UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**PROVENIÊNCIA E AMBIENTE DE SEDIMENTAÇÃO DO GRUPO
SÃO ROQUE COM BASE NA QUÍMICA DE ROCHA TOTAL E
DATAÇÃO U-Pb DE ZIRCÕES DETRÍTICOS**

Renato Henrique Pinto

Orientador: Prof. Dr. Valdecir de Assis Janasi

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

SÃO PAULO

2012

Provenance and sedimentation environment of the São Roque Group using whole-rock chemistry and detrital zircons dating

The São Roque Group (SRG) is characterized by volcano-sedimentary sequences deposited probably after the late Paleoproterozoic. U-Pb zircon dating by LA-MC-ICPMS of predominantly equigranular monzogranite clasts from the Morro Doce and Morro do Polvilho regions, yield Paleoproterozoic ages of 2199 ± 8.5 Ma and 2247 ± 13 Ma, respectively. These data represent the ages of the main granite source for the metaconglomerates of the Boturuna Formation (basal unit of SRG). The polycyclic history of this unit is reinforced by the presence of inherited Archean zircons (2694 ± 29 Ma) found within the clasts. Moreover, these clasts have also been overprinted by the Neoproterozoic metamorphic event (527 ± 72 Ma) as indicated by their lower intercept Concordia ages. Sm-Nd isotope data obtained on the main clast varieties of the Morro Doce metaconglomerates, yield TDM ages of 2.6-2.7 Ga, demonstrating that these granites are the recycling products of an Archean crustal component. The arkosean framework of the metaconglomerate yields slightly lower $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ values than those for the clasts, indicating that a younger and/or more primitive source also contributed to the Boturuna Formation.

The SRG is derived from the Archean and Paleoproterozoic source disaggregation in a medium-grade chemical weathering (CIA value between 73 to 87) and was deposited in a marine environment. This sedimentary sequence comprises proximal deposits, characterized predominantly by metasandstones and meta-felspathic wacke (Boturuna Formation), and more distal successions, which include mainly metawackes and metamudstones (Pirajibu Formation). The whole sequence seems to derive from granitic (with moderate fractionated REE patterns, enriched in LREE, and subtle negative Eu anomalies), intermediate (with increased $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.72\text{--}1.03$), basic (with high values of Fe_2O_3 , MgO , V, Rb and Cr) and recycled mature polycyclic quartzose sources, as evidenced by the clasts in the metaconglomerate of the Boturuna Formation.

The strong negative linear correlation of SiO₂ with the main major (Al₂O₃, Fe₂O₃, K₂O, TiO₂) and trace elements (Cr, Rb, Ba, V, Ga) highlights the sedimentary sorting, responsible for the concentration of quartz depleted and more aluminous materials in the fine clay fraction (metasiltstones/metamudstones), when compared to the metasandstones. The rising in Fe₂O₃, MnO, MgO, Zn and Cr concentrations in the metamudstones can also reflect the contribution of basic to intermediate sources, with higher concentrations in clay mineral phases.

Sm-Nd isotopical data from the Piragibu Formation enable to calculate the ages in intervals varying from 1.9 to 3.0 Ga, with the main peaks in 2.1, 2.4, 1.9 and 3.0 Ga. The positive $\epsilon_{\text{Nd}(1.75)}$ correspond to younger Sm-Nd T_{DM} ages (1.88-1.93 Ga), which characterize the upper limit of sedimentation as younger than 1.9 Ga. The samples with these T_{DM} values represent the contribution of the younger sources, possibly with juvenile signature. The main group of metamudstones with T_{DM} (Sm-Nd) ages between 2.2-2.6 Ga, probably represents the mixture of similar sources from the basement of the Açungui Domain and younger sources with less negative ϵ_{Nd} in 1.75 Ga (the best estimative for the depositional age), or even additional sources like gneisses found in tectonic slices within the Andrelândia nappe system.

The main T_{DM} peaks concur with the peaks found by U-Pb dating in detrital zircons. They can be explained as an apparent feature without a straight geological link or by the presence of juvenile sources (recorded as a mixture component) deposited together with higher crustal residence granites, highlighted by the metaconglomerate pebbles with $\epsilon_{\text{Nd}(0)} = -23.9$ to -36.2 . Additionally, some detrital zircons with geochemical signatures similar to MORB, were identified in the assemblage of dated zircons and are compatible with the age of mafic juvenile sources of 2.2 and 2.4 Ga.

The post-depositional metamorphic overgrowths recognized in the detrital zircons were dated in 584 ± 47 Ma. This data is similar to the age found in the lower intercept on U-Pb Concordia from granitic pebbles of the metaconglomerates, as well as the ages of the regional granites. This event is related to the thermal overprint associated to the Brazilian/Panafrican deformation, responsible to modify the chemistry of the zircon rims with the coupled xenotime substitution. When compared to the pristine crystals, the overgrowth are enriched in Ca, Fe, Al, U, Na, Mg, Ba, Pb, Sr, Th, U, and P, including the

LREE. These changes may not reflect relevant intracrystalline diffusion processes, suggesting interaction with other mineral phases.

The metamorphic recrystallization-free detrital zircons contain a common interval of SiO₂, ZrO₂ and HfO₂ (0.9-1.8 wt%), and are enriched in Y and HREE. Most of the crystals from all studied sites seem to be derived from felsic rocks, predominantly the plagioclase-rich ones (e.g., tonalites and granodiorites). Some singularities restrict to gabbros were also identified, for example: strong Ce positive anomaly, high Lu_N/Sm_N ratios, low U/Yb, and the concave down shape of the intermediate REE, product of the coeval crystallization of zircon and pyroxene.

The main peak of the detrital zircon in 2.2 Ga is similar to all metasandstones in the São Roque Domain, including usual peaks between 2.5-2.4 Ga and 2.9-2.7 Ga. The K-S statistic test does not exclude the possibility that all samples had been deposited by terrigenous influx coming from the denudation of similar source areas.

The similar geochemical behavior consistent with sediments deposited in a passive margin basin after the erosion of ancient Proterozoic sources, as shown by the detrital zircons of proximal deposits of the Boturuna Formation (2.2 Ga), the younger zircons dated in 1.7 Ga and the T_{DM} ages between 1.9 e 3.0 Ga obtained in the Piragibu Formation, suggest a period of sedimentation younger than 1.9 Ga. Furthermore, they indicate that the deposition of both formations (Boturuna and Piragibu) were coeval, with possible lateral correlation among them. However, the mudstones (Piragibu Formation) yield Ce-depleted REE patterns compatible with open sea clays, suggesting a more complex paleo-environment, probably with interaction between passive margin basin and additional volcanogenic source related to oceanic island arc.

Proveniência e Ambiente de Sedimentação do Grupo São Roque com Base na Química de Rocha Total e Datação U-Pb de Zircões Detríticos

O grupo São Roque (GSR) é caracterizado por uma sequência vulcano-sedimentar com deposição provavelmente iniciada no Paleoproterozóico tardio. Datações U-Pb via LA-MC-ICPMS de zircões extraídos da variedade predominante de clasto de monzogranito equigranular das regiões do Morro Doce e Morro do Polvilho forneceram idades Paleoproterozóicas de 2199 ± 8.5 Ma e 2247 ± 13 Ma, respectivamente. Estas representam as idades do principal granito-fonte dos metaconglomerados da Formação Boturuna (unidade basal do GSR). A história policíclica é reforçada pela presença de zircões Arqueanos herdados (2694 ± 29 Ma) encontrados nos clastos. No entanto, estes também foram afetados por um evento metamórfico (527 ± 72 Ma) como indicado pelo intercepto inferior das idades concórdia. Isótopos de Sm-Nd das principais variedades de clastos dos metaconglomerados da região do Morro Doce fornecem idades TDM de 2.6-2.7 Ga, o que demonstra que estes granitos são produtos da reciclagem de componente de crosta Arqueana. O arcabouço dos metaconglomerados fornecem valores $\epsilon_{Nd(t)}$ ligeiramente baixos quando comparados aos clastos, indicando que uma fontes mais jovens e / ou mais primitiva também contribuíram para a Formação Boturuna.

Através da desagregação de fontes Arqueanas e Paleoproterozóicas sob processo de intemperismo de médio grau (CIA entre 73 e 87) e depositados em ambiente marinho, o GSR é formado predominantemente por depósitos proximais (Formação Boturuna) com metarenitos e meta-feldspato wackes, e depósitos mais distais (Formação Pirajibu) com predomínio de metawackes e metargilitos. Toda a sequência parece derivar de rochas graníticas (com moderado fracionamento de ETR, enriquecimento em ETR leves e sutil negativa anomalia de Eu), rochas intermediárias (com aumento da $Eu/Eu^* = 0.72-1.03$), rochas básicas (com altos teores de Fe_2O_3 , MgO , V, Rb e Cr) e fontes policíclicas maduras. Conforme evidenciam os clastos dos metaconglomerados da Formação Boturuna.

Forte correlação linear negativa de SiO_2 com os principais elementos maiores (Al_2O_3 , Fe_2O_3 , K_2O , TiO_2) e traços (Cr, Rb, Ba, V, Ga) é devido a triagem sedimentar responsável pela concentração destes elementos em frações argilosas (metasiltitos/metargilitos) mais aluminosas, empobrecidas em quartzo, quando comparados

aos metarenitos. O aumento de Fe_2O_3 , MnO , MgO , Zn e Cr nos metargilitos podem refletir contribuições de fontes básicas e intermediárias, com maiores concentrações em fases minerais mais argilosas.

Dados isotópicos de Sm-Nd da Formação Piragibu permitiram calcular idades com intervalos que variam de 1.9 a 3.0 Ga, com picos principais nos intervalos de 2.1 Ga, 2.4 Ga, 1.9 Ga e 3.0 Ga. Os $\epsilon_{\text{Nd}(1.75)}$ positivos correspondem as mais jovens idades Sm-Nd T_{DM} (1.88-1.93 Ga), que caracteriza um limite superior de sedimentação mais jovem que ~1.9 Ga. As amostras com estes T_{DM} podem refletir grande contribuição de fontes mais jovens, possivelmente incluindo rochas com assinatura juvenil. O principal grupo de metargilitos com idades T_{DM} (Sm-Nd) em um intervalo de 2.2-2.6 Ga, provavelmente representa uma mistura de fontes semelhantes a dos núcleos do embasamento do Domínio Açungui e fontes mais jovens com ϵ_{Nd} menos negativo em 1.75 Ga (a melhor estimativa para a idade de deposição), ou ainda, fontes adicionais como por exemplo, gnaisses encontrados como lascas tectônicas no sistema de nappes Andrelândia.

Os principais picos de idade T_{DM} são coincidentes com os principais picos de idade U-Pb em zircões detríticos. Podendo ser explicado como uma feição aparente, sem vínculo geológico direto, ou deve-se a presença de fontes juvenis (registrada como componente de mistura), que forneceram sedimentos concomitantemente com os granitos de mais alta residência crustal, por exemplo, os clastos dos metaconglomerados com $\epsilon_{\text{Nd}(0)} = -23.9$ to -36.2 . Adicionalmente alguns zircões detríticos com comportamento geoquímico similar a MORB, foram identificados e são compatíveis com a idéia de fontes máficas juvenis em 2.2 Ga e 2.4 Ga.

Os sobrecrecimentos metamórficos pós deposicionais identificados em cristais de zircão detríticos, foram datados em 584 ± 47 Ma. Esta idade é similar a identificada através do intercepto inferior das idades concórdias nos clastos graníticos dos metaconglomerados, bem como as encontradas em datações de granitos regionais. Este evento está relacionado à sobreposição térmica associada deformação Brasileira/Panafricana, responsável por alterar significativamente a química das bordas dos zircões, através de substituição acoplada de xenotima. Quando comparados aos cristais não alterados, os sobrecrecimentos são enriquecidos em Ca, Fe, Al, U, Na, Mg, Ba, Pb, Sr, Th, U, e P, além de fortes

enriquecimentos ETR leves. Estas mudanças não devem refletir grandes processos de difusão intracristalina, sugerindo interações com outras fases minerais.

Cristais de zircões detríticos não afetados por recristalização metamórfica tem um intervalo similar de SiO_2 , ZrO_2 e HfO_2 (0.9-1.8 wt%), e são enriquecidos em Y e ETR pesados. A maioria dos cristais de todas as localidades estudadas parece provir de rochas félsicas com predomínio de fontes ricas em plagioclásio (ex., tonalitos e granodioritos). Algumas singularidades restritas a gabros também foram identificadas, como: forte anomalia positiva de Ce, altas razões $\text{Lu}_\text{N}/\text{Sm}_\text{N}$, baixas razões U/Yb, além da particular concavidade desenhada pelos elementos de terras raras intermediários, fruto da cristalização do zircão paralelamente a piroxênios.

O pico principal de zircões detríticos em torno de 2.2 Ga é similar para todas as unidades de metarenitos amostrados dentro do Domínio São Roque, além de picos em comum em 2.5-2.4 Ga e 2.9-2.7 Ga. Teste estatístico K-S não exclui a possibilidade de todas as amostras terem sido depositadas por influxos terrígenos provindos da denudação de semelhantes áreas-fonte.

Com comportamento geoquímico similar a sedimentos de margem passiva depositados após a erosão de antigas fontes proterozóicas, como mostram o pico de zircões detríticos dos depósitos proximais da Formação Boturuna (2.2 Ga) e os mais jovens cristais detríticos datados em 1.7 Ga, além das idades T_{DM} entre 1.9 e 3.0 Ga obtidas em sedimentos distais da Formação Piragibu, sugere um período de sedimentação mais jovem que 1.9 Ga. Provavelmente a deposição das duas Formações (Boturuna e Piragibu) aconteceu em tempo relativamente similar, com possível correlação lateral entre estas unidades. Entretanto, o comportamento de ETR dos metargilitos da Formação Piragibu somado a forte diminuição de Ce, é compatível com ambientes de abertura oceânica com restrita contribuição vulcanogênica, sugerindo então, um paleo-ambiente mais complexo, com interação entre margem passiva e restritos arcos de ilhas oceânicos.

Agradeço ao Conselho Nacional de Pesquisa CNPq (Processo 143521/2008-0) e FAPESP (Processo 2012/04148-0), pelo financiamento desta Tese.

Agradeço ao Professor Valdecir de Assis Janasi por toda a dedicação dispensada ao longo de muitos anos de ensinamentos e trabalho. Sempre pronto para receber minhas idéias, apontando meus erros de uma forma tão particular sem nunca me chatear. Tenho muito respeito e admiração por você professor!

Poucas palavras não seriam suficientes para expressar toda minha gratidão por Bruna Borges Carvalho, pelo apoio diário para com a vida e para construção desta Tese.

Agradeço aos meus pais, irmãos e família, pelo apoio vital.

Agradeço de coração a muitos amigos, com participação efetiva na construção de idéias e corpo da Tese, são eles: Vinícius Tieppo Meira, Thaís Nogueira Hyppolito, Caue Rodrigues Cioffi, Brenda Chung da Rocha, Sarah Dare, Carlos E. Ganade de Araújo, Frederico Castro Jobim Vilalva, Alice Westin Teixeira, Bruno Boito Turra, Giovanni Belchior Basei.

Agradeço a todo o corpo técnico laboratorial do IGc-USP e da Universidade do Quebec em Chicoutimi, Canadá, em especial: Walter M. Sproesser, Dany Savard, Henrique, José Paulo Sertek, Ricardo, José Carlos, Vasco Antonio P. Loios, Marinês Lopes de Silva, Samuel (Samuca), Sadia, Ricardo Silva Cardenete, Paulo Ernesto Mori, Sandra Andrade.

Agradeço também a muitos professores pela ajuda indispensável a esta tese: Edward W. Sawyer, Lucelene Martins, André Oliveira Sawakuchi, Carlos Henrique Grohmann de Carvalho, Rogério Guitarrari Azzone, Adriana Alves, Miguel Angelo Stipp Basei, Renato Paes de Almeida, Silvio Roberto Farias Vlach, Renato Moraes, Colombo Celso Gaeta Tassinari, Sarah-Jane Barnes.

Sumário

I.1. Introdução	1
I.2. Estrutura da Tese	3
I.3. Materiais e Métodos	4
1.3.1. Análises químicas em rocha total	4
1.3.2. Análises isotópicas Sm-Nd em rocha total	5
1.3.3. Separação e seleção de cristais de zircão	6
1.3.3.1. Química Mineral	7
1.3.3.2. Datação U-Pb por LA-MC-ICPMS	8
1.3.4. Compilação, Digitalização e Integração de Mapas Geológicos	9
I.4. Principais Estudos sobre a Geologia do Grupo São Roque	9
1.4.1. Posicionamento Tectônico Regional	9
1.4.2. Estratigrafia e Ambientes de Sedimentação	13
1.4.3. Geocronologia das Seqüências Supracrustais do Grupo São Roque	25
I.5. Síntese estratigráfica	28
1.5.1. Hipótese 1	32
1.5.2. Hipótese 2	33
1.5.3. Hipótese 3	33
1.5.4. Hipótese Adotada	34
II. Análises de proveniência através do estudo de zircões detríticos	35
II.1. Introdução	35
II.2. Composição química de zircões detríticos (LA-Q-ICP-MS)	37
II.2.1. Aspectos texturais e químicos de sobrecrecimentos metamórficos pós-deposicionais	37
II.2.2. Química de zircões detríticos e inferências sobre as áreas-fontes	43
II.3. Datação U-Pb (LA-MC-ICP-MS)	48
II.3.1. Idade do sobrecrecimento metamórfico	48
II.3.2. Idades das Áreas-Fontes	50
II.3.2.1. Amostra JP-01 (Serra do Japi)	50
II.3.2.2. Amostra VT-04 (Serra da Viúva)	50
II.3.2.3. Amostra VT-03 (Serra do Voturuna)	51
II.3.2.4. Amostra JP-19 (Serra do Pirucaia)	51
II.3.2.5. Amostra PJ-1M (Pico do Jaraguá)	51
II.4. Síntese do Padrão de Proveniência do Domínio São Roque	52
II.5. Comparação com padrões de proveniência em metassedimentos de faixas de dobramento vizinhas e avaliação sobre potenciais áreas-fonte	56
II.5.1. Província Mantiqueira: Grupo Açungui e Faixa Ribeira	56
II.5.2. Província Tocantins: Grupos Andrelândia, Araxá, Canastra e Supergrupo São Francisco	59
II.5.3. Cráton São Francisco x Paranapanema como potenciais áreas-fonte	60
II.6. Comparação com eventos globais	64
II.7. Variações seculares na composição do zircão	64
III.1. Integração das Principais Conclusões	70
III.1.1. Metassedimentos Psefíticos	70
III.1.2. Metassedimentos Pelíticos	71
III.1.3. Metassedimentos Psamíticos	72
III.1.4. Áreas-Fonte e Inferências sobre Ambientes Tectônicos	74
III.2. Referências Bibliográficas	75

1.1. Introdução

Historicamente o primeiro agrupamento litoestratigráfico proposto para as seqüências metassedimentares no Estado de São Paulo encontra-se nos trabalhos de Oliveira (1887) e Gonzaga de Campos (1888), designadas “camadas de São Roque”. No Estado do Paraná estas seqüências foram identificadas por Derby (1878), e posteriormente denominadas Serie de Açungui (Oliveira, 1927), enquanto que no Estado de São Paulo, consagrou-se o nome Serie de São Roque a partir dos trabalhos de Moraes Rego (1930). Paoliello (1964), em nota explicativa do Mapa Geológico editado pelo Instituto Geográfico e Geológico em 1963, substitui o termo Serie São Roque por Grupo São Roque. No Estado do Paraná, o termo Serie Açungui também foi modificado para Grupo Açungui (Marini et al., 1967).

A idade de deposição e as correlações estratigráficas das seqüências supracrustais que compõem as faixas dobradas do sudeste do Brasil são temas ainda bastante controversos, em especial pelas dificuldades de datação absoluta. As determinações de idade feitas até o momento nessas seqüências baseiam-se normalmente na datação de rochas metavulcânicas, e não estão isentas de ambigüidades. Assim, por exemplo, a idade U-Pb em zircão de 1790 ± 14 Ma obtida para rochas metavulcânicas ácidas (Van Schmus et al., 1986) para o Grupo São Roque, foi questionada com base em trabalhos de petrografia nos quais supostos “metariodacitos” datados foram reinterpretados como metarcóseos por Juliani et al. (1997). Assim, por essa ótica, os zircões datados seriam detríticos, o que representaria a idade de uma das fontes, e não da sedimentação, como proposto para a base do Grupo São Roque a partir de zircões magmáticos. No entanto, estudos recentes confirmam a origem magmática destas rochas que foram reclassificadas como metatraquidacitos e metariolitos porfíricos (Henrique-Pinto, 2008).

Já a idade admitida por Hackspacher et al. (1999) para a deposição do Grupo São Roque (608 ± 7 Ma e 628 ± 9 Ma) baseia-se na datação U-Pb de zircão e monazita de rochas metavulcânicas básicas da região de Pirapora do Bom Jesus. Essas idades são contemporâneas à do magmatismo granítico cálcio-alcálico intrusivo no próprio Domínio São Roque e em terrenos adjacentes, o que levou os autores a admitirem a formação do Grupo São Roque em uma bacia de retro-arco continental. Tal sugestão motivou pesquisas que investigaram a possibilidade de que as fontes dos seixos graníticos nos metaconglomerados da porção inferior

do Grupo São Roque corresponderem a granitos neoproterozóicos, o que não foi confirmado (Henrique-Pinto & Janasi, 2007).

Mineralizações de Pb na Formação Perau no Vale do Ribeira, apresentaram idades Pb-Pb em galena entre 1,7 e 1,5 Ga (Tassinari et al., 1990), e posteriormente idades U-Pb em zircão mais precisas foram obtidas em anfíbolitos das Formações Perau (1484 ± 16 Ma) e Votuverava (1479 ± 12 Ma) (Basei et al., 2003; Siga Jr. et al., 2011), que se mostram cronocorrelatas à Formação Água Clara (Weber et al., 2004). Este intervalo levou Siga Jr. et al. (2011) a correlacionarem com a Formação Morro da Pedra Preta, tida como unidade basal do Grupo Serra do Itaberaba (Domínio São Roque), com datação U-Pb em zircão de metandesito em 1395 ± 10 Ma (Juliani et al., 2000).

Considerando as ambigüidades ainda presentes na literatura, esta tese toma proveito de novas técnicas aplicadas à análise de proveniência, bem como estudos clássicos na caracterização da associação de minerais pesados (e.g., Pettijohn 1941; Hubert, 1962), procurando aplicar técnicas tradicionais, como por exemplo, geoquímica de rocha total (FRX e ICPMS), análises de zircões detríticos utilizando a química de elementos maiores, determinados via microsonda eletrônica, além de dados mais refinados, combinando datações U-Pb em zircões detríticos obtidas através de LA-MC-ICPMS e química dos mesmos cristais, determinada com LA-Q-ICPMS.

Os três pilares desta tese se baseiam no estudo de proveniência com investigação dos metassedimentos de caráter psefítico, psamítico e pelítico, através do estudo geoquímico e isotópico dos clastos graníticos dos metaconglomerados da Formação Boturuna, que permite o acesso direto a algumas das principais rochas-fonte; o estudo geoquímico de metarenitos e metawakes, com ênfase na datação e química de zircões detríticos, que permitiram a caracterização de fontes diversas amarradas às idades; além do estudo geoquímico vinculado à sistemática isotópica Sm-Nd de metasiltitos/metargilitos, que juntamente com o espectro de zircões detríticos solidificam as idéias sobre a idade máxima de sedimentação, permitindo um amplo acesso às composições das áreas fontes através de componentes de misturas, gravados no registro sedimentar.

1.2. Estrutura da Tese

As primeiras atividades desenvolvidas consistiram na transformação de parte do volume de informações obtidas durante o trabalho de Mestrado (Henrique-Pinto, 2008), no qual se abordava tema semelhante com o estudo de parte do Grupo São Roque, em um artigo publicado na *Revista Brasileira de Geociências (Metaconglomerados e Rochas Associadas do Grupo São Roque a Norte da Cidade de São Paulo, Brasil ; Henrique-Pinto & Janasi, 2010 - Apêndice I)* e outro publicado na *Revista Geologia USP (Paleoproterozoic source contributions to the São Roque Group sedimentation: LA-MC-ICPMS U-Pb dating and Sm-Nd systematics of clasts from metaconglomerates of the Boturuna Formation; Henrique-Pinto et al., 2012 – Apêndice II)*. Parte do texto que serviu como preparação para estes artigos foi apresentado oralmente no X Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa nos dias 28 de março a 1 de abril de 2010 na Faculdade de Ciências da Universidade do Porto – Portugal.

A redação da tese segue as formalidades propostas pela Associação Brasileira de Normas Técnicas (ABNT), conforme sugerem as diretrizes para apresentação de dissertações e teses da Universidade de São Paulo (Funaro et al., 2009).

O **Capítulo I** consiste em uma apresentação ao tema, caracterização dos métodos e equipamentos utilizados, uma breve revisão bibliográfica que discute as propostas de estratigrafia e ambientes de sedimentação, além dos principais dados isotópicos disponíveis na literatura.

O **Capítulo II** aborda questões de proveniência com foco na química e datação de zircões detríticos de rochas metapsamíticas, já organizadas sob a forma de artigo científico a ser submetido em versão para o inglês (Henrique-Pinto et al., em preparação - *Chemistry and U-Pb dating of detrital zircons from São Roque Domain: provenance and implications for the evolution of part of Precambrian crust*).

O **Capítulo III** faz a integração dos textos submetidos a periódicos científicos, em preparação para submissão e publicados em periódicos científicos (com tradução para a língua portuguesa quando necessário) e inclui também, o item de referências bibliográficas, que compreende todas as citações da tese, com exceção as referências mais antigas que constam no Anexo I.

Apêndice III (*Provenance and sedimentation environments of the São Roque Group, Brazil: contributions from petrography, geochemistry and Sm-Nd isotopic systematics of metasediments*): manuscrito que aborda questões de proveniência e ambiência tectônica usando elementos da química de rocha, submetido para publicação.

Anexo I (*Histórico do Conhecimento Geológico sobre o Pré-Cambriano Paulista até o ano de 1955*): manuscrito de revisão histórica, que relata importantes e pioneiras descobertas vinculadas ao Grupo São Roque. Texto submetido para publicação na revista *Terrae Didactica* da Universidade de Campinas, São Paulo. (Henrique-Pinto & Janasi, 2012 - submetido).

Anexo II (*Fotos de Campo*): inclui fotos representativas de locais de coleta de amostras e estudos geológicos pormenorizados.

Anexo III (*Fotomicrografias*): inclui fotomicrografias de secções delgadas, principalmente de amostras utilizadas nos manuscritos da tese.

Anexo IV (*Zircões*): inclui quadro detalhado de todos os zircões analisados por diversos métodos, sobrepostos a imagens de elétrons retro-espalhados e catodoluminescência.

Anexo V (*Tabelas*): inclui tabelas com principais feições de campo, resultados de análises químicas de rocha total obtidas via FRX e ICPMS, além de resultados de análises químicas obtidas em zircões detríticos via LA-Q-ICPMS e análises U-Pb (zircões detríticos) obtidas via LA-MC-ICPMS.

Anexo VI (*Mapa Geológico Integrado*): inclui mapa litológico fruto da extensa integração de mapas compilados de IPT (1983), Dantas (1990), Bergmann (1988), Juliani (1993), Andrade (1993), Neves (2005) e Serviço Geológico do Brasil – CPRM (2006).

1.3. Materiais e Métodos

1.3.1. Análises químicas em rocha total

O tratamento das amostras se deu no *Laboratório de Tratamento de Amostras* (LTA) do *IGc-USP*, envolvendo as etapas de fragmentação de amostras representativas em britador de mandíbulas de aço até a fração grânulo, seguida do quarteamento em quarteador do tipo *Jones*. A moagem na fração granulométrica de argila foi feita utilizando moinho de disco de ágata, na intenção de evitar sensíveis contaminações. As chances de um possível “efeito de matriz” provocado pela compressão mecânica durante o pastilhamento, como a orientação de

filossilicatos em estratos horizontais, foram reduzidas com a utilização de micronizadores de ágata.

As amostras selecionadas para as análises químicas foram tratadas no laboratório de geoquímica analítica Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo (*Geoanalitica Core Research Center*). A concentração de elementos traços foi determinada através do material previamente pulverizado compactado em forma de pastilhas prensadas, já a concentração de elementos maiores através da fusão do material previamente pulverizado seguido de vitrificação em forma de pastilha fundida. Elementos maiores e traços foram quantificados através de espectrometria de fluorescência de raios-X (FRX) seguindo o protocolo analítico descrito por Mori et al. (1999).

Elementos de terras raras e outros elementos traços com baixos teores (tipicamente < 100 ppm) foram quantificados usando espectrometria de massa com plasma acoplado (ICPMS - Perkin Elmer Plasma Quadrupole MS ELAN 6100DRC), seguindo o protocolo analítico descrito por Navarro et al. (2002). As amostras foram dissolvidas em bombas do tipo *Parr*, sob altas temperaturas (~200°C) em forno microondas, por aproximadamente cinco dias, com a intenção de garantir a dissolução completa de minerais ultra-estáveis (ex., zircão). A partir de 100mg de amostra, adicionou-se 5mL de HNO₃ destilado e 15 ml de HF destilado. Após três etapas de secagem em chapa elétrica (eliminação de HF) as amostras foram avolumadas para 100ml. Os padrões usados para o controle de qualidade analítico do método ICPMS provêm do *Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques* (BR – basalto, Govindaraju (1995)) e *Geological Survey* do Japan (JGb-1 – gabro, Imai et al., 1995). Os resultados obtidos tanto por FRX como ICPMS são reportados no **Anexo V**.

1.3.2. Análises isotópicas Sm-Nd em rocha total

As análises isotópicas Sm-Nd foram realizadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, seguindo os procedimentos descritos por Sato et al. (1995). As amostras foram dissolvidas em bombas sob temperaturas de ~160°C durante um período de dez dias. Para as etapas de separação isotópica foram empregadas convencionais colunas de troca catiônica, preenchidas com resina tipo AG 50 (200-400 mesh), utilizando água e HCL em concentrações variáveis.

A razões isotópicas de Nd foram quantificadas através de espectrometria de massa (multi-coletor *Finnigan* MAT-262), enquanto as de Sm foram obtidas usando espectrômetro de massa com coletor simples (VG-354). Os valores médios obtidos para os padrões *La Jolla* e *BCR-1* no período de 1 ano, foram 0.511849 ± 0.000025 e 0.512662 ± 0.000027 , respectivamente. Os erros médios foram de 0.09% para a razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ e ± 0.00002 para a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (com nível de precisão de 2σ). Os cálculos foram assumidos para o ϵNd presente no reservatório condritico uniforme (CHUR) para as razões de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512638$ e $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}= 0.1967$. A constante de decaimento usada foi de 6.54×10^{-12} anos⁻¹. Os cálculos das idades modelo (T_{DM}) foram obtidos utilizando o método de DePaolo (1988).

1.3.3. Separação e seleção de cristais de zircão

O tratamento das amostras se deu no *Laboratório de Tratamento de Amostras* do *IGc-USP*, envolvendo as etapas de fragmentação de amostras representativas em britador de mandíbulas de aço até a fração grânulo, seguida de moagem em moinho de disco de tungstênio. Os concentrados foram obtidos no *Laboratório de Separação Mineral* do *IGc-USP*, segundo procedimento padrão de:

- peneiramento na fração areia muito fina (0,0625 – 0,125 mm) e areia fina (0,125 – 0,25 mm);
- separação mineral por diferença de densidade, através do uso de mesa vibratória (*Wiffle*) e líquidos densos (bromofórmio e iodeto de metileno).

Após a montagem de lâminas de grãos pesados usando bálsamo do Canadá, para o estudo petrográfico de minerais detríticos a partir de luz transmitida em microscópios *Zeiss Axioplan*, os concentrados foram submetidos a processo de separação usando propriedades magnéticas em separador do tipo *Frantz*, com coleta de zircões das frações não magnéticas a 1,0 A. A escolha dos cristais foi feita de maneira aleatória para garantir o maior número de populações possíveis. Posteriormente esses cristais foram colocados em montagens feitas em resina (araldite), que foram então polidas manualmente até expor os grãos.

