,434	100,514	100,069	99,901	100,100	99,453	97,400	99,928	100,109	99,032	99,104	98,170	99,772
Xor	0,016	0,020	0,010	0,0208	0,0111	0,0105	0,0103	0,0116	0,0139	0,0244	0,0261	0,0095	0,0152
Xab	0,654	0,659	0,699	0,7039	0,7110	0,7103	0,6108	0,7145	0,7147	0,7578	0,7796	0,7535	0,7245
Xan	0,330	0,321	0,292	0,2753	0,2779	0,2792	0,3789	0,2739	0,2714	0,2178	0,1944	0,2371	0,2602

Biotita										
Amostra	SA3F			SA05			SA10B			
Num, Análise	1	2	3	1	2	3	1	2	3	4
spot no,	35,030	34,630	34,320	35,100	34,650	35,030	33,750	34,130	33,360	34,170
TiO ₂	3,690	3,930	3,890	2,180	2,270	2,060	2,550	2,470	2,730	2,570
Al ₂ O ₃	19,360	19,110	19,240	19,660	19,210	19,840	18,080	18,020	17,950	18,470
FeO _t	20,770	20,930	20,660	18,220	17,820	18,110	23,180	23,510	23,570	23,670
MnO	0,080	0,090	0,079	0,091	0,064	0,087	0,235	0,237	0,240	0,117
MgO	7,920	7,830	7,970	10,470	10,760	10,510	6,930	6,900	7,030	6,950
CaO	0,000	0,006	0,028	0,030	0,000	0,036	0,013	0,016	0,014	0,026
Na ₂ O	0,095	0,124	0,103	0,100	0,112	0,119	0,093	0,053	0,095	0,043
K ₂ O	9,860	9,720	9,690	9,650	9,660	9,810	9,730	9,760	9,350	9,750
Total	96,804	96,370	95,980	95,501	94,546	95,602	94,561	95,096	94,339	95,766
Si	2,649	2,636	2,621	2,655	2,648	2,648	2,661	2,676	2,639	2,658
Ti	0,210	0,225	0,223	0,124	0,131	0,117	0,151	0,146	0,163	0,150
Al	1,725	1,714	1,732	1,752	1,730	1,767	1,680	1,665	1,674	1,693
Fe ⁺²	1,314	1,332	1,319	1,152	1,139	1,145	1,528	1,542	1,560	1,540
Mn	0,005	0,006	0,005	0,006	0,004	0,006	0,016	0,016	0,016	0,008
Mg	0,893	0,888	0,907	1,180	1,226	1,184	0,814	0,807	0,829	0,806
Ca	0,000	0,000	0,002	0,002	0,000	0,003	0,001	0,001	0,001	0,002
Na	0,014	0,018	0,015	0,015	0,017	0,017	0,014	0,008	0,015	0,006
K	0,951	0,944	0,944	0,931	0,942	0,946	0,979	0,976	0,944	0,968
Total	7,761	7,763	7,769	7,818	7,836	7,833	7,844	7,837	7,840	7,832
O	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11
XMg	40,5	40,0	40,7	50,6	51,8	50,8	34,8	34,3	34,7	34,4

Muscovita								
Amostra Num, Análise	SA3F			SA05			SA10B	
	1	2	3	1	2		1	2
SiO2	44,550	45,760	45,270	48,000	46,310		45,700	46,240
TiO2	0,035	0,000	0,000	0,198	0,129		0,139	0,179
Al2O3	39,050	39,180	39,010	34,000	36,580		36,720	36,450
FeOt	0,058	0,078	0,000	0,958	0,847		1,460	1,185
MnO	0,000	0,000	0,006	0,016	0,001		0,018	0,004
MgO	0,000	0,000	0,000	0,686	0,575		0,635	0,713
CaO	0,021	0,022	0,030	0,000	0,000		0,000	0,008
Na2O	0,209	0,209	0,240	0,422	0,343		0,411	0,356
K2O	10,870	10,640	10,890	11,410	10,610		10,100	10,290
Total	94,793	95,890	95,446	95,690	95,396		95,184	95,425
Si	2,963	2,999	2,987	3,182	3,066		3,037	3,061
Ti	0,002	0,000	0,000	0,010	0,006		0,007	0,009
Al	3,061	3,026	3,033	2,656	2,854		2,876	2,844
Fe+2	0,003	0,004	0,000	0,053	0,047		0,081	0,066
Mn	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000		0,001	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,068	0,057		0,063	0,070
Ca	0,002	0,002	0,002	0,000	0,000		0,000	0,001
Na	0,027	0,027	0,031	0,054	0,044		0,053	0,046
K	0,922	0,889	0,917	0,965	0,896		0,856	0,869
Sum	6,979	6,946	6,970	6,989	6,971		6,973	6,965
O	11	11	11	11	11		11	11
XMg	-	-	-	56,08	54,76		43,68	51,75
K-Feldspato								
Amostra spot no,	SA3F			SA05			SA10B	
	1	2	3	1	2	3	1	2
SiO2	64,520	64,240	64,560	63,900	64,550	64,520	64,150	64,490
Al2O3	19,800	19,520	19,620	20,220	19,580	19,640	19,420	19,450
FeO	0,000	0,000	0,039	0,076	0,029	0,024	0,017	0,004
MnO	0,013	0,000	0,005	0,001	0,000	0,000	0,000	0,007
K2O	14,090	15,060	15,070	15,060	15,070	14,800	15,470	14,580
CaO	0,299	0,092	0,098	0,059	0,066	0,072	0,030	0,060
SrO	0,042	0,073	0,020	0,092	0,041	0,038	0,076	0,100
TiO2	0,000	0,032	0,008	0,008	0,000	0,000	0,000	0,000
BaO	0,281	0,233	0,278	0,524	0,383	0,553	0,275	0,307
Na2O	1,850	1,291	1,288	1,051	1,194	1,420	0,975	1,500
MgO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,012	0,013	0,000	0,000
Total	100,895	100,542	100,986	100,990	100,924	101,081	100,413	100,498

A3. Tabela de dados analíticos U-Pb (LA-ICP-MS) do BSA:

U-Pb Spot	Spot local.	Lu-Hf Spot	²⁰⁶ Pb *	²⁰⁷ Pb *	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb *	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	RHO	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb idade	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U idade	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U idade	1σ	Conc
SA-03H (muscovita-biotita-granada ortognaisse)																			
9	núcleo	32	91249	11674	0,228	0,1242	0,0017	0,3669	0,0038	6,2848	0,0823	0,78	2018	24	2015	18	2016	11	99,9
10	borda		133894	10955	0,004	0,0818	0,0010	0,0992	0,0010	1,1152	0,0131	0,83	1241	24	598	6	752	6	74,3
11	núcleo	33	123918	15782	0,086	0,1236	0,0014	0,3680	0,0036	6,2712	0,0659	0,93	2009	19	2020	17	2014	9	100,3
13	núcleo	34	47335	6254	0,191	0,1286	0,0018	0,3650	0,0038	6,4721	0,0843	0,79	2079	24	2006	18	2042	11	98,2
15	núcleo		55534	7418	0,121	0,1295	0,0018	0,3526	0,0035	6,2947	0,0833	0,76	2091	25	1947	17	2018	12	96,4
16	borda		78223	5192	0,011	0,0644	0,0008	0,0971	0,0009	0,8616	0,0100	0,84	754	26	597	6	631	5	94,3
17	núcleo		43078	5738	0,170	0,1291	0,0017	0,3885	0,0039	6,9146	0,0863	0,80	2086	23	2116	18	2101	11	100,7
18	borda		79671	9938	0,023	0,1209	0,0016	0,1862	0,0018	3,1028	0,0378	0,79	1969	23	1101	10	1433	9	69,8
19	núcleo	35	36434	4857	0,073	0,1293	0,0017	0,3662	0,0037	6,5270	0,0797	0,83	2088	23	2011	17	2050	11	98,1
20	borda		73924	5916	0,005	0,0778	0,0009	0,1089	0,0011	1,1674	0,0135	0,85	1141	24	666	6	785	6	82,1
22	borda		74598	6855	0,036	0,0892	0,0012	0,1669	0,0016	2,0510	0,0259	0,75	1407	26	995	9	1133	9	86,1
25	núcleo	36	74387	4580	0,014	0,0597	0,0008	0,0966	0,0009	0,7953	0,0099	0,79	594	28	594	6	594	6	100,0
26	borda	37	64268	3950	0,011	0,0597	0,0008	0,0970	0,0009	0,7988	0,0098	0,79	593	27	597	6	596	6	100,2
28	borda	38	72637	4489	0,016	0,0600	0,0008	0,0985	0,0010	0,8151	0,0102	0,79	605	28	606	6	605	6	100,0
32	núcleo		131864	10598	0,014	0,0783	0,0009	0,1217	0,0012	1,3133	0,0153	0,86	1154	24	740	7	852	7	85,0
35	borda		62837	7482,1	0,079	0,1191	0,0016	0,2073	0,0020	3,3582	0,0434	0,76	1942	25	1187	11	1486	10	74,9
36	núcleo	40	75976	4682	0,014	0,0598	0,0010	0,0962	0,0011	0,7929	0,0130	0,67	596	36	592	6	593	7	99,9
37	núcleo		94322	11875	0,094	0,1227	0,0015	0,3342	0,0034	5,6519	0,0647	0,88	1996	21	1859	16	1924	10	96,5
39	núcleo	41	71596	9208	0,107	0,1251	0,0018	0,3626	0,0036	6,2509	0,0817	0,75	2030	25	1995	17	2012	11	99,1
40	borda		111095	7374	0,006	0,0646	0,0008	0,0983	0,0010	0,8753	0,0111	0,81	762	27	604	6	638	6	94,3
41	núcleo	39	67688	4156	0,011	0,0597	0,0008	0,0976	0,0010	0,8033	0,0101	0,80	592	27	600	6	599	6	100,3
42	borda		102406	6902,1	0,005	0,0674	0,0009	0,0939	0,0010	0,8719	0,0110	0,81	850	27	569	6	629	6	89,5
43	borda		91462	5863	0,005	0,0623	0,0008	0,0976	0,0010	0,8388	0,0107	0,76	685	28	601	6	619	6	97,0

U-Pb Spot	Spot local,	Lu-Hf Spot	²⁰⁶ Pb*	²⁰⁷ Pb*	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb*	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	RHO	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb idade	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U idade	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U idade	1σ	Conc
SA-03H (continuação)																			
45	núcleo		108977	6817	0,005	0,0608	0,0008	0,0927	0,0010	0,7769	0,0099	0,80	632	28	571	6	584	6	97,9
46	núcleo		92627	12006	0,027	0,1296	0,0016	0,2228	0,0023	3,9248	0,0472	0,84	2093	22	1269	12	1611	10	73,0
48	borda		133107	14736	0,020	0,1077	0,0014	0,2064	0,0020	3,0646	0,0372	0,80	1761	23	1209	11	1424	9	82,2
49	núcleo	42	68101	8836	0,163	0,1262	0,0016	0,3570	0,0036	6,2092	0,0764	0,82	2045	23	1968	17	2006	11	98,1
50	núcleo		92325	11495	0,014	0,1212	0,0017	0,1024	0,0011	1,7105	0,0230	0,78	1974	24	628	6	1013	9	38,9
51	borda		79447	10371	0,024	0,1270	0,0016	0,1067	0,0011	1,8691	0,0225	0,84	2057	22	654	6	1070	8	36,3
55	núcleo		118709	13534	0,027	0,1111	0,0013	0,2393	0,0024	3,6656	0,0417	0,87	1817	21	1383	12	1564	9	86,9
58	borda		94514	11613	0,084	0,1195	0,0018	0,3104	0,0031	5,1116	0,0718	0,70	1949	27	1742	15	1839	12	94,5
59	núcleo		43507	5448	0,197	0,1216	0,0018	0,3209	0,0033	5,3792	0,0763	0,71	1980	27	1794	16	1882	12	95,1
60	borda	43	73153	4569	0,008	0,0609	0,0008	0,0972	0,0010	0,8156	0,0103	0,79	634	28	598	6	606	6	98,7
61	núcleo		94512	5834	0,005	0,0601	0,0009	0,0925	0,0010	0,7659	0,0113	0,72	606	32	570	6	578	7	98,7
62	borda		85591	5356	0,007	0,0609	0,0009	0,0948	0,0009	0,7948	0,0111	0,70	634	31	584	5	594	6	98,2
63	núcleo		48435	6326	0,115	0,1269	0,0019	0,3168	0,0032	5,5405	0,0770	0,73	2055	26	1774	16	1907	12	92,5
64	borda		67010	7553	0,041	0,1098	0,0016	0,1911	0,0019	2,8925	0,0390	0,75	1796	26	1127	10	1380	10	77,6
74	núcleo		47540	2837	0,013	0,0593	0,0009	0,0971	0,0009	0,7925	0,0106	0,68	577	31	597	5	593	6	100,7
75	borda		72118	4369	0,005	0,0599	0,0009	0,0926	0,0009	0,7649	0,0100	0,72	601	30	571	5	577	6	98,9
76	núcleo		155839	18504	0,024	0,1175	0,0014	0,2755	0,0026	4,4597	0,0473	0,89	1918	20	1569	13	1724	9	90,1
78	núcleo		37459	4512	0,202	0,1196	0,0015	0,2836	0,0026	4,6738	0,0524	0,82	1951	22	1609	13	1763	9	90,4
79	borda		66860	5564	0,011	0,0828	0,0011	0,1270	0,0011	1,4486	0,0169	0,76	1264	25	771	6	910	7	82,0
82	núcleo	51	28448	3611	0,177	0,1267	0,0019	0,3662	0,0035	6,3899	0,0840	0,73	2052	26	2012	17	2032	12	99,0
83	borda		54862	3544	0,014	0,0641	0,0008	0,0945	0,0009	0,8350	0,0098	0,78	746	27	582	5	617	5	94,1
87	núcleo		32783	4030	0,224	0,1221	0,0017	0,3059	0,0029	5,1421	0,0642	0,77	1987	24	1720	14	1844	11	92,8
89	núcleo		31576	4039	0,190	0,1266	0,0018	0,3070	0,0030	5,3557	0,0691	0,77	2052	25	1726	15	1878	11	91,2
90	borda		49464	4904,1	0,020	0,0991	0,0014	0,0992	0,0009	1,3715	0,0176	0,74	1608	26	594	5	854	8	56,2