Imagens dos cristais de zircão foram obtidas no Laboratório do *CPGeo - USP* através de microscópio eletrônico de varredura (SEM- FEI model) operado a 15 Kv com 5 μm de feixe,

além de imagens geradas por catodoluminescência a partir de detector CENTAURUS. Este estudo permitiu a identificação de zoneamentos internos e o realce de feições como inclusões e fraturas dos grãos, possibilitando que elas fossem evitadas quando da escolha das posições de incidência do feixe de laser, durante as análises por LA-ICPMS.

1.3.3.1. Química Mineral

A química de cristais de zircão foi obtida através de ablação a laser em espectrômetro de massa quadrupolo com fonte de plasma induzido (LA-Q-ICPMS, *Agilent Technologies 7700 series Resolution M-50*) no laboratório *LabMaTer (Laboratoire des matériaux terrestres)* do Departamento de Ciências Aplicadas da Université du Québec à Chicoutimi (UQAC), Canadá. A calibração externa foi feita utilizando o padrão NIST-610 (Norman et al., 1998); já para a calibração interna optou-se pela utilização do Hf (padrão interno), pois este elemento provou ser mais favorável para a reprodução dos dados, quando comparados aos teores quantificados previamente através de microsonda eletrônica e micro fluorescência de raios-X (micro-XRF). As aquisições e reduções dos dados foram trabalhadas utilizando software *Iolite 2.2* (Paton et al., 2011) e os resultados são reportados no **Anexo V**.

Imagens composicionais foram produzidas por ablação a laser de uma série de transectos paralelos, cujos dados são então combinados digitalmente. Na produção de imagens elementares por LA-ICP-MS, uma das considerações mais importantes para a obtenção de apropriada resolução, é a combinação do tamanho do ponto e a taxa de translação (Woodhead et al., 2007). A área analisada para a maioria dos cristais de zircão é de cerca de 0,20 x 0,15 milímetros e as imagens foram produzidas a partir de um intervalo de 9 a 13 linhas paralelas (sem haver espaçamento entre elas), dependendo da variação da dimensão dos cristais. O comprimento total de faixas é cerca de 0,1 mm (ex., 11 linhas paralelas), com uma taxa de translação de fase de 3µm/s, o que representa cerca de 10 minutos de tempo de aquisição. O diâmetro do feixe de laser utilizado foi de 11µm com frequência de 15Hz, a 5mJ de energia/pulso, com velocidade de 5µm/s de deslocamento.

Análises por micro fluorescência de raios-X foram obtidas através do equipamento Edax EAGLE III da Université du Québec à Chicoutimi (UQAC) utilizando tubo Rh e poli

capilaridade com janela de área de 1.7 por 1.3 mm (64 por 50 pixels), com feixe operado a 20 kV e 200 μ A. O aparelho combina rápidas e não-destrutivas análises elementares usando energia dispersiva de fluorescência de raios-X (EDXRF) com a capacidade de amostragem de pontos com diâmetros menores que 50 μ m. Elementos com massas que variam de Na até U podem ser analisados semi-quantitativamente, com limites de quantificação variando de porcentagens para níveis em ppm; os elementos de número atômico menor que 11 são mais difíceis de analisar.

Os elementos maiores foram obtidos na Universidade de Laval na cidade de Quebec, Canadá, utilizando microsonda eletrônica CAMECA SX-1000. Algumas anomalias previamente identificadas via micro-XRF serviram como guia para a locação dos pontos durante as análises de microsonda. A configuração da aceleração de voltagem utilizada foi de 15 kV com corrente de 20 nA e feixe de 5 μ m de diâmetro.

1.3.3.2. Datação U-Pb por LA-MC-ICPMS

As determinações isotópicas U-Pb foram realizadas no *Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo)* do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. As análises foram obtidas por de ablação a laser em espectrômetro de massa multicoletor Neptune com fonte de plasma induzido (LA-MC-ICPMS). O espectrômetro tem analisador de energia (ESA – electrostatic analyser) e analisador de massa via setor magnético. O sistema de detecção do equipamento contém 9 detectores Faraday (L4, L3, L2, L1, C, H1, H2, H3 e H4, sendo que 8 são móveis e o central C é fixo), 6 multicontadores iônicos (MIC) e 1 multicontador de elétrons secundários.

Foi analisado um total de 361 pontos em zircões detríticos, sendo que 61 análises foram excluídas da regressão por apresentarem idades com mais que 5% de discordância. As idades são reportadas em termos da razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para cristais mais velhos que 1.4 Ga (**Anexo V**).

A exatidão e a precisão das análises foram validadas com determinações em zircão padrão GJ-1. O feixe de 19 μ m permitiu análises em núcleos e bordas na maioria dos zircões, o que resultou em sinais com intensidades adequadas de U e Pb, permitindo a locação do laser

em regiões cristalográficas livres de fraturas e inclusões. Todos os dados foram tratados utilizando os softwares *Microsoft Excel* e *Isoplot 3* (Ludwig, 2003).

1.3.4. Compilação, Digitalização e Integração de Mapas Geológicos

As bases referentes à cartografia geológica a norte da cidade de São Paulo foram compiladas do mapa geológico publicado pelo Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo (IPT, 1983) produzido na escala 1: 50.000 com base topográfica vinculada à Folha Santana do Parnaíba de mesma escala, e do trabalho de Dantas (1990), vinculado à base topográfica da Folha Guarulhos, também na escala 1: 50.000. A compilação de folhas vizinhas foi feita utilizando o trabalho de Neves (2005) responsável por uma integração prévia das folhas 1: 50.000- Atibaia, Jundiaí, Indaiatuba e parte das folhas Cabreúva, Itu e Salto. Trabalhos em escala ampliada (1: 25. 000) foram compilados de Bergmann (1988), referente à região de Santana do Parnaíba, e Juliani (1993) referente à região da Serra do Itaberaba.

Todos estes mapas foram digitalizados usando software *ArcGis* 9.2, e sobre eles foram inseridos os pontos com as informações obtidas no campo (perfis localizados). A integração geológica foi feita preferencialmente a partir dos dados de campo obtidos nesta tese. Em áreas não visitadas foi, a princípio, dada preferência aos mapas em maior escala (e.g., mapas compilados de Bergmann, 1988 e Juliani, 1993). Para os casos em que não havia correspondência de unidades mapeadas em mapas de mesma escala, usou-se o critério de extrapolação, para ambos os mapas, de unidades que ocupam espaços geometricamente maiores, em concordância com as estruturas geomorfológicas obtidas via imagem SRTM e com as unidades geológicas extraídas da base cartográfica digital do Serviço Geológico do Brasil - CPRM (2006) (**Anexo VI**).

1.4. Principais Estudos sobre a Geologia do Grupo São Roque

1.4.1. Posicionamento Tectônico Regional

Moraes Rego (1931) chamou de Pré-Brasilídes as estruturas que se anexaram a escudos arqueanos para dar origem à “grande molhe continental chamada Brasília”. No Brasil, a fragmentação dessa grande massa continental em grande evento tafrogênico do período Estateriano resultou na geração de algumas bacias oceânicas, com sedimentação provavelmente iniciada ao final do Paleoproterozóico (Brito Neves et al., 1995).

Na Província Estrutural Mantiqueira (Almeida et al., 1981), o Domínio São Roque é um bloco tectônico localizado entre rochas de alto grau metamórfico a norte (Socorro-Guaxupé Nappe, atualmente interpretado como parte do ramo sul – meridional da Faixa de Dobramentos Brasília), e o Domínio Embu a sul, que está relacionado com a Faixa de Dobramentos Ribeira. No modelo tectônico de Campos Neto (2000), o Grupo São Roque faz parte de um grande bloco dominado por seqüências meta-vulcano sedimentares que apresentam de baixo a médio grau de metamorfismo (Domínio Apiaí-São Roque), que juntamente com as rochas relacionadas ao Domínio Socorro-Guaxupé, correspondem a um arco magmático desenvolvido as margens de um antigo núcleo cratônico, que em grande parte encontra-se por baixo de sedimentos fanerozóicos da Bacia do Paraná (Craton do Paranapanema - Mantovani & Brito Neves, 2005; De Wit et al., 2008 - **Figura I-1**).

Figura I-1: Visão moderna do Gondwana ocidental durante o Paleozóico intermediário com fragmentos de escudos cratônicos representando massas continentais pré-existentes, além de assembléias de cinturões orogênicos formados durante no ciclo Pan-Africano/Brasiliano (modificado de De Wit et al., 2008).

Hennies et al. (1967) propuseram que o Falhamento de Taxaquara corresponde a um importante limite com um rejeito transcorrente destrai “superior a 100 km”, que confrontaria dois blocos de constituição litológica e estrutural distintas designados “Bloco Cotia” a sul, e a norte o Bloco São Roque. O Bloco Cotia inclui “rochas ectiníticas e migmatíticas”, posteriormente separadas por Hasui (1975) em Complexos Pilar e Embu, respectivamente. Trabalhos recentes (e.g., Campos Neto, 2000) têm demonstrado que a Falha de Caucaia (**Figura I-2**) subdivide o Bloco Cotia em duas porções, e pode corresponder a um limite tectônico de ordem maior, separando a Faixa de Dobramentos Ribeira *sensu strictu* a sul (localmente representada pelo Domínio Embu) e a borda retrabalhada do Cráton Paranapanema a norte (região de afloramento do “Complexo Ectinítico Pilar” e do Batólito Granítico Agudos Grandes).

A zona de falhamento transcorrente de Jundiuvira (**Figura I-2**) foi também caracterizada por uma descontinuidade limítrofe entre blocos, definindo o limite norte do Bloco São Roque, e separando-o do Bloco Jundiáí, onde predominam rochas de mais alto grau metamórfico (Hasui et al., 1969). As rochas metassedimentares da região da Serra do Japi que ocorrem a norte da Falha de Jundiuvira foram incluídas por Wernick (1976) no Grupo Amparo, e divididas em membros pelíticos (Formações Ermida) e psamo-pelíticos (Formação Japi). Nesse sentido, como também proposto por Hasui et al. (1978), elas não teriam continuidade com as rochas do Grupo São Roque. Observa-se, contudo, que nos estudos iniciais dedicados aos quartzitos da Serra do Japi, eles foram comparados aos do morro do Voturuna e Jaraguá (Grupo São Roque) (Moraes, 1944).

O extenso magmatismo granítico do Domínio Apiaí-São Roque, é caracterizado por Campos Neto (2000) como um arco magmático desenvolvido na margem do cráton Paranapanema. Predominam granitos cálcio-alcálicos potássicos neoproterozóicos, que constituem a massa principal de três extensos batólitos alongados na direção NE-SW (Cunhaporanga, Três Córregos e Agudos Grandes). Inúmeros plútons isolados, incluindo as principais intrusões no Domínio São Roque, devem constituir satélites dessas grandes massas graníticas, tendo em vista as semelhanças composicionais e de idade (Janasi & Ulbrich, 1991).

Figura I-2: Mapa regional modificado de Campos Neto (2000). 1- Rochas Fanerozóicas sedimentares e rochas intrusivas Mesozóicas (Bacia do Paraná); 2- Granitos do Neoproterozóico tardio e granitos pós-orogênicos; 3- (Granada)-(Muscovita)-Biotita granitos; 4- Biotita granitos porfíricos; 5- (Hornblenda) Biotita granitos porfíricos; 6- Domínio Socorro-Guaxupé (com predomínio de granada migmatitos); 7 e 8- Domínio Embu: gnaisses do embasamento Paleoproterozóico (7); rochas meta-supracrustais (8); 9- Domínio Apiaí-São Roque: Grupos São Roque e Açungui; 10- Grupo Serra do Itaberaba; 11- Complexo Costeiro.

1.4.2. Estratigrafia e Ambientes de Sedimentação

“Consideramos agora as formações, distintas do complexo archeano, que se encontram abaixo da formação glacial e do devoniano” (Moraes Rego, 1930).

A primeira proposta estratigráfica para o sudeste brasileiro encontra-se nos estudos de Derby (1878), e cabem bem as palavras de Moraes Rego. O termo “serie de São Roque” é, segundo Moraes Rego (1930), pioneiramente introduzido na geologia paulista por Gonzaga de Campos, que já em 1888 escrevia sobre as “camadas de São Roque”, formadas pela série de “schistos metamorphicos”, definidos por Oliveira (1887) (**Anexo I**).

O conceito de *Série*, segundo o Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica (Petri et al., 1986a), não representa um conjunto de unidades litoestratigráficas, e sim de unidades cronoestratigráficas (que geocronologicamente representa uma *Época*). Recomenda-se então (NACSN, 2005; Petri et al., 1986b) a substituição do termo *Série*, para *Grupo* ou *Supergrupo*.

Muitos autores que correlacionam às rochas metamórficas do Estado do Paraná com as do Estado de São Paulo priorizam o termo “*serie* de Assunguy” (Oliveira, 1925; Coutinho, 1968a; Coutinho, 1968b), atribuindo a Derby (1878) a introdução deste termo na literatura, o que de fato não ocorreu, pois Derby (1878) apenas referia-se à “*região* de Assunguy”.

Gonzaga de Campos (1888) ao referenciar as “*camadas* de São Roque” (*camada*: unidade formal de menor hierarquia na classificação litoestratigráfica (Petri et al., 1986a)), compostas pela *Série* de “schistos metamorphicos”, calcários magnesianos, granitos com anfibólio, xistos e gnaisses, pioneiramente introduz um termo litoestratigráfico para estas rochas, que, por geograficamente ocorrerem na região da Serra de São Roque, receberam tal denominação. Estas são separadas em dois grupos: o mais metamorfisado, chamado de “schistos micaceos”, e o que menos o é, dos “schistos argillosos” (ver **Anexo I**).

Uma das primeiras propostas para o paleo-ambiente sedimentar, admitindo uma origem marinha para as series metamórficas de São Roque, foi sugerida por Moraes Rego (1933). Tais considerações foram seguidas por Almeida (1944) que encontrou em Itapeva, no Estado de São Paulo, quartzitos com estratificações que exibem marcas com “característica do refluxo das ondas em praias de areias finas”, recobertos por filitos que se intercalam com espessos

pacotes dolomíticos, contendo em seus horizontes mais altos as estruturas organógenas, caracterizadas como do gênero *Collenia itapevensis* sp. n..

Para Almeida (1957) os gnaisses, xistos e quartzitos da Serra do Mar se encontram sobrepostos, após um período de erosão, pelos sedimentos da Série de São Roque, fato atestado, segundo Coutinho (1955), pela presença de seixos de quartzitos, encontrados nos metaconglomerados basais, cuja sedimentação se deu “em profundidade” sob condições marinhas (Odman, 1955).

Semelhantes à estratigrafia de Coutinho (1955) são as propostas de Cordani et al. (1961) para a geologia da região do Jaraguá, que contempla uma unidade inferior de metarcóseos com metaconglomerados seguidos pela deposição de “grauvacas”, descritos como depósitos marinhos de grande profundidade gerados por correntes de turbidez.

Paoliello (1964), em nota explicativa do Mapa Geológico editado pelo Instituto Geográfico e Geológico em 1963, substitui o termo Série São Roque para Grupo São Roque, posicionado no Pré-cambriano superior. Já no Estado do Paraná, o termo Série Açungui, também foi modificado para Grupo Açungui (Marini et al., 1967).

O Grupo Açungui, segundo Marini et al. (1967), representa uma seqüência do Pré-Cambriano superior, com “mais de 10.000 m de metassedimentos”, que estariam representados na base pela Formação Setuva, separada por discordância litológica e angular das Formações Capiuru, Votuverava (Bigarella et al., 1958) e Água Clara (Marini et al., 1967).

A Formação Capiuru (Bigarella et al., 1958) é comparada à Formação Itaiacoca, que contém as estruturas “organógenas” descritas por Almeida (1944; 1945 e 1957). Ambas são compostas predominantemente por dolomitos, quartzitos e secundariamente por filitos. Já a Formação Votuverava é considerada a unidade litoestratigráfica mais espessa (Marini et al., 1967), com aproximadamente 3.500 metros, sendo composta predominantemente por filitos, quartzitos, metaconglomerados e calcários. Assenta-se em “aparente discordância” sobre a Formação Votuverava a Formação Água Clara, definida por Marini et al. (1967) como um pacote de rochas calcárias impuras que ocupam o topo do Grupo Açungui.

Petri & Suguio (1969) atribuem uma possível correlação lateral entre as formações Votuverava, Capiuru (Bigarella, 1958) e Itaiacoca (Almeida, 1957). Porém quanto às formações Capiuru e Itaiacoca (que contêm os horizontes fossilíferos), Petri & Suguio (1969) preferem não juntá-las em uma mesma formação, devido às diferenças litoestratigráficas, e ao

afastamento geográfico entre elas. Diferenças quanto ao conteúdo fossilífero são apontadas por Fairchild (1977) ao identificar formas distintas de estromatólitos, formados sob condições calmas (sub-litorais) na Formação Itaiacoca (ex: *Conophyton* cf. *C. garganicum*), e formados em ambiente mais energético (planície de maré) na Formação Capiru.

Coutinho (1968, 1971) retoma a proposta de continuidade geográfica entre os Grupos São Roque e Açungui, nos Estados de São Paulo e Paraná, respectivamente. Segundo Coutinho (1971), a unidade mais extensa que aflora continuamente “desde o Paraná até o nordeste da Capital de São Paulo”, corresponderia à Formação Votuverava (Bigarella et al., 1958), onde predominam filitos secundados por calcários, quartzitos e conglomerados, depositados em ambiente marinho de águas relativamente rasas e movimentadas.

Hasui (1973) mantém a proposta de correlação entre as unidades de São Paulo e Paraná, distinguindo-as apenas no padrão deformacional. A seqüência terrígena inferior, composta por metapelitos com intercalações lenticulares metapsamíticas, sotoposta a um pacote de metapelitos com intercalações de metacalcários, e uma seqüência superior de metapelitos e meta-psamitos com estruturas rítmicas, cuja deposição se daria em um ambiente de sedimentação tido sob condições marinhas, permitiram a subdivisão do Grupo São Roque em duas unidades: a Formação Boturuna (seqüência inferior), e a Formação Piragibu (seqüência superior) (Hasui, 1973 e Hasui et al., 1976, ver coluna estratigráfica 1 e 2 na **Figura I-3**). Mesmo admitindo semelhanças metamórficas e de idades, Hasui (1975), Hasui et al. (1976) e Hasui & Sadowski (1976), preferiram manter os Grupos São Roque e Açungui como dois “tectonogrupos” estratigraficamente distintos.

Figura I-3: Seções estratigráficas esquemáticas para algumas seqüências do Pré-cambriano no estado de São Paulo. Primeira subdivisão estratigráfica proposta para o Grupo São Roque ilustrada nas colunas 1 e 2. Desenho digitalizado seguindo os formatos originais com a mais próxima fidelidade possível (Hasui et al., 1976).

Foi caracterizada por Coutinho et al. (1982) uma seqüência vulcano-sedimentar na região da Serra do Itaberaba, provavelmente iniciada por erupções submarinas, representadas por rochas vulcânicas ou sub-vulcânicas básicas e seus tufos, bem como por camadas argilasas, margas e intercalações de sedimentos químicos silicosos. Esta seqüência foi descrita por Campos Neto et al. (1983) como a base do Grupo São Roque, caracterizada por anfíbolitos finos e bandados, sobrepostos por meta-ritmitos compostos por “quartzitos hematíticos” e rochas calciossilicáticas. Já o pacote superior, de mais baixo grau de metamorfismo, é segundo Campos Neto et al. (1983), representado na base por metarcóseos rítmicos que passam para filitos de intercalações quartzíticas, no topo (**Figura I-4**).

Figura I-4: Secção estratigráfica esquemática para o Grupo São Roque na região da Serra do Itaberaba. Desenho digitalizado seguindo os formatos originais com a mais próxima fidelidade possível (Campos Neto et al., 1983).

Recebeu a denominação Grupo Serra do Itaberaba (Juliani et al., 1986) a seqüência descrita por Coutinho et al. (1982). Este Grupo foi caracterizado pela Formação Morro da Pedra Preta (basal), composta por rochas metavulcânicas, metatufos, calciossilicáticas, e formações ferríferas, depositados em ambiente marinho de águas profundas. Sobrepe-se “concordantemente” a esta a Formação Nhanguçu, composta por sedimentos clasto-químicos depositados em ambiente de águas mais rasas. Compondo “as fácies marginais” da bacia, encontra-se a Formação Pirucaia, possivelmente cronocorrelata às formações Nhanguçu e Morro da Pedra Preta, formada por rochas essencialmente quartzíticas, provavelmente depositadas em ambiente litorâneo (Juliani, 1993; Juliani & Beljaviskis, 1995 – **Figura I-5**)

Figura I-5: Seção estratigráfica esquemática para o Grupo São Roque e Grupo Serra do Itaberaba na região da Serra do Itaberaba. Desenho digitalizado seguindo os formatos originais com a mais próxima fidelidade possível (Juliani & Beljavskis, 1995).

As colocações de granitos pós-tectônicos ocupando núcleos de anticlinórios seriam responsáveis pela exposição destas camadas basais, e pelo metamorfismo de contato representado pela paragénese granada–cunningtonita–cordierita hornfels em metassedimentos sílico-magnesianos. Transformações termometamórficas também são descritas por Moraes Rego (1938), Coutinho (1955), Franco (1958), Bigarella et al. (1958), Cordani et al. (1961) e Gomes (1962).

Com dimensões de aproximadamente 1,5 por 2,5 km, o corpo anfibolítico do Jaraguá, encontra-se, segundo Gomes (1962), adjacente a uma extensa massa granítica tipo Pirituba (granito Cantareira), e em aparente discordância em relação aos xistos e quartzitos. Cordani et al. (1961) atribuíram para estes anfibolitos idade anterior à atividade magmática granítica da região, o que resultou em metamorfismo de contato em alguns locais desta unidade.

O Grupo São Roque é caracterizado por Carneiro (1983) como metapsamitos impuros, compostos, na base, por metarcóseos, metarenitos com intercalações de metaconglomerados

polimíticos, rochas metavulcânicas e quartzitos. Esse pacote é sobreposto por meta-psamitos rítmicos e bandados de menor espessura, gerados por prováveis seqüências turbidíticas em ambiente marinho raso (Carneiro, 1983 e Carneiro et al., 1984 – **Figura I-6**). As rochas metavulcânicas intercaladas na unidade basal são caracterizadas por dois tipos petrográficos: anfibolitos metabásíticos (ex: corpo anfibolítico do Jaraguá), e rochas metavulcânicas e meta-subvulcânicas (ex: pequenos corpos dentro da unidade de metarcóseos e “metariodacitos” da região do Morro do Polvilho) (Carneiro et al., 1984). Estas rochas metavulcânicas ácidas são correlacionadas às ocorrências do morro do Boturuna por Bergmann & McReath (1992).

Figura I-6: Secção estratigráfica esquemática para o Grupo São Roque para a faixa entre o Pico do Jaraguá e Serra dos Cristais. Desenho digitalizado seguindo os formatos originais com a mais próxima fidelidade possível (Carneiro, 1983).

A seqüência meta-vulcano sedimentar descrita por Bistrichi (1982) na região de Pirapora do Bom Jesus (**Figura I-7**) foi caracterizada por Bergmann (1988) como Formação Pirapora do Bom Jesus. Trata-se de rochas metavulcânicas básicas com *pillow-lavas* estiradas (Figueiredo et al., 1982) de caráter toleítico (Lazzari, 1987), associadas a rochas piroclásticas, com um membro carbonático, que localmente apresenta estruturas estromatolíticas (Bergmann & Fairchild, 1985; 1986). Sugere-se também (Bergmann, 1988) a ocorrência de centros eruptivos do tipo vulcão, através da disposição de recifes carbonáticos, alguns com estromatólitos que circundam corpos metabásicos estratificados de geometria oval, em um ambiente marinho de águas rasas de uma provável margem continental passiva.

Segundo Bergmann (1988), encontra-se em contato transicional com a Formação Pirapora a Formação Estrada dos Romeiros, que comporta um membro arenoso com metarenitos ritimitos por vezes micro-conglomeráticos, e subordinadas intercalações metapelíticas e hematíticas. A ciclicidade observada na sedimentação levou à interpretação de uma zona de transição, com ao menos um evento transgressivo (**Figura I-8**).

O pacote com predomínio de metarenitos arcoseanos e ortoquartzitos originalmente posicionado como formação basal do Grupo São Roque (Formação Boturuna - Hasui et al., 1976) foi considerado como o topo da seqüência. Bergmann (1988) atribui como parte desta formação dois conjuntos distintos de rochas metavulcânicas chamadas de membro vulcânico 1, que compreende anfibolitos com estruturas tipo *pillow-lavas* e metatufos, e membro vulcânico 2, que compreende anfibolitos amigdaloidais e rochas metavulcânicas ácidas (**Figura I-9**).

Machado & Fragoso César (1992) mantêm a proposta de um paleoambiente com sedimentação em margem continental passiva, que se aprofunda e espessa para sudeste. São caracterizados sistemas deltáicos com plataforma carbonática e siliciclástica, localmente afetados por magmatismo básico contemporâneo.

Figura I-7: Secção estratigráfica esquemática para a Formação Pirapora do Bom Jesus nas regiões de Santana do Parnaíba e Pirapora do Bom Jesus. Desenho digitalizado seguindo os formatos originais com a mais próxima fidelidade possível (Bergmann, 1988).

Figura I-8: Secção estratigráfica esquemática para a Formação Estrada dos Romeiros nas regiões de Santana do Parnaíba e Pirapora do Bom Jesus. Desenho digitalizado seguindo os formatos originais com a mais próxima fidelidade possível (Bergmann, 1988).

Figura I-9: Secção estratigráfica esquemática para a Formação Boturuna nas regiões de Santana do Parnaíba e Pirapora do Bom Jesus. Desenho digitalizado seguindo os formatos originais com a mais próxima fidelidade possível (Bergmann, 1988).

Dantas et al. (1986), propõem uma estratigrafia com três formações: do topo para base os autores mantêm a proposta inicial de Hasui et al., (1976), Formação Piragibu seguida da Formação Boturuna, e na base Formação Jaraguá, que compreende rochas incluídas como

Grupo Serra do Itaberaba por Juliani et al., (1986) e os terrenos basais de Igaratá de Campos Neto et al., (1983) (**Figura I-10**).

Dantas (1990) restringe a nomenclatura estratigráfica para duas unidades (inferior e superior). A unidade inferior seria composta por metapelitos (micaxistos, filitos laminados), rochas metabásicas intrusivas e extrusivas com níveis metatufíticos, rochas calciossilicáticas, metapsamitos impuros (níveis subordinados de metarcóseos, bancos de quartzitos e raros conglomerados). Esta unidade, somada aos níveis metavulcânicos, é comparada à Formação Boturuna de Hasui et al. (1976), e à Formação Pirapora de Bom Jesus (basal) de Bergmann (1988).

Já a unidade superior, confinada na borda N-NW da faixa estudada por Dantas (1990), é caracterizada como uma seqüência metarritmica que compreende filitos bandados com alternância de sericita xistos e filitos, além de metapsamitos puros a subarcoseanos, depositados em um possível sistema deltáico marinho progradante sobre a plataforma adjacente, chegando a atravessar os presumidos limites NNW da bacia. Esta unidade é comparada à Formação Piragibu de Hasui et al. (1976).

Figura I-10: Secção estratigráfica esquemática do Grupo São Roque na região da folha Guarulhos. Desenho digitalizado seguindo os formatos originais com a mais próxima fidelidade possível (Dantas et al., 1986).

Dantas (1990) propõe a partir de um “rift assimétrico” um paleoambiente de sedimentação limitado por falhamentos profundos, com disposição preferencial de influxos terrígenos provindos da borda S–SE da paleobacia. Ortognaisses miloníticos são tidos como parte do embasamento, que possivelmente foram alçados tectonicamente a níveis superiores.

Para a base do Grupo São Roque, Martin (2000) propõe correlação lateral com as Formações Morro Doce (Juliani et al., 1999) e Pirapora (Bergmann, 1988). Em contato transicional com metarcóseos e metaconglomerados da Formação Morro Doce, estariam representados os sedimentos da Formação Boturuna (Hasui et al., 1976). A unidade de topo, composta predominantemente por sedimentos rítmicos, foi comparada por Martin (2000) à Formação Piragibu (Hasui et al., 1976) e ao membro arenoso da Formação Estrada dos Romeiros (Bergmann, 1988).

Na região de Votorantim e Salto de Pirapora, Silva (2004) caracteriza quatro litofácies, que da base para o topo estão representadas pela associação siliciclástica basal, que corresponde a uma sucessão turbidítica gerada em águas profundas; associação siliciclástica intermediária, que corresponde a uma plataforma rasa progradante; associação clasto-química transicional, que marca a mudança de ambientes deposicionais de plataforma rasa para planície de maré mista; e associação carbonática impura superior, que representa porções mais proximais e superiores de uma planície de maré.

1.4.3. Geocronologia das Seqüências Supracrustais do Grupo São Roque

A primeira proposta de idade para os metassedimentos do Estado de São Paulo e Paraná as situa em um período pré-Devoniano, devido às ocorrências fósseis da Formação Furnas (Devoniano) encontradas por Derby (1878). Somente com descoberta de estruturas “organógenas” da Formação Itaiacoca, referíveis ao gênero *Collenia Itapevensis* (Almeida, 1944 e 1945), estes metassedimentos foram posicionados no Pré-cambriano. O intervalo entre 850 e 1700 Ma é sugerido pela presença de estromatólitos *Conophyton* cf. *C. garganicum* para a Formação Itaiacoca (Fairchild, 1977).

Tassinari et al. (1985) obtiveram isócronas Rb-Sr, com idade de 1200 ± 75 Ma para os seixos “granito-gnáissicos” dos metaconglomerados posicionados na base do Grupo São Roque por Coutinho (1955). As idades K-Ar em biotitas obtidas para a “matriz” foram de 800-750 Ma, o que foi interpretado como o último evento metamórfico que atuou sobre essas rochas. Diagrama de evolução isotópica do Sr foi usado para sugerir que a fonte dos seixos teria se formado em idade anterior a 2,4 Ga, sendo assim, segundo Tassinari (1988) não estaria mais “aflorando hoje em dia”.

A possibilidade de que a parte inferior do Grupo São Roque seja mais antiga que os pacotes superiores foi levantada por van Schmus et al. (1986), a partir da idade U-Pb em zircão de 1790 ± 14 Ma obtida para rochas metavulcânicas ácidas da região do Morro do Polvilho. Os autores posicionam estas rochas estratigraficamente abaixo dos metaconglomerados descritos por Coutinho (1955), apontando similaridades petrográficas e de idade com as rochas metavulcânicas ácidas do Supergrupo Espinhaço, da região de Conceição do Mato Dentro – MG, datadas em 1770 Ma (Brito Neves et al., 1979). McReath et al. (1981) propuseram possíveis correlações entre as rochas metavulcânicas ácidas do Espinhaço Meridional com ocorrências similares da região de Paramirim, Chapada Diamantina - BA, datadas em 1752 ± 4 (Schobbenhaus et al. 1994).

A idade obtida por van Schmus et al. (1986) foi questionada por Juliani et al. (1997) que, com base na petrografia, reinterpretaram os “metariodacitos” como metarcóseos. Portanto, por essa ótica, os zircões datados seriam detríticos, o que representaria a idade de uma das fontes, e não da sedimentação, como proposto para a base do Grupo São Roque a partir de zircões magmáticos. No entanto estudos recentes confirmam a origem magmática destas rochas que foram reclassificadas como metatraquidacitos e metariolitos porfiríticos (Henrique-Pinto, 2008).

Os anfíbolitos da Serra do Itaberaba forneceram idade pelo método K-Ar em anfibólio de 598 ± 23 Ma, que corresponderia à época do resfriamento regional (Tassinari, 1988). A base do Grupo Serra do Itaberaba, representada pela formação Morro de Pedra Preta (Juliani et al., 2000), tem idade U-Pb em zircão em metandesito de 1395 ± 10 Ma. Já riolitos interpretados como intrusivos na mesma sequência foram datados em 619 ± 3 Ma.