U-Pb Spot	Spot local,	Lu-Hf Spot	²⁰⁶ Pb*	²⁰⁷ Pb*	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb*	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	RHO	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb idade	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U idade	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U idade	1σ	Conc
SA-03H (continuação)																			
93	núcleo		77263	9324	0,062	0,1196	0,0015	0,2929	0,0027	4,8238	0,0535	0,83	1950	22	1656	14	1790	9	91,9
94	borda		70139	4437	0,003	0,0628	0,0008	0,0939	0,0009	0,8117	0,0093	0,79	700	27	579	5	604	5	95,6
95	núcleo		19581	2530	0,215	0,1288	0,0022	0,3366	0,0035	5,9712	0,0933	0,66	2081	30	1870	17	1972	14	94,6
96	borda	50	55537	3372	0,005	0,0603	0,0008	0,0962	0,0009	0,7992	0,0098	0,74	615	29	592	5	597	6	99,2
100	núcleo		20630	2324,5	0,094	0,1127	0,0024	0,1991	0,0022	3,2207	0,0614	0,57	1843	37	1105	12	1383	15	74,8
102	núcleo		64672	7986	0,069	0,1236	0,0017	0,3081	0,0028	5,2476	0,0616	0,77	2009	24	1731	14	1861	10	92,5
104	núcleo	49	16172	2042	0,312	0,1251	0,0026	0,3658	0,0044	6,3031	0,1232	0,61	2030	36	2009	21	2020	17	99,5
106	núcleo		63307	8645	0,032	0,1351	0,0018	0,3275	0,0033	6,0970	0,0738	0,82	2166	22	1826	16	1990	11	91,0
108	núcleo	48	25657	3211	0,240	0,1248	0,0020	0,3600	0,0036	6,1890	0,0916	0,68	2026	28	1982	17	2004	13	98,9
113	núcleo		103784	13306	0,123	0,1282	0,0015	0,3505	0,0031	6,1676	0,0621	0,88	2074	20	1927	15	1999	9	96,3
114	borda		57545	9825,9	0,048	0,1708	0,0026	0,2139	0,0021	5,1130	0,0664	0,74	2565	24	1147	11	1746	11	47,7
115	núcleo	47	21881	2512	0,302	0,1148	0,0025	0,3337	0,0037	5,2786	0,1074	0,54	1877	39	1856	18	1866	17	99,5
117	núcleo		35804	4579	0,187	0,1268	0,0019	0,3458	0,0036	6,0423	0,0844	0,74	2054	26	1915	17	1983	12	96,5
118	borda		49387	4170	0,015	0,0838	0,0012	0,1128	0,0010	1,3022	0,0164	0,73	1289	27	689	6	847	7	77,0
119	núcleo	44	47194	5855	0,106	0,1235	0,0017	0,3649	0,0034	6,2078	0,0746	0,77	2007	24	2006	16	2006	11	100,0
120	borda	45	59151	3454	0,004	0,0579	0,0008	0,0932	0,0009	0,7431	0,0095	0,72	526	30	574	5	565	6	101,7
122	borda	46	47135	2833	0,006	0,0597	0,0008	0,0977	0,0009	0,8039	0,0103	0,71	593	30	601	5	599	6	100,3

U-Pb Spot	Spot local,	Lu-Hf Spot	²⁰⁶ Pb*	²⁰⁷ Pb*	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb*	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	RHO	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb idade	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U idade	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U idade	1σ	Conc
SA-03D (dique sienogranítico)																			
6	borda	69	7467	449	0,332	0,0599	0,0028	0,0994	0,0014	0,8209	0,0371	0,32	600	97	611	8	608	21	100,4
7	núcleo		26017	1503	0,318	0,0578	0,0012	0,1068	0,0010	0,9040	0,0169	0,52	521	42	631	6	608	9	103,7
8	núcleo	68	4996	299	0,591	0,0597	0,0038	0,0962	0,0016	0,7919	0,0498	0,26	592	3	592	9	592	28	100,0
9	borda		51380	3069	0,130	0,0594	0,0008	0,0943	0,0009	0,7724	0,0100	0,74	583	30	581	5	581	6	99,9
10	núcleo		58251	3647	0,037	0,0624	0,0011	0,0938	0,0010	0,8068	0,0135	0,62	688	37	578	6	601	8	96,0
16	borda	70	47434	2867	0,034	0,0601	0,0011	0,0960	0,0010	0,7951	0,0140	0,58	607	40	591	6	594	8	99,4
17	núcleo	64	17702	1058	0,894	0,0602	0,0019	0,0959	0,0011	0,7951	0,0242	0,38	610	67	590	7	594	14	99,3
18	borda	63	40408	2463	0,078	0,0606	0,0010	0,0957	0,0009	0,7986	0,0124	0,63	623	35	589	6	596	7	98,8
19	núcleo		6774	466	0,720	0,0687	0,0026	0,0982	0,0013	0,9300	0,0341	0,35	889	76	604	7	668	18	89,4
20	borda		50068	3533	0,126	0,0706	0,0010	0,0836	0,0008	0,8310	0,0107	0,75	945	28	509	5	596	6	82,8
21	núcleo	65	29152	1748	0,385	0,0598	0,0009	0,0966	0,0009	0,7953	0,0117	0,65	595	34	594	5	594	7	100,0
23	núcleo		30651	1858	0,249	0,0605	0,0010	0,0992	0,0009	0,8270	0,0123	0,64	620	34	610	6	612	7	99,7
24	núcleo		24450	1464	0,329	0,0597	0,0012	0,0972	0,0010	0,7989	0,0151	0,53	591	43	598	6	596	9	100,2
29	núcleo		14095	862	0,546	0,0609	0,0014	0,0989	0,0011	0,8300	0,0185	0,48	634	49	608	6	614	10	99,1
31	núcleo		8528	521	0,296	0,0608	0,0021	0,0996	0,0012	0,8349	0,0275	0,37	633	72	612	7	616	15	99,3
32	borda		51718	3175	0,015	0,0610	0,0011	0,0935	0,0009	0,7860	0,0131	0,60	638	37	576	5	589	7	97,8
34	borda	52	30545	1839	0,238	0,0598	0,0011	0,0958	0,0010	0,7906	0,0132	0,60	598	38	590	6	592	7	99,7
35	núcleo	55	38709	2354	0,369	0,0605	0,0009	0,0955	0,0009	0,7968	0,0115	0,66	622	33	588	5	595	6	98,8
37	borda	57	29919	1786	0,442	0,0594	0,0013	0,0966	0,0011	0,7910	0,0167	0,51	581	47	595	6	592	9	100,5
38	núcleo	58	16833	1016	0,194	0,0601	0,0013	0,0995	0,0010	0,8235	0,0178	0,48	606	48	611	6	610	10	100,2
39	núcleo		49897	3235	0,314	0,0644	0,0011	0,0854	0,0008	0,7574	0,0116	0,62	754	34	528	5	573	7	91,6
40	borda	61	49573	2932	0,113	0,0587	0,0010	0,0913	0,0009	0,7395	0,0120	0,61	557	37	563	5	562	7	100,2
44	núcleo		28883	1850	0,283	0,0636	0,0013	0,0986	0,0010	0,8645	0,0172	0,52	728	43	606	6	632	9	95,6
45	borda		95037	6009	0,179	0,0632	0,0008	0,0875	0,0008	0,7670	0,0095	0,76	716	28	537	5	573	5	93,4

U-Pb Spot	Spot local,	Lu-Hf Spot	²⁰⁶ Pb *	²⁰⁷ Pb *	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb *	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	RHO	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb idade	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U idade	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U idade	1σ	Conc
SA-03D (continuação)																			
46	núcleo	59	51016	3040	0,503	0,0593	0,0009	0,0908	0,0009	0,7422	0,0106	0,68	577	32	561	5	564	6	99,4
48	núcleo		10670	563	0,358	0,0525	0,0020	0,0986	0,0011	0,7141	0,0268	0,29	308	85	606	6	547	16	109,8
50	borda	53	22440	1318	0,315	0,0585	0,0015	0,0960	0,0011	0,7745	0,0186	0,46	549	53	591	6	582	11	101,5
51	núcleo	54	40622	2469	0,192	0,0604	0,0010	0,0996	0,0010	0,8295	0,0135	0,62	618	36	612	6	613	8	99,8
52	núcleo	60	34119	1994	0,135	0,0585	0,0013	0,0939	0,0010	0,7992	0,0156	0,52	547	43	559	6	557	9	100,4
62	borda		40132	2841	0,478	0,0705	0,0010	0,0887	0,0008	0,8622	0,0115	0,71	943	29	548	5	631	6	84,8
63	núcleo	62	24923	1489	0,692	0,0594	0,0012	0,0951	0,0010	0,7785	0,0149	0,54	581	43	586	6	585	8	100,2
64	borda		40981	2841	0,408	0,0695	0,0012	0,0944	0,0009	0,9034	0,0145	0,59	913	35	581	5	654	8	87,5
65	núcleo	67	17530	1064	0,168	0,0605	0,0019	0,1002	0,0013	0,8352	0,0259	0,41	620	68	616	7	616	14	99,8
66	borda		49698	3438	0,024	0,0687	0,0010	0,0968	0,0010	0,9159	0,0127	0,71	888	30	595	6	660	7	89,1
U-Pb Spot	Spot local,	Lu-Hf Spot	²⁰⁶ Pb *	²⁰⁷ Pb *	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb *	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	RHO	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb idade	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U idade	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U idade	1σ	Conc
SA-06 (enclave de quartzo diorito)																			
4	borda		96828	5814	0,099	0,0600	0,0008	0,0952	0,0009	0,7888	0,0099	0,75	605	29	581	5	586	6	99,1
5	núcleo	19	46395	2739	0,187	0,0584	0,0008	0,0997	0,0009	0,8019	0,0106	0,72	543	30	612	5	598	6	102,4
6	núcleo		23970	1464	0,197	0,0604	0,0011	0,0955	0,0009	0,7956	0,0131	0,59	618	37	588	5	594	7	98,9
7	borda		40363	2408	0,378	0,0590	0,0009	0,0985	0,0009	0,8007	0,0111	0,68	566	32	605	5	597	6	101,3
8	núcleo		44671	2491	0,387	0,0551	0,0009	0,0964	0,0010	0,7318	0,0119	0,62	415	37	593	6	558	7	106,0
9	núcleo		26483	1667	0,337	0,0621	0,0013	0,0975	0,0010	0,8351	0,0170	0,49	679	45	600	6	616	9	97,2
10	borda	27	51053	3069	0,374	0,0594	0,0010	0,0946	0,0009	0,7749	0,0121	0,60	583	36	583	5	583	7	100,0
11	núcleo	25	51005	3135	0,546	0,0606	0,0009	0,1014	0,0010	0,8464	0,0119	0,69	624	32	622	6	623	7	100,0
12	borda	24	25686	15354	0,073	0,0590	0,0007	0,0922	0,0009	0,7506	0,0076	0,91	569	24	569	5	569	4	100,0
13	núcleo	26	40537	2469	0,328	0,0601	0,0009	0,0987	0,0009	0,8177	0,0112	0,69	606	31	607	5	607	6	100,0

U-Pb Spot	Spot local,	Lu-Hf Spot	²⁰⁶ Pb*	²⁰⁷ Pb*	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb*	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	RHO	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb idade	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U idade	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U idade	1σ	Conc
SA-06 (continuação)																			
14	borda		55422	3348	0,229	0,0596	0,0008	0,0956	0,0009	0,7856	0,0102	0,73	589	30	589	5	589	6	100,0
15	núcleo		44100	2633	0,091	0,0590	0,0009	0,0975	0,0010	0,7929	0,0116	0,68	566	33	600	6	593	7	101,2
16	borda		26621	1611	0,356	0,0597	0,0012	0,0969	0,0009	0,7980	0,0149	0,52	594	42	596	6	596	8	100,1
17	núcleo	28	86430	5230	0,210	0,0597	0,0007	0,0967	0,0009	0,7955	0,0090	0,82	592	26	595	5	594	5	100,1
18	borda		73732	4655	0,241	0,0620	0,0009	0,1043	0,0010	0,8922	0,0120	0,72	675	30	640	6	648	6	98,8
19	núcleo		42780	2428	0,456	0,0558	0,0011	0,0942	0,0009	0,7252	0,0131	0,55	446	41	580	6	554	8	104,6
20	borda		48859	2827	0,486	0,0570	0,0009	0,1068	0,0010	0,8392	0,0125	0,66	492	34	654	6	619	7	105,4
21	núcleo		14891	8861	0,678	0,0595	0,0007	0,0948	0,0009	0,7794	0,0082	0,88	586	24	579	5	580	5	99,8
22	borda		42463	2549	0,219	0,0591	0,0011	0,1108	0,0012	0,9026	0,0164	0,57	571	41	677	7	653	9	103,5
26	núcleo		91197	5528	0,330	0,0596	0,0008	0,0945	0,0009	0,7773	0,0095	0,76	590	28	582	5	584	5	99,7
27	borda	34	92288	5542	0,507	0,0591	0,0008	0,0971	0,0009	0,7909	0,0107	0,72	570	31	597	6	592	6	100,9
28	núcleo	31	43960	2712	0,433	0,0608	0,0008	0,0987	0,0009	0,8277	0,0106	0,74	634	29	607	5	612	6	99,1
29	borda		12821	7974	0,081	0,0612	0,0008	0,0944	0,0009	0,7958	0,0093	0,80	645	27	581	5	594	5	97,7
30	núcleo	29	49881	3002	0,315	0,0594	0,0008	0,1000	0,0009	0,8190	0,0105	0,74	582	29	614	6	607	6	101,1
31	núcleo	32	10447	6345	0,392	0,0598	0,0007	0,0971	0,0009	0,8010	0,0092	0,82	597	26	598	5	597	5	100,0
32	borda	33	23542	14384	0,147	0,0603	0,0007	0,0926	0,0009	0,7699	0,0079	0,90	614	24	571	5	580	5	98,5
33	núcleo		50785	3209	0,430	0,0623	0,0009	0,0975	0,0009	0,8367	0,0106	0,74	683	29	600	5	617	6	97,0
34	borda		10824	6394	0,906	0,0583	0,0008	0,1067	0,0011	0,8579	0,0114	0,75	541	31	654	6	629	6	103,8
35	núcleo	35	24786	1507	0,406	0,0599	0,0011	0,0974	0,0010	0,8045	0,0138	0,57	601	39	599	6	599	8	99,9
36	borda	36	44555	2633	0,220	0,0591	0,0010	0,0999	0,0009	0,8316	0,0124	0,63	571	34	601	5	595	7	101,0
37	núcleo		42867	2572	0,472	0,0592	0,0010	0,1018	0,0010	0,8308	0,0124	0,63	574	34	625	6	614	7	101,7
38	núcleo	38	27342	1657	0,326	0,0597	0,0011	0,0999	0,0010	0,8217	0,0138	0,60	592	37	614	6	609	8	100,7
39	borda	39	31692	1918	0,357	0,0597	0,0010	0,0976	0,0010	0,8030	0,0125	0,65	592	35	600	6	599	7	100,3
40	núcleo	40	10569	6307	0,093	0,0597	0,0007	0,0962	0,0009	0,7913	0,0088	0,84	592	26	588	5	589	5	99,9