Mineralizações singenéticas de Pb na Formação Perau no Vale do Ribeira, apresentaram idades Pb-Pb em galena entre 1,7 e 1,5 Ga (Tassinari et al., 1990). Idades U-Pb

em zircão mais precisas foram obtidas em anfibolitos das Formações Perau (1484 ± 16 Ma) e Votuverava (1479 ± 12 Ma) (Basei et al., 2003; Siga Jr. et al., 2011), que se mostram cronocorrelatas à Formação Água Clara, com sedimentação estimada com base em idades em um intervalo de 1590 – 1470 Ma obtidas em rochas metavulcânicas básicas (Weber et al., 2004). Este intervalo que caracteriza a idade de sedimentação para estas unidades no Domínio Açungui levou Siga Jr. et al. (2011), a correlacionarem estas seqüências com a Formação Morro da Pedra Preta, tida como a base do Grupo Serra do Itaberaba (Juliani, 1993).

Anfibolitos da região de Pirapora de Bom Jesus foram datados pelo método K-Ar em concentrados de plagioclásio, e forneceram idades de 1053 ± 96 Ma (Tassinari, 1988), o que destoa das idades U-Pb em zircão (608 ± 7 Ma) e monazita (628 ± 9 Ma) de rochas equivalentes obtidas por Hackspacher et al. (1999) e Hackspacher et al. (2000), respectivamente. Estas últimas idades foram interpretadas como indicativas de que a sedimentação do Grupo São Roque teria se dado em uma bacia de *backarc* neoproterozóica, devido à presença de granitos sin-orogênicos de mesma idade (615-605 Ma) (ex., batólito Agudos Grandes; Leite et al., 2007).

Oliveira et al. (2008) obtiveram idade U-Pb de 1750 ± 40 Ma em rochas metavulcânicas básicas da região de Cajamar (actinolita-albita-epidoto-clorita xisto; Oliveira et al., 2011), indicando contemporaneidade com as metavulcânicas ácidas da região do Morro do Polvilho (van Schmus et al. 1986), e reafirmando a idade Paleoproterozóica do Grupo São Roque.

1.5. Síntese estratigráfica

“Na margem do Sorocaba, junto á ponte do Taboão, apparecem camadas d’um calcareo magnesiano esverdeado muito siliciso, com direcção N 80° L. A associação desta rocha com granitos amphibolicos e sua posição fazem-nos antes suppol-a a continuação das camadas de S. Roque. Com effeito nas circumvisinhanças desse ponto o granito amphibolico espalha-se entre os schistos micaceos por uma área de cerca de 4 kilometros de largura, tomando freqüentemente a estrutura de gneiss.” [Gonzaga de Campos, (1888), p.27, 1º parágrafo].

Devido ao fato de haverem muitas proposições estratigráficas e ambíguas correlações entre diferentes localidades geográficas, além de muitos trabalhos publicados com formatos restritos, principalmente em resumos de congressos e simpósios regionais, com carência de trabalhos completos publicados em periódicos científicos; propõe-se aqui uma síntese que procura abordar a forma original como estes assuntos foram tratados, porém dentro de um quadro mais atual de datações radiométricas disponíveis na literatura, com as respectivas prioridades de nomenclatura conforme sugerem as diretrizes do código estratigráfico brasileiro e norte americano.

Deveríamos prioritariamente adotar o nome *São Roque* para quaisquer que fossem as grandes correlações regionais agrupadas em mega-sequências, devido ao fato da precedência na data de publicação da conotação litoestratigráfica que consta em manuscritos (NACSN, 2005 - *article 19 (a)*; Petri et al., 1986a – artigo B. 16), mesmo sendo eles de caráter embrionário. Tal é o caso da designação “camadas de São Roque”, referentes à associação calcários magnesianos, anfibólio-granitos, xistos e gnaisses (Gonzaga de Campos, 1888). O nome São Roque, além de mais antiga citação, também representa uma definição consagrada (NACSN- *article 7 (c)*; Petri et al., 1986a – *artigo B. 16 § 1º*), sendo amplamente utilizada por muitos autores em um espectro de mais de 130 anos (**Figura I-11**) .

As camadas de São Roque passaram a se chamar Serie de São Roque, sendo modificado para categoria de Grupo somente em 1963. O primeiro empilhamento estratigráfico que introduz nomes de formações e membros consta nos perfis esquemáticos de Hasui et al., 1976. Como constituintes da Formação Boturuna foram designados

metassedimentos como metaconglomerados, quartzitos, metacalcários e xistos com mais alto grau metamórfico, enquanto para a Formação Piragibu ficaram restritos os metapelitos (filitos) e metarenitos com feições rítmicas.

Figura I-11: Quadro resumido com as principais propostas estratigráficas de 1888 até os tempos atuais, para metassedimentos do Domínio São Roque (campo em cinza) e outros domínios.

A proposta de empilhamento com divisão em três pacotes principais, porém muitas vezes sem a atribuição da categoria Formação, tornou-se uma constante ao longo dos anos, sendo atribuída de forma semelhante por diversos autores (faz-se à ressalva das diferenças relacionadas às localidades geográficas), como por exemplo:

(Campos Neto et al., 1983).

-*Unidade basal* com predomínio de anfíbolitos, formações ferríferas e rochas cálcio-silicáticas;

-*Unidade intermediária* com predomínio metarcóseos, metarenitos e cianita-estaurolita xistos;

-*Unidade de topo* com predomínio de metapelitos e restritas intercalações de quartzitos.

(Carneiro, 1983).

-*Meta-psamitos impuros* basais que incluem predominantemente metarcóseos, metaconglomerados, quartzitos, rochas metavulcânicas e anfíbolitos (intrusivos);

-*Metapelitos* intermediários que incluem predominantemente rochas cálcio-silicáticas, metacalcários dolomíticos, metatufos e xistos de mais alto grau metamórfico;

-*Meta-psamitos rítmicos* no topo com predomínio de filitos laminados, metarenitos bandados, anfíbolitos e metarcóseos.

(Dantas et al., 1986).

-*Formação Jaraguá* (basal) que incluem as seqüências basais de Campos Neto et al., (1986) e Grupo Serra do Itaberaba (Juliani et al., 1986), além do pacote de metarcóseos e metaconglomerados polimíticos;

-*Formação Boturuna* (intermediária) essencialmente inclui semelhante seqüência descrita por Hasui et al., (1976), no entanto a seqüência de anfíbolitos e metavulcânicas são separadas e colocadas na base (Formação Jaraguá);

-*Formação Piragibu* (topo) essencialmente as mesmas litologias descritas por Hasui et al., (1976) com metapelitos e metarenitos rítmicos, no entanto com a presença de metacalcários.

(Bergmann, 1988).

-*Formação Pirapora do Bom Jesus* (basal) que incluem predominantemente anfibolitos com estruturas tipo *pillow-lavas*, metatufos, formações ferríferas e metacalcários dolomíticos com estruturas estromatolíticas;

-*Formação Estrada dos Romeiros* (intermediária) que incluem predominantemente rochas metapelíticas (filitos), com níveis restritos de metarenitos com estruturas rítmicas, por vezes micro-conglomeráticos;

-*Formação Boturuna* (topo) composta por metarenitos arcoseanos que passam para meta-quartzo arenitos no topo desta formação. É incluído dentro desta seqüência também, nível vulcânico com estruturas tipo *pillow-lavas* na base desta formação.

(Martin, 2000).

-*Formação Pirapora do Bom Jesus* (basal) com agrupamento similar ao de Bergmann, (1988), no entanto com correlação lateral a metaconglomerados polimíticos e metarcóseos chamados de Formação Morro Doce por Juliani et al., (1999);

-*Formação Boturuna* (intermediária) com agrupamento similar ao de Hasui et al., (1976), no entanto é incluído nesta formação o membro arenoso da Formação Estrada dos Romeiros de Bergmann, (1988);

-*Formação Piragibu* (topo) composta essencialmente por metarenitos e metapelitos com estruturas rítmicas como proposto por Hasui et al., (1976).

Foram desvinculadas do Grupo São Roque rochas de caráter essencialmente metavulcânico, incluindo metabasaltos com assinatura tipo MORB, metandesitos, metatufos, formações ferríferas bandadas, rochas cálcio-silicáticas, cianita-estauroлита xistos e alguns quartzitos. Juliani et al., (1986), atribuíram uma nova nomenclatura que agrupa estas rochas em um diferente grupo (Grupo Serra do Itaberaba), que significaria seqüências com hiato deposicional dado através de discordância angular e erosiva com rochas essencialmente de mais baixo grau metamórfico, ficando restrita ao Grupo São Roque apenas a Formação Piragibu (Juliani & Beljaviskis, 1995). Somente em Juliani et al., (1999), foi atribuída mais uma formação ao Grupo São Roque, basicamente constituída de metarcóseos e metaconglomerados polimíticos chamados de Formação Morro Doce.

(Juliani, 1993).

-Formação Morro da Pedra Preta (basal), composta por rochas metavulcânicas, metatufos, cálcio-silicáticas, e formações ferríferas;

-Formação Nhanguçu (intermediária) caracterizada pelo predomínio de metapelitos metaluminosos e metacalcários;

-Formação Pirucaia (topo) formada por rochas essencialmente quartzíticas.

1.5.1. Hipótese 1 - Considera que a grande maioria dos empilhamentos estratigráficos estão corretos, assim como as datações dos níveis vulcânicos e sub-vulcânicos.

Trabalhando com esta hipótese, deveríamos considerar dentro do Domínio São Roque dois grupos e pelo menos uma formação com histórias deposicionais e de metamorfismo distintas. Neste caso, seria natural que estas seqüências fossem enfileiradas na categoria de Supergrupo. Dentro deste agrupamento ficariam dispostos como basais o Grupo São Roque devido às datações U-Pb em zircão (1790 ± 14 Ma) de metavulcânicas ácidas intercaladas aos metaconglomerados e metarenitos arcoseanos (Van Schmus et al., 1986) e devido ao fato de haverem inúmeras ambigüidades entre as propostas estratigráficas, seria mais prudente, *a priori*, manter uma separação em apenas duas unidades, com as Formações Boturuna e Piragibu originalmente formuladas por Hasui et al. (1976), já que não existem secções tipos com camadas e membros devidamente documentadas na literatura. Tentativas de empilhamento neste sentido foram propostas por Bergmann (1988), mas não se sustentam com os dados geocronológicos.

O Grupo Serra do Itaberaba permaneceria com a disposição estratigráfica sugerida por Juliani (1993) (Formações Morro da Pedra Preta, Nhanguçu, Pirucaia), no entanto ocuparia uma posição intermediária dentro desta mega-seqüência, ao considerar a idade mesoproterozóica obtida em metavulcânicas da Formação Morro da Pedra Preta (1395 ± 10 Ma).

Ocuparia o topo como uma seqüência mais jovem, a Formação Pirapora do Bom Jesus de Bergmann, (1988), que deveria também ser desvinculada do Grupo São Roque, a se julgar corretas as idades U-Pb em zircão (608 ± 7 Ma) e monazita (628 ± 9 Ma) (Hackspacher et al., 1999 e Hackspacher et al., 2000) de anfibolitos, tidos como parte da seqüência supracrustal

com estruturas tipo *pillow-lavas* associadas a paleorecifes estromatolíticos (Figueiredo et al., 1982; Bergmann, 1988; Tassinari et al., 2001).

1.5.2. Hipótese 2 - Considera que a grande maioria dos empilhamentos estratigráficos estão corretos, porém as datações dos níveis vulcânicos e sub-vulcânicos precisam de revisões.

Ao considerar esta hipótese, deveríamos abandonar a terminologia original Formação Boturuna de Hasui et al., (1976) que propõe a associação com predomínio de metaconglomerados e metarenitos feldspáticos, somados a níveis metavulcânicos na base, e considerá-la como topo do Grupo São Roque, devido ao fato de serem apresentados por Bergmann, (1988) de maneira formal, em uma secção tipo, no entanto considerada como superior. Semelhante mudança deveria acontecer com o nome Formação Piragibu, passando a ser chamada de Formação Estrada dos Romeiros, que segundo Bergmann, (1988), faz contato lateral de fácies com a Formação Pirapora do Bom Jesus, na base da seqüência.

Dentro desta hipótese deveria permanecer como distinto grupo as rochas de mais alto grau metamórfico denominadas Grupo Serra do Itaberaba, com suas respectivas formações originalmente propostas por Juliani et al., (1986).

1.5.3. Hipótese 3 - Considera que a grande maioria dos empilhamentos estratigráficos estão corretos, porém sem a presença de grandes discordâncias dentro do Domínio São Roque.

Considerando esta hipótese deveríamos supor que toda a seqüência faz parte de um grande ciclo de deposição e assim sendo, seria correto adotar a nomenclatura proposta de maneira formal por Bergman (1988), conforme é sugerido pelo código estratigráfico brasileiro e norte-americano, através de atribuições pormenorizadas de camadas membros em estratotipos de acordo com os padrões de discordâncias e inconformidades. Neste caso, seria correto abandonar a nomenclatura Formação Piragibu (Hasui et al., 1976), assim como o nome Grupo Serra do Itaberaba (Juliani et al., 1986).

Caso venha a se confirmar similaridade entre as Formações Pirapora do Bom Jesus (Bergman, 1988) e Morro da Pedra Preta (Juliani, 1993), deveríamos priorizar o nome Pirapora do Bom Jesus, pois esta representa a primeira nomenclatura proposta para a

seqüência vulcano-sedimentar do Grupo São Roque. Dentro desta hipótese, deveria ser reavaliado se os nomes Formação Nhangucu e Formação Pirucaia, se sustentariam como distintas formações ou se enquadrariam no contexto da Formação Estrada dos Romeiros e Formação Boturuna (membro ortoquartzítico), respectivamente.

1.5.4. Hipótese Adotada

Esta tese trabalha com a hipótese 1, no entanto considera também a possibilidade de revisão nas datações radiométricas dos níveis vulcânicos previamente datados na Formação Pirapora do Bom Jesus, pois esta representa a melhor exposição subaquática, que nos dá boa precisão de sua posição, com contemporaneidade a sedimentação, no caso carbonática que incluem também marcadores fossilíferos.

Quanto à possibilidade da seqüência caracterizada como Formação Boturuna representar o topo do Grupo São Roque (Bergmann, 1988), não foi confirmado nesta pesquisa. Coluna similar foi observada na região entre o Morro Doce e Morro do Polvilho, no entanto esta marca a base da seqüência e não inclui o membro vulcânico 1 (Bergmann, 1988 – **Figura I-9**), que é caracterizado por corpos intrusivos na seqüência de metarenitos arcoseanos e metaconglomerados (ex., corpo anfibolítico do Jaraguá).

Esta tese considera também importante a revisão das datações de metavulcânicas básicas presentes na Formação Morro da Pedra Preta do Grupo Serra do Itaberaba e na Formação Pirapora do Bom Jesus do Grupo São Roque. As semelhanças litológicas entre elas, ambas caracterizadas pela associação de anfibolitos com afinidades MORB, formações feríferas bandadas, metatufos e metacalcários dolomíticos, permitem considerar a possibilidade de representarem a mesma seqüência, conforme sugere também a compilação dos mapas geológicos apresentada no **Anexo IV**.

II. Análises de proveniência através do estudo de zircões detríticos

II.1. Introdução

A revolução das ciências geológicas e planetárias que foi promovida após a descoberta da possibilidade de datação de processos geológicos através de isótopos de U e Pb em zircões elevou a importância deste mineral, que se tornou um dos mais estudados na atualidade. Sua importância não se deve somente à capacidade de datação de processos magmáticos, mas também à sua estrutura cristalina robusta, capaz de suportar altas temperaturas e moderadas pressões sem alterar o registro isotópico. O zircão mantém-se relativamente estável a alterações intempéricas e a condições de baixo a médio grau de metamorfismo, com a exceção de casos que envolvem processos hidrotermais e em zonas de falhas (ex., condições de alta pressão) (Sinha & Glover, 1978; Hoskin & Black, 2000; Martin et al., 2008; Rubatto et al., 2008; Hay & Dempster, 2009).

O metal de transição Zr foi descoberto por *Martin Klaproth* em 1789 no mineral zircão, um silicato onde ocorre solução sólida entre $^{[VIII]}Zr^{+4}$ (0.84 Å) e $^{[VIII]}Hf^{+4}$ (0.83 Å), com predominância do primeiro. Devido aos similares raios iônicos e atômicos, e proximidade nas dimensões das células unitárias, a descoberta do Hf foi retardada, sendo descrito na estrutura de zircões somente em 1923 por *D. Coster* e *G.C. von Hevesey* (Finch e Hanchar, 2003). O zircão representa um nesossilicato de estrutura relativamente simples (fórmula ATO_4), onde os tetraedros isolados do sítio T são ocupados por elementos com alto poder de ionização e os dodecaedros do sítio A são ocupados por grandes sítios estruturais de coordenação oito; tornando-se compatível com a maioria das variedades de magmas. Como resultados destas feições, este mineral pode ser encontrado desde as mais primitivas rochas (e.g., meteoritos: Ireland & Wlotzka, 1992; Hirata, 2001), até as extremamente diferenciadas.

Os estudos clássicos na caracterização de associações de minerais pesados (e.g., Pettijohn 1941; Hubert, 1962) utilizaram o zircão além de outros minerais ultra-estáveis como indicadores de proveniência e maturidade sedimentar. Feições cristalográficas típicas dos zircões permitem reconhecer a identidade composicional e de temperatura de seus magmas geradores. A forma do zircão é constituída pelas faces prismáticas {100} e {110} e pelas faces bipiramidais {211} e {101}. São determinados 64 tipos e subtipos teóricos, porém apenas 48

ocorrem na natureza. A temperatura (índice de temperatura IT) influi no crescimento das faces prismáticas, enquanto as faces bipiramidais são favorecidas pelo índice de alcalinidade IA ($\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$). O teor e a natureza dos voláteis presentes controlam principalmente o intervalo de cristalização do zircão e assim o número de tipologias formadas na rocha geradora. Em magmas anidros ficam restritas as tipologias; já em magmas hidratados a cristalização do zircão permanece até as ultimas frações residuais mais diferenciadas, permitindo a coexistência de diversas formas cristalográficas, resultando em cristais zonados (Pupin, 1980; Belousova et al., 2006).

O advento da datação U-Pb pontual em minerais, principalmente através de LA-ICPMS e SHRIMP, trouxe a possibilidade de investigação das idades dos zoneamentos e sobrecrecimentos em zircões, permitindo o reconhecimento dos amplos e variados eventos comumente encontrados em assembléias de zircões detríticos, anteriormente identificados somente como componentes de mistura em análises por TIMS.

Tradicionais análises de proveniência em zircões detríticos têm usado a química de elementos maiores determinados por microsonda eletrônica e podem também ser refinados através de determinações de elementos traços por LA-ICP-MS (Heaman et al., 1990; Belousova *et al.*, 1998; Hoskin & Ireland, 2000; Belousova *et al.*, 2002; Hoskin & Schaltegger, 2003; Belousova *et al.*, 2006; Bomparola et al., 2007; Grimes et al., 2009; Hoskin & Ireland, 2012; Grimes et al., 2007).

Este capítulo apresenta o estudo de proveniência de diferentes seqüências de rochas meta-psamíticas do Domínio São Roque, combinando datações U-Pb em zircões detríticos obtidas através de LA-MC-ICPMS e química dos mesmos cristais, determinada com LA-Q-ICP-MS. A combinação destas duas técnicas permitiu um reconhecimento das áreas-fonte, além da caracterização dos efeitos do metamorfismo pós-deposicional, registrados nos cristais de zircão, tornando-se uma ferramenta poderosa no estudo de proveniência, bem como na identificação de eventos episódicos de geração de crosta (e.g., Condie et al., 2009; Condie & Aster (2010)).

II.2. Composição química de zircões detríticos (LA-Q-ICP-MS)

Anomalias químicas de núcleos e bordas de zircões foram previamente identificadas através de análises e imagens composicionais semi-quantitativas, obtidas via micro-XRF e através de teores mais elevados de alguns elementos determinados via microsonda eletrônica (ex., teores de fósforo). Este procedimento possibilitou a escolha de grãos potencialmente ricos em informações adicionais, considerando que cada secção com as montagens dos grãos contém por volta de 300 cristais.

A composição dos zircões obtida através de LA-ICPMS, associada à obtenção de imagens composicionais de elementos traço, ferramenta inédita que se mostrou poderosa na compreensão da zonalidade desses minerais, trouxe uma nova perspectiva no estudo de proveniência dentro do Domínio São Roque, particularmente no que diz respeito ao estudo dos sobrecrecimentos metamórficos, que registram grandes diferenças composicionais, quando comparados aos zircões não metamórficos. Devido a isto, este capítulo inicia-se com essa abordagem.

II.2.1. Aspectos texturais e químicos de sobrecrecimentos metamórficos pós-deposicionais

Cristais de zircão provindos de rochas com alto grau metamórfico normalmente apresentam geometrias arredondadas que registram frentes de recristalização e zonas convolutas, enquanto os cristais provenientes de rochas ígneas são comumente euédricos com zoneamentos oscilatórios (Bomparola et al., 2007; Rubatto, 2009). Os zircões detríticos estudados do Domínio São Roque frequentemente apresentam sobrecrecimentos metamórficos que são normalmente identificados como porções escuras observadas em imagens por catodoluminescência (CL com zircões ricos em elementos traços), além de mostrarem significativas diferenças químicas quando comparados aos zircões não afetados por metamorfismo pós-deposicional.

Durante os processos metamórficos, o deslocamento de elementos traços para as bordas dos cristais de zircão pode resultar na formação de minerais como xenotima (YPO_4), xenotima-(Yb) (YbPO_4), thorita (ThSiO_4), thortveitita ($\text{Sc}_2\text{Si}_2\text{O}_7$) e yttrialita ($\text{Y}_2\text{Si}_2\text{O}_7$) (Bea et al., 1996; Hoskin & Black, 2000; Finch & Hanchar, 2003; Spandler et al., 2004). O

mecanismo mais comum de acomodação de elementos traços em zircões é o de substituição acoplada de xenotima $[(\text{REE} + \text{Y})^{3+} + \text{P}^{5+} \leftrightarrow \text{Zr}^{4+} + \text{Si}^{4+}]$, e isto é o que parece acontecer com os sobrecrecimentos que apresentam coloração escura em imagens de CL.

Adicionalmente, cátions quadrivalentes como Hf^{4+} , U^{4+} e Th^{4+} podem substituir diretamente o Zr^{4+} sem a necessidade de uma compensação de carga, em contraste com a incorporação de cátions trivalentes, que requerem mecanismos de troca mais complexos para que se mantenha o balanço de carga (Spandler et al., 2004; Rubatto et al., 2008). Alternativamente, mecanismos de substituição podem incluir outros elementos como Mg, Fe, Al (Hoskin et al., 2000), conforme também é sugerido através do comportamento dos zircões analisados (Fig. II-2).

Figura II-1: Fotomicrografia que exemplifica a interação entre zircões e outras fases minerais, como muscovita (Ms), plagioclásio (Pl) e feldspato alcalino (Kf) (polarizadores paralelos à esquerda; polarizadores cruzados a direita).

O enriquecimento em elementos como Ca, Fe, Al, U, Na, Mg, Ba, Pb, Sr, Th, U, Ta, W e P identificados nos sobrecrecimentos (Fig. II-3) deve refletir processos locais de difusão intra-cristalina, a julgar pela quantidade de elementos com grande raio iônico que normalmente não aparecem em proporções significativas em zircões não metamórficos. Isto sugere interações com outras fases minerais, como por exemplo, plagioclásio, feldspato alcalino e muscovita, conforme ilustra a Figura II-1. A possibilidade de elementos como Ca, Al, Na, Mg, provirem de outras fases minerais intercrescidas como micro-cristais nos zircões, deve ser considerada, no entanto estudos mais aprofundados neste sentido (ex., análises via MEV), ainda não foram executados.

O padrão de ETR dos sobrecrecimentos metamórficos pós-deposicionais é enriquecido em relação aos núcleos não metamórficos e tem como característica principal o enriquecimento em elementos de terras raras leves, podendo alcançar diferenças de mais de uma ordem de magnitude (com média da $\sum \text{LREE} = 747$ ppm nos sobrecrecimentos e $\sum \text{LREE} = 68$ ppm nos núcleos) (Fig. II-4). Adicionalmente, outras feições típicas são as menores anomalias positivas de Ce = $[\text{Ce}/\sqrt{(\text{La}) \cdot (\text{Pr})}]$ (média $\text{Ce}^* = 1.8$), menores anomalias negativas de Eu = $[\text{Eu}/\sqrt{(\text{Sm}) \cdot (\text{Gd})}]$ (média $\text{Eu}^* = 0.88$), baixa razão $\text{Sm}_\text{N}/\text{La}_\text{N}$ (média = 2.8) e $\text{Lu}_\text{N}/\text{Sm}_\text{N}$ (média = 7.1), quando comparados aos núcleos não afetados pelo processo metamórfico (média dos núcleos $\text{Ce}^* = 3.0$, $\text{Eu}^* = 0.51$, $\text{Sm}_\text{N}/\text{La}_\text{N} = 4.9$ e $\text{Lu}_\text{N}/\text{Sm}_\text{N} = 29.3$).

Figura II-2: Diagramas binários usando o componente xenotima (REE+Y+P) para a diferenciação dos sobrecrescimentos metamórficos pós-deposicionais em zircões do Domínio São Roque.

Figura II-3: Elementos incompatíveis de zircões detríticos de meta-psamitos do Domínio São Roque normalizados pelos teores condriticos (McDonough & Sun, 1995). Imagens de CL e imagens composicionais (produzidas por ablação a laser em secções paralelas transversais a partir de um espaçamento de linhas ordenado - LA-ICPMS) de cristais de zircão, ilustrando diferenças entre os sobrecrescimentos metamórficos pós-deposicionais e núcleos não afetados pelo metamorfismo.

Figura II-4: Concentração de elementos terras raras de zircões detríticos de meta-psamitos do Domínio São Roque normalizados pelos teores de condritos (McDonough & Sun, 1995). Imagens de CL e imagens composicionais (produzidas por ablação a laser em secções transversais paralelas a partir de um espaçamento de linhas ordenado - LA-ICPMS) de cristais de zircão, ilustrando diferenças entre os sobrecrescimentos metamórficos pós-deposicionais e núcleos não afetados pelo metamorfismo.

II.2.2. Química de zircões detríticos e inferências sobre as áreas-fontes

Todos os cristais não metamórficos têm intervalos similares de SiO₂ (31-34%), ZrO₂ (63-65%) e HfO₂ (0.9-1.8%), além de altos teores de Y (acima de 2%). Diferenças significativas na composição são identificadas somente nos elementos de terras raras, em especial nos pesados. Devido a este comportamento, propõe-se o uso da razão Lu_N/Sm_N, inicialmente sugerida por Heaman et al. (1990), como índice de diferenciação, que se mostrou eficiente na identificação de algumas fontes de zircões.

Com feições típicas identificadas em zircões provenientes da crosta continental (ex., granitos, álcali-granitos, tonalitos e granodioritos), conforme mostram os dados compilados de Heaman et al. (1990), Belosouva et al. (2002) e Bomparola et al. (2007), a maioria dos zircões parece derivar de rochas félsicas, que contêm cristais normalmente mais enriquecidos em elementos traços de grande raio iônico (Fig. II-5). Todo o conjunto mostra comportamentos similares com características de fontes graníticas predominantemente ricas em plagioclásio, quando consideradas as razões $\sum\text{HFSE}/\sum\text{LILE}$, os teores de ETR + Y e anomalias de Eu* menores que 0.5. (Fig. II-6).

Diferentemente de zircões provenientes de crosta continental, são características de gabros gerados em dorsais meso-oceânicas modernas (Puga et al., 2005 e Grimes et al., 2007; Grimes et al., 2012), zircões enriquecidos no componente xenotima (ETR+Y+P) com baixos conteúdos de ETRL, fortes anomalias positivas de Ce* (predominantemente maiores que 80), baixa razão U/Yb (< 0.1- Fig.II-7), além da curvatura desenhada como uma concavidade negativa no padrão dos elementos de terras raras intermediários, causada pela cristalização de zircões paralelamente a piroxênios, quantificada pela relação $[2\text{Ho}/(\text{Gd}+\text{Yb})] \leq 1.19$ (Lizuka et al., 2006) (ver tabela II-1)

	Zircões de crosta continental			Zircões de crosta oceânica		
	Max	Min	Average	Max	Min	Average
Σ ETRL	1248.33	1.87	90.74	269.98	2.61	40.23
Ce*	79.39	0.39	12.01	326.25	1.50	82.06
Sm _N /La _N	310.33	0.98	59.70	1207.45	3.88	376.32
Eu*	0.51	0.04	0.25	0.89	0.11	0.37
((2Ho/Gd+Yb))	3.26	0.29	0.68	1.19	0.26	0.66
Lu _N /Sm _N	768.73	20.85	107.94	1288.39	110.00	367.18
Σ ETRP/ Σ ETRL	249.71	2.53	58.68	322.98	18.55	156.49
U/Yb	8.99	0.18	1.04	0.99	0.02	0.27

Tabela II-1: Principais relações usadas para diferenciar zircões provenientes de crosta continental de crosta oceânica. Campos em cinza foram utilizados para estabelecer critérios de valores máximos e mínimos com a maior chance de certeza quando da discriminação de zircões provenientes de crosta oceânica.

Em todas as unidades de meta-psamitos estudadas podem existir contribuições de zircões com características de zircões provenientes de gabros tipo MORB, que são aqui identificados como aqueles que apresentam razão Lu_N/Sm_N maiores que 105, anomalias de Ce* maiores que 1.50, anomalias de Eu* maiores que 0.11, razões Sm_N/La_N maiores que 26.6 (valores mínimos, porém maiores que os mínimos encontrados em zircões de crosta continental), além da somatória dos ETR leves menores que 270 ppm e razões U/Yb menores que 0.1 (valores máximos, porém menores que os máximos identificados em zircões de crosta continental). Trata-se de um grupo restrito de 13 cristais, geralmente não zonados, o que pode indicar fontes de magmas anidros (Pupin, 1980), com exceção dos zircões de nº 9 e 10 com zoneamentos contínuos e intensos (Figura II-9).

Similaridades com zircões derivados de rochas ultramáficas, como lamprófiros, kimberlitos e carbonatitos (dados compilados de Heaman et al., 1990; Belosouva et al., 2002), não foram identificadas nos zircões estudados nesta tese (Fig. II-8).

Figura II-5: Elementos incompatíveis de zircões detríticos de meta-psamitos do Domínio São Roque normalizados pelos teores de condritos (McDonough & Sun, 1995). Campos de rochas félsicas e máficas desenhados a partir da compilação de Heaman et al. (1990); Belosouva et al. (2002); Bomparola et al. (2007); Puga et al. (2005) e Grimes et al. (2007).

Figura II-6: Diagrama binário usando a razão $(Lu/Sm)_N$ para diferenciar potenciais diferenças entre as fontes de magmas geradores de zircões. Campo 1= biotita - piroxênio monzogranitos, 2 = granitóides ricos em plagioclásio, 3= basaltos e gabros, 4= kimberlitos, carbonatitos e lamprófiros. Dados compilados de Heaman et al., (1990); Belosouva et al., (2002); Bomparola et al., (2007); Puga et al., 2005 e Grimes et al., 2007.

Figura II-7: Diagrama de discriminação de zircões provenientes de crosta oceânica e continental de Grimes et al. (2007), mostrando proveniência predominantemente de zircões de crosta continental dentro da assembléia de minerais detríticos do Domínio São Roque.

Figura II-8: Elementos terras raras de zircões detríticos de meta-psamitos do Domínio São Roque normalizados pelos teores condriticos (McDonough & Sun, 1995).

Figura II-9: Cristais de zircões com assinaturas químicas compatíveis com zircões provenientes de gabros tipo MORB. Resultados das análises químicas destacados em campos cor de cinza no Anexo V.

II.3. Datação U-Pb (LA-MC-ICP-MS)

II.3.1. Idade do sobrecrecimento metamórfico

A obtenção de idades precisas em sobrecrecimentos metamórficos nas assembléias de zircões detríticos enriquecidos no componente xenotima do Domínio São Roque não é uma tarefa trivial, considerando os baixos teores de ^{208}Pb e os altos teores de ^{206}Pb e U, que

tipicamente responde pelas cores escuras observadas nas imagens de catodoluminescência, sem contar as possibilidades de perda de Pb radiogênico que aumentam as chances de não obter idades concordantes. As imagens da Figura II-9 mostram que o núcleo apresenta variações nos teores de U e dos isótopos de Pb; por exemplo, a área mais escura da imagem CL, além de altos teores de U (ver mesmo cristal Fig. II-3), tem altos teores de ^{207}Pb e ^{206}Pb , o que responde pelas idades mais antigas com alta razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Já os sobrecrecimentos ricos em U apresentam altos teores de ^{206}Pb , mas têm baixa razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, reflexo das idades mais jovens. Somente três idades concordantes puderam ser utilizadas para estimar a idade do evento de sobreposição metamórfica; as demais foram excluídas da regressão, embora constem da Figura II-10 com caráter ilustrativo. A média das três idades, 584 ± 47 Ma, é uma aproximação da época do evento térmico regional Neoproterozóico.