U-Pb Spot	Spot local,	Lu-Hf Spot	²⁰⁶ Pb *	²⁰⁷ Pb *	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb *	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	RHO	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb idade	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U idade	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U idade	1σ	Conc
SA-06 (continuação)																			
41	borda	41	77972	4740	0,097	0,0599	0,0009	0,0976	0,0010	0,8061	0,0114	0,71	600	32	600	6	600	6	100,0
42	núcleo	43	35852	2176	0,608	0,0597	0,0011	0,0961	0,0009	0,7918	0,0135	0,56	594	39	592	5	592	8	99,9
43	núcleo	37	23574	1418	0,255	0,0593	0,0011	0,1015	0,0011	0,8294	0,0148	0,58	578	40	623	6	613	8	101,5
44	núcleo	42	52640	3178	0,526	0,0596	0,0009	0,0952	0,0010	0,7815	0,0118	0,67	587	34	586	6	586	7	100,0
45	núcleo		78630	4780	0,091	0,0599	0,0008	0,0989	0,0009	0,8163	0,0100	0,77	599	28	608	6	606	6	100,3

A4. Tabela de dados analíticos U-Pb (LA-ICP-MS) padrão de zircão M127,

spot	²⁰⁶ Pb *	²⁰⁷ Pb *	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb*	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb (Idade)	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U (Idade)	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U (Idade)	1σ	Conc	RHO
1	78937	4678	0,25	0,0575	0,0007	0,0851	0,0008	0,6748	0,0078	512	26,14	526	4,88	524	4,70	100,5	0,83906
2	140792	8123	0,24	0,0577	0,0007	0,0842	0,0008	0,6699	0,0070	518	24,97	521	4,59	521	4,26	100,1	0,87256
3	43733	2301	0,26	0,0526	0,0008	0,0840	0,0008	0,6092	0,0089	312	33,59	520	4,70	483	5,54	107,1	0,65859
4	44597	2714	0,27	0,0607	0,0008	0,0852	0,0008	0,7130	0,0092	628	29,66	527	4,70	547	5,44	96,4	0,71899
5	146075	8623	0,24	0,0584	0,0007	0,0849	0,0008	0,6833	0,0071	543	24,55	525	4,61	529	4,27	99,4	0,88651
6	76771	4578	0,25	0,0579	0,0007	0,0845	0,0008	0,6746	0,0078	525	26,63	523	4,85	523	4,71	99,9	0,84200
7	76576	4627	0,25	0,0587	0,0007	0,0847	0,0008	0,6851	0,0079	554	26,22	524	4,87	530	4,76	98,9	0,84047
8	44293	2491	0,27	0,0561	0,0008	0,0842	0,0008	0,6506	0,0088	455	31,41	521	4,63	509	5,38	102,3	0,68889
9	142921	8330	0,25	0,0576	0,0007	0,0841	0,0008	0,6684	0,0070	515	24,53	521	4,57	520	4,25	100,2	0,87504
10	42434	2410	0,27	0,0566	0,0009	0,0851	0,0008	0,6644	0,0094	478	33,35	526	4,68	517	5,71	101,7	0,65826
11	42787	2562	0,27	0,0597	0,0009	0,0846	0,0008	0,6962	0,0093	593	30,38	523	4,67	537	5,56	97,5	0,69988
12	73792	4391	0,25	0,0578	0,0007	0,0848	0,0008	0,6749	0,0079	520	26,89	524	4,88	524	4,77	100,1	0,83067
13	72207	4381	0,25	0,0589	0,0007	0,0850	0,0008	0,6901	0,0080	563	26,41	526	4,89	533	4,82	98,6	0,83026
23	129632	7632	0,25	0,0581	0,0007	0,0850	0,0008	0,6803	0,0073	532	25,65	526	4,63	527	4,38	99,8	0,86115
24	128709	7558	0,24	0,0579	0,0007	0,0844	0,0008	0,6741	0,0071	527	25,38	522	4,60	523	4,33	99,8	0,86137
25	129885	7532	0,24	0,0572	0,0007	0,0848	0,0008	0,6688	0,0071	499	25,47	525	4,62	520	4,32	100,9	0,86761
26	35843	2167	0,27	0,0603	0,0009	0,0853	0,0008	0,7093	0,0097	614	31,27	528	4,75	544	5,74	96,9	0,68833
27	35378	2078	0,27	0,0585	0,0009	0,0850	0,0008	0,6861	0,0094	550	31,87	526	4,72	530	5,68	99,1	0,68461
28	36727	2146	0,26	0,0582	0,0009	0,0850	0,0008	0,6822	0,0093	538	32,24	526	4,72	528	5,61	99,6	0,68175
29	76579	4418	0,23	0,0563	0,0009	0,0842	0,0009	0,6538	0,0101	466	34,88	521	5,31	511	6,21	101,9	0,68313
30	67571	3974	0,25	0,0572	0,0007	0,0847	0,0008	0,6679	0,0081	499	27,96	524	4,91	519	4,94	100,9	0,80614
31	76711	4407	0,24	0,0560	0,0010	0,0863	0,0009	0,6658	0,0115	451	38,53	533	5,61	518	7,03	102,9	0,62904
41	35933	2023	0,26	0,0561	0,0009	0,0842	0,0008	0,6513	0,0094	457	33,45	521	4,69	509	5,77	102,3	0,65075

A4. Tabela de dados analíticos U-Pb (LA-ICP-MS) padrão de zircão M127 (continuação),