Figura II-10: Diagrama concórdia com idades U-Pb em zircão obtidas por LA-MC-ICPMS em sobrecrecimentos metamórficos pós-deposicionais. Imagens de CL e imagens composicionais (produzidas por ablação a laser em secções transversais paralelas a partir de um espaçamento de linhas ordenado - LA-ICPMS) de cristais de zircão.

II.3.2. Idades das Areas-Fontes

II.3.2.1. Amostra JP-01 (Serra do Japi)

A população de zircões detríticos do meta-subarcóseo da Serra do Japi, maior área exposta de rochas meta-psamíticas dentro do Domínio São Roque (**Anexo VI**), localizado a norte do sistema de falhas de Jundiuvira (ver discussão no subitem ***I.3.1 Posicionamento Tectônico Regional***), tem um espectro de idades com dois principais picos de idade em um intervalo de 2.3-2.1 Ga, mostrando que as principais fontes têm idades relacionadas ao período Riáciano. No entanto, esta unidade recebeu também grande aporte de zircões com idades relacionadas ao Orosiriano (10%). Outro pico bem definido em ~ 2.6 Ga está presente, além de um contínuo de zircões de idades arqueanas até ~ 3.1 Ga, sendo que o mais antigo cristal foi datado em ~ 3.4 Ga; um aspecto notável é que 44% de os zircões detríticos totais são arqueanos, mais velhos que 2.5 Ga. A única idade mais jovem concordante é de 1762 ± 10 Ma, marcando o limite superior para a deposição para esta unidade.

II.3.2.2. Amostra VT-04 (Serra da Viúva)

Metarenitos a norte do Domínio São Roque, localizados a sul do sistema de falhas de Jundiuvira, formam serranias alongadas concordantemente ao falhamento (Serra da Viúva). A amostra de meta-subarcóseo VT-04 tem uma população de zircões detríticos com pico unimodal em ~2.2 Ga, e a maior contribuição de zircões do período Riáciano comparados às outras amostras estudadas (53%). No entanto, importante contribuição arqueana também está presente (37%), com um cristal mais antigo também datado em ~3.4 Ga. O limite superior para a deposição, identificado com a datação do zircão mais jovem em 1765 ± 17 Ma, também é marcado no período Estateriano, que forneceu 7% da população de zircões detríticos.

II.3.2.3. Amostra VT-03 (Serra do Voturuna)

Localizado na porção central do Domínio São Roque, próximo às ocorrências de anfibolitos da região de Pirapora de Bom Jesus, o metarcóseo amostrado na Serra do Voturuna tem um espectro de zircões detríticos em sua grande maioria com idades do período Riáciano (40%); dois picos de idades são bem definidos no intervalo de 2.1-2.5 Ga. A maior contribuição do período Sideriano (27%) e discreta contribuição de zircões com idades mais antigas que 2.5 Ga (18%), são características desta amostra, cujo cristal mais antigo foi datado em ~3.3 Ga. Um único cristal com idade mesoproterozóica (1410 ± 58 Ma) marca o limite superior para a deposição.

II.3.2.4. Amostra JP-19 (Serra do Pirucaia)

Da porção centro-leste do Domínio São Roque (**Anexo VI**), provavelmente inserido no contexto da Formação Serra do Itaberaba (Formação Pirucaia – Juliani, 1993), o metarenito amostrado na região da Serra do Pirucaia apresenta um pico de zircões detríticos bem definido em 2.2 Ga, com metade de sua população datada no período Riáciano. Esta amostra apresenta um espectro de idades um pouco mais restrito quando comparado ao das outras unidades (com um intervalo de 1.9-3.0 Ga), sendo que 21% das idades são mais antigas que 2.5 Ga. O zircão mais novo foi datado em 1939 ± 42 Ma, marcando um limite superior de deposição mais antigo quando comparado às outras ocorrências. Esta unidade tem a maior proporção de zircões detríticos relacionados ao período Orosiriano, chegando a 16% do total, além da ausência de fontes Paleoarqueanas.

II.3.2.5. Amostra PJ-1M (Pico do Jaraguá)

A porção amostrada no centro-sul da área de estudo, com exposição mais próxima à cidade de São Paulo, está representada pela amostra de meta-quartzo arenito do Pico do Jaraguá, diretamente associada ao pacote de metarcóseos e metaconglomerados da região do Morro Doce. A população de zircões detríticos também se caracteriza pela grande contribuição de fontes Riácianas (42%), com pico em 2.2 Ga, além da maior concentração de

zircões Paleoarqueanos (7%) e Neoarqueanos (27%), com o zircão de idade mais antiga datado em ~3.4 Ga. Já o limite deposicional superior é marcado pela idade do zircão mais novo datado em 1771 ± 32 Ma. Estas características somadas a uma distribuição de idades praticamente contínua de zircões com idades superiores a 2.5 Ga, são fortes argumentos a favor de similaridades entre as áreas-fontes da amostra da região da Serra do Japi e Pico do Jaraguá.

II.4. Síntese do Padrão de Proveniência do Domínio São Roque

O espectro de análises de todo o conjunto de zircões detríticos analisados dentro do Domínio São Roque mostra um intervalo de idades entre 1410 Ma (idade mínima obtida em um cristal de zircão da Serra do Voturuna) e 3437 Ma (idade máxima obtida em zircões da Serra do Japi). O pico principal de zircões detríticos em torno de 2.2 Ga é similar para todas as unidades (Fig. II-11). Outros picos de idade também são comuns a todas as unidades, como os de 2.5-2.4 Ga e 2.9-2.7 Ga; por outro lado, intervalos com ausência de idades, como 1.9-1.8 Ga, também parecem ser uma feição comum. Restritos intervalos com ausência de idades são encontrados em amostras da Serra do Pirucaia e Serra da Viúva (de 2.5 a 2.4 Ma), bem como em amostras da Serra do Japi e Serra da Viúva (3.3 a 3.2 Ga).

O único cristal de zircão mais novo proveniente do metarcóseo da Serra do Voturuna é uma exceção, visto que o limite superior de sedimentação identificado em outras amostras mostra-se consistente em ~1.7 Ga, idade aproximada da deposição determinada pela datação de rochas metavulcânicas intercaladas no Grupo São Roque (van Schmus et al., 1986). A idade de ~1.4 Ga é compatível com a idade mínima de sedimentação proposta para o Grupo Serra do Itaberaba e correlatos no Grupo Açungui (Juliani et al., 2000; Siga Jr. et al., 2011). A amostra da Serra da Pirucaia, associada na literatura ao Grupo Serra do Itaberaba, não mostra contribuições mais jovens que 1.9 Ga, e não apresenta zircões paleoarqueanos (amostra da Serra do Pirucaia). Por outro lado, a relativa abundância de zircões mais velhos que 3.0 Ga, são características comuns aos metarenitos da Serra do Japi e Pico do Jaraguá.

Figura II-11: Espectro de idades e diagramas tipo *pizza* mostrando relativa proporção de idades de zircões detríticos de meta-psamitos do Domínio São Roque.

Teste estatístico Kolmogorov–Smirnov (K–S) foi usado para comparar potenciais similaridades de proveniência entre as amostras. Este teste leva em consideração a distribuição cumulativa da probabilidade de idades calculadas, com base na distância máxima entre os patamares das curvas de distribuição (Birnbaum, 1952; Drew et al., 2000; Sircombe & Hazelton, 2004).

O método é independente de quaisquer hipóteses sobre a distribuição de probabilidade de uma amostra e permite a comparação entre os dois valores de pico de idade e suas distribuições, utilizando o parâmetro (P). Quanto maior o valor de P, mais provável é que as duas distribuições de idades foram geradas a partir da mesma população. Dentro do limite de confiança de 95%, duas populações não são consideradas diferentes quando o valor de P é superior a 0,05.

A maioria das amostras apresenta similaridades estatísticas, com valores de P maiores que 0,05, o que significa que não pode ser descartada a hipótese de que as amostras estudadas tenham compartilhado de similares influxos terrígenos a partir da denudação das mesmas áreas-fontes. A exceção é observada quando da comparação entre as distribuições de idades da Serra do Japi com as idades obtidas nos zircões da Serra da Viúva e Voturuna, para os quais os valores de P são inferiores a 0,05. Neste caso, não há probabilidade estatística de que a população de zircões detríticos destas unidades provenha da denudação de áreas fontes similares. Em contrapartida, fortes correlações entre as idades da população de zircões detríticos de pares de amostras, como Serra do Japi e Serra do Jaraguá ($P=0.89$), bem como Serra do Pirucaia e Serra da Viúva ($P=0.78$), são indicativas de notável similaridade do aporte sedimentar (Fig. II-12).

	Japi	Pirucaia	Jaraguá	Voturuna	Viúva
JP-01		0.145	0.893	0.034	0.021
JP-19	0.145		0.156	0.784	0.131
PJ-1M	0.893	0.156		0.214	0.078
VT-03	0.034	0.784	0.214		0.327
VT-04	0.021	0.131	0.078	0.327	

Figure II-12: Teste Kolmogorov–Smirnov (K-S) (Birnbbaum, 1952; Drew et al., 2000) usado para comparar potenciais similaridades de proveniência entre metassedimentos do Domínio São Roque, através da função cumulativa da distribuição de idades.

II.5. Implicações para a idade de deposição das sequências sedimentares do Domínio São Roque

O limite superior de deposição identificado na maioria dos espectros de idades de zircões detríticos (~1.75 Ga), com exceção das amostras da Serra do Pirucaia e Serra do Voturuna, também coincide com a idade proposta para a sedimentação do Grupo São Roque (Van Schmus et al., 1986; Oliveira et al., 2008), assim como as idades de intrusões tardias de sienogranitos, que representam atividade magmática vinculada a eventos extensionais

identificados nos mesmos núcleos do embasamento do Grupo Açungui (Cury et al., 2002; Siga Jr. et al., 2011). Este evento extensional é atribuído a um evento global de tafrogênese no Estateriano (Brito Neves et al., 1995; Rogers & Santosh, 2001; Condie, 2002), que também tem manifestações equivalentes dentro do Domínio São Roque, como por exemplo, a atividade magmática geradora do vulcanismo bimodal com assinatura geoquímica típica de ambientes intraplaca (Henrique-Pinto & Janasi, 2010 - **Apêndice I**), que marca o início da deposição do Grupo São Roque.

Formações de topo do Grupo Votuverava, caracterizadas como rochas siliciclásticas e carbonáticas plataformais (Subgrupo Lajeado; Campanha & Sadowski., 1999), têm limite superior de sedimentação mais jovem que as unidades inferiores (Subgrupo Ribeira), com zircões detríticos mais novos datados em ~1.4 Ga (Campanha et al., 2009).

A idade de deposição da Formação Betari (Siga Jr. et al., 2009) foi estimada como mesoproterozóica (Calimiana), e é similar às idades U-Pb em zircão entre 1.4 e 1.5 Ga de rochas metavulcânicas básicas, que definem o limite inferior de sedimentação das seqüências Votuverava, Perau e Água Clara (Basei et al., 2003; Siga Jr. et al., 2011). Idade mínima de sedimentação similar é indicada pela datação de rochas metavulcânicas do Grupo Serra do Itaberaba (Formação Morro da Pedra Preta; Juliani, 2000). Esses valores correspondem ao limite superior identificado na amostra da Serra do Voturuna estudada neste trabalho, mas cumpre observar que até o momento apenas esta ocorrência mostra indícios de contribuição de rochas de idade mesoproterozóica como fonte de zircões detríticos dentro do Domínio São Roque.

II.5. Comparação com padrões de proveniência em metassedimentos de faixas de dobramento vizinhas e avaliação sobre potenciais áreas-fonte

II.5.1. Província Mantiqueira: Grupo Açungui e Faixa Ribeira

A maioria dos zircões detríticos analisados neste trabalho tem comportamento químico compatível com rochas granitóides, sugerindo que o principal pico de idades observado em todas as unidades (~2.2 Ga) representa em grande parte a erosão de uma crosta granítica de idade Riacciana. Tal observação é consistente com a datação dos clastos graníticos dos

metaconglomerados da Formação Boturuna, com idade de 2199 ± 9 Ma na região do Morro Doce e idade de 2247 ± 13 Ma na região do Morro do Polvilho (Henrique-Pinto et al., 2012-**Apêndice II**).

Conforme reportado por Henrique-Pinto et al. (submetido), fontes com idades equivalentes estão presentes em núcleos do embasamento do Grupo Açungui no sudeste brasileiro (Tigre, Setuva e Betara - Siga Jr. et al., 2007). Estes núcleos expõem ortognaisses que têm a mesma idade que os clastos graníticos dos metaconglomerados, além de peculiares similaridades geoquímicas (**Apêndice III**). A possibilidade de que se trate das áreas-fonte do Grupo São Roque também é favorecida pelo fato destas exposições serem geograficamente mais próximas do Domínio São Roque.

A idade de 2.2 Ga provavelmente não corresponde a fontes nas quais estão presentes apenas granitos similares aos clastos dos metaconglomerados da Formação Boturuna, que são resultado de retrabalhamento crustal, com idades-modelo Sm-Nd da ordem de 2.7 Ga (Henrique-Pinto et al., 2012) mas também, provavelmente representa a idade de fontes de caráter juvenil, conforme sugere pico de idade T_{DM} Sm-Nd de metasiltitos da Formação Piragibu, componente de mistura coincidente com pico de zircões detríticos (Henrique-Pinto et al., submetido), além da presença restrita de zircões com assinatura geoquímica similar a zircões de gabros do tipo MORB.

Apesar de ainda escasso, o banco de dados sobre zircões detríticos de domínios regionais adjacentes à área de estudo permite extrapolar algumas cronocorrelações com os picos de idades de zircões detríticos datados dentro do Domínio São Roque, como as sucessões correlacionadas ao Grupo Votuverava (Campanha & Sadowski, 1999) no estado do Paraná, onde são identificadas grandes concentrações de zircões detríticos com idade entre 2.1 a 2.5 Ga (Campanha et al., 2009) e restritas idades arqueanas de 2.8 Ga e 3.2 Ga (Basei et al., 2008). A predominância de pico de zircões detríticos em ~2.2 Ga parece ser uma constante dentro do espectro de idades no Domínio Apiaí, assim como mostram as análises das Formações Capiru e Antinha (Basei et al., 2008). O limite superior para a idade de deposição em 1.8 Ga é marcado pelo zircão mais novo identificado em metaconglomerados oligomíticos associados a metapelitos com subordinadas ocorrências de metabasitos, metacalcários, metarenitos e formações ferríferas de pequeno porte, caracterizando as ocorrências típicas do Subgrupo Ribeira (Grupo Votuverava - Campanha & Sadowski, 1999; Campanha et al., 2009).

Desde os trabalhos de Derby (1878) são atribuídas similaridades entre as unidades metassedimentares presentes no estado do Paraná e São Paulo. Estas considerações foram seguidas por muitos autores como Moraes Rego (1930), Almeida (1944) e Coutinho, (1968a) entre outros. No entanto, a partir dos trabalhos de Hasui et al., (1975) e Hasui & Sadowski, 1976, foi introduzida a idéia de que estas seqüências compreendiam grupos geotectônicos distintos, separados pelo sistema de falhas Taxaquara, que segundo Hennies et al. (1967), corresponderia a um limite com um rejeito transcorrente destrai “superior a 100 km”, que confrontaria dois blocos de constituição litológica e estrutural distintas, designados Bloco Cotia a sul, e a norte o Bloco São Roque.

O Bloco Cotia inclui “rochas ectiníticas e migmatíticas”, separadas por Hasui et al., (1975) em Complexos Pilar e Embu, respectivamente. Campos Neto (2000) propôs que a Falha de Caucaia subdivide o Bloco Cotia em duas porções, e pode corresponder a um limite tectônico de ordem maior, separando a Faixa de Dobramentos Ribeira a sul (localmente representada pelo Domínio Embu) e a borda retrabalhada do Cráton Paranapanema a norte (região de afloramento do “Complexo Ectinítico Pilar” e do Batólito Granítico Agudos Grandes).

Dados recentes e ainda inéditos de datação de zircões detríticos mostram que amostra de quartzito localizado no Domínio Embu (região do vale do Paraíba) também mostra pico de idade em ~2.2 Ga, e não se distinguiria de quartzitos situados no Terreno Apiaí-Guaxupé (Trouw et al., 2012).

O sistema de falhas de Cubatão deve representar importante estrutura dentro da Faixa Ribeira, separando o Complexo Embu de um bloco alóctone (Complexo Costeiro/Terreno Oriental) interpretado como um arco magmático neoproterozóico (Heilbron et al., 2008). Os padrões de zircões detríticos obtidos por Valadares et al. (2008) de quartzitos desse terreno são nitidamente distintos, com predomínio de idades mais jovens (mesoproterozóicas e neoproterozóicas); trata-se, contudo, de idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, não sendo possível, portanto avaliar o grau de discordância e o significado das idades individuais.

II.5.2. Província Tocantins: Grupos Andrelândia, Araxá, Canastra e Supergrupo São Francisco

A proveniência de seqüências supracrustais da Faixa de Dobramentos Brasília (Província Tocantins de Almeida et al., 1981), que têm idade de sedimentação significativamente mais jovem que as seqüências do Domínio São Roque, foi estudada por diversos autores (Valeriano et al., 2004, Pimentel et al., 2001, Campos Neto et al., 2011).

Idades modelo T_{DM} Sm-Nd no intervalo entre 1.2-0.9 Ga foram identificadas em ritmitos do Grupo Paranoá e 1.7-2.1 Ga, identificadas em sedimentos “detrítico/carbonáticos” do Grupo Vazante, e também registram a presença de fontes Paleoproterozóicas, atribuída segundo Pimentel et al. (2001), à erosão do cráton do São Francisco. Fontes com idades arqueanas e paleoproterozóicas também são identificadas em sucessões sedimentares neoproterozóicas de margem ativa da borda do craton do São Francisco (Campos Neto et al., 2011), como os Grupos Araxá, Canastra e Andrelândia. Os padrões de zircões detríticos dessas unidades, no entanto, diferenciam-se do Domínio São Roque por apresentarem importante contribuição de fontes mesoproterozóicas (Valeriano et al., 2004). Localmente, a contribuição neoproterozóica pode ter caráter unimodal típica de ambientes colisionais, como bacias de *foreland* e *forearc* (Cawood et al., 2012a), como em xistos do Grupo Andrelândia estudados por Teixeira et al. (2012), com pico de zircão detrítico em ~610 Ma.

Provavelmente o bloco cratônico do Paranapanema constituía-se como uma região em elevação, se considerarmos que foi a principal área fonte para as bacias Andrelândia, Araxá e Canastra, conforme apontam as assinaturas de proveniência descritas por Campos Neto et al. (2011). Por outro lado o cráton do São Francisco neste momento, entre 700-630 Ma, encontrava-se em subsidência como registram os espessos depósitos plataformais do Grupo Bambuí – Supergrupo São Francisco (Dardenne, 1978; Uhlein *et al.* 1995) (ver Figura II-13D).

O Supergrupo São Francisco é caracterizado por uma fase *rift* com a deposição de sedimentos pré-glaciogênicos do Grupo Macaúbas, que apresentam zircões detríticos com pico em ~2.2 Ga com limite superior de sedimentação marcado por zircões mais novos com 1.16 Ga (Martins et al., 2008), recoberta por sedimentos plataformais do Grupo Bambuí com zircões detríticos mais novos datados em 610 Ma (Rodrigues, 2008).

II.5.3. Cráton São Francisco x Paranapanema como potenciais áreas-fonte

Atualmente a história geológica dos blocos cratônicos São Francisco e Paranapanema tem sua evolução tida como distinta (Campos Neto, 2000; Mantovani & Brito Neves, 2005; De Wit et al., 2008), o que inviabiliza para o Grupo São Roque a possibilidade de fontes provindas do cráton do São Francisco, já que estes blocos só haveriam de se juntar no neoproterozóico.

Muitos trabalhos (Machado et al., 1996; Valladares et al., 2004; Chemale Jr. et al., 2011; Campos Neto et al., 2012a), mostram uma proveniência vinculada ao cráton do São Francisco para as bacias Espinhaço e Minas, com pico de zircões detríticos em 2.2 Ga, provavelmente relacionadas ao ciclo orogênico Riachiano identificado em rochas do embasamento, no Cinturão Mineiro (Ávila et al., 2010; Ávila et al., 2012b; Teixeira et al., 2008; Teixeira et al., 2012a). Estas idades são raras quando analisado o espectro mundial de zircões detríticos (Condie et al., 2009; Cawood et al., 2012b), o que torna esta característica uma particularidade das bacias vinculadas ao cráton do São Francisco.

O embasamento do Supergrupo Espinhaço no sul de Minas Gerais possivelmente está representado por plútons graníticos paleoproterozóicos, com idades que variam de 2121 a 2255 Ma, como discutido por Teixeira et al. (2008) e Teixeira et al. (2012a). O início da sedimentação do *rift* Espinhaço tem sido determinado pela idade de rochas metavulcânicas ácidas (1.75 Ga; Brito Neves et al., 1979; Schobbenhaus et al., 1994), que são cronocorrelatos com os metatraquidacitos com assinaturas geoquímicas típicas de ambiente intraplaca presentes na base do Grupo São Roque (Van Schmus et al., 1986; Henrique-Pinto & Janasi, 2010). Dados recentes apontam para idades mais jovens (1416 ± 28 Ma), obtidas em cristais de zircão de metatufos, para formações intermediárias do Supergrupo Espinhaço (Formação Tombador - Grupo Chapada Diamantina) (Guadagnin et al., 2012).

Além das rochas graníticas Riachianas, os núcleos do embasamento no Domínio Açungui também registram magmatismo intraplaca de características extensionais de mesma idade (Kaulfuss, 2001; Cury et al., 2002; Ribeiro, 2006; Siga Jr. et al., 2007; Siga Jr. et al., 2011), o que mostra evolução similar à do craton do São Francisco. A principal diferença é a presença marcante de sequências vulcano-sedimentares geradas no mesoproterozóico (1.4-1.6 Ga) nas margens retrabalhadas do cráton Paranapanema (e.g., Grupo Serra do Itaberaba; Juliani et al., 2000, e Formações Perau, Água Clara, Votuverava e Betara. Basei et al., 2003;

Weber et al., 2004; Siga Jr. et al., 2011). Não há registro de rochas desta idade no Supergrupo Minas, e o registro no Supergrupo Espinhaço parece subordinado (Chemale Jr. et al., 2011; Guadagnin et al., 2012).

O espectro de zircões detríticos das seqüências relacionadas ao Supergrupo Espinhaço, como por exemplo, as identificadas em São João Del Rei (Valladares et al., 2004) e Formação São João da Chapada (Espinhaço inferior – Chemale Jr. et al., 2011) tem um comportamento de idade similar aos identificados no Domínio São Roque, com pico principal em ~2.2 Ga, grande contribuição de fontes em ~2.4 Ga e com zircão mais novo datado em ~1.8 Ga. Particular feição das seqüências de São João Del Rei é a ausência de fontes paleoarqueanas, similar ao espectro da amostra da Serra do Pirucaia (Grupo Serra do Itaberaba).

Rochas neste intervalo de idade (2.1-2.2 Ga) são descritas ao sul do cráton do São Francisco como ortognaisses migmatíticos com fontes de assinatura juvenil (Campos Neto et al., 2004; Campos Neto et al., 2009; Campos Neto et al., 2011; Campos Neto et al., 2012a), assim como anfibolitos também com ϵ_{Nd} positivo no Cinturão Mineiro (Ávila et al., 2012a), sugerindo segundo os autores, um ambiente de geração do tipo arco de ilhas no Riacciano, associado a um “arco magmático intra-oceânico” caracterizado como a suíte félsica Tiradentes, também com idade de cristalização em ~2.2 Ga e assinatura juvenil (Ávila et al., 2010; Ávila et al., 2012b).

O pico de zircão detrítico de ~2.4 Ga caracteriza a segunda área-fonte com maior contribuição dentro do Domínio São Roque, e assim como o pico em ~2.2 Ga, também coincide com o pico de idades T_{DM} Sm-Nd obtidas em metassiltitos (**Apêndice III**), o que sugere uma contribuição de área-fonte com assinatura juvenil identificada como componente de mistura, assim como também a presença de zircões detríticos com assinatura de gabros tipo-MORB de mesma idade. Rochas com esta idade (~2.4 Ga), são reportadas somente a sul do cráton São Francisco, no Cinturão Mineiro, com a exposição de ortognaisses (Teixeira et al., 2012b).

A predominância de zircões detríticos dentro do Domínio São Roque com idades relacionadas ao arqueano tardio, além de grande contribuição de zircões Paleoarqueanos, assemelha-se às principais fontes identificadas em unidades distintas, como Supergrupo Minas no Quadrilátero Ferrífero (Machado et al., 1996; Campos Neto et al., 2012b) e na seqüência da Serra do Ouro Grosso a sul do cráton do São Francisco (Valladares et al., 2004). Dados

recentes sugerem que o início de deposição do Supergrupo Minas tenha sido em um período posterior a 2.0 Ga, conforme mostra a presença do cristal mais novo datado no Grupo Itabira (Campos Neto et al., 2012b).

Nesse contexto, uma eventual correlação entre os grupos Espinhaço e São Roque somente poderia ser possível caso a evolução dos crátons do São Francisco e Paranapanema tivesse se dado em conjunto, pelo menos no período anterior à deposição das seqüências mesoproterozóicas. O modelo idealizado da evolução destes dois blocos continentais apresentado na Figura II-13 trabalha com a hipótese de um mega-bloco aglutinado após a orogênese Riacciana, que hipoteticamente incluiria os proto-crátons São Francisco, Congo, Angola e Paranapanema (Figura II-13A), que teria sido seguido por um primeiro processo de rifteamento durante a Tafrogênese do Estateriano (1.8-1.7 Ga), dando início à deposição das bacias São Roque e Espinhaço (Figura II-13B). O período prolongado de separação destas massas continentais teria evoluído com a geração de assoalho oceânico (Formação Pirapora do Bom Jesus ?), concomitantemente com a deposição das bacias Açungui e Serra do Itaberaba (1.5-1.4 Ga – Figura II-13C). A separação dos crátons do Paranapanema e São Francisco teria se dado concomitantemente à deposição das bacias Araxá, Canastra e Andrelândia, seguida de colisão. Neste momento o cráton do Paranapanema deveria constituir um alto, fornecendo sedimentos para estas bacias em um ambiente colisional, enquanto o cráton do São Francisco encontrava-se em período de subsidência com a deposição da bacia intra-cratônica do Supergrupo São Francisco (Figura II-13D e E). Após nova aglutinação destes blocos continentais, para dar origem à parte da configuração do Gondwana ocidental, o bloco que passou a sofrer processo de subsidência foi o do Paranapanema, dando início a deposição da bacia intra-cratônica do Paraná (Figura II-13F).

Figure II-13: Evolução idealizada simplificada para uma hipótese alternativa que atribui evolução em comum dos crátões do Paranapanema e São Francisco, pelo menos para um período anterior a 1.4 Ga.

II.6. Comparação com eventos globais

O principal pico de idades de zircões detríticos dentro do Domínio São Roque (2.2 Ga) não é comumente identificado entre as fontes predominantes em outras regiões cratônicas do mundo. Este pico é reportado no terreno Cassiar em Yúkon e Columbia Britânica no Canadá (Evenchick et al., 1984; Erdmer & Baadsgaard, 1987). Já o limite superior de sedimentação (~1.7 Ga) é reportado como um importante evento de geração de crosta continental de caráter juvenil (Condie et al., 2009).

Os espectros de idades de zircões detríticos podem ser relacionados com eventos formadores de rochas graníticas bem como seu papel na evolução da crosta continental. Como por exemplo, é o pico global de zircões detríticos em 2700 Ma identificado em alguns crátons como: Superior-Karelia, São Francisco-Nain, Kaapvaal-Siberia, Wyoming-Kaapvaal-Slave, Superior-Nain, e oeste África-Amazônia (Condie et al., 2009), que também é atribuído ao pico de idade de granitos orogênicos em muitas partes do mundo (Condie & Aster, 2010). Idades de proveniência da ordem de 2.7 Ga foram encontradas em todas as amostras do Grupo São Roque, mas não definem picos de acumulação importantes.

II.7. Variações seculares na composição do zircão

Zircões provenientes de núcleos cratônicos hadeanos representam os mais antigos segmentos de crosta continental terrestre ainda intactos, como por exemplo, as seqüências supracrustais e gnaisses tonalíticos do oeste da Groenlândia (Kinny, 1986; Whitehouse, 1999), os granulitos do oeste Australiano (Kinny et al., 1988; Myers, 1988; Myers & Williams, 1985), além dos famosos *Acasta gnaisses* do noroeste do Canadá, que são interpretados como um amplo segmento da crosta continental pré- 4 Ga (Bowring et al., 1990; Stern & Bleeker, 1998; Lizuka, 2006). Outros segmentos que representam possivelmente os primeiros ciclos de sedimentação do planeta têm seu melhor exemplo com os metaconglomerados *Jack Hills*, bem como as seqüências do Monte *Narryer* da Austrália ocidental (Compston & Pidgeon, 1986; Pidgeon et al., 1990; Mass et al., 1991; Maas et al., 1992; Wilde et al., 2001; Peck et al., 2001).

Normalizados pelo mais antigo cristal de zircão do sistema solar datado com idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 4563 ± 15 Ma (Vaca Muerta II- Meso-siderito zircão – Ireland & Wlotzka 1992; Hirata, 2001), todos os zircões analisados neste trabalho apresentam padrão de elementos terras raras similar, comparado aos mais antigos zircões terrestres (com idades predominantemente mais antigas que 3.3 Ga.) (Fig. II-14).

Figura II-14: Elementos de terras raras de zircões detríticos de meta-psamitos do Domínio São Roque normalizados pelos teores do mais antigo zircão do sistema solar (Vaca Muerta II- Mesosiderito - Hirata, 2001).

Apesar da geração contínua de rochas básicas relacionadas à evolução de crosta oceânica se dar provavelmente desde os primórdios do planeta Terra, são poucas as evidências destes eventos, devido ao baixo potencial de preservação deste ambiente no registro geológico, ficando restritas às exposições de crosta oceânica (ofiolitos), que foram alçadas para porções continentais em prismas acrescionários. Mais difícil ainda, tornam-se estas evidências baseadas em zircões, pois este representa um mineral pouco abundante em basaltos e gabros.

Eventos de *break up* de crosta com geração de assoalho oceânico podem ser identificados com a presença de alguns cristais de zircão detrítico com comportamento químico similar a zircões de gabros tipo MORB, amostrados em dorsais oceânicas modernas (Puga et al., 2005 e Grimes et al., 2007). Estes intervalos dentro do Domínio São Roque estão definidos entre 2.20-2.32 Ga, 2.42-2.54 Ga, 2.74 Ga, 2.93-3.06 Ga e 3.39 Ga, a partir de 13 cristais de zircões (Fig. II.9) com assinaturas químicas particulares definidas no item III.2.2. Provavelmente a geração de crosta oceânica ao longo do período datado em zircões detríticos, represente eventos prolongados, no entanto normalmente tornam-se lacunas no espectro sedimentar, devido à porcentagem reduzida de zircões gerados neste tipo de ambiente e sua preservação ao longo do tempo.

Zircões com características similares a zircões de gabros tipo MORB também podem estar presentes, segundo os critérios utilizados neste trabalho, em cristais que representam os mais jovens datados na Sequência Narryer (3.3 Ga – Maas et al., 1991), idade similar à dos cristais detríticos mais antigos datados dentro do Domínio São Roque, além de zircões com idades de 3.30 Ga, 3.75 Ga, 3.93 Ga, 4.15 Ga e 4.20 Ga (Fig. II-14 e II-15).