spot	²⁰⁶ Pb *	²⁰⁷ Pb *	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb*	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb (Idade)	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U (Idade)	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U (Idade)	1σ	Conc	RHO
42	37445	2185	0,26	0,0582	0,0009	0,0845	0,0008	0,6776	0,0095	536	33,02	523	4,69	525	5,74	99,5	0,66756
43	37723	2195	0,26	0,0580	0,0009	0,0850	0,0008	0,6796	0,0094	529	32,56	526	4,71	527	5,69	99,9	0,67046
46	134387	7866	0,24	0,0585	0,0007	0,0846	0,0008	0,6827	0,0074	550	25,93	523	4,67	528	4,45	99,1	0,85896
47	131428	7751	0,24	0,0581	0,0007	0,0852	0,0008	0,6818	0,0074	532	25,83	527	4,67	528	4,44	99,8	0,85921
48	132241	7720	0,24	0,0575	0,0007	0,0861	0,0008	0,6825	0,0074	509	25,35	533	4,72	528	4,44	100,8	0,85042
53	66975	4052	0,25	0,0589	0,0008	0,0847	0,0008	0,6882	0,0086	564	28,81	524	4,96	532	5,17	98,6	0,78385
54	72314	4298	0,24	0,0580	0,0009	0,0853	0,0009	0,6822	0,0107	531	34,96	527	5,41	528	6,43	99,9	0,68295
56	38535	2245	0,26	0,0581	0,0009	0,0853	0,0008	0,6828	0,0095	532	32,81	528	4,73	528	5,75	99,8	0,67127
57	37912	2254	0,26	0,0593	0,0009	0,0845	0,0008	0,6903	0,0098	577	32,49	523	4,68	533	5,86	98,0	0,66140
58	37915	2071	0,26	0,0544	0,0009	0,0843	0,0008	0,6327	0,0096	389	35,45	522	4,68	498	5,96	104,6	0,61884
65	65226	3903	0,25	0,0584	0,0008	0,0848	0,0008	0,6822	0,0088	543	28,96	525	4,98	528	5,28	99,3	0,77225
66	66060	3881	0,25	0,0573	0,0008	0,0852	0,0008	0,6728	0,0086	503	29,2	527	5,01	522	5,24	100,9	0,76795
67	36884	2246	0,26	0,0607	0,0009	0,0854	0,0008	0,7147	0,0102	628	32,57	528	4,76	548	6,06	96,4	0,65366
67	64311	3827	0,25	0,0581	0,0008	0,0849	0,0008	0,6795	0,0088	532	29,73	525	4,99	526	5,32	99,8	0,76488
68	55993	3243	0,27	0,0575	0,0008	0,0874	0,0008	0,6934	0,0083	512	28,29	540	4,65	535	4,97	101,0	0,74670
68	36663	2088	0,26	0,0568	0,0009	0,0839	0,0008	0,6570	0,0098	483	34,99	520	4,66	513	5,99	101,3	0,62488
69	53684	3148	0,27	0,0583	0,0008	0,0857	0,0008	0,6880	0,0083	540	29,24	530	4,57	532	4,97	99,7	0,74732
70	52132	3074	0,27	0,0586	0,0008	0,0870	0,0008	0,7027	0,0084	552	28,56	538	4,63	540	5,03	99,5	0,74683
71	51238	2972	0,27	0,0576	0,0008	0,0864	0,0008	0,6861	0,0084	515	29,44	534	4,61	530	5,05	100,7	0,73893
72	51850	2796	0,27	0,0536	0,0007	0,0843	0,0008	0,6226	0,0079	353	31,05	522	4,51	491	4,97	105,8	0,70647
73	49944	2912	0,27	0,0579	0,0008	0,0858	0,0008	0,6851	0,0083	527	29,26	531	4,59	530	5,02	100,1	0,73857
84	45700	2646	0,27	0,0575	0,0008	0,0863	0,0008	0,6843	0,0085	512	29,31	533	4,62	529	5,13	100,8	0,72731
85	46832	2765	0,27	0,0587	0,0008	0,0867	0,0008	0,7007	0,0087	554	29,22	536	4,66	539	5,17	99,3	0,73793

A3, Tabela de dados analíticos U-Pb (LA-ICP-MS) padrão de zircão M127 (continuação),

spot	$^{206}\text{Pb}^*$	$^{207}\text{Pb}^*$	Th/U	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}^*$	1 σ	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	1 σ	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	1 σ	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ (Idade)	1 σ	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ (Idade)	1 σ	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ (Idade)	1 σ	Conc	RHO
86	48221	2951	0,27	0,0608	0,0008	0,0838	0,0008	0,7023	0,0084	631	28,16	519	4,50	540	5,03	95,9	0,75492
97	41360	2409	0,27	0,0579	0,0008	0,0840	0,0008	0,6699	0,0086	525	30,73	520	4,53	521	5,24	99,8	0,70295
98	42022	2448	0,27	0,0579	0,0008	0,0835	0,0008	0,6659	0,0087	524	31,04	517	4,50	518	5,28	99,7	0,69864
99	41328	2413	0,27	0,0580	0,0008	0,0839	0,0008	0,6713	0,0087	531	30,97	519	4,53	521	5,28	99,6	0,69909
110	41564	2465	0,27	0,0589	0,0008	0,0851	0,0008	0,6910	0,0088	564	29,91	526	4,58	533	5,26	98,6	0,71351
111	41317	2372	0,27	0,0570	0,0008	0,0834	0,0008	0,6555	0,0087	492	31,81	516	4,52	512	5,34	100,9	0,68616
112	42754	2658	0,26	0,0618	0,0009	0,0835	0,0008	0,7108	0,0089	665	29,18	517	4,50	545	5,30	94,5	0,72392
124	40763	2342	0,27	0,0571	0,0009	0,0834	0,0008	0,6566	0,0091	495	32,83	517	4,50	513	5,57	100,8	0,65826
125	41075	2434	0,26	0,0589	0,0009	0,0826	0,0008	0,6705	0,0089	562	31,28	512	4,46	521	5,39	98,2	0,68647
126	45656	2581	0,26	0,0562	0,0008	0,0833	0,0008	0,6449	0,0083	458	30,61	516	4,48	505	5,14	102,0	0,69649

A5. Tabela de dados analíticos U-Pb (LA-ICP-MS) padrão de zircão Plešovice,

Spot	²⁰⁶ Pb *	²⁰⁷ Pb *	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb*	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb (idade Ma)	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U (idade Ma)	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U (idade Ma)	1σ	Conc	RHO
5	46361	2535	0,06	0,0533	0,0007	0,0531	0,0005	0,3905	0,0050	342	30,26	334	3,11	335	3,64	99,7	0,7512
7	46649	2581	0,05	0,0539	0,0007	0,0540	0,0005	0,4016	0,0051	369	30,19	339	3,15	343	3,69	98,9	0,7597
8	64259	3359	0,06	0,0523	0,0007	0,0527	0,0005	0,3796	0,0045	297	26,89	331	3,00	327	3,26	101,3	0,8098
9	85915	4886	0,05	0,0552	0,0007	0,0516	0,0005	0,3930	0,0045	420	26,39	325	3,05	337	3,27	96,3	0,8493
10	64305	3468	0,06	0,0531	0,0007	0,0539	0,0005	0,3941	0,0045	332	27,78	338	2,99	337	3,26	100,2	0,8003
11	41640	2262	0,05	0,0529	0,0007	0,0535	0,0005	0,3901	0,0051	326	31,06	336	3,13	334	3,72	100,4	0,7298
12	70360	3906	0,06	0,0547	0,0007	0,0538	0,0005	0,4056	0,0048	399	28,04	338	3,05	346	3,46	97,7	0,7870
13	66531	3617	0,06	0,0535	0,0007	0,0540	0,0005	0,3985	0,0045	349	27,34	339	3,00	341	3,24	99,6	0,8101
14	68185	3772	0,05	0,0544	0,0007	0,0540	0,0005	0,4055	0,0045	389	26,99	339	3,00	346	3,26	98,1	0,8154
15	69133	3771	0,06	0,0537	0,0007	0,0540	0,0005	0,3997	0,0044	357	27,17	339	3,00	341	3,22	99,3	0,8165
16	66712	3608	0,06	0,0532	0,0007	0,0537	0,0005	0,3941	0,0044	337	27,38	337	2,99	337	3,22	100,0	0,8131
17	63790	3480	0,05	0,0537	0,0007	0,0536	0,0005	0,3965	0,0045	356	27,78	337	2,99	339	3,29	99,3	0,8019

A6. Tabela de dados analíticos Lu-Hf (LA-ICP-MS) das amostras do BSA

Spot número	$^{176}\text{Yb}/$ ^{177}Hf	$\pm 2s$	$^{176}\text{Lu}/$ ^{177}Hf	$\pm 2s$	$^{178}\text{Hf}/$ ^{177}Hf	$^{180}\text{Hf}/$ ^{177}Hf	Sig_{Hf}	$^{176}\text{Hf}/$ ^{177}Hf	$\pm 2s$	$^{176}\text{Hf}/$ $^{177}\text{Hf}_{(t)}$	eHf(t)	$\pm 2s$	T_{DM}	Idade (Ma)
SA03H														
32	0,03272	34	0,00097	7	1,46722	1,88697	14	0,28165	56	0,28161	3,9	0,6	2,18	2014
33	0,04488	37	0,00141	9	1,46722	1,88684	6	0,28163	14	0,28158	2,9	0,5	2,24	2019
34	0,03325	27	0,00102	6	1,46719	1,88672	13	0,28161	17	0,28158	2,6	0,6	2,25	2005
35	0,03058	25	0,00092	6	1,46726	1,88638	15	0,28162	26	0,28159	3,1	0,5	2,23	2011
36	0,00450	5	0,00013	1	1,46724	1,88672	10	0,28187	14	0,28187	-19,1	0,8	2,28	594
37	0,00639	5	0,00019	1	1,46718	1,88686	4	0,28182	19	0,28181	-21,1	1,1	2,39	597
38	0,02816	25	0,00086	6	1,46724	1,88678	12	0,28172	20	0,28171	-24,4	1,2	2,58	605
39	0,01614	14	0,00050	4	1,46724	1,88655	17	0,28168	13	0,28167	-26,0	0,5	2,66	600
40	0,02717	29	0,00085	8	1,46722	1,88649	13	0,28170	14	0,28169	-25,5	0,7	2,62	592
41	0,04759	38	0,00149	9	1,46722	1,88637	3	0,28164	23	0,28158	2,6	0,5	2,24	1994
42	0,03306	27	0,00100	6	1,46725	1,88715	13	0,28163	21	0,28159	2,3	0,5	2,23	1967
43	0,01000	8	0,00032	2	1,46722	1,88697	14	0,28168	21	0,28168	-25,9	0,7	2,65	597
44	0,04102	33	0,00131	8	1,46721	1,88688	4	0,28162	22	0,28157	2,4	0,5	2,26	2005
45	0,00973	8	0,00027	2	1,46717	1,88694	13	0,28160	13	0,28159	-29,4	0,4	2,82	574
46	0,02440	20	0,00076	5	1,46723	1,88679	10	0,28163	20	0,28162	-27,8	0,6	2,75	601
47	0,01156	9	0,00036	2	1,46719	1,88724	12	0,28148	20	0,28146	-4,8	0,6	2,54	1856
48	0,01989	16	0,00074	4	1,46720	1,88691	10	0,28161	22	0,28158	2,2	0,6	2,25	1982
49	0,03127	25	0,00099	6	1,46728	1,88694	16	0,28162	18	0,28158	2,8	0,5	2,24	2009
50	0,02070	17	0,00067	4	1,46722	1,88648	20	0,28162	22	0,28161	-28,2	0,7	2,77	591
51	0,03304	26	0,00108	6	1,46721	1,88679	6	0,28161	18	0,28157	2,4	0,6	2,27	2011

A6. Tabela de dados analíticos Lu-Hf (LA-ICP-MS) das amostras do BSA (continuação)

Spot número	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2s$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2s$	$^{178}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$^{180}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	Sig_{Hf}	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2s$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{(t)}$	eHf(t)	$\pm 2s$	T_{DM}	Idade (Ma)
SA03D														
52	0,01358	12	0,00048	3	1,46719	1,88747	7	0,28164	22	0,28163	-27,6	1,7	2,73	589
53	0,07255	60	0,00240	15	1,46725	1,88645	12	0,28194	22	0,28192	-17,1	0,6	2,19	611
54	0,04058	34	0,00127	8	1,46714	1,88751	14	0,28192	29	0,28191	-18,0	0,8	2,21	590
55	0,02650	22	0,00084	5	1,46718	1,88728	16	0,28193	26	0,28192	-17,5	0,6	2,19	588
56	0,02150	18	0,00075	5	1,46723	1,88668	12	0,28188	32	0,28188	-20,4	0,5	2,29	528
57	0,04843	40	0,00158	10	1,46725	1,88587	18	0,28193	29	0,28192	-17,5	0,8	2,19	594
58	0,04626	38	0,00135	9	1,46761	1,88141	18	0,28192	27	0,28191	-17,4	2,2	2,20	611
59	0,04073	34	0,00145	9	1,46735	1,88118	13	0,28186	25	0,28185	-20,8	3,1	2,34	560
60	0,03548	28	0,00130	8	1,46744	1,88174	17	0,28185	16	0,28184	-21,0	2,2	2,35	559
61	0,02918	24	0,00103	6	1,46713	1,88597	9	0,28187	14	0,28186	-20,1	1,7	2,31	563
62	0,03175	25	0,00110	7	1,46728	1,88606	12	0,28188	13	0,28187	-19,3	0,6	2,28	585
63	0,01768	14	0,00062	4	1,46721	1,88680	8	0,28191	11	0,28190	-18,1	0,4	2,22	588
64	0,03448	28	0,00112	7	1,46723	1,88666	11	0,28194	19	0,28193	-17,1	0,7	2,16	590
65	0,04074	34	0,00100	6	1,46724	1,88485	13	0,28186	16	0,28185	-19,8	2,0	2,32	594
67	0,02322	19	0,00075	5	1,46717	1,88674	16	0,28195	18	0,28194	-16,1	0,6	2,14	615
68	0,02930	24	0,00090	6	1,46721	1,88723	5	0,28198	16	0,28197	-15,7	0,7	2,09	592
69	0,02079	17	0,00070	4	1,46716	1,88724	14	0,28192	23	0,28191	-17,3	0,4	2,19	610
65	0,04074	35	0,00100	7	1,46724	1,88485	10	0,28186	15	0,28185	-19,9	2,0	2,32	590

A6. Tabela de dados analíticos Lu-Hf (LA-ICP-MS) das amostras do BSA (continuação)

Spot número	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2s$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2s$	$^{178}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$^{180}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	Sig_{Hf}	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2s$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{(t)}$	eHf(t)	$\pm 2s$	T_{DM}	Idade (Ma)
SA06														
19	0,00695	6	0,00027	2	1,46721	1,88688	7	0,28220	26	0,28220	-7,7	0,6	1,65	580
24	0,01303	15	0,00045	4	1,46723	1,88710	7	0,28220	22	0,28220	-8,1	0,6	1,66	568
25	0,04753	49	0,00144	12	1,46719	1,88662	7	0,28225	19	0,28223	-5,6	0,6	1,57	622
26	0,06563	54	0,00199	12	1,46719	1,88671	8	0,28224	46	0,28222	-6,5	0,5	1,60	606
28	0,02759	26	0,00104	7	1,46719	1,88669	8	0,28221	78	0,28220	-7,5	0,5	1,65	594
29	0,04866	39	0,00166	10	1,46722	1,88630	8	0,28222	44	0,28220	-6,9	0,6	1,63	614
31	0,04310	35	0,00137	8	1,46721	1,88658	8	0,28225	14	0,28224	-5,8	0,5	1,56	606
32	0,04434	36	0,00147	9	1,46719	1,88642	8	0,28221	13	0,28219	-7,6	0,5	1,65	597
33	0,04102	33	0,00147	9	1,46721	1,88637	8	0,28223	12	0,28221	-7,5	0,5	1,63	571
34	0,06322	56	0,00202	14	1,46722	1,88627	8	0,28224	16	0,28222	-6,7	0,7	1,60	597
35	0,03171	26	0,00100	6	1,46727	1,88653	8	0,28224	16	0,28223	-6,4	0,5	1,59	599
36	0,03690	30	0,00128	8	1,46723	1,88642	8	0,28223	21	0,28221	-6,8	0,5	1,61	601
37	0,03152	26	0,00101	6	1,46727	1,88651	8	0,28219	23	0,28218	-7,4	0,5	1,67	622
38	0,03318	27	0,00109	7	1,46722	1,88642	8	0,28224	25	0,28223	-5,9	0,4	1,58	613
39	0,03349	29	0,00111	8	1,46723	1,88646	4	0,28224	17	0,28223	-6,2	0,6	1,58	600
40	0,02779	22	0,00094	6	1,46718	1,88644	20	0,28224	22	0,28223	-6,5	0,4	1,59	587
41	0,03453	28	0,00112	7	1,46719	1,88644	18	0,28224	18	0,28223	-6,3	0,5	1,59	600
42	0,02515	21	0,00084	5	1,46718	1,88658	19	0,28223	16	0,28222	-6,8	0,5	1,60	586
43	0,05823	47	0,00190	12	1,46719	1,88644	18	0,28224	18	0,28222	-6,9	0,6	1,61	591