Apesar do comportamento químico com feições normalmente identificadas em zircões provenientes de MORB, como o forte enriquecimento em ETR pesados, altos teores de Lu_N/Sm_N , forte anomalia positiva de Ce^* , além da típica feição de curvatura dos ETR intermediários, os zircões detríticos do Domínio São Roque, são na sua maioria, menos enriquecidos em ETR pesados (média da $\sum \text{ETR pesados} = 700 \text{ ppm}$) quando comparados a zircões com as mesmas características do Fanerozóico (média de $\sum \text{ETR pesados} = 4787 \text{ ppm}$). Ao menos para o período Arqueano, a literatura registra indicações de um manto empobrecido (Durrheim & Mooney, 1991; McCulloch & Bennett, 1994; Vervoort & Blichert-Toft, 1999; Albarède et al., 2000).

Figura II-15: Elementos de terras raras de zircões detríticos (tipo MORB) de meta-psamitos do Domínio São Roque normalizados pelos teores condrícticos (McDonough & Sun, 1995).

Figura II-16: Diagrama de probabilidade relativa de idades de zircões detríticos provenientes de metapsamitos do Domínio São Roque. Adicionalmente estão sinalizados em cinza claro os picos de idades de zircões interpretados como de origem granítica (eventos de crescimento crustal), e em cinza escuro as idades de zircões detríticos com comportamento químico similar ao de modernos gabros tipo MORB (intervalos que possivelmente representam tanto eventos de crescimento de crosta, como de restritos *break-up*). **A-** Metamorfismo regional (geração dos sobrecrecimentos em zircões detríticos, *ca.* 620-540 Ma) e colocação de grandes volumes de magmas graníticos sin-orogênicos (ex., Batólito Agudos Grandes; Leite et al., 2007, *ca.* 625-605 Ma), relacionados ao ciclo brasileiro/panafricano; **B-** Evento extensional do Estateriano *ca.* 1800-1700 Ma (ex., Rogers & Santosh, 2001); **C** - Orogênese Riacciana (Ávila et al., 2010; Campos Neto et al., 2011 - *ca.* 2200-2100 Ma), cristalização de zircões magmáticos dos clastos dos metaconglomerados da Formação Boturuna (Henrique-Pinto et al., 2012), e intervalo de idade das potenciais áreas-fontes do Grupo São Roque, além da presença restrita de zircões provenientes de MORB, o que poderia indicar fontes juvenis, conforme sugere pico de idade T_{DM} em 2.2 Ga de metassiltitos da Formação Piragibu, coincidente com pico de zircões detríticos; **D** - Evento

Sideriano (*ca.* 2500-2400 Ma) com picos de idades de zircões detríticos de química compatível à de zircões graníticos; **E** – Pico Global de zircões detríticos (Condie et al., 2009), também identificados no Domínio São Roque; (**F**, **G**, **H**, **I**) representam episódios discretos de crescimento crustal e geração de crosta oceânica, (**G**) representa o cristal mais antigo datado em zircões detríticos no Domínio São Roque e o mais novo zircão identificado nos terrenos gnáissicos do *Monte Narryer* (Mass et al., 1991) e metaconglomerados *Jack Hills* (Wilde et al., 2001; Peck et al., 2001), (**I**) mais antigo zircão do Planeta Terra; **J** – Mais antigo cristal de zircão do Sistema Solar (*Vaca Muerta* meso-siderito - Ireland & Wlotzka 1992; Hirata, 2001).

III.1. Integração das Principais Conclusões

III.1.1. Metassedimentos Psefíticos

O estudo petrográfico dos clastos graníticos dos metaconglomerados do Grupo São Roque na região do Morro Doce, permitiu a identificação de quatro variedades petrográficas: *biotita monzogranito porfirítico*, *monzogranito inequigranular*, *monzogranito equigranular* e *leucogranito inequigranular*. O caráter comagmático entre os clastos é sugerido pelo alinhamento em uma mesma tendência, com diminuição nos teores de Na₂O, MgO, CaO, Fe₂O₃, TiO₂ e P₂O₅ com o aumento da sílica, refletindo a tendência normal de diferenciação em magmas graníticos. Existe uma correlação negativa entre mg# e SiO₂, de forma que quanto mais félsico é o seixo (leucogranito inequigranular), menor é o mg#. Portanto, a variedade biotita monzogranito porfirítico com maior IC representaria um membro mais primitivo com relação à evolução magmática dos magmas parentais.

Datação U-Pb via LA-MC-ICPMS de zircões extraídos das variedades predominantes de clastos graníticos (monzogranitos equigranulares), das regiões do Morro Doce e Morro do Polvilho indicaram idades de cristalização Paleoproterozóicas (2199±9 Ma e 2247±13 Ma, respectivamente). Levando em conta as incertezas de ~10 Ma associadas as idades, os clastos diferem cerca de 50 Ma, o que permite afirmar, apesar das semelhanças petrográficas e químicas, que a variedade de clasto granítico do Morro do Polvilho não deriva exatamente da mesma fonte quando comparado a variedade analisada no Morro Doce.

A história policíclica dos zircões é reforçada pela presença de cristais herdados encontrados nos clastos (ex., 2694±29 Ma), além de indicações da presença do evento termal no Neoproterozóico que afetou os metaconglomerados, conforme mostram os interceptos inferiores com um intervalo de 530-640 Ma. Isótopos de Sm-Nd das variedades “comagamáticas” do Morro Doce permitem calcular idades T_{DM} de 2.6-2.7 Ga, indicando que estes granitos são produtos de reciclagem de crosta Arqueana, o que corrobora com a presença de cristais de zircão herdados datados em ~2.7 Ga. Já o arcabouço feldspático dos metaconglomerados tem valores de $\epsilon_{Nd(0)}$ = -28.84 ligeiramente mais baixos quando comparado aos clastos ($\epsilon_{Nd(0)}$ = de -30.62 a -36.26), sugerindo contribuição de fontes mais jovens.

III.1.2. Metassedimentos Pelíticos

A composição modal usando os critérios de Dott (1964) e McBride (1963) permite classificar as rochas com baixa maturidade textural, porém com alta maturidade composicional (relativamente ricas em quartzo), como meta-quartzo waxes e metasiltilitos/metargilitos (chamadas no campo genericamente de filitos).

Correlação linear fortemente negativa de SiO_2 com os principais elementos maiores (Al_2O_3 , Fe_2O_3 , K_2O , TiO_2) e traços (Cr, Rb, Ba, V, Ga) é devido a triagem sedimentar responsável pela concentração destes elementos em frações argilosas (metasiltilitos/metargilitos) mais aluminosas, empobrecidas em quartzo, quando comparados aos metarenitos. O aumento de Fe_2O_3 , MnO, MgO, Zn e Cr nos metargilitos podem refletir contribuições de fontes básicas e intermediárias, com maiores concentrações em fases minerais mais argilosas.

Dados isotópicos de Sm-Nd em metargilitos/metasiltilitos da Formação Piragibu permitiram calcular idades com intervalos que variam de 1.9 a 3.0 Ga, com picos principais nos intervalos de 2.1 Ga, 2.4 Ga, 1.9 Ga e 3.0 Ga. A assinatura dos isótopos de Nd dos clastos dos metaconglomerados da Formação Boturuna quando calculados para a idade de sedimentação (1.75 Ga, rochas metavulcânicas - van Schmus et al., 1986 e Oliveira et al., 2008) tem $\epsilon_{\text{Nd}(1.75)} = -8$ to -11 , valores mais negativos quando comparados aos metargilitos. Com exceção a amostra com idade T_{DM} mais antiga (3.0 Ga) que se sobrepõe aos clastos. Devido ao caráter proximal os meta-wake feldspáticos (Formação Boturuna) tem um comportamento intermediário ($\epsilon_{\text{Nd}(1.75)} = -7$) entre os clastos e os demais metargilitos.

Os $\epsilon_{\text{Nd}(1.75)}$ positivos correspondem as mais jovens idades Sm-Nd T_{DM} (1.88-1.93 Ga), que caracteriza um limite superior de sedimentação mais jovem que ~1.9 Ga. As amostras com estes T_{DM} podem refletir grande contribuição de fontes mais jovens, possivelmente incluindo rochas com assinatura juvenil. O principal grupo de metargilitos com idades T_{DM} Sm-Nd em um intervalo de 2.2-2.6 Ga, provavelmente representam uma mistura de fontes semelhantes a dos núcleos do embasamento do Domínio Açungui e fontes mais jovens com ϵ_{Nd} menos negativo em 1,75 Ga (a melhor estimativa para a idade de deposição), ou ainda, fontes adicionais como por exemplo, gnaisses encontrados como lascas tectônicas no sistema de nappes Andrelândia (Campos Neto et al., 2011), com idades de cristalização em torno de 2.2 Ga, no entanto com assinaturas de ϵ_{Nd} positivas (idades T_{DM} entre 2.2-2.4).

Os principais picos de idade T_{DM} são coincidentes com os principais picos de idade U-Pb em zircões detríticos. Podendo ser explicado como uma feição aparente, sem vínculo geológico direto, ou deve-se a presença de fontes juvenis (registrada como componente de mistura), que forneceram sedimentos concomitantemente com os granitos de mais alta residência crustal, por exemplo, os clastos dos metaconglomerados com $\epsilon_{Nd(0)} = -23.9$ to -36.2 . Adicionalmente alguns zircões detríticos com comportamento geoquímico similar a MORB, foram identificados na assembléia de zircões datados e são compatíveis com a idéia de fontes máficas juvenis em 2.2 Ga e 2.4 Ga.

III.1.3. Metassedimentos Psamíticos

As rochas metapsamíticas analisadas têm alta maturidade textural, o que concorda com a presença de minerais pesados ultra-estáveis quantificados através do índice ZTR (sempre maior que 70). Foram identificadas algumas diferenças na assembléia de minerais pesados transparentes não micáceos como a predominância de zircão, rutilo e turmalina nos concentrados separados de meta-subarcóseos e meta-quartzo arenitos da região da Serra do Japi e Pico do Jaraguá, respectivamente, comparado ao concentrado com grande variedade de minerais pesados encontrados nos meta-quartzo arenitos da Serra do Pirucaia (ex., monazita, apatita, sillimanita), além da ausência de turmalina nos concentrados da Serra do Voturuna.

Cristais de zircões detríticos não afetados por recristalização metamórfica tem um similar intervalo de SiO_2 , ZrO_2 e HfO_2 (0.9-1.8 wt%), e são enriquecidos em Y e HREE. A maioria dos cristais de todas as localidades estudadas parece provir de rochas félsicas com predomínio de fontes ricas em plagioclásio (ex., tonalitos e granodioritos). Algumas singularidades restritas a gabros também foram identificadas, como: forte anomalia positiva de Ce, altas razões Lu_N/Sm_N , baixas razões U/Yb, além da particular concavidade desenhada pelos elementos de terras raras intermediários, fruto da cristalização do zircão paralelamente a piroxênios.

O espectro de análises de todo o conjunto de zircões detríticos analisados dentro do Domínio São Roque mostra um intervalo de idades entre 1410 Ma (idade mínima obtida em um cristal de zircão da Serra do Voturuna) e 3437 Ma (idade máxima obtida em zircões da Serra do Japi). O pico principal de zircões detríticos em torno de 2.2 Ga é similar para todas as unidades. Outros picos de idade também são comuns a todas as unidades, como os

de 2.5-2.4 Ga e 2.9-2.7 Ga; por outro lado, intervalos com ausência de idades, como 1.9-1.8 Ga, também parecem ser uma feição comum.

O único cristal de zircão mais novo proveniente do metarcóseo da Serra do Voturuna é uma exceção, visto que o limite superior de sedimentação identificado em outras amostras mostra-se consistente em ~ 1.7 Ga, idade aproximada da deposição determinada pela datação de rochas metavulcânicas intercaladas no Grupo São Roque (van Schmus et al., 1986). A idade de ~ 1.4 Ga é compatível com a idade mínima de sedimentação proposta para o Grupo Serra do Itaberaba e correlatos no Grupo Açungui (Juliani et al., 2000; Siga Jr. et al., 2011). A amostra da Serra da Pirucaia, associada na literatura ao Grupo Serra do Itaberaba, não mostra contribuições mais jovens que 1.9 Ga, e não apresenta zircões paleoarqueanos (amostra da Serra do Pirucaia). Por outro lado, a relativa abundância de zircões mais velhos que 3.0 Ga, são características comuns aos metarenitos da Serra do Japi e Pico do Jaraguá.

Os sobrecrecimentos metamórficos pós deposicionais identificados tipicamente como escuras imagens de catodoluminescência, enriquecidos em Pb^{206} , foram datados em 584 ± 47 Ma. Esta idade é similar a identificada através do intercepto inferior das idades concórdias nos clastos graníticos dos metaconglomerados, bem como as encontradas em datações de granitos regionais (e.g., Leite et al., 2001; Hackspacher et al., 2003). Este evento está relacionado à sobreposição térmica associada deformação Brasiliana/Panafricana, responsável por alterar significativamente a química das bordas dos zircões detríticos, através de substituição acoplada de xenotima. Quando comparados aos cristais não alterados, os sobrecrecimentos são enriquecidos em Ca, Fe, Al, U, Na, Mg, Ba, Pb, Sr, Th, U, e P, além de fortes enriquecimentos em lantanídeos leves. Estas mudanças não devem refletir grandes processos de difusão intracristalina, sugerindo interações com outras fases minerais.

Similaridades estatísticas (K-S teste) entre o espectro de zircões detríticos separados de rochas metapsamíticas sugerem influxos terrígenos provindos da denudação de semelhantes áreas-fonte. A exceção é observada quando da comparação entre as distribuições de idades da Serra do Japi, com as da Serra da Viúva e Voturuna, aonde não há probabilidade estatística de que a população de zircões detríticos destas unidades provenha da denudação de áreas fontes similares. Em contrapartida, fortes correlações entre as idades da população de zircões detríticos de pares de amostras, como Serra do Japi e Serra do Jaraguá ($P=0.89$), bem como Serra do Pirucaia e Serra da Viúva ($P=0.78$), são indicativas de notável similaridade do aporte sedimentar. Estas feições sugerem que não há

diferenças entre os metarenitos da Serra do Japi e os demais localizados a sul do sistema de falhas de Jundiuvira, portanto este sistema de falhas não separaria blocos tectônicos distintos, conforme já apontavam os trabalhos de Moraes (1944) e Campos Neto (2000).

III.1.4. Áreas-Fonte e Inferências sobre Ambientes Tectônicos

As inferências sobre as composições das áreas-fonte podem ser apontadas pela presença em similar proporção de plagioclásio e feldspato alcalino nos metarcóseos e meta-wakes feldspáticos da Formação Boturuna, o que indica uma fonte predominantemente granítica. Adicional presença de restritos fragmentos líticos (Anexo III), como intraclastos de meta-quartzo arenitos e rochas metabásicas revelam a presença de fontes adicionais. No entanto os clastos dos metaconglomerados polimíticos da Formação Boturuna, dão acesso direto a algumas das fontes como granitos, rochas metabásicas e quartzitos.

As potenciais áreas-fonte de mesma idade dos clastos graníticos dos metaconglomerados (~2.2 Ga), e com maior proximidade geográfica com o Grupo São Roque, são mapeadas em núcleos de embasamento do Grupo Açungui (Kaulfuss, 2001; Siga Jr. et al., 2007; Siga Jr. et al., 2011). A composição química destas rochas é similar a dos clastos graníticos quando comparadas em um mesmo intervalo de conteúdo de sílica (65-78 wt.%), no entanto estes núcleos expõem rochas plutônicas de caráter intermediário, que não são encontradas em forma de seixos, mais parecem contribuir para o entulhamento da paleo-bacia São Roque.

O grau de intemperismo da área-fonte pode ser mensurado pelo índice de variação química (ICV), que sugere moderado processo intempérico para as fontes dos metassedimentos do Grupo São Roque, capaz de transformar os feldspatos da rocha fonte em argilo-minerais como a illita, porém não suficientemente forte para transformá-los em caulinita. Assim também como mostram os índices de alteração intempérica (CIA) com valores entre 73 e 87.

Com comportamento geoquímico similar a sedimentos de margem passiva depositados após a erosão de antigas fontes Proterozóicas, como mostram o pico de zircões detríticos dos depósitos proximais da Formação Boturuna (2.2 Ga) e os mais jovens detríticos cristais datados em 1.7 Ga, além das idades T_{DM} entre 1.9 e 3.0 Ga obtidas em sedimentos distais da Formação Piragibu, sugerem um período de

sedimentação mais jovem que 1.9 Ga. Além disso, indicam que a deposição das duas Formações (Boturuna e Piragibu) aconteceu em tempo relativamente similar, com possível correlação lateral entre estas unidades. Entretanto, o comportamento de ETR dos metargilitos da Formação Piragibu somado a forte diminuição de Ce, é compatível com ambientes de abertura oceânica com restrita contribuição vulcanogênica, sugerindo então, um paleo-ambiente mais complexo, com interação entre margem passiva e restritos arcos de ilhas oceânicas.

III.2. Referências Bibliográficas

- Ahrens, L. H. & Erlank, A. J. 1969. Hafnium. In: Wedepohl, K.H. (ed.). Handbook of Geochemistry. New York, Springer-Verlag. v. II/5, sections B-O.
- Albarède, F; Blichert-Toft, J; Vervoort, J. D; Gleason, J. D; Rosing, M. 2000. Hf-Nd isotope evidence for a transient dynamic regime in the early terrestrial mantle. *Nature*, v. 404: 488-490.
- Almeida, F. F. M. de. 1944. Collenia Itapevensis sp. n. – um fóssil pré-cambriano do Estado de São Paulo. *Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras, Universidade de São Paulo, Boletim 1*, nº 45, p. 89-106.
- Almeida, F. F. M. de. 1945. A Vida Pré-Cambriana. *Geologia e Metalurgia*. Boletim 1: 81-90.
- Almeida, F. F. M. de. 1957. Novas Ocorrências de Fósseis no Pré-Cambriano Brasileiro. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 29(1): 63-72.
- Almeida, F. F. M. De; Hasui, Y; Brito Neves, B. B; Fuck, R. A. 1981. Brazilian Structural Provinces: An Introduction. *Earth-Science Reviews*, 17(1/2): 1-29.
- Andersen, T. 2005. Detrital Zircons as tracers of sedimentary provenance: limiting conditions from statistics and numerical simulation. *Chemical Geology*, 216, 249-270.
- Andrade, F.R.D. de. 1993. Complexo Granitóide São Roque: petrografia, litoquímica e tipologia de zircão. *Dissertação de Mestrado*, UNESP, Rio Claro.
- Ávila, C. A; Teixeira, W; Cordani, U.G; Moura, C.A.V; Pereira, R.M. 2010. Rhyacian (2.23-2.20 Ga) juvenile accretion in the southern São Francisco craton, Brazil: Geochemical and isotopic evidence from the Serrinha magmatic suíte, Mineiro belt. *Journal of South American Earth Sciences*, 29: 464-482.
- Ávila, C. A; Teixeira, W; Vasques, F. de S.G.; Dussin, I.A; Mendes, J.C. 2012a. Geoquímica e Idade U-Pb (LA-ICPMS) da Crosta Oceânica Riacciana do Cinturão Mineiro, Borda Meridional do Cráton São Francisco. *46º Congresso Brasileiro de Geologia*, Anais, Santos, SP. CD arquivo digital (PAP011435).

- Ávila, C. A.; Teixeira, W.; Bongioiolo, E.M.; Dussin, I.A.; Vieira, T.A.T.; Guerrero, J.C. 2012b. Suíte félsica Tiradentes: gênese associada a um arco magmático intra-oceânico Ryaciano do Cinturão Mineiro. *46º Congresso Brasileiro de Geologia, Anais*, Santos, SP. CD arquivo digital (PAP010187).
- Basei, M. A. S.; Siga Jr, O.; Kaulfuss, G. A.; Cordeiro, H.; Nutman, A.; Sato, K.; Cury, L. F.; Prazeres Filho, H. J.; Passarelli, C. R.; Harara, O. M.; Reis Neto, J. M.; Weber, W. 2003. Geochronology and isotope geochemistry of Votuverava and Perau Mesoproterozoic basins, southern Ribeira Belt, Brazil, *IV South American Symposium on Isotope Geology*, Salvador, Brazil. Short Papers: 501-504.
- Basei, M. A. S.; Frimmel, H. E.; Nutman, A. P.; Preciozzi, F. 2008. West Gondwana amalgamation based on detrital zircon ages from Neoproterozoic Ribeira e Dom Feliciano belts of South American of comparison with coeval sequences from SW Africa. 2008. *Geological Society, London*, special publications, v. 294: 239-256.
- Bathia, M. R. 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *Journal of Geology*, 91: 611-627.
- Bathia, M. R. & Taylor, S. R. 1981. Trace element geochemistry and sedimentary provinces: a study from the Tasman geosynclines. Australia. *Chemical Geology*, 33:115-125.
- Bathia, M. R. & Crook, K. A. W. 1986. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 92:181-193.
- Bauluz, B.; Mayayo, M. J.; Fernandez-Nieto, C.; Lopez, J. M. G. 2000. Geochemistry of Precambrian and Paleozoic siliciclastic rocks from the Iberian Range (NE Spain): implications for source-area weathering, sorting, provenance, and tectonic setting. *Chemical Geology*, 168: 135-150.
- Bahlburg, H. & Dobrzinski, N. 2009. A review of the Chemical Index of Alteration (CIA) and its application to the study of Neoproterozoic glacial deposits and climate transitions. *The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations*. Geological Society of London: 1-31.
- Bea, F. 1996. Residence of REE, Y, Th and U in Granites and Crustal Protoliths; Implications for the Chemistry of Crustal Melts. *Journal of Petrology*, 37, 521-552.
- Belousova, E.A., Griffin, W.L., Pearson, N.J. 1998. Trace element composition and cathodoluminescence properties of southern African kimberlitic zircons, *Mineralogical Magazine*, 62, 355-366.
- Belousova, E. A., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., Fisher, N.I. 2002. Igneous Zircon: Trace Element Composition as an Indicator of Source Rock Type. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, (143):602-622.
- Belousova, E.A., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y. 2006. Zircon Crystal Morphology, trace element signatures and Hf isotope composition as a tool for petrogenetic modeling: examples from

- Eastern Australian Granitoids. *Journal of Petrology*, 47, 329-353. doi: 10.1093/petrology/egi077.
- Bergmann, M. e Fairchild, T. R. 1985. Estromatólitos do Grupo São Roque. Proterozóico Superior. Região de Pirapora de Bom Jesus. Estado de São Paulo. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. 57(1): 116-117.
- Bergmann, M. & Fairchild, T. R. 1986. Estromatólitos do Grupo São Roque: Uma Hipótese Paleogeográfica. In: XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia, Goiânia (GO), Resumos e Breves Comunicações, 1: p.79
- Bergmann, M. 1988. Caracterização Estratigráfica e Estrutural da Sequência Vulcano-Sedimentar do Grupo São Roque na Região de Pirapora do Bom Jesus - Estado de São Paulo. *Dissertação de Mestrado* – Instituto de Geociências USP: 167 p.
- Bergmann, M. & McCreath, I. 1992. Rochas Vulcânicas do Grupo São Roque, na Região do Morro do Boturuna em São Paulo. *Boletim IG – USP*, Publicação Especial 12: 19-21.
- Bigarella, J. J. & Salamundi, R. 1958. Contribuição à Geologia da Região Sul da Série Açungui (Estado do Paraná). *Boletim Paulista de Geografia*, 29: 3-19.
- Birnbaum, Z.W. 1952. Numerical tabulation of the distribution of Kolmogorov's statistic for finite sample size, J. Amer. Statist. Assoc. 47, 425-441.
- Bistrichi, C. A. 1982. Geologia do Sinclínio de Pirapora. SP. *Dissertação de Mestrado*. Instituto de Geociências – USP: 92 p.
- Black, L.P., William, I.S., Compston, W. 1986. Four zircons ages from one rock: the history of a 3930 Ma-old granulite from Mount Sones, Enderby Land, Antarctica. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 94: 427-437. doi: 10.1007/BF00376336.
- Bomparola, R.M., Ghezzi, C., Belousova, E., Griffin, W.L. O'Reilly, S.Y. 2007. Resetting of the U-Pb zircon system in Cambro-Ordovician Intrusives of the Deep Freeze range, Northern Victoria Landm Antarctica. *Journal of Petrology*, 48, 327-364. doi: 10.1093/petrology/eg1064.
- Bowring, S.A. Housh, T.B., Isachsen, C.E. 1990. The Acasta gneisses: Remnant of Earth's early crust. In: Newson, H.E. and Jones, J.H., eds, Origin of the Earth: New York, Oxford University Press, p. 319-343.
- Brito Neves, B. B. de; Kawashita, K; Cordani, U. G; Delhal, J. 1979. A Evolução Geocronológica da Cordilheira do Espinhaço; Dados Novos e Integração. *Revista Brasileira de Geociências*, 9: 71-85.
- Brito Neves, B. B. de; Sá, de J. M; Nilson, F. B. 1995. A Tafrogênese Estateriana nos Blocos Paleoproterozóicos da América do Sul e Processos Subseqüentes. *Geonomos*, 3 (2): 1-21.
- Campanha, G. A. da C. & Sadowski, G. R. 1999. Tectonics of the southern portion of the Ribeira Belt (Apiá Domain). *Precambrian Research*, 98: 31-51.

- Campanha, G. A. da C; Basei, M. A. S; Faleiros, F. M; Tassinari, C. C. G; Nutman, A. P; Vasconcelos, P. M; Dantas, E. L. 2009. Geocronologia do Terreno Apiaí no Sul do Estado de São Paulo. *Simpósio 45 Anos de Geocronologia no Brasil. CPGeo – IGc – USP*. Boletim de Resumos Expandidos: 220-222.
- Campos Neto, M. Da C; Basei, M. A. S; Artur, A. C; Silva, M. E. Da; Machado, R; Dias Neto, C. De M; Fragoso Cesar, A. R; Souza, A. P. 1983. Geologia das Folhas Piracaia e Igaratá. *IPT – Pró-Minério, 1º Jornada Sobre a Carta Geológica do Estado de São Paulo em 1: 50.000*: 55-76.
- Campos Neto, M. Da C e Figueiredo, M. C. H. 1995. The Rio Doce Orogeny, Southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 8(2): 143-162.
- Campos Neto, M da C. 2000. Orogenic Systems From Southwestern Gondwana: an Approach to Brasiliano-Pan African Cycle and Orogênic Collage in Southeastern Brazil. In: U.G. Cordani. E.J. Milani. A. Thomaz Filho & D.A. Campos. (Eds.): Tectonic Evolution of South American. In: *XXXI International Geological Congress*. Rio de Janeiro. Brazil: 335-365.
- Campos Neto, M.C.; Basei, M.A.S.; Vlach, S.R.F.; Caby, R.; Szabo, G.A.J.; Vasconcelos, P. 2004. Migração de Orógenos e Superposição de Orogêneses; Um Esboço da Colagem Brasileira no Sul do Cráton do São Francisco, SE-Brasil. *Geologia USP: Série Científica*. São Paulo, v. 4, p. 13-40.
- Campos Neto, M da C; Basei, M. A. S; Janasi, V. A; Moraes, R; Garcia, M. G. M; Siga Jr., O. 2009. Agglutination of a Neoproterozoic Proto-Continent During the Western Gondwana Collage: Tectonic Setting of the Southern Brasília Orogen. *Simpósio 45 Anos de Geocronologia no Brasil. CPGeo – IGc – USP*. Boletim de Resumos Expandidos: 223.
- Campos Neto, M da C; Basei, M. A. S; Janasi, V. A; Moraes, R. 2011. Orogen migration and tectonic setting of the Andrelândia Nappe system: An Ediacaran western Gondwana collage, south of São Francisco craton. *Journal of South American Earth Sciences*, 32(4): 393-406.
- Campos Neto, M da C; Lima, R.B; Frugis, G.L; Moraes, R; Basei, M.A.S. 2012a. Idade da Sedimentação, Proveniência e Subducção-Colisão na Nappe Andrelândia. *46º Congresso Brasileiro de Geologia*, Anais, Santos, SP. CD arquivo digital (PAP010971).
- Campos Neto, M da C; Caby, R; Basei, M.A.S; Vlach, S.R.F. 2012b. Idade Pós-Riaciana para a Deposição do Supergrupo Minas. *46º Congresso Brasileiro de Geologia*, Anais, Santos, SP. CD arquivo digital (PAP010985).
- Carneiro, C. D. R. 1983. Análise Estrutural do Grupo São Roque na Faixa entre o Pico do Jaraguá e a Serra dos Cristais. SP. *Tese de Doutorado*. Instituto de Geociências – USP: 155p.

- Carneiro, C. D. R; Hasui, Y; Dantas, A.S.L. 1984. Contribuição ao Estudo da Litoestratigrafia do Grupo São Roque na Faixa Jaraguá-Cristais - SP. *In: XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia*, Rio de Janeiro (RJ), *Anais*: 3212–3226.
- Cawood, P.A; Hawkesworth, C.J. & Dhuime, B. 2012a. Detrital zircon record and tectonic setting. *Geology*, 40(10): 875-878.
- Cawood, P.A; Hawkesworth, C.J. & Dhuime, B. 2012b. The Evolution of the Continental Crust: The Zircon Archive and Implications for Proterozoic Supercontinents. *46º Congresso Brasileiro de Geologia*, Anais, Santos, SP. CD arquivo digital (cp3).
- Compston, W. & Pidgeon, R.T. 1986. Jack Hills, evidence of more very old detrital zircons in Western Australia. *Nature* 321, 766-769.
- Condie, K.C., Belousova, E., Griffin, W.L., Sircombe, K.N. 2009. Granitoid events in space and time: constraints from igneous and detrital zircons age spectra. *Gondwana Research*, 15: 228-242. doi: 10.1016/j.gr.2008.06.001.
- Condie, K.C. & Aster, R.C. 2010. Episodic zircon age spectra of orogenic granitoids: The supercontinent connection and continental growth. *Precambrian Research*, 180: 227-236. doi:10.1016/j.precamres.2010.03.008.
- Condie, C. K. 2002. Breakup of a Paleoproterozoic Supercontinent. *Gondwana Research*, 5(1): 41-43.
- Cordani, U. G; Campos, A. C. R; Davino, A; Björnber, A. J. S. 1961. Geologia da Região do Jaraguá. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, 10(20): 73-91.
- Cordani, U.G; Gomes, C. De B; Girardi, V.A.V. 1963. Rochas Cálcio-Silicatadas da Região de Perus, SP. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 35(3): 361–372.
- Cordani, U. G; Coutinho, J. M. V; Nutman, A. P. 2002. Geochronological Constraints on the Evolution of the Embu Complex, São Paulo, Brazil – *Journal of South American Earth Sciences*, 14: 903-910.
- Corfu, J.F; Hanchar, M.J; Hoskin, P.W. O; Kinny P. 2003. Atlas of Zircon Textures. Editors: Hanchar, J. M. & Hoskin, O. W. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, (53): 469 -495.
- Coutinho, J.M.V. 1968a. O Grupo Açungui nas vizinhanças da capital de São Paulo. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, Belo Horizonte, *Res. das Com.*, p. 2.
- Coutinho, J.M.V. 1968b. Petrologia do Pré-Cambriano em São Paulo e Arredores. (Tese – Professor Catedrático) – *Faculdade de Filosofia Ciências e Letras – USP*: 174 p.
- Coutinho, J.M.V. 1955. Metaconglomerado e rochas associadas no Município de São Paulo. *Boletim Faculdade de Filosofia Ciências e Letras - Universidade de São Paulo*, São Paulo, 186, *Mineralogia* 13, p. 5-56.
- Coutinho, J.M.V. 1971. Estado Atual de Conhecimentos do Pré-Cambriano Superior Sul Brasileiro; Uma Síntese. *In: XXV Congresso Brasileiro de Geologia*, Anais, 25(1): 83-92.