A7. Tabela de dados Lu-Hf (LA-ICP-MS) em padrão de zircão,

Spot	176Yb/ 177Hf a	±2s	176Lu/ 177Hf a	±2s	178Hf/ 177Hf	180Hf/ 177Hf	SigHf b (v)	176Hf/ 177Hf	±2s c	176Hf/ 177Hf(t)	eHf(t) d	±2s c	TDM (Ga)	Idade (Ma)	±2s	Padrão
1	0,03131	25,36257	0,00105	6,46048	1,46722	1,88645	17,35209	0,28267	16,25226	0,28266	5,00	0,46392	0,81152	415	8,64	Temora
2	0,03131	25,11705	0,00105	6,34715	1,46722	1,88645	18,18047	0,28267	20,59847	0,28266	5,00	0,46392	0,81152	415	8,64	
3	0,04741	44,84300	0,00152	11,96838	1,46723	1,88628	16,56553	0,28269	22,49905	0,28268	5,54	0,53886	0,78167	415	8,64	
4	0,08141	65,69523	0,00261	15,83748	1,46727	1,88651	16,43505	0,28266	18,45348	0,28264	3,99	0,54089	0,86745	415	8,64	
5	0,02737	22,11054	0,00087	5,27426	1,46723	1,88663	14,57629	0,28268	18,07376	0,28267	5,17	0,46942	0,80196	415	8,64	
6	0,00513	4,25242	0,00010	0,60313	1,46720	1,89032	14,72464	0,28251	17,85993	0,28251	-2,35	1,27407	1,15332	337	8,64	Plešovice
7	0,00429	3,44578	0,00009	0,54818	1,46733	1,88918	14,82693	0,28249	18,93000	0,28249	-3,09	1,81591	1,19361	337	8,64	
8	0,00340	3,02341	0,00009	0,60318	1,46716	1,88814	17,22339	0,28247	19,29006	0,28247	-3,69	0,61224	1,22665	337	8,64	
9	0,00699	5,78040	0,00015	0,99103	1,46716	1,88646	15,89344	0,28244	15,15823	0,28244	-4,60	2,17417	1,27694	337	8,64	
10	0,00350	2,94218	0,00009	0,60120	1,46715	1,88861	10,90038	0,28246	17,51257	0,28246	-3,88	0,62790	1,23723	337	8,64	
11	0,00356	2,89520	0,00010	0,58481	1,46714	1,88893	12,98705	0,28247	13,73658	0,28247	-3,59	0,57688	1,22123	337	8,64	
12	0,00592	7,85387	0,00009	1,11159	1,46725	1,88840	11,05261	0,28241	17,08887	0,28241	-5,61	3,76114	1,33242	337	8,64	
13	0,00448	4,55534	0,00010	0,85660	1,46720	1,88630	14,99566	0,28247	42,75440	0,28247	-3,52	0,46809	1,21727	337	8,64	
14	0,00370	3,11352	0,00009	0,55101	1,46720	1,88642	17,20922	0,28249	16,29990	0,28249	-2,85	0,39830	1,18082	337	8,64	
15	0,01038	8,35050	0,00032	1,93643	1,46723	1,88671	15,66140	0,28231	21,63560	0,28230	6,90	0,51002	1,24042	1065	8,64	91500
16	0,01014	9,02295	0,00033	2,24013	1,46723	1,88673	4,13217	0,28230	25,75799	0,28229	6,44	0,67722	1,26622	1065	8,64	
1	0,01403	11,99789	0,00048	3,15792	1,46724	1,88671	19,80497	0,28231	14,15475	0,28230	6,78	0,81064	1,24698	1065	8,64	
2	0,01399	11,54829	0,00048	3,06445	1,46719	1,88678	19,56035	0,28231	15,82818	0,28230	6,76	0,61326	1,24820	1065	8,64	
3	0,01410	14,59256	0,00048	3,94467	1,46722	1,88656	19,54591	0,28232	16,64759	0,28231	6,95	0,62680	1,23781	1065	8,64	
4	0,01421	11,56884	0,00048	2,92327	1,46722	1,88687	18,78818	0,28230	18,49721	0,28229	6,27	0,57663	1,27536	1065	8,64	
5	0,01351	11,88562	0,00045	3,11997	1,46722	1,88661	18,81780	0,28229	15,78737	0,28228	6,11	0,69482	1,28467	1065	8,64	
6	0,00858	7,15340	0,00028	1,77011	1,46719	1,88656	19,85945	0,28233	16,83074	0,28232	7,59	0,81479	1,20222	1065	8,64	
7	0,00921	7,83410	0,00030	1,94167	1,46722	1,88654	18,96482	0,28233	17,87181	0,28232	7,56	0,68104	1,20399	1065	8,64	

A6, Tabela de dados Lu-Hf (LA-ICP-MS) em padrão de zircão (continuação)

Spot	¹⁷⁶ Yb/ ¹⁷⁷ Hf a	±2s	¹⁷⁶ Lu/ ¹⁷⁷ Hf a	±2s	¹⁷⁸ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	¹⁸⁰ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	SigHf b (v)	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	±2s c	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf(t)	eHf(t) d	±2s c	TDM (Ga)	Idade (Ma)	±2s	Padrão
8	0,00975	8,93495	0,00032	2,45995	1,46721	1,88668	11,49607	0,28230	17,46928	0,28229	6,48	0,60954	1,26385	1065	8,64	91500
9	0,00943	7,64412	0,00031	1,89702	1,46722	1,88664	8,02143	0,28232	17,14901	0,28231	7,22	0,70919	1,22265	1065	8,64	
10	0,00887	7,64391	0,00030	1,97525	1,46724	1,88660	13,15840	0,28231	14,01617	0,28231	6,99	0,66606	1,23533	1065	8,64	
1	0,00996	8,05639	0,00032	1,96068	1,46722	1,88677	9,57940	0,28231	23,78896	0,28230	6,80	0,61373	1,24634	1065	8,64	
2	0,00982	8,15301	0,00032	2,03137	1,46722	1,88655	1,39264	0,28230	18,44352	0,28230	6,56	0,64922	1,25937	1065	8,64	
3	0,01087	8,71211	0,00035	2,09838	1,46717	1,88655	5,31767	0,28230	17,04896	0,28229	6,50	0,71407	1,26276	1065	8,64	
4	0,00829	7,12527	0,00027	1,79869	1,46720	1,88637	5,95125	0,28231	24,53981	0,28230	6,76	0,56076	1,24842	1065	8,64	
5	0,00873	7,73952	0,00029	2,01047	1,46717	1,88650	3,56059	0,28230	17,64794	0,28229	6,45	0,54415	1,26534	1065	8,64	
6	0,01986	18,16632	0,00064	4,62793	1,46726	1,88647	6,87905	0,28229	14,33719	0,28228	5,88	0,65408	1,29719	1065	8,64	