- Coutinho, J.M.V; Rodrigues, E de P; Suemitsu, A; Juliani, C; Beljavski, S. P; Paulo de T. Y. P. 1982. Geologia e Petrologia da Seqüência Vulcano-Sedimentar do Grupo São Roque na Serra de Itaberaba – SP. In: *XXXII Congresso Brasileiro de Geologia*. Salvador – Bahia. Anais, 2: 624-640.
- Cox, R; Lowe, D.R. & Cullers, R.L. 1995. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(14): 2919-2940.
- Cullers, R.L; Barret, T; Carlson, R; Robinson, B. 1987. Rare earth element and mineralogic changes in Holocene soil and stream sediment: a case study in the Wet Mountains, Colorado, USA. *Chemical Geology*, 63: 275-297.
- Cullers, R.L. & Berendsen, P. 1988. The provenance and chemical variation of sandstones associated with the Mid-continental rift system, USA. *European Journal of Mineralogy*, 10: 987-1002.
- Cullers, R.L. 2000. The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian-Permian age, Colorado, USA: implications for provenance and metamorphic studies. *Lithos*, 51: 181-203.
- Cullers, R. & Podkovyrov, N.V. 2002. The source and origin of terrigenous sedimentary rocks in the Mesoproterozoic Ui group, southeastern Russia. *Precambrian Research*, 117: 157-183.
- Cury, L.F.; Kaulfuss, G.A.; Siga Jr., O.; Basei, M.A.S.; Harara, O.M.; Sato, K. 2002. Idades U-Pb (Zircões) de 1.75 Ga em Granitóides Alcalinos Deformados dos Núcleos Betara e Tigre: Evidências de Regimes Extensionais do Estateriano na Faixa Apiaí. *Geologia USP, Série Científica*, v. 2, p. 95-108.
- Dantas, A.S.L; Almeida, M.A. de; Teixeira, A.L; Nagata, N; Bistrichi, C. A. 1986. Integração geológica das folhas de Guarulhos e Santana do Parnaíba na escala 1: 50.000. In: *Jornada sobre a carta geológica do Estado de São Paulo em 1: 50.000*, 2, São Paulo.
- Dantas, A.S.L. 1990. Geologia da Faixa São Roque e Intrusivas Associadas na Região entre São Paulo e Mairiporã. Norte de São Paulo. *Dissertação de Mestrado*. Instituto de Geociências – USP: 199 p.
- Dantas E.L., Hackspacher P., Godoy A.M., Sato K., Pimentel M.M., Oliveira M.A.F., Fetter A. 1999. Characterization of the generating sources of continental crust of the Ribeira Belt through isotope of Nd in the State of São Paulo, SE of Brazil In: *South- American Symposium on Isotope Geology*, 2, Villa Carlos Paz, Argentina, Anais, p. 192-195.
- Dardenne, M.A. 1978. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. In: SBG, *Congresso Brasileiro de Geologia*, 30, Recife, Anais, v. 2, p. 597-610.
- Davis, D.W; Williams, I.S; Krogh, T.E. 2003. Historical Development of Zircon Geochronology. Editors: Hanchar, J.M. & Hoskin, O.W. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, (53): 145 - 173.

- Depaolo, D. J. 1988. *Neodymium Isotope Geochemistry*. An Introduction. Springer, Berlin. 187p.
- Derby, O. A. 1878. A Geologia da Região Diamantífera da Província do Paraná no Brasil. *Archivos do Museu Nacional*, vol. III: 89-98.
- Derby, O.A. Relatório acerca dos estudos geológicos praticados nos Valles do rio da Velhas e alto S. Francisco. Apresentado ao Conselheiro Manoel de Araújo, 29 de março, 1882. *Typographia Nacional*, Rio de Janeiro.
- Derby, O.A. 1895. A denominação “Serra da Mantiqueira”. *Revista do Instituto Historico e Geografico de São Paulo*, 1: 5-15.
- De Wit, M.J., Brito Neves, B.B., Trouw, R.A.J., Pankhurst, R.J., 2008. Pre-Cenozoic correlations across the South Atlantic region: the ties that bind. In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito Neves, B.B., De Wit, M.J. (Eds.), *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the Atlanti Region*. *Geological Society, London*, Special Publications 294, 1–8.
- Dickinson, W.R. 1970. Interpreting detrital modes of greywacke and arkose. *Journal of Sedimentary Petrology*, 40:695 - 707.
- Dickinson, W.R. 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: G.G. Zuffa (ed.). *Provenance of Arenites*. by D. Reidel Publishing Company: 333-361.
- Dickinson, W.R. & Suczek. C.A. 1979. Plate tectonics and sandstones compositions. *AAPG Bulletin*, 63: 2164-2182.
- Dorr, J.V.N. 1969. Physiographic, Stratigraphic and Structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. Washington, USGS/DNPM. Prof. Paper 641-A, 110p.
- Dott Jr., R.H. 1964. Wacke, Graywacke and Matrix – What Approach to Immature Sandstone Classification?. *Journal of Sedimentary Petrology*, 33(3): 625 – 632.
- Drew, J.H., Glen, A.G. & Leemis, L.M. 2000. Computing the cumulative distribution function of the Kolmogorov-Smirnov statistic, *Computational Statistics and Data Analysis*, 34, 1-15.
- Durrheim, R.J. & Mooney, W.D. 1991. Archean and Proterozoic crustal evolution: Evidence from crustal seismology. *Geology*, v. 19: 606-609.
- Elderfield, H. & Greaves. M.J. 1982. The rare earth elements in seawater. *Nature*, 296: 214-219.
- Eschwege, W.L. von. 1824. Brasil, novo mundo. Tradução Domício de Figueiredo Murta. *Centro de Estudos Históricos e Culturais. Fundação João Pinheiro*. Belo Horizonte, 1996: 197 p.
- Fairchild, T. R. 1977. Conophyton and other Columnar Stromatolites from the Upper Precambrian Açungui Group near Itapeva, SP, Brazil. In: *I Simpósio Regional de Geologia*, Anais: 179-198.
- Fedo, M.C; Sircombe, N.K; Rainbird, R.H. 2003. Detrital Zircon Analysis of the Sedimentary Record. Editors: Hanchar, J.M. & Hoskin, O.W. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, (53): 277 - 298.

- Fedo, C. M; Nesbitt, H. W; Young, G. M. 1995. Unraveling the effects of potassium metassomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology, Geological Society of America*, 23: 921-924.
- Figueiredo, M.C.H; Bergmann, M; Penalva, F; Tassinari, C.C.G. 1982. Ocorrência de *pillow-lavas* no Grupo São Roque. Estado de São Paulo. *Revista Ciências da Terra*, 2: 6-8.
- Finch, R. J. & Hanchar, J. M. 2003. Structure and Chemistry of Zircon and Zircon-Group Minerals. Editors: Hanchar, J. M. & Hoskin, O. W. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, (53): 1-21.
- Floyd, P. A. & Leveridge, B. E. 1987. Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. *Journal of the Geological Society of London*, 144:531-542.
- Folk, R. L. 1974. Petrology of sedimentary rocks. *Hemphill Publishing*, Austin, Texas 182 p.
- Franco, R. R. 1958. Contribuição ao Conhecimento das Rochas Termometamórficas da Serie São Roque. *Faculdade de Filosofia Ciências e Letras, USP*. Boletim 189, Mineralogia 14: 1-81.
- Funaro, V. M. B. de O; Pestana, M. C; Garcia, E. M; Rebello, M. A. de F. R; Ayello, M. A. B; Carvalho, M. J. de J; Nascimento, M; Paschoalino, R. A; Cardoso, S. C; Lombardi, V. de V. 2009. Diretrizes para apresentação de dissertações e teses da USP: documento eletrônico e impresso Parte I (ABNT) / *Sistema Integrado de Bibliotecas da USP*. Caderno de Estudos 9, 102p.
- 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 and Planetary Science Letters*, 249: 47-61.
- Gomes, C de B., 1962. Contribuição ao Conhecimento dos Anfíbolitos da Região do Jaraguá, SP. *Boletim Sociedade Brasileira de Geologia*. São Paulo, 11(1), p. 57-73.
- Gonzaga de Campos, L. F. 1888. Secção Geológica. *Relatório apresentado ao Dr. Orville A. Derby*. Comissão Geographica e Geológica da Província de São Paulo. 15 de Dezembro: 21-34.
- Govindaraju, K. 1995. Working values with confidence limits for twenty-six CRPG, ANRT and IWT-GIT geostandards. *Geostandards Newsletter*. 19: 1-32.
- Grimes, C.B., John, B.E., Kelemen, P.B., Mazdab, F.K., Wooden, J.L., Cheadle, M.J., Hanghøj, K., Schwartz, J.J. 2007. Trace element chemistry of zircons from oceanic crust: a method for distinguishing detrital zircon provenance. *Geology*, 35, 643-646.
- Grimes, C.B., John, B.E., Cheadle, M.J., Mazdab, F.K., Wooden J.L., Swapp, S., Schwartz, J.J. 2009. On the occurrence, trace element geochemistry, and crystallization history of zircon from in situ ocean lithosphere. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 158: 757-783.

- Guadagnin, F; Chemale Jr. F; Magalhães, A.J; Santana, A; Dussin, I; Takehara, L. 2012. Geocronologia de Tufos a Cristal do Supergrupo Espinhaço – Implicações para os Ciclos Depositionais Intracratônicos Paleoproterozóicos a Mesoproterozóicos do Cráton São Francisco. *46º Congresso Brasileiro de Geologia*, Anais, Santos, SP. CD arquivo digital (PAP011172).
- Hasui, Y. 1976. Considerações Sobre a Estratigrafia do Pré-Cambriano na Região de São Paulo. *Boletim Instituto de Geociências – USP*, 7: 107-112.
- Hay, D.C. & Dempster, T.J. 2009. Zircon behaviour during low-temperature metamorphism. *Journal of Petrology*, 50, 571-589.
- Hackspacher, P.C.; Dantas, E.L.; Godoy, A.M.; Oliveira, M.A.F.; Fetter, A.; Van Schmus, W.R., 1999. Considerations About the Evolution of the Ribeira Belt in the São Paulo State – Brazil, From U/Pb Geochronology in Metavolcanic Rocks of the São Roque Group. In: II *SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY*, Actas, p. 310-313.
- Hackspacher, P.C., Dantas, E.L., Spoladore, A., Fetter, A.H., Oliveira, M.A.F. 2000. Evidence for Neoproterozoic back-arc basin development in the Central Ribeira Belt, southeastern Brazil: new geochronological and geochemical constraints from the São Roque-Açungui Groups. *Revista Brasileira de Geociências*, 30, p. 110-114.
- Hackspacher, P. C.; Janasi, V. A.; Fetter, A. H.; Dantas, E. L.; Braga, I. F.; Negri, F. A.; Oliveira, M. A. F. de; Ebert, H. D. 2003. Magmatismo há ca. 660 - 640 Ma no Domínio Socorro: Registros de Convergência Pré-Colisional na Aglutinação do Gondwana Ocidental. *Geologia USP*, São Paulo, v. 3: 85-96
- Hackspacher, P.C., Dantas, E.L., Godoy, A.M., Oliveira, M.A.F., Fetter, A., Van Schmus, W.R. Considerations About the Evolution of the Ribeira Belt in the São Paulo State – Brazil, From U/Pb Geochronology in Metavolcanic Rocks of the São Roque Group. In: II *SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY*, Actas, 1999. p. 310-313.
- Harnois, L. 1988. The CIW index: a new chemical index of weathering. *Sedimentary Geology*, 55: 319-322.
- Hasui, Y; Penalva, F; Hennies, W. T. 1969. Geologia do Grupo São Roque. In: *XXIII Congresso Brasileiro de Geologia*, Salvador (BA), Anais: 101-134.
- Hasui, Y. 1973. Tectônica da área das folhas de São Roque e Pilar do Sul. São Paulo. *Tese Livre-Docência - Instituto de Geociências - USP*: 134 p.
- Hasui, Y. 1975. Geologia da Folha de São Roque. *Boletim do Instituto de Geociências –USP*, 6: 157-183.
- Hasui, Y; Carneiro, C. D. R; Coimbra, A. M. 1975. The Ribeira Folded Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 5: 257-266.
- Hasui, Y. & Sadowski, G. R. 1976. Evolução geológica do Pré-cambriano na região sudeste do Estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, 6(3): 182-200.

- Hasui, Y; Tognon, A. A; Soares, L; Csordas, S. M. 1978. Geologia e Tectônica da Serra do Japi. *Boletim Instituto de Geociências - USP*, 9: 17–24.
- Hasui, Y; Sadowski, G. R; Carneiro, C.D.R. 1976. Considerações Sobre a Estratigrafia do Pré-Cambriano na Região de São Paulo. *Boletim Instituto de Geociências – USP*. 7: 107-112.
- Heaman, L.M.; Bowins, R. & Crocket, J. 1990. The chemical composition of igneous zircon suites: Implications for geochemical tracer studies. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, (54):1597-1607.
- Heilbron, M; Pedrosa-Soares, A. C; Campos Neto, M. C; Silva, L. C; Trouw, R. A. J; Janasi, V. A. 2004. Província Mantiqueira. In: V. Mantesso-Neto, Bartorelli, A., Carneiro, C. D. R. & Brito Neves, B. B. (Organizadores): *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca Prod. Culturais: 647p.
- Hennies, W.T; Hasui Y; Penalva, F. 1967. O Falhamento Transcorrente de Taxaquara. In: *XXI Congresso Brasileiro de Geologia*. SBG. Curitiba. Anais. 21: 159-168.
- Henrique-Pinto, R. 2008. Metaconglomerados e Rochas Associadas do Grupo São Roque a Noroeste da Cidade de São Paulo: Proveniência e Implicações para a Idade da Sedimentação. *Dissertação de Mestrado*, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 82 p.
- Henrique-Pinto, R. & Janasi, V.A. 2007. Proveniência dos Metaconglomerados do Grupo São Roque (SP): contribuições a partir da geoquímica dos seixos graníticos. In: *XI Congresso Brasileiro de Geoquímica*, Atibaia (SP), Resumos Expandidos: 1-4
- Henrique-Pinto, R. & Janasi, V.A. 2010. Metaconglomerados e Rochas Associadas do Grupo São Roque a Norte da Cidade de São Paulo. Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*. 40(3): 409-425.
- Henrique-Pinto, R; Janasi, V.A; Simonetti, A; Tassinari, C. C. G; Heaman, L. M. 2012. Paleoproterozoic source contributions to the São Roque Group sedimentation: LA-MC-ICPMS U-Pb dating and Sm-Nd systematics of clasts from metaconglomerates of the Boturuna Formation. *Geologia USP*. (article accepted for publication) v. 12, n. 3.
- Henrique-Pinto, R; Janasi, V.A; Tassinari, C. C. G; Carvalho, B. B; Stríkis, N. M. Provenance and sedimentation environments of the São Roque Group, Brazil: contributions from petrography, geochemistry and Sm-Nd isotopic systematics of metasediments. (para submissão).
- Herron, M. M. 1988. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Research*, 58(5): 820-829.
- Hirata, T. 2001. Determinations of Zr isotopic composition and U-Pb ages for terrestrial and extraterrestrial Zr-bearing minerals using laser ablation-inductively coupled plasma mass spectrometry: implications for Nb-Zr isotopic systematics. *Chemical Geology*, 176, 323-342.

- Hoskin, P.W.O. & Black, L.P. 2000. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. *Journal of Metamorphic Geology*, 18:423-439.
- Hoskin, P.W.O. & Ireland, T.R. 2000. Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator. *Geology*, 28(7):627-630.
- Hoskin, P.W.O. & Ireland, T.R. 2012. Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator. *Geology*, 28: 627-630.
- Hoskin, P.W.O. & Schaltegger, U. 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. In: Hanchar, J.M. and Hoskin, P.W.O., Ed., Zircon, vol.53, p. 27-62. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, Mineralogical Society of America, Washington, D.C.
- Hubert, J.F. 1962. A zircon-tourmaline-rutile maturity index and the interdependence of the composition of heavy mineral assemblages with the gross composition and texture of sandstones. *Journal of Sedimentary Petrology*, 32, 440-450.
- Imai, N; Terashima, S; Itoh, S and Ando, A. 1995. Compilation of Analytical Data for Minor and Trace Elements in Seventeen GSJ Geochemical Reference Samples. "Igneous Rock Series". *Geostandards Newsletter*. 19: 135-213.
- IPT – Instituto de Pesquisas Tecnológicas 1983. Carta Geológica do Estado de São Paulo em Escala 1:50.000. *Secretaria da Industria Comércio Ciência e Tecnologia – Pró-Minério*.
- Ireland, T.R. & Wlotzka, F. 1992. The oldest zircons in the solar system. *Earth and Planetary Science Letters*, 109, 1-10.
- Irvine, T. N. & Baragar, W. R. A. 1971. A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523-548.
- Janasi, V. A. & Ulbrich, H. H. G. J. 1991. Late Proterozoic granitoid magmatism in the state of São Paulo, southeastern Brazil. *Precambrian Research*, 51: 351-374.
- Juliani, C. 1993. Geologia. Petrogênese e Aspectos Metalogenéticos dos Grupos Serra do Itaberaba e São Roque na Região das Serras do Itaberaba e Pedra Branca. NE da Cidade de São Paulo. SP. São Paulo. *Tese de Doutorado*. Instituto de Geociências – USP: 803p.
- Juliani, C; Beljavskis, P; Schorscher, H. D. 1986. Petrogênese do Vulcanismo e Aspectos Metalogenéticos Associados: Grupo Serra do Itaberaba na Região do São Roque – SP. In: XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia, Goiânia, *Anais* 2: 730-745.
- Juliani, C. & Beljavskis, P. 1995. Revisão Litoestratigráfica da Faixa São Roque/Serra do Itaberaba (SP). *Revista do Instituto Geológico de São Paulo*, 16(1/2): 33-58.
- Juliani, C; Martin, M. A. B; Clarimundo S. de J. 1997. Os metarcoseos do Morro do Polvilho: implicações para geocronologia e para evolução crustal dos grupos Serra do Itaberaba e São Roque (SP). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 69: 441.
- Juliani, C; Martin, M. A. B; Clarimundo, S. De J; McCreath, I; Pertersen Jr., K. J. 1999. Geologia dos Grupos Serra do Itaberaba e São Roque entre o Pico do Jaraguá e Araçariçüama, São

- Paulo. In: *Simpósio de Geologia do Sudeste*, SBG/NSP-NRJ/ES Águas de São Pedro, Boletim de Resumos, 6: 26.
- Juliani, C., Hackspaker, P., Dantas, E.L., Fetter, A.H. 2000. The Mesoproterozoic volcano-sedimentary Serra do Itaberaba Group of the central Ribeira Belt, São Paulo, Brazil: implications for the age of the overlying São Roque Group. *Revista Brasileira de Geociências*, 30, p. 82-86.
- Kaulfuss, G. A. 2001. Geocronologia dos Núcleos de Embasamento Setuva. Betara e Tigre. Norte de Curitiba-Paraná. *Dissertação de Mestrado*. Instituto de Geociências – USP: 115p.
- Krynine, P.D. 1948. The tourmaline group in sediments. *The Journal of Geology*. 54 (2) :65-87.
- Kinny, P.D. 1986. 3820 Ma zircons from a tonalitic Amitsoq gneiss in the Godthab district of southern West Greenland. *Earth and Planetary Science Letters*, 79, 337-347.
- Kinny, P.D., Williams, I.S., Froud, D.O., Ireland, T.R. and Compston, W. 1988. Early Archean zircon ages from orthogneisses and anorthosites at Mount Narryer, Western Australia. *Precambrian Research*, 38, 325-341.
- Kosler, J. & Sylvester, J. P. 2003. Present Trends and the Future of Zircon in Geochronology: Laser Ablation ICPMS. Editors: Hanchar, J. M. & Hoskin, O. W. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, (53): 243 - 271.
- Lazzari, M. L. 1987. O Metabasito de Pirapora do Bom Jesus. *Tese Instituto de Geociências*, Universidade de São Paulo: 84p.
- Le Bas, M. J; Le Maitre, R. W; Streckeisen, A; Zanettin. 1986. A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on Total Alkali-Silica Diagram. *Journal of Petrology*, 27(3): 745-750.
- Leite, R.J., Heaman, L.M., Janasi, V.A., Martins, L., and Creaser, R.A., 2007. The late- to postorogenic transition in the Neoproterozoic Agudos Grandes Granite Batholith (Apiai Domain, SE Brazil): Constraints from geology, mineralogy, and U-Pb geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, 23(2-3): 193-212.
- Lizuka, T., Horie, K., Komiya, T., Maruyama, S., Hirata, T., Hidaka, H., Windley, B.F. 2006. 4.2 Ga zircon xenocryst in an Acasta gneiss from northwestern Canada: evidence for early continental crust. *Geology*, 34, 245-248.
- Ludwig, K. R. 2003. User's Manual for *Isoplot 3.0* a Geochronological Toolkit for *Microsoft Excel*. *Berkeley Geochronology Center*, Special Publication nº. 4. 70p.
- Maas, R., Kinny, P. D., Williams, I. S., Froude, D. O., and Compston, W. 1992. The Earth's oldest known crust: A geochronological and geochemical study of 3900-4200 Ma detrital zircons from Mt Narryer and Jack Hills, Western Australia. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, v.56: 1281-1300.

- Machado, R. & Fragoso Cesar, A. R. S. 1992. Nota Preliminar sobre a Estruturação do Grupo Açungui no Vale do Ribeira e a Norte da Cidade de São Paulo. *In: XXXVII Congresso Brasileiro de Geologia*, Boletim de Resumos Expandidos: 167.
- Machado, N; Schrank, A; Noce, C. M; Gauthier, G. 1996. Ages of detrital zircon from Archean-Paleoproterozoic sequences: Implications for Greenstone Belt setting and evolution of a Transamazonian foreland basin in Quadrilátero Ferrífero, southeast Brazil. *Earth and Planetary Science Letters*, 141: 259-276.
- Mantovani, M. S. M. & Brito Neves, B. B. 2005. The Paranapanema Lithospheric Block: Its Importance for Proterozoic (Rodinia, Gondwana) Supercontinent Theories. *Gondwana Research*, 8, 303-315.
- Marini, O. J; Trein, E; Fuck, R. A. 1967. O Grupo Açungui no Estado do Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*, (23/25): 43-102.
- Martin. M. A. B. 2000. Geologia e Petrografia e Metamorfismo dos Grupos Serra do Itaberaba e São Roque a Noroeste da Cidade de São Paulo (SP). *Dissertação de Mestrado* – Instituto de Geociências –USP: 256p.
- Martin, L.A.J., Duchêne, S., Deloule, E., Vanderhaeghe, O. 2008. Mobility of trace elements and oxygen in zircons during metamorphism: consequences for geochemical tracing. *Earth and Planetary Science Letters*, 267, 161-174.
- Martins, M; Karfunkel, J; Noce, C.M; Babinski, M; Pedrosa-Soares, A.C; Sial, A.N & Liu, D. 2008. A sequência pré-glacial do Grupo Macaúbas na área-tipo e o registro da abertura do rifte Araçuaí. *Revista Brasileira de Geociências*, 38(4): 761-772.
- McBride, E. F. 1963. A Classification of Common Sandstones. *Journal of Sedimentary Petrology*, 33(3): 664-669.
- McCulloch, M. T. & Bennett, C. V. 1994. Progressive growth of the Earth's continental crust and depleted mantle: Geochemical constraints. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58(21): 4717-4738.
- McDonough, W.F. & Sun, S.-S., 1995. The composition of the Earth, *Chemical Geology*, 120, pp228.
- McLennan, S. M. & Hemming, S. R. 1991. Samarium/neodymium elemental and isotopic systematics in sedimentary rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 56: 887-898.
- McLennan, S. M; Taylor, S. R; McCulloch, M. T; Maynard, J. B. 1990. Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: Crustal evolution and plate tectonic associations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54: 2015-2050.
- McLennan, S. M; Hemming, S. McDaniel D. K. and Hanson, G. N. 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. *Geological Society of America*, Special Paper, 248: 21-40.

- McLennan, S. M; Hemming, S. R; Taylor, S. R; Eriksson, K. A. 1995. Early Proterozoic crustal evolution: Geochemical and N-Pb isotopic evidence from metasedimentary rocks, southwestern North America. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(6): 1153-1177.
- McReath, I; Jardim de Sá. E. F; Fryer, B. J. 1981. As Vulcânicas Ácidas Proterozóicas da Região da Bacia do Rio Paramirim – Bahia. *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia*. Secretaria de Minas e Energia, 4: 121-134.
- Moecher, D.P. & Samson, S.D. 2006. Differential zircon fertility of source terranes and natural bias in the detrital zircon record: implications for sedimentary provenance analysis. *Earth and Planetary Science Letters* 247, 252-266.
- Myers, J.S. 1988. Early Archean Narryer Gneiss Complex, Yilgarn Craton, Western Australia. *Precambrian Research*, 38, 297-307.
- Myers, J.S. & Williams, I.R. 1985. Early Precambrian crustal evolution at Mount Narryer, Western Australia. *Precambrian Research*, 27, 153-163.
- Molinaroli, E; Blom. M. and Basu. A. 1991. Methods of provenance determination tested with discriminant function analysis. *Journal of Sedimentary Petrology*, 61(6): 900-908.
- Moraes, L. J. de. 1944. A Serra do Japí, Estado de São Paulo. *Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras*. Universidade de São Paulo. Boletim 1(45): 34-40.
- Moraes Rego, L.F. de. 1930. A Geologia do Petróleo no Estado de S. Paulo. *Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil*. Rio de Janeiro, Boletim 46: 1-70.
- Moraes Rego, L. F. de. 1931. As estruturas antigas do Brasil. *Annaes da Escola de Minas*: 27-85.
- Moraes Rego, L. F. de. 1933. Contribuição ao estudo das formações pré-devonianas de São Paulo. *Boletim do Instituto Astronômico e Geographico*. São Paulo – SP: 55p.
- Mori, P. E; Reeves, S; Correia, C.T; Haukka, M. 1999. Development of a fused glass disc XRF facility and comparison with the pressed powder pellet technique at Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, 29: 441-446.
- NACSN (North American Commission on Stratigraphic Nomenclature). 2005. North American Stratigraphic Code¹, *AAPG Bulletin*, 89(11): 1547–1591.
- Navarro, M.S; Ulbrich, H. H. G. J; Andrade, S; Janasi, V.A. 2002. An adaptation of ICP-OES routine determination techniques for the analysis of rare-earth elements by chromatographic separation in geologic materials: tests with reference materials and granitic rock. *Journal of Alloys and Compounds*, Amsterdam, 344: 40-45.
- Nesbitt, H. W. & Young, G. M. 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299: 715-717.
- Nesbitt, H. W. & Young, G. M. 1989. Formation and Diagenesis of Weathering Profiles. *The Journal of Geology*, 97(2): 129-147.

- Nesbitt, H. W. & Young, G. M. 1996. Petrogenesis of sediments in the absence of chemical weathering: effects of abrasion and sorting on bulk composition and mineralogy. *Sedimentology*, 43: 341-358.
- Nesbitt, H. W.; Young, G. M.; McLennan, S. M. and Keays, R. R. 1996. Effects of Chemical Weathering and Sorting on the Petrogenesis of Siliciclastic Sediments, with Implications for Provenance Studies. *The Journal of Geology*, 104(5): 525-542.
- Nesbitt, H. W. & Markovics, G. 1997. Weathering of granodioritic crust, long-term storage of elements in weathering profiles, and petrogenesis of siliciclastic sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 6(8): 1653-1670.
- Neves, M. A. 2005. Análise Integrada Aplicada à Exploração de Água Subterrânea na Bacia do Rio Jundiaí (SP). *Tese de Doutorado*. Instituto de Geociências e Ciências Exatas. Universidade Estadual Paulista. Rio Claro: 200 p.
- Norman, M.D., Griffin, W.L., Pearson, N.J., Garcia, M.O., O'Reilly, S.Y. 1998. Quantitative analysis of trace element abundances in glasses and minerals: a comparison of laser ablation ICPMS, solution ICPMS, proton microprobe, and electron microprobe data. *Journal of Analytical Atomic Spectroscopy* 13: 477-482.
- Odman, O.H. A Pre-Cambrian Conglomerate With Pebbles of Deep-Seated Rocks Near São Paulo, Brazil. 1955. *Engenharia, Mineração e Metalurgia*, XXI. (121), p. 32.
- Oliveira, E.P. de. 1925. Analyses de Calcários. *Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil. Ministério da Agricultura Indústria e Commercio*. Boletim 10: 1-45.
- Oliveira, E. P. de. 1927. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Paraná. *Serviço geológico e Mineralógico do Brasil*. Monographia. VI: 53p.
- Oliveira, F de P. 1887. Esboço Geológico da Região Compreendida entre os Rios Sorocaba e Tieté. *Relatório da Província de São Paulo, Comissão Geographica e Geológica*. 19 de novembro: 26-28.
- Oliveira, M. A. F., Souza, S. C. A., Teixeira, W. and Vasconcelos, P. M. 2003. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of the Aluminio (Serra do Itaberaba group) and Hermida (Itapira group) Amphibolite, central portion of the Ribeira Belt, Brazil: preliminary inferences. In: , Proceedings of: Crustal Evolution Of South America. Short Papers – IV South American Symposium on Isotope Geology. *IV South American Symposium on Isotope Geology*, Salvador-Bahia, Brazil: 233-236).
- Oliveira, M.A.F. de., Melo, R.P., Nardy, A.J.R., Arab, P.B., Trindade, I. 2008. New U/Pb Palaeoproterozoic Zircon Age For The Cajamar Metabasite, São Roque Group, Central Ribeira Belt, Southeastern Brazil. In: *VI SOUTH AMERICAM SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY*. San Carlos de Bariloche, Argentina, p. 1-4.

- Oliveira, M.A.F. de., Melo, R.P., Nardy, A.J.R., Arab, P.B. 2011. Caracterização geotermobarométrica dos metabasitos de Cajamar (SP), Grupo São Roque, Cinturão Ribeira. *Revista Brasileira de Geociências*, 41(3): 375-389.
- Paoliello, P. C. 1964. Geologia do Estado de São Paulo – Explanação do Mapa Geológico. *Boletim I.G.G.*, 41: 37–44.
- Paton, C., Hellstrom, J., Paul, B., Woodhead, J. and Hergt, J. 2011. Iolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*. doi:10.1039/c1ja10172b.
- Pearce, J. A & Cann, J. R. 1973. Tectonic Setting of Basic Volcanic Rocks Determined Using Trace Element Analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, 19(2): 290-300.
- Pearce, J. A & Norry, M. J. 1979. Petrogenetic Implications of Ti, Zr, Y, and Nb Variations in Volcanic Rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69: 33-47.
- Pflug, R., 1968. Observações sobre a estratigrafia da Série Minas na região de Diamantina, Minas Gerais. *Departamento Nacional de Produção Mineral*, Div. Geol. Min., Rio de Janeiro, Not. Prelim. Est., 142, 20p.
- Petri, S. & Suguio, K. 1969. Sobre os Metassedimentos do Grupo Açunguí do Extrêmo Sul do Estado de São Paulo. *Convenio USP – DAEE* (Serviço do Vale do Ribeira), 2: 11-98.
- Petri, S; Coimbra, A. M; Amaral, G; Ojeda, H. O. Y; Fúlfaro, V. J; Ponçano, W. L. 1986a. Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências*, 16(4): 372-376.
- Petri, S; Coimbra, A. M; Amaral, G; Ponçano, W. L. 1986b. Guia de Nomenclatura Estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências*, 16(4): 376-415.
- Pettijohn, F.J. 1941. Persistence of heavy minerals and geologic age. *Journal of Geology*. 49: 610 – 625.
- Pidgeon, R.T., Wilde, S.A., Compston, W., 1990. Zircon U-Pb dating of Archean granite activity associated with Jack Hills Metasedimentary Belt, Yilgarn Craton, Western Australia. *Australian Journal Earth Sciences*, 37, 279-292.
- Pimentel, M.M; Dardenne, M.A; Fuck, R.A; Viana, M.G; Junges, S.L; Fischel, D.P; Seer, H.J; Dantas, E.L. 2001. Nd isotopes and the provenance of detrital sediments of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 14: 571-585.
- Puga, E., Fanning, C.M., Nieto, J.M., Diaz de Frederico, A. 2005. Recrystallization textures in zircon generated by ocean-floor and eclogite-facies metamorphism: a cathodoluminescence and U-Pb SHRIMP study, with constraints from REE elements. *The Canadian Mineralogist*, 43, 183-202.
- Pupin, J. P. 1980. Zircon and Granite Petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, (73): 207-220.

- Ribeiro, L.M de A.L. 2006. Estudo Geocronológico dos Terrenos Granito-Gnáissicos e Sequências Metavulcanossedimentares da Região do Betara (PR). *Dissertação de Mestrado*. Instituto de Geociências – USP: 121p.
- Rogers, J. W. & Santosh, M. 2001. Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic Supercontinent. *Gondwana Research*, 5(1): 5-22.
- Roser, B. P. & Korsch, R. J. 1988. Provenance Signatures of Snadstone-Mudstone Suites Determined Using Discriminant Function Analysis of Major-Element Data. *Chemical Geology*, 67: 119-139.
- Ross, G.M., Patchett, P.J., Hamilton, M., Heaman, L., DeCelles, P.G., Rosenberg, E., and Giovanni, M.K., 2005, Evolution of the Cordilleran orogen (southwestern Alberta, Canada) inferred from detrital mineral geochronology, geochemistry, and Nd isotopes in the foreland basin. *Geological Society of America Bulletin*, 117: 747-763.
- Rubatto, D., Müntener, O., Barnhoorn, A., Gregory, C. 2008. Dissolution-reprecipitation of zircon at low-temperature, high-pressure conditions (Lanzo Massif, Italy). *American Mineralogist*, 93: 1519-1529. doi: 10.2138/am.2008.2874.
- Sadowski, G.R. & Tassinari, C.C.G. 1988. The São Roque volcano-sedimentary sequence of proterozoic age. In: *International Gondwana Symposiun*, 7, São Paulo, Brazil. *Excursions*. p. 27.
- Santos, M; Bica, M; Guadagnin, F. Chemale Jr, F; Jelinek, A; Dussin, I; Borba, M. 2009. Idades U/Pb de Zircões Detríticos Aplicadas à Análise de Proveniência Sedimentar: estudos de caso de Bacias Pré-Cambrianas. *Simpósio 45 Anos de Geocronologia no Brasil. CPGeo – IGc – USP*. Boletim de Resumos Expandidos: 310-313.
- Sato, K.; Tassinari, C.C.G.; Kawashita, K.; Petronilho, L. 1995. Método geocronológico Sm- Nd no IG-USP e suas aplicações. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 67(3): 315-336.
- Sawyer, E. W. 1986. The influence of source rock type, chemical weathering and sorting on the geochemistry of clastic sediments from the Quetico mesedimentary belt, Superior Province, Canada. *Chemical Geology*, 55: 77-95.
- Schobbenhaus, C; Hoppe, A; Baumann, A; Lork, A. 1994. Idade U/Pb do Vulcanismo Rio dos Remédios, Chapada Diamantina, Bahia. In: *XXXVIII Congresso Brasileiro de Geologia*, Balneário Camboriú (SC), Anais: 397-398.
- Serviço Geológico Do Brasil – CPRM. 2006. Geologia e Recursos Minerais do Estado de São Paulo. Mapas Geológicos Estaduais na Escala 1:750.000. *Ministério de Minas e Energia*.
- Shimizu, H. & Masuda, A. 1977. Cerium in chert as an indication of marine environment of its formation. *Nature*, 266: 346-348.
- Siga Jr. O; Basei. M. A. S; Passarelli. C. R; Harara. O. M; Sato. K; Cury. L. F. e Prazeres Filho. H. J. dos. 2007. Geocronologia das Rochas Gnáissico-Migmatíticas e Sienograníticas do

- Núcleo Setuva (PR): implicações tectônicas. *Revista Brasileira de Geociências* 37(1): 114-128.
- Siga Jr, O; Sato, K; Basei, M. A. S; McReath, I; Passarelli, C. R. 2009. Geologia e Geocronologia da Região do Betara (PR): Evidências de Regimes Extensionais do Paleoproterozóico Superior (1.80 – 1.75 Ga) e do Mesoproterozóico (1.50 – 1.45 Ga) no Sul-Sudeste Brasileiro. *Simpósio 45 Anos de Geocronologia no Brasil. CPGGeo – IGc – USP*. Boletim de Resumos Expandidos: 316-318.
- Siga Jr, O., Basei, M.A.S., Sato, K., Passarelli, C.R., Nutman, A., McReath, I. e Prazeres Filho, H.J.d., 2011. Calymmian (1.50-1.45 Ga) magmatic records in Votuverava and Perau sequences, south-southeastern Brazil: Zircon ages and Nd-Sr isotopic geochemistry. *Journal of South American Earth Sciences*, 32(4): 301-308.
- Silva, P. C. F. da. 2004. Litofácies e Prováveis Ambientes de Sedimentação do Grupo São Roque na Região de Votorantim e Salto de Pirapora, SP. *Revista do Instituto Geológico*. São Paulo, 25, 29-48.
- Simonetti, A.; Heaman, L.M.; Hartlaub, R.P.; Creaser, R.A.; Machattie, T.G., 2005 U-Pb Zircon Dating by Laser Ablation-MC-ICP-MS Using a New Multiple Ion Counting Faraday Collector Array. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 20, p. 677-686.
- Singh, P & Rajamani, V. 2001. REE geochemistry of recent clastic sediments from the Kaveri floodplains, southern India: Implication to source area weathering and sedimentary processes. *Geochimica et cosmochimica Acta*, Vol. 65, nº. 18, pp. 3093–3108.
- Sinha, A.K. & Glover, L. 1978. U/Pb Systematics of zircons during dynamic metamorphism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 66, 305-310.
- Sircombe, K.N. & Hazelton, M.L. 2004. Comparison of detrital zircon age distributions by kernel functional estimation. *Sedimentary Geology*, 171, 91-11.
- Sircombe, K.N. & Stern, R.A. 2002. An investigation of artificial biasing in detrital zircon U-Pb geochronology due to magnetic separation in sample preparation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66: 2379-2397.
- Spandler, C., Hermann, J., Rubatto, D. 2004. Exsolution of thortveitite, yttrialite and xenotime during low-temperature recrystallization of zircon from New Caledonia, and their significance for trace element incorporation in zircon. *American Mineralogist*, 89: 1795-1806.
- Stern, R.A. & Bleeker, W. 1998. Age of the World's oldest rocks refined using Canada's SHRIMP: The Acasta Gneiss Complex, Northwest Territories, Canada. *Geoscience Canada*, 25, 27-31.
- Tassinari, C.C.G. 1988. As Idades das Rochas e dos Eventos Metamórficos da Porção Sudeste do Estado de São Paulo e sua Evolução Crustal. *Tese (Doutorado)* - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

- Tassinari, C. C. G; Kawashita, K; Kikuchi, R. K. P. 1985. Estudo Geocronológico nos Metaconglomerados do Grupo São Roque, Estado de São Paulo. *In: X Simpósio Regional de Geologia*, São Paulo. Boletim de Resumos, SBG, 1: 201-208.
- Tassinari, C. C. G; Barbour, A. P; Daitx, E. C; Sato, K. 1990. Aplicação dos Isótopos de Pb e Sr na Determinação da Natureza das Fontes das Mineralizações de Chumbo do Vale do Ribeira – SP e PR. *In: XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia*, Natal (RN), Anais (3): 1254-1266.
- Tassinari, C. C. G; Munhá, J. M. U; Correia, C. T. 2001. Neoproterozoic Oceans in the Ribeira Belt (southeastern Brazil): The Pirapora do Bom Jesus Ophiolitic Complex. *Episodes*, 24(4): 245-251.
- Taylor, S. R; McLennan, S. M; Armstrong, R. L. and Tarney, J. 1981. The Composition and Evolution of the Continental Crust: Rare Earth Element Evidence from Sedimentary Rocks (and Discussion). *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* 301(1461): 381-399.
- Taylor, S. R. & McLennan, S. M. 1985. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. *Blackwell*. pg 298.
- Teixeira, A.W & Campos Neto, M.C. 2012. O Grupo Carrancas e a Frente da Nappe Andrelândia na Borda Sul do Cráton do São Francisco: Proveniência Sedimentar e Implicações Tectônicas. *46º Congresso Brasileiro de Geologia*, Anais, Santos, SP. CD arquivo digital (PAP009393).
- Teixeira, W; Carneiro, M.A; Noce, C.M; Machado, N; Sato, K; Taylor, P.N. 1996. Pb, Sr and Nd isotope constraints on the Archaean evolution of gneissic-granitoid complexes in the southern São Francisco Craton, Brazil. *Precambrian Research*, 78:151-164.
- Teixeira, W; Ávila, A.C; Nunes, L.C. 2008. Nd-Sr Isotopic Geochemistry and U-Pb Geochronology of the Fé Granitic Gneiss and Lajedo Granodiorite: Implications for Paleoproterozoic Evolution of the Mineiro Belt, Southern São Francisco Craton, Brazil. *Geologia USP : Série Científica*. São Paulo, 8(1), p. 53-74.
- Teixeira, W; Ávila, C.A; Dussin, I.A; Vasques, F. de S.G.; Hollanda, M.H.M de. 2012a. Geocronologia U-Pb (LA-ICPMS) em Zircão Detritico de Sequências Metassedimentares do Cinturão Mineiro: Idade, Proveniência e Implicações Tectônicas. *46º Congresso Brasileiro de Geologia*, Anais, Santos, SP. CD arquivo digital (PAP011451).
- Teixeira, W; Ávila, C.A; Souza, V.H.P; Dussin, I.A; Bongioio, E.M; Rigueti, A.L; Pinho, R.E de. 2012b. Caracterização de Arco Magmático Sideriano no Cinturão Mineiro: Evidências Isotópicas a partir do Ortognaisse Resende Costa e Rochas Coevas. *46º Congresso Brasileiro de Geologia*, Anais, Santos, SP. CD arquivo digital (PAP010212).
- Trow, R.A.J; Nunes, M.R.P; Costa, R.V.C da; Duffles, P; Fontainha, M.V.F; Paula, R.R de. 2012. Novos Dados da Transição entre as Faixas Brasília Meridional e Ribeira Central. *46º Congresso Brasileiro de Geologia*, Anais, Santos, SP. CD arquivo digital (PAP009694).

- Turra, B. B; Campanha, G. A. C; Henrique-Pinto, R. 2007. Análise de Deformação nos Metaconglomerados do Morro Doce, Grupo São Roque, Faixa Ribeira ao Norte da Cidade de São Paulo. In: *XIV Simpósio de Geologia de Minas Gerais – X Simpósio de Geologia do Sudeste*, Diamantina (MG), Livro de Resumos: p.19.
- Uhlein, A; Trompette, R; Egydio-Silva, M.E. 1995. Proterozoic rifting and closure, SE border of the São Francisco Craton, Brazil. *Journal of South America Earth Science*, 11:191-203.
- Valeriano, C. M; Machado, N; Simonetti, A; Valladares, C.S; Seer, H.J; Simões, L.S.A. 2004. U-Pb geochronology of the southern Brasília belt (SE-Brazil): sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of West Gondwana. *Precambrian Research*, 130: 27-55.
- Valladares, C. S; Machado, N; Heilbron, M; Gauthier, G. 2004. Ages of Detrital Zircon from Siliciclastic Successions South of the São Francisco Craton, Brazil: Implications for Evolution of Proterozoic Basins. *Gondwana Research*, 7(4): 913-921.
- 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 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ zircon ages. *Gondwana Research*, 13(4): 516–526.
- Van Schmus. W.R; Tassinari. C.C.G; Cordani. U.G. 1986. Estudo Geocronológico da Parte Inferior do Grupo São Roque. In: *XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia*. Goiânia (GO). *Anais*. 3: 1399 – 1406.
- Vermeesh, P. 2006. Tectonic Discrimination Diagrams Revisited. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 7(6): 1-55.
- Vervoort, J. D. & Blichert-Tof, J. 1999. Evolution of the depleted mantle: Hf isotope evidence from juvenile rocks through time. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62(3/4): 533-556.
- Vlach S.R.F. 2001. Microprobe monazite constraints for an early (ca. 790 Ma) Brasiliano orogeny: the Embu Terrane, Southeastern Brazil. In: *SOUTH-AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY III*, Pucon, Chile, Extended Abstracts, p. 265–268.
- Weber, W; Siga Jr, O; Sato, K; Reis Neto, J. M dos; Basei, M. A. S; Nutman, A. P. 2004. A Formação Água Clara na Região de Araçáiba – SP: Registro U-Pb de Uma Bacia Mesoproterozóica. *Geologia USP - Série Científica*, 4(1): 101-110.
- Wedepohl, K. H. 1995. The composition of the continental crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(7): 1217-1232.
- Wernick, E; Oliveira, M. A. F. de; Kawashita, K; Cordani, U. G; Delhal, J. 1976. Estudo Geocronológico pelo Método Rb/Sr em Rochas do Bloco Jundiá e Regiões Adjacentes. *Revista Brasileira de Geociências*, 6(2): 125-135.

- Whitehouse, M. J., Kamber, B. S., Moorbath, S. 1999. Age significance of U-Th-Pb zircon data from early Archean rocks of west Greenland-a reassessment based on combined ion-microprobe and imaging studies. *Chemical Geology*, 160: 201-224.
- Woodhead, J., Hellstrom, J., Hergt, J., Greig, A. & Maas, R (2007) Isotopic and elemental imaging of geological materials by laser ablation Inductively Coupled Plasma mass spectrometry. *Journal of Geostandards and Geoanalytical Research*, 31, p. 331-343.

Apêndice – I

(Metaconglomerados e Rochas Associadas do Grupo São Roque a Norte da Cidade de São Paulo, Brasil)

Metaconglomerados e rochas associadas do Grupo São Roque a norte da cidade de São Paulo, Brasil

Renato Henrique-Pinto¹ & Valdecir de Assis Janasi¹

Resumo O Grupo São Roque caracteriza-se por rochas depositadas em ambiente marinho com atividade vulcânica submarina, as ocorrências da Formação Morro Doce são dominadas por metarcóseos e metarenitos feldspáticos com expressivas lentes de metaconglomerados, que formam uma sequência considerada como unidade basal do Grupo São Roque. Rochas metavulcânicas ácidas e básicas intercaladas nesta sequência constituem importante marcador tectônico e geocronológico, e foram usadas para determinar sua idade de deposição (1.75-1.79 Ga). O estudo petrográfico dos clastos graníticos dos metaconglomerados permitiu a identificação de quatro variedades petrográficas: *biotita monzogranito porfirítico*, *monzogranito inequigranular*, *monzogranito equigranular* e *leucogranito inequigranular*. O caráter comagmático entre os clastos é confirmado pelos dados geoquímicos e geocronológicos. Rochas metavulcânicas ácidas que ocorrem intercaladas a metarcóseos e metaconglomerados, na região do Morro do Polvilho, caracterizam-se por meta-traquidacitos e meta-riolitos porfiríticos. Com características geoquímicas típicas de magmatismo intraplaca, em especial baixo mg# (~20), altos teores de Zr (560-730 ppm), Y e Nb, além de baixo Sr (70-120 ppm), as rochas metavulcânicas ácidas do Grupo São Roque apresentam similaridades com as metavulcânicas ácidas da base do Supergrupo Espinhaço. Por outro lado, o corpo anfibolítico do Jaraguá, de idade ainda desconhecida, parece ser intrusivo na Formação Morro Doce tem características geoquímicas mais próximas de magmatismo de fundo oceânico, com baixas concentrações de elementos incompatíveis como Rb, Nb e Th, o que as aproximam das rochas metabásicas supracrustais da região de Pirapora do Bom Jesus.

Palavras-chave: Grupo São Roque, metaconglomerados, ambientes tectônicos.

Abstract *Metacogglomerates and associated rocks of the São Roque Group, northern São Paulo city, Brazil.* The São Roque Group is composed of rocks deposited in marine environment with coeval volcanic activity, the Morro Doce Formation is dominated by meta-arkose and feldspatic meta-sandstone with expressive metaconglomeratic lenses, which form a sequence regarded as the basal unit of São Roque Group. Metavolcanic acidic and basic rocks interspersed in this sequence are an important tectonic and geochronologic marker (1.75-1.79 Ga). The petrographic study of the granite pebbles from the Morro Doce Formation metaconglomerates allowed the identification of four petrographic varieties: *porphyritic biotite monzogranite*, *inequigranular monzogranite*, *equigranular monzogranite* and *inequigranular leucogranite*. The comagmatic character of these pebbles is confirmed by petrographic and geochemical data. Acid metavolcanic rocks interlayered with meta-arkose and metaconglomerates in the Morro do Polvilho region correspond to trachydacite and porphyritic meta-rhyolite. The meta-arkose shows geochemical affinities with metaconglomerate granitic pebbles, and differs from the acid metavolcanic rocks both in their geochemical signature and in its sedimentary fabrics. Their geochemical characteristics are typical of within-plate magmatism, especially the low mg # (~20), high Zr (560-730 ppm), Y, Nb, and low Sr (70-120 ppm), and is similar to the acid metavolcanics from the on Espinhaço Supergroup. The Jaraguá amphibolite body, still of unknown age, seems to be intrusive into the Morro Doce Formation, and has geochemical characteristics akin to ocean-floor magmatism, with low concentrations of incompatible elements such as Rb, Nb and Th, and are similar to supracrustal metabasics from the Pirapora do Bom Jesus region.

Keywords: São Roque Group, metacogglomerates, tectonics environment.

INTRODUÇÃO A cadeia de montanhas que compõe as faixas dobradas da porção leste do Brasil, chamada por Eschwege (1824) de “serra do Espinhaço”, abriga antigas bacias sedimentares cujas idades e correlações ainda são temas controversos. Parte desta cadeia de montanhas, localizada nos Estados de Minas Gerais e São Paulo, recebe o nome Serra da Mantiqueira, e especificamente a norte de São Paulo, Serra da Cantareira (Derby, 1895).

A “serie de xistos metamorphycos” (Oliveira, 1887) que compõe parte do substrato rochoso que sustenta as regiões elevadas no Estado de São Paulo foi chamada por Gonzaga de Campos (1888) de “camadas de São Roque”, e posteriormente de “Série de São Roque” (Oliveira 1925). Esta sequência que se expõe principalmente a norte da cidade de São Paulo foi elevada à categoria de Grupo São Roque em 1963 (Paoliello, 1964).

1 - Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo (SP), Brasil. E-mail: renatohp@usp.br; vajanasi@usp.br

O Grupo São Roque caracteriza-se por rochas depositadas em ambiente marinho (Moraes Rego, 1933), com atividade vulcânica submarina (Carneiro *et al.* 1984). As ocorrências da Formação Morro Doce (Juliani *et al.* 1999) são dominadas por metarcóseos e metarenitos feldspáticos com expressivas lentes metaconglomeráticas, que formam uma seqüência considerada como unidade basal do Grupo São Roque. Os metaconglomerados que afloram a norte da cidade de São Paulo têm chamado a atenção dos geólogos desde os trabalhos de Coutinho (1955), e o amplo predomínio de clastos graníticos tem excelente potencial para identificação de suas fontes e idades.

Datação U-Pb em monazita de rocha metabásica apresentada por Hackspacher *et al.* (2000) (628 ± 9 Ma) foi interpretada como indicativa de que o Grupo São Roque se depositou no Ediacarano, tratando-se de unidade mais jovem que o Grupo Serra do Itaberaba, do Mesoproterozóico (Juliani *et al.* 2000). Datações K-Ar em biotita do arcabouço do metaconglomerado sugerem, no entanto, idades de metamorfismo da ordem de 800 Ma (Tassinari *et al.* 1985).

A deposição do Grupo São Roque tem sido determinada com maior segurança através de datações U-Pb de rochas metavulcânicas ácidas e básicas que ocorrem intercaladas na Formação Morro Doce (Carneiro *et al.* 1984), e indicam idades na passagem Estateriano-Calimíniano (1790 ± 14 Ma, van Schmus *et al.* 1986; 1750 ± 40 Ma; Oliveira *et al.* 2008). Esta idade sugere que a sedimentação do Grupo São Roque teve início a partir da “Tafrogênese Estateriana” (Brito Neves *et al.* 1995), o que abre a possibilidade de cronocorrelação com a base do Supergrupo Espinhaço (Schobbenhaus *et al.*, 1994; Brito Neves *et al.*, 1979) e a base do Supergrupo Açungui (Basei *et al.* 2003; Weber *et al.* 2004).

A idade obtida por Van Schmus *et al.* (1986) foi questionada por Juliani *et al.* (1997) com base na petrografia, uma vez que os meta-riodacitos por eles datados foram reinterpretados como metarcóseos. Portanto, por essa ótica, os zircões datados seriam detríticos, o que representaria a idade de uma das fontes, e não da deposição do pacote sedimentar intercalado com essas rochas.

Em uma fase inicial, a presente pesquisa explorou a possibilidade de proveniência dos metaconglomerados do Grupo São Roque a partir de um arco magmático continental neoproterozóico, sugerido pela datação e interpretação paleogeográfica (bacia de “back-arc”) de Hackspacher *et al.* (2000). Foi feita uma comparação geoquímica detalhada entre os clastos dos metaconglomerados e os granitos neoproterozóicos, a partir das variedades petrograficamente similares às identificadas nos clastos. Embora tenham sido reveladas similaridades com alguns dos granitos neoproterozóicos do batólito Agudos Grandes (Henrique-Pinto & Janasi 2007), discrepâncias para importantes elementos traços como Rb, Nb e Ga mostraram que os clastos não têm equivalência com nenhum dos granitos neoproterozóicos regionais conhecidos.

Os clastos graníticos do metaconglomerado foram estudados em detalhe por Henrique-Pinto (2008)

e datados em 2.2 Ga (U-Pb por LA-MC-ICPMS), que é, portanto a idade da área-fonte predominante da Fm. Morro Doce, consistente com a idade de deposição dos metaconglomerados de 1.75-1.79 Ga, indicada pelas datações U-Pb em rochas metavulcânicas intercaladas.

SITUAÇÃO TECTÔNICA Moraes Rego (1931) chamou de Pré-Brasilides as estruturas que se anexaram a escudos arqueanos para dar origem à “grande molhe continental chamada Brasília”. No Brasil, a fragmentação dessa grande massa continental resultou na geração de bacias oceânicas, com sedimentação provavelmente iniciada ao final do Paleoproterozóico (Brito Neves *et al.* 1995). Registros da geração de um “supercontinente” durante o período Orosiriano, com fragmentação iniciada no Estateriano, são encontrados em outras partes do mundo (Condie 2002; Rogers & Santosh 2002).

O Grupo São Roque caracteriza-se por rochas depositadas em ambiente marinho (Moraes Rego 1933) com atividade vulcânica submarina (Carneiro *et al.* 1984). Está localizado na Província Estrutural Mantiqueira (Almeida *et al.* 1981), e seria parte, segundo diferentes autores, da Faixa de Dobramentos Ribeira (Hsui *et al.* 1975a), Faixa Apiaí (Campos Neto & Figueiredo 1995) ou Domínio Apiaí (Campanha & Sadowski 1999). No modelo tectônico de Campos Neto 2000, ele faz parte do Domínio Apiaí-São Roque, que é limitado a sul pelo Domínio Embu (Complexos Pilar e Embu) e a norte pelo Domínio Socorro Guaxupé (Fig. 1).

Uma seqüência vulcano-sedimentar presente na região da Serra do Itaberaba foi caracterizada como a base do Grupo São Roque (Coutinho *et al.* 1982), sendo composta por vulcânicas e sub-vulcânicas básicas e seus tufos, bem como camadas argilosas, margas e intercalações de sedimentos químicos silicosos. Acima desta seqüência foi descrito um pacote com menor metamorfismo, representado na base por “metarcóseos rítmicos” sucedido por filitos com intercalações quartzíticas (Campos Neto *et al.* 1983).

A seqüência basal foi posteriormente distinguida como Grupo Serra do Itaberaba por Juliani *et al.* (1986), que a subdividiram em três formações. A Formação Morro da Pedra Preta (basal) composta por rochas metavulcanoclásticas, calciossilicáticas, e formações ferríferas, sobreposta pela Formação Nhanguçu, composta por sedimentos clasto-químicos; a Formação Pirucaia formada por rochas essencialmente quartzíticas, corresponderia às fácies marginais da bacia, e seria cronocorrelata às outras duas.

Esta seqüência foi separada do Grupo São Roque principalmente por tratar-se de rochas que registram “durante o desenvolvimento da foliação S_1 ”, grau metamórfico predominantemente da fácies anfibolito médio, em contraposição ao Grupo São Roque (fácies xistos verdes). O contato erosivo entre os dois grupos seria atestado pela presença de clastos de fragmentos vulcânicos relacionados ao Grupo Serra do Itaberaba nos metaconglomerados da base do Grupo São Roque (Juliani 1993; Martin 2000). Juliani *et al.* (2000) apresentaram idade U-Pb em zircão de 1395 ± 10 Ma para

Figura 1 - Mapa Geotectônico modificado de Campos Neto (2000). 1- Coberturas fanerozoicas e rochas intrusivas; 2- Granitos tardi e pós-tectônicos; 3- (Granada)-(muscovita)-miotita granitos; 4- Biotita granitos porfiríticos; 5- Hornblenda-biotita granitos porfiríticos; 6- Domínio Socorro- Guaxupé (predomínio de granada migmatitos); 7- Gnaisses paleoproterozóicos; 8- Domínio Embu (Complexos Pilar e Embu); 9- Grupo São Roque; 10- Grupo Serra do Itaberaba; 11- Complexo Costeiro.

meta-andesito da Formação Morro da Pedra Preta, posicionando a deposição do Grupo Serra do Itaberaba no Mesoproterozóico.

A zona de falhamento transcorrente de Jundiuvira foi caracterizada como uma descontinuidade limítrofe entre blocos, separando o “Bloco São Roque” do “Bloco Jundiá”, situado a norte (Hasui *et al.* 1969). As rochas da região da Serra do Japi foram incluídas por Wernick (1976) no Grupo Amparo, e divididas em membros pelíticos (“Formações Ermida”) e psamo-pelíticos (“Formação Japi”), sem continuidade com as rochas do Grupo São Roque, o que também foi observado por Hasui *et al.* (1978). No entanto, Moraes (1944) e Campos Neto (2000), admitem que os metassedimentos da Serra do Japi constituam continuidade do Grupo São Roque a norte deste limite (Fig. 1).

O magmatismo granítico é intenso no Domínio Apiaí-São Roque, caracterizado por Campos Neto (2000) como um arco magmático desenvolvido na margem do cráton Paranapanema. É dominado por granitos cálcio-alcalinos potássicos neoproterozóicos, que constituem a massa principal de três extensos batólitos alongados na direção NE-SW (Cunhaporanga, Três Córregos e Agudos Grandes). Inúmeros plútons isolados, incluindo as principais intrusões no Domínio São Roque, devem constituir satélites dessas grandes massas graníticas, tendo em vista as semelhanças composicionais e de idade (Janasi & Ulbrich 1991) (Fig. 1).

GEOLOGIA LOCAL A área de estudo concentra-se nas ocorrências da Formação Morro Doce (Juliani 1999), considerada unidade basal do Grupo São Roque (Coutinho 1955); parte das rochas em estudo foi tam-

bém posicionada como sequência inferior (Cordani *et al.* 1961; Dantas 1990), e chamada de Formação Boturuna (Hasui 1973). Outras designações como “pacote superior” (Campos Neto *et al.* 1983), unidade “metapsamítica impura” (Carneiro 1983) ou “associação siliciclástica basal” (Fernandes da Silva 2004), também foram usadas para definir ocorrências similares, embora definidas em diferentes localidades.

Para a base do Grupo São Roque, Martin (2000) propõe correlação lateral entre as Formações Morro Doce (Juliani *et al.* 1999) e Pirapora (Bergmann 1988). Em contato transicional com metarcóseos e metaconglomerados da Formação Morro Doce, estariam representados os sedimentos da Formação Boturuna (Hasui 1973). A unidade de topo, composta predominantemente por sedimentos rítmicos, foi comparada por Martin (2000) à Formação Piragibu (Hasui 1973), e ao membro arenoso da Formação Estrada dos Romeiros (Bergmann 1988).

A maior área de ocorrência da Formação Morro Doce encontra-se a noroeste da cidade de São Paulo, na porção sudeste da Folha Santana do Parnaíba (IPT 1983). Esta Formação caracteriza-se por predomínio de metarcóseos que se interdigitam com espessas lentes de metaconglomerados polimíticos de seixos e calhaus estirados, sustentados por um arcabouço bem recristalizado. Nas regiões topograficamente mais elevadas, como o Pico do Jaraguá, ocorrem metarenitos e metarenitos feldspáticos. Pequenos corpos de rochas metavulcânicas encontram-se intercalados no pacote, como rochas metavulcânicas básicas (ex: pequenos corpos dentro da unidade de metarcóseos) e “metariodacitos” (da região do Morro do Polvilho).

O corpo anfibolítico do Jaraguá, com dimen-

sões de aproximadamente 1,5 x 2,5 km (Gomes 1962), ocorre a oeste do Granito Cantareira, em aparente discordância em relação aos xistos e quartzitos. Pequenas manchas de metacalcários impuros circundam localmente a ocorrência.

Ocorrências de estauroлита xistos, que devem estar associadas ao Grupo Serra do Itaberaba encontram-se embutidas no pacote de metarcóseos, mas as relações de contato não puderam ser definidas em decorrência do intemperismo. No centro-norte da área de estudo (Fig. 2) aparecem expressivas ocorrências de rochas cálcio-silicatadas (Cordani 1963).

Entre os plútons graníticos neoproterozóicos que aparecem na área do mapa (Fig. 2) destacam-se os batólitos Itaqui e Cantareira que, segundo IPT (1983), são separados entre si por zonas miloníticas, e um pequeno

plúton presente na região da Fazenda Itahyê, intrudindo a unidade de metarcóseos. Todas estas ocorrências apresentam características petrográficas similares (biotita granitos porfiríticos, em parte com hornblenda). Diferem destas ocorrências o Granito Tico-Tico, constituído por leucogranitos a duas micas, que é intrusivo no Grupo Serra do Itaberaba, e veios pegmatíticos que ocorrem ocasionalmente invadindo o pacote de metarcóseos.

Metaconglomerados Uma expressiva exposição de metaconglomerados da Formação Morro Doce encontra-se nas pistas sul e norte do Rodoanel Viário Metropolitano de São Paulo (km 9,5), na região do Morro Doce (Ponto MD-01) (Henrique-Pinto 2008). Outras ocorrências estudadas encontram-se na região da Fazenda Itahyê (Ponto MD-25) e Morro do Polvi-

Figura 2 - Mapa Geológico da Folha Santana de Parnaíba (SF-23-Y-C-III-3): Noroeste da cidade de São Paulo - modificado de IPT (1981): A- Metavulcânicas Ácidas; B- Metavulcânicas Básicas; C- Metaconglomerados; D- Metarcóseos.

lho (Ponto MD-10) (Fig. 2).

Em todas essas exposições, os metaconglomerados caracterizam-se como polimíticos, com calhaus e seixos de dimensões variadas, a maioria com 10 a 20 cm; os maiores podem alcançar até 50 cm para o eixo de alongação maior. Muitos dos clastos se tocam, porém entre eles sempre aparecem vestígios de arcabouço. São amoldados pela deformação, de modo que os contatos entre os seixos podem ser sinuosos. As características estruturais observadas assemelham-se às descritas por Coutinho (1955, 1968) em outras ocorrências desta unidade, nas quais a deformação não apaga por completo o acentuado arredondamento original dos clastos graníticos. Muitos, entretanto, também exibem forte deformação, manifestada por feições como interpenetração, alongamento assimétrico e fragmentação de material dentro do arcabouço (Fig. 2C). A exposição do Morro Doce mostra uma aparente orientação da petrotrama pretérita à deformação, indicativa de um possível imbricamento provocado por transporte em ambiente fluvial, porém não se descarta a possibilidade de se tratar de depósitos gerados por fluxo de massa (Turra *et al.* 2007).

Os metaconglomerados da região do Morro Doce registram efeitos hidrotermais de carbonatização e sulfetação ao longo de veios e microvenulações. Os veios de quartzo e calcita mais expressivos aparecem posicionados ortogonalmente à foliação principal, porém as ramificações são disseminadas por toda a exposição. A introdução de pirita secundária pode ser responsável pela redução nos valores de susceptibilidade magnética (**SM**) nos clastos graníticos ($K = 0,07-0,47 \times 10^{-3}$ SI), uma vez que os metaconglomerados da região da Fazenda Itahyê e do Morro do Polvilho, apesar da intensa deformação e da presença de pirita, mostraram-se menos afetados pelo hidrotermalismo, e seus clastos graníticos registram valores de **SM** significativamente mais altos ($K = 2,1-12,2 \times 10^{-3}$ SI).

PETROGRAFIA DOS CLASTOS Embora os metaconglomerados da Formação Morro Doce sejam polimíticos, existe um amplo predomínio de clastos graníticos, que formam cerca de 80 a 90% do volume total, e apresentam características petrográficas similares em todas as exposições estudadas. Os demais litotipos encontrados correspondem a quartzitos e rochas metabásicas (Figs. 3E e F, respectivamente), que não foram estudados em maior detalhe neste trabalho.

Por apresentarem maior resistência à deformação, os clastos graníticos, principalmente aqueles de maior dimensão (acima de 20 cm), ainda preservam estruturas reliquias. Predominam amplamente biotita monzogranitos leucocráticos equigranulares e inequigranulares, de granulação média a grossa com baixo índice de cor (**IC**= 3-5); embora muito restritas, foram também encontradas variedades porfíricas com **IC**= 6-7. As diferenças texturais e petrográficas dos clastos graníticos permitiram a caracterização de quatro variedades:

-**Biotita Monzogranito Porfírico** (**IC**= 6-7) (Fig. 3A) apresenta textura porfiroclástica, com megacristais de microclínio rotacionados, com peque-

nas inclusões de plagioclásio (andesina-oligoclásio), circundados por uma matriz fina composta por quartzo e feldspatos granoblásticos, muscovita e biotita associada a clorita nas bordas. O quartzo apresenta-se bem recristalizado, com contatos serrilhados, e entre os minerais acessórios mais comuns aparecem zircão, apatita, allanita, epidoto, titanita, minerais opacos e calcita.

-**Monzogranito Inequigranular** (**IC**= 3-5) (Fig. 3B) apresenta textura granular hipidiomórfica média a grossa (4-6 mm). O plagioclásio (andesina-oligoclásio) encontra-se intensamente sericitizado, com hábito parcialmente preservado e geminações deformadas. O quartzo é xenomórfico de contatos interlobados a serrilhados. Entre os minerais acessórios mais comuns aparecem titanita, allanita euédrica, apatita e zircão, este último definindo expressivos halos pleocróicos em cristais de biotita. Entre os minerais opacos predomina a pirita; calcita ocorre em microvenulações.

-**Monzogranito Equigranular** (**IC**= 3-5) (Fig. 3C) apresenta textura granular hipidiomórfica média (3-4 mm). O plagioclásio (oligoclásio-andesina) está fortemente sericitizado, porém com geminações ainda visíveis. O quartzo é xenomórfico de contatos interlobados a serrilhados. É comum a associação entre mineral opaco e biotita com bordas substituídas por clorita. Os minerais acessórios mais comuns são minerais opacos euédricos, titanita e carbonatos subidiomórficos.

-**Leucogranito Inequigranular** (**IC**= 2-3) (Fig. 3D) apresenta textura granular hipidiomórfica grossa (5-7 mm); apesar da intensa deformação, alguns aspectos da textura ígnea original ainda podem ser observados. Os cristais de plagioclásio (oligoclásio) muitas vezes estão inclusos em feldspato alcalino pertítico; já o quartzo encontra-se xenomórfico de contatos interlobados a serrilhados. É comum a associação mineral opaco-biotita-clorita-titanita; epidoto e calcita são euédricos e ocorrem em relações texturais que sugerem crescimento tardio.

Metarcóseos Os metarcóseos, rochas de maior expressão da Formação Morro Doce, abrigam as maiores ocorrências de metaconglomerados, com os quais ocorrem intercalados. Quando inalterados, os metarcóseos apresentam brilho “sedoso” e bandamento composicional (Fig. 2D); os valores de susceptibilidade magnética são baixos ($K \leq 0,2 \times 10^{-3}$ SI).

Os metarcóseos e metarenitos arcoseanos apresentam petrotrama sedimentar composta predominantemente por feldspatos detríticos sub-angulosos dispersos em uma matriz fina constituída essencialmente por muscovita, biotita, clorita e pequenas acumulações de quartzo. Entre os minerais acessórios mais comuns aparecem titanita, zircão, minerais opacos e calcita.

Rochas Metavulcânicas A maior manifestação do magmatismo básico da região estudada corresponde ao corpo anfibolítico do Jaraguá (Gomes 1962); estas ocorrências foram designadas anfibolitos metabásicos por Carneiro (1983). Aparentemente discordante com relação ao pacote metapsmítico, com feições de mapa sugerindo um contato intrusivo de geometria oval (Fig. 2), o

Figura 3 - Aspectos de campo dos diferentes litotipos de clastos dos metaconglomerados da Formação Morro Doce: A- Biotita Monzogranito Porfíritico; B- Monzogranito Inequigranular; C- Monzogranito Equigranular; D- Leucogranito Inequigranular; E- Quartzito; F- Rocha Metabásica.

corpo anfibolítico do Jaraguá (Ponto MD-43) tem foliação metamórfica incipiente, e apresenta mineralogia à base de hornblenda, plagioclásio, epidoto e titanita.

Na região do Morro do Polvilho ocorrem rochas metavulcânicas ácidas (Ponto MD-06 – Fig. 2A) que se intercalam com metarcóseos e metaconglome-

rados, e foram designadas por Carneiro *et al.* (1984) como “meta-riodacitos”. Com base na sua composição química (Le Bas *et al.* 1986), elas são reclassificadas neste trabalho como meta-traquidacitos e meta-riolitos porfíricos (Fig. 4). Essas rochas têm fenocristais (0,5 – 1,0 cm) de plagioclásio sódico (oligoclásio) que ape-

sar da deformação, responsável pela geração de sombras de pressão, ainda preservam as características de cristais magmáticos (e.g., caráter subidiomórfico).

A susceptibilidade magnética das rochas metavulcânicas ácidas alcança valores muito elevados ($K = 100 \times 10^{-3}$ SI), refletindo a grande quantidade de magnetita; esses valores tendem a diminuir próximo ao contato com os metaconglomerados, mas mantêm-se tipicamente muito elevados e contrastados com os dos metarcóseos (e.g., $K = 45 \times 10^{-3}$ SI – Ponto MD-10).

Rochas metavulcânicas básicas amigdaloidais ocorrem preferencialmente como pequenos corpos dentro da unidade de metarcóseos (Ponto MD-39). Estas podem ocorrer na forma de dique cortando a unidade metaconglomerática na região do Morro Doce (Fig. 2B - Ponto MD-01), onde a deformação e recrystalização metamórfica apagaram por completo a textura original do protólito ígneo. Em outra ocorrência estudada (Ponto MD-39), são comuns amígdalas estiradas que variam de 0,5 a 3 cm em uma matriz fina composta por epidoto, biotita, quartzo e plagioclásio granoblásticos, e minerais opacos.

GEOQUÍMICA DOS CLASTOS GRANÍTICOS, METARCÓSEOS E ROCHAS METAVULCÂNICAS

Os seixos graníticos predominantes têm características metaluminosas a fracamente peraluminosas, são ricos em SiO_2 (65-78%), e têm $\text{mg\#} = 25-35$. As razões A/CNK originais devem ter sido em geral menores que 1, como indicado pela presença característica de minerais acessórios cálcicos como titanita e allanita. Entretanto, o caráter metaluminoso de alguns seixos mais afetados por alteração hidrotermal foi exagerado pela introdução de calcita secundária.

Diagramas de variação usando sílica como índice de diferenciação mostram tendências lineares de correlação negativa com Na_2O , MgO , CaO , Fe_2O_3 , TiO_2 e P_2O_5 , compatíveis com a evolução de uma suíte comagmática. Observa-se uma correlação negativa entre $\text{mg\#}$ e SiO_2 , de forma que os seixos de *biotita monzogranito porfirítico* com maior IC, representaria um membro mais primitivo da suíte (Fig. 5 - dados na tabela 1).

A maioria dos elementos traço, como Ba, Sr, V, Zr e Ga, mostra tendência de diminuição a partir de seixos graníticos menos diferenciados. Outros, como Ce, Y e Th, mostram variação distinta, onde os teores são mais baixos no granito porfirítico, atingem valores máximos nos seixos graníticos inequigranulares e equigranulares, e diminuem nos leucogranitos inequigranulares. (Fig. 6 - dados na tabela 1).

Os padrões de elementos de terras raras mostram pequeno aumento em ETR leves, como indicado pelo maior fracionamento ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 23-43$) nas variedades equi e inequigranulares em relação à variedade mais primitiva porfirítica ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 17$). Em contrapartida, o seixo de leucogranito apresenta padrão pouco fracionado, com forte enriquecimento em ETR pesados ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 5$), característico de rochas graníticas mui-

Figura 4 - Classificação química (Le Bas et al. 1986) das rochas metavulcânicas da Formação Morro Doce.

to diferenciadas. Todas as variedades apresentam leve anomalia negativa de Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,46$ e $0,64$), com exceção das amostras de monzogranito inequigranular (MD-25A) e leucogranito inequigranular coletadas na região da Fazenda Ithayê (Fig. 7A - dados na tabela 3).

O padrão de elementos terras-raras do metarcóseo é, em linhas gerais, semelhante à média dos clastos, com razão $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 12$, mas apresenta anomalia negativa de Eu pouco expressiva ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,82$), o que sugere a contribuição de fontes adicionais. Fontes ígneas de caráter máfico parecem ter tido um papel importante durante a sedimentação dos metarcóseos, como mostram as razões Cr/Th , Ti/Zr e Co/Th (Fig. 7B), mas a assinatura de ETR do clasto de rocha metabásica analisado não poderia responder pelo comportamento do Eu, pois tem anomalia fortemente negativa ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,48$).

Os meta-traquidacitos e metariólitos, quando comparados aos metarcóseos, formam um grupo quimicamente coeso (e.g., intervalo de SiO_2 entre 67 e 68%, enquanto nos metarcóseos este intervalo é de 69 e 76%). Altos teores de Fe_2O_3 (7-5%), baixo P_2O_5 (0,08-0,13%) e $\text{mg\#} = (19-23)$ também diferenciam as rochas metavulcânicas ácidas dos metarcóseos, que acompanham o espalhamento dos clastos de granito dos metaconglomerados. São menores também os valores de perda ao fogo nas rochas metavulcânicas ácidas (Fig. 5 - dados na tabela 2).

As rochas metavulcânicas básicas amigdaloidais (meta-traquiandesitos basálticos) que ocorrem intercaladas no pacote metarcoseano diferem petrograficamente dos anfibólitos regionais (ex: corpo anfibolítico do Jaraguá). Estas diferenças são confirmadas pela geoquímica, que mostra teores mais ele-

Figura 5 - Diagramas de variação (elementos maiores) para rochas da Formação Morro Doce utilizando SiO_2 como índice de diferenciação.

vados de P_2O_5 , TiO_2 , K_2O , Ba, Sr, Zn, Ce e Y com relação aos anfibolitos, que por sua vez apresentam mais alto CaO. (Fig. 8 - dados na tabela 2).

A assinatura das rochas metavulcânicas ácidas é típica de magmatismo intraplaca (Fig. 10), com destaque para o baixo mg#, altos teores de HFSE (em especial Zr e Hf), e altos teores de LILE (Rb, Ba, Th e U), contrastados com baixo Sr (70-120 ppm), além de baixas razões Cr/Th e Al/Ti (Figs. 9A, B, C, D). Tais características

as aproximam das metavulcânicas ácidas Rio dos Remédios que ocorrem na base do Supergrupo Espinhaço, Chapada Diamantina (McReath *et al.* 1981).

A amostra de meta-traquiandesito basáltico (Ponto MD-39, Fig. 4) com elevados teores de K_2O e outros elementos litófilos, tem teores relativamente altos de LILE (Rb, Ba e U), HFSE (Zr e Nb), e altas razões La/Sc, Zr/Y. Estas características, somadas ao padrão mais fracionado, com enriqueci-

Figura 6 - Diagramas de variação (elementos traços) para rochas da Formação Morro Doce utilizando SiO_2 como índice de diferenciação.

mento equivalente em ETR leves ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 13$), e anomalia negativa de Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,74$ nas metavulcânicas básicas e 0,59 nas ácidas), sugerem um magmatismo intraplaca de caráter bimodal para o vulcanismo associado à Formação Morro Doce.

Os anfibolitos do Jaraguá apresentam padrão de ETR pouco fracionado, com razão $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 1,6$ e $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1,0$ (Fig. 9C - dados na tabela 3) e características geoquímicas de basaltos toleíticos, quando

comparados aos dados de Irvine & Baragar (1971) (Fig. 11C), mais próximas de magmatismo de fundo oceânico tipo MORB quando comparados aos dados de Pearce & Cann (1973); Pearce & Norry (1979); Vermeesh (2006) (Figs. 11 A, B, D), com baixas concentrações de elementos incompatíveis como Rb, Nb e Th. Nesse sentido, embora de idade ainda desconhecida, mostram semelhanças com as rochas metabásicas supracrustais (com estruturas tipo “pillow lava”)

Figura 7 - (A) Padrões de elementos terras raras de clastos dos metaconglomerados e metarcóseos da Formação Morro Doce normalizados para o condrito (Taylor & MacLennan 1985); (B) razões de clastos dos metaconglomerados e metarcóseos da Formação Morro Doce normalizadas pela média da crosta (Wedepohl 1995).

Figura 8 - Diagramas de variação utilizando SiO_2 como índice de diferenciação comparando as rochas metavulcânicas com ocorrências estudadas por Lazzari (1987) e Tassinari et al. (2001).

da região de Pirapora do Bom Jesus (Lazzari 1987; Tassinari et al. 2001).

CONCLUSÕES O estudo petrográfico dos clastos graníticos do metaconglomerado do Grupo São Roque permitiu a identificação de quatro variedades petrográ-

ficas: *biotita monzogranito porfirítico*, *monzogranito inequigranular*, *monzogranito equigranular* e *leucogranito inequigranular*. O caráter comagmático entre os clastos é sugerido pelo alinhamento em uma mesma tendência, com diminuição nos teores de Na_2O , MgO , CaO , Fe_2O_3 , TiO_2 e P_2O_5 com o aumento da sílica, refle-

Figura 9 - Comparação geoquímica entre rochas metavulcânicas e metarcóseos da Formação Morro Doce. (A)- HFSE normalizados pela média da crosta (Wedepohl 1995); (B) LILE normalizados pela média da crosta (Wedepohl 1995); (C) ETR normalizados por valores condriticos (Taylor & MacLennan 1985); (D) razões normalizadas pela média da crosta (Wedepohl 1995).

tindo a tendência normal de diferenciação em magmas graníticos. Existe uma correlação negativa entre $mg\#$ e SiO_2 , de forma que quanto mais félsico é o seixo (leucogranito inequigranular), menor é o $mg\#$. Portanto, a variedade biotita monzogranito porfirítico com maior **IC** representaria um membro mais primitivo com relação à evolução magmática dos magmas parentais.

De características metaluminosas a fracamente peraluminosas, os seixos graníticos predominantes são ricos em SiO_2 (65-78%), e têm $mg\# = 25-35$. As razões A/CNK originais devem ter sido em geral menores que 1, como indicado pela presença característica de minerais acessórios cálcicos como titanita e allanita. Entretanto, o caráter metaluminoso de alguns seixos mais afetados por alteração hidrotermal foi exagerado pela introdução de calcita secundária.

Os metarcóseos diferenciam-se das rochas metavulcânicas ácidas por apresentarem petrografia sedimentar composta predominantemente por feldspatos

detríticos sub-angulosos e geoquímica que acompanha o espalhamento dos clastos dos metaconglomerados aos quais estão associados. São diferentes também os valores de susceptibilidade magnética, notavelmente mais elevados nas metavulcânicas ácidas ($K = 40-100 \times 10^{-3}$ SI), quando comparados aos metarcóseos ($0,2 \times 10^{-3}$ SI). Portanto, conclui-se que a idade U-Pb em zircão de 1790 ± 14 Ma obtida por van Schumus *et al.* (1986) representa a idade de cristalização das rochas metavulcânicas ácidas, e não a idade da área fonte do Grupo São Roque, como proposto por Juliani *et al.* (1997).

Os meta-traquidacitos e meta-riolitos apresentam geoquímica típica de magmatismo intraplaca (Pearce *et al.* 1979), em especial baixo $mg\#$, altos teores de HFSE, em especial Zr, Hf, e altos teores de LILE (Rb, Ba, Th e U), além do baixo Sr (70-120 ppm), e de baixas razões Cr/Th e Al/Ti. É interessante notar que essas feições são similares às das rochas metavulcânicas ácidas Rio dos Remédios, que ocorrem na base do Supergrupo

Figura 10 - Diagrama ($Nb \times Y$) e ($Rb \times Y+Nb$) (Pearce et al. 1984) para rochas metavulcânicas ácidas da região do Morro do Polvilho.

Figura 11 - Diagramas de discriminação tectônica para rochas metavulcânicas da região do Pico do Jaraguá e Morro Doce. A - Diagrama ($Zr/Y \times Zr$) (Pearce & Norry 1979); B - Diagrama ($Ti/100 \times Zr \times Y*3$) (Pearce & Cann 1973); C - Diagrama AFM (Irvine & Baragar 1971); D - Diagrama ($Ti/40 \times Sr \times Si/1000$) (Vermeesh 2006).

Tabela 1 - Análises químicas de seixos graníticos da Formação Morro Doce obtidas por FRX. smp = biotita monzogranito porfíritico; smi = monzogranito inequigranular; sme = monzogranito equigranular; sli = leucogranito inequigranular.

	MD 01 N	MD 01 E	MD 01 F	MD 01 I	MD- 25a	MD- 34a	MD- 07A	MD 01 C	MD 01 H	MD 03B	MD- 11B	MD- 10B	MD- 26a	MD 01D	MD- 10A	MD- 11A
	smp	smi	smi	smi	smi	smi	smi	sme	sme	sme	sme	sme	sli	sli	sli	sli
SiO ₂	64.40	72.87	75.16	70.49	77.71	73.46	72.58	72.45	72.60	74.35	73.20	73.33	75.40	76.76	78.26	77.87
Al ₂ O ₃	14.95	11.50	11.74	12.28	10.73	13.41	13.29	13.36	12.73	12.89	13.00	13.01	12.56	11.13	11.63	11.93
MnO	0.067	0.044	0.036	0.048	0.019	0.024	0.027	0.025	0.028	0.018	0.022	0.023	0.010	0.024	0.014	0.012
MgO	1.28	0.29	0.31	0.60	0.65	1.09	0.55	0.30	0.33	0.68	0.29	0.36	0.18	0.15	0.10	0.59
CaO	3.58	2.77	1.73	2.83	0.80	0.48	1.72	1.03	1.12	0.59	2.03	1.34	0.38	0.84	0.87	1.59
Na ₂ O	4.25	3.64	4.16	2.93	1.93	3.56	1.88	3.38	3.02	2.63	2.48	2.95	3.00	2.64	3.47	2.45
K ₂ O	3.57	4.27	3.35	5.03	4.52	3.88	6.59	4.97	5.52	6.68	5.23	5.65	5.99	5.14	3.89	4.81
TiO ₂	0.525	0.185	0.140	0.299	0.184	0.268	0.270	0.256	0.207	0.147	0.217	0.200	0.150	0.087	0.029	0.060
P ₂ O ₅	0.204	0.034	0.025	0.054	0.046	0.064	0.048	0.041	0.064	0.032	0.027	0.016	0.015	0.005	0.012	0.012
Fe ₂ O ₃	3.95	1.42	1.57	2.24	2.01	1.82	1.48	1.75	1.62	0.94	1.41	1.29	0.92	0.83	0.53	0.46
P.F.	3.35	2.38	1.70	2.66	0.53	0.92	0.79	1.27	1.55	0.98	0.86	1.14	0.48	1.06	0.48	0.96
Total	100.13	99.40	99.92	99.46	99.13	98.98	99.23	98.84	98.77	99.97	98.77	99.32	99.09	98.68	99.28	100.74
Ba	647	539	416	645	701	565	1286	833	711	769	827	993	636	738	528	735
Ce	123	118	66	157	61	62	139	172	144	< 35	87	102	76	32	< 35	< 35
Cr	83	51	32	16	< 13	15	18	17	23	< 13	30	20	< 13	24	< 13	< 13
Cu	29	41	32	20	7	19	35	45	38	40	17	104	7	44	34	5
Ga	18	13	18	14	16	16	16	19	17	9	17	15	14	13	19	13
La	69	74	45	87	38	144	148	102	81	35	71	82	43	18	< 28	< 28
Nb	16	15	13	14	< 9	16	< 9	20	19	8	18	17	24	14	27	10
Nd	48	43	34	34	< 14	59	60	63	41	< 14	36	42	21	25	< 14	26
Ni	26	5	5	9	< 5	5	< 5	< 5	< 5	5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Pb	31	40	14	21	33	20	19	26	20	40	30	29	22	24	21	26
Rb	156	73	77	123	151	129	194	101	113	113	143	112	99	79	78	119
Sr	305	328	336	277	96	181	104	227	271	112	222	155	86	224	128	141
Th	41	62	35	93	15	66	101	81	72	46	72	85	77	23	11	22
U	8	7	7	9	12	15	10	9	8	9	14	16	19	7	7	7
V	39	9	11	24	41	17	15	10	8	27	11	15	7	7	9	20
Y	28	23	20	29	20	140	34	18	27	22	47	30	27	14	44	56
Zn	62	22	17	50	28	17	17	19	17	16	12	17	8	7	7	5
Zr	307	170	127	239	84	231	208	218	198	128	185	184	152	131	76	65

Tabela 2 - Análises químicas de rochas metassedimentares (metarcóseos) e metavulcânicas da Formação Morro Doce obtidas por FRX. ma = metarcóseo; mva = rocha metavulcânica ácida; mvb = rocha metavulcânica básica; anfíbolito.

	MD-03a	MD-04a	MD-26b	MD-36	MD-38	MD 01 B	T 327	MD-06	MD-08	MD-09	MD-39a	MD-43	MD-46	MD-47
	ma	ma	ma	ma	ma	ma	mva	mva	mva	mva	mbv	anfíbolito	anfíbolito	anfíbolito
SiO ₂	74.07	73.91	75.89	75.16	69.14	70.85	69.59	67.92	68.59	68.87	51.74	49.35	47.65	48.55
Al ₂ O ₃	10.55	12.90	10.92	12.09	13.65	13.31	12.57	12.07	12.77	12.56	13.85	13.80	13.86	14.04
MnO	0.034	0.023	0.025	0.030	0.055	0.039	0.050	0.046	0.066	0.080	0.206	0.189	0.190	0.164
MgO	1.11	0.88	0.78	0.76	1.98	1.70	0.60	0.95	0.38	0.95	6.43	6.97	8.13	7.54
CaO	2.75	0.65	0.75	1.07	1.58	1.16	1.18	1.30	1.55	1.43	3.99	10.05	10.45	9.90
Na ₂ O	1.57	2.60	2.32	3.18	3.33	1.07	2.75	3.10	2.21	3.36	1.89	2.43	2.76	3.36
K ₂ O	3.63	4.20	3.98	3.80	3.47	4.85	5.79	5.35	6.31	3.68	3.43	0.05	0.18	0.25
TiO ₂	0.287	0.282	0.306	0.244	0.591	0.403	0.563	0.627	0.599	0.748	2.039	1.406	1.182	1.167
P ₂ O ₅	0.077	0.100	0.077	0.103	0.212	0.152	0.081	0.086	0.093	0.136	0.873	0.106	0.081	0.079
Fe ₂ O ₃	2.27	2.23	2.50	1.82	3.68	3.66	4.98	6.74	5.23	6.21	12.52	13.92	13.64	12.87
P.F.	3.05	1.38	1.37	0.95	1.64	2.36	0.80	0.51	0.90	0.70	1.40	0.58	1.03	1.19
Total	99.40	99.16	98.92	99.21	99.33	99.55	98.95	98.70	98.70	98.72	98.37	98.85	99.15	99.11
Ba	787	814	864	749	821	1088	1454	1263	1744	1146	1036	< 37	39	42
Ce	42	43	48	< 35	87	87	78	121	146	156	130	71	73	80
Co	6	< 6	< 6	< 6	9	11	< 6	7	< 6	< 6	36	48	48	41
Cr	36	25	69	26	45	82	< 13	17	< 13	< 13	181	240	111	315
Cu	20	< 5	13	9	< 5	< 5	7	< 5	17	25	172	220	81	94
Ga	14	17	14	14	15	17	19	23	20	19	19	18	17	20
La	37	< 28	37	189	59	53	83	85	109	117	64	< 28	< 28	< 28
Nb	< 9	< 9	< 9	< 9	< 9	12	30	39	32	32	15	< 9	< 9	< 9
Nd	18	26	21	116	53	37	37	81	85	78	72	16	21	18
Ni	7	10	12	11	19	16	< 5	< 5	< 5	< 5	78	102	108	120
Pb	5	< 4	22	7	-1	< 4	22	7	12	< 4	12	11	5	9
Rb	131	124	130	94	95	172	182	150	182	114	68	3	4	4
Sr	184	106	108	159	196	68	70	121	75	99	180	134	102	104
Th	22	10	23	8	13	13	22	17	14	14	10	8	8	7
U	< 3	13	13	10	8	9	8	12	11	8	3	< 3	< 3	< 3
V	82	35	37	19	47	47	12	15	8	18	215	369	309	344
Y	15	17	12	53	28	24	57	93	66	74	43	26	21	21
Zn	30	9	34	8	66	70	51	54	49	76	160	106	101	138
Zr	175	177	187	153	182	242	568	723	589	577	281	80	64	63

Tabela 3 - Análises químicas de elementos traço em rochas da Formação Morro Doce obtidas por ICP-MS. smp = biotita monzogranito porfirítico; smi = monzogranito inequigranular; sme = monzogranito equigranular; sli = leucogranito inequigranular; smvb = seixo de rocha metavulcânica básica; ma = metarcóseo; mva = rocha metavulcânica ácida; mvb = rocha metavulcânica básica; anfibolito.

	MD-01N	MD-01E	MD-25A	MD-01C	MD-10B	MD-01D	MD-26A	MD-01M	MD-01B	MD-04A	MD-06	MD-09	MD-39A	MD-43	MD-47
	smp	smi	smi	sme	sme	sli	sli	smvb	ma	ma	mva	mva	mvb.	anfibolito	anfibolito
Rb	159.40	66.14	142.55	90.98	97.41	72.86	92.13	326	154.50	117.79	125.57	93.88	57.54	0.99	2.05
Sr	307.27	347.06	94.05	261.94	167.18	238.46	86.39	216	64.49	109.46	118.48	83.31	173.15	281.56	108.24
Y	27.04	23.80	11.74	16.24	27.10	16.30	19.54	9.03	18.10	14.88	75.09	54.27	37.72	43.95	16.92
Zr	298.25	149.81	84.82	182.28	189.67	131.31	149.89	90.0	191.29	180.06	689.81	520.04	244.13	121.37	47.02
Nb	19.53	14.65	4.78	17.49	19.71	16.54	23.42	6.86	11.88	6.12	38.43	29.73	16.42	9.24	3.53
Cs	3.04	0.71	1.34	0.95	0.56	0.61	0.28	7.31	2.37	0.61	2.06	1.05	2.74	0.06	0.07
Ba	622.48	518.06	874.32	913.96	902.34	751.89	807.23	887	888.09	1025.20	1666.75	1335.59	1296.31	14.79	37.55
La	63.11	69.75	34.15	88.66	92.30	15.97	38.71	7.24	35.07	30.78	104.83	114.89	79.34	10.30	4.34
Ce	132.07	135.50	68.83	152.72	156.75	28.26	92.00	15.7	94.45	53.16	189.94	205.28	143.57	23.93	9.52
Pr	12.92	12.59	5.48	13.82	14.30	2.73	7.44	1.71	7.78	6.34	21.80	22.89	17.76	4.03	1.67
Nd	47.25	42.60	16.66	45.25	47.65	9.12	23.45	6.46	28.78	22.56	85.48	87.27	72.45	19.90	8.21
Sm	8.07	6.73	2.23	6.43	7.55	2.14	4.62	1.44	5.06	3.87	17.39	15.76	13.02	6.27	2.54
Eu	1.45	1.07	0.44	0.88	0.97	0.41	0.64	0.23	1.19	0.92	2.84	2.82	2.81	2.36	1.03
Gd	5.98	4.84	1.55	4.39	5.43	2.21	3.47	1.48	3.89	3.08	16.34	13.58	10.45	8.20	3.37
Tb	0.87	0.70	0.25	0.57	0.78	0.40	0.60	0.24	0.58	0.48	2.56	2.06	1.50	1.41	0.56
Dy	4.74	3.90	1.36	2.99	4.39	2.57	3.59	1.39	3.38	2.71	15.10	11.57	8.28	8.85	3.47
Ho	1.01	0.85	0.31	0.61	0.96	0.63	0.73	0.34	0.73	0.55	3.12	2.29	1.65	1.91	0.74
Er	2.62	2.33	0.89	1.56	2.66	1.78	2.16	0.97	1.90	1.52	8.85	6.24	4.44	5.34	2.01
Tm	0.37	0.34	0.12	0.22	0.40	0.30	0.35	0.18	0.28	0.22	1.30	0.89	0.62	0.77	0.29
Yb	2.41	2.43	0.76	1.38	2.62	2.22	2.38	1.39	1.87	1.42	8.67	5.90	4.08	5.09	1.89
Lu	0.35	0.38	0.12	0.20	0.39	0.34	0.35	0.25	0.27	0.21	1.29	0.87	0.61	0.76	0.27
Hf	7.97	5.10	2.43	5.32	5.94	5.82	4.84	2.23	5.18	4.66	18.18	13.61	6.78	4.31	1.67
Ta	2.36	2.02		2.52	3.76	3.58		3.05	3.38						
Pb	36.45	44.46	30.72	22.43	40.03	27.37	23.75	19.9	5.20	5.91	8.15	5.35	8.66	12.16	5.85
Th	35.20	61.37	16.73	71.73	90.15	30.09	83.78	0.34	18.27	6.58	16.27	14.07	4.65	0.79	0.33
U	6.73	13.37	1.16	14.70	20.01	6.74	13.87	1.73	4.35	1.18	3.06	2.01	0.70	0.20	0.08

Espinhaço, Chapada Diamantina (McReath, *et al.* 1981), que também ocorrem intercaladas a metaconglomerados e foram datadas em 1752 ± 4 Ma (Schobbenhaus *et al.* 1994). Uma amostra de meta-traquiandesito basáltico com elevados teores possivelmente primários de K_2O e outros elementos litófilos mostra teores relativamente altos de Zr, Y e Th, também típicos de magmatismo intraplaca, e sugere caráter bimodal para a sequência.

O corpo anfibolítico do Jaraguá, com mineralogia à base de hornblenda, plagioclásio, epidoto e titanita, apresenta características geoquímicas mais pró-

ximas de magmatismo de fundo oceânico, com baixas concentrações de elementos incompatíveis como Rb, Nb e Th. Nesse sentido, embora de idade ainda desconhecida, mostra semelhanças com as rochas metabásicas da região de Pirapora do Bom Jesus (Lazzari 1987; Tassinari *et al.* 2001).

Agradecimentos Os autores agradecem ao Conselho Nacional de Pesquisa (CNPq), pelo apoio fornecido a esta pesquisa.

Referências

- Almeida F.F.M. de, Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian Structural Provinces: An Introduction. *Earth-Science Reviews*, **17**(1/2):1-29.
- Basei M.A.S., Siga Jr. O., Kaulfuss G.A., Cordeiro H., Nutman A., Sato K., Cury L.F., Prazeres Filho H. J., Passarelli C.R., Harara O.M., Reis Neto J.M., Weber W. 2003. Geochronology and isotope geochemistry of Votuverava and Perau Mesoproterozoic basins, southern Ribeira Belt, Brazil, South American Symposium on Isotope Geology, 4, Salvador, Brazil, *Short Papers*, p.501-504.
- Bergmann M. 1988. *Caracterização Estratigráfica e Estrutural da Sequência Vulcano-Sedimentar do Grupo São Roque na Região de Pirapora do Bom Jesus - Estado de São Paulo*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências USP, 167 p.
- Brito Neves B.B. de, Kawashita K., Cordani U.G., Delhal J. 1979. A Evolução Geocronológica da Cordilheira do Espinhaço; Dados Novos e Integração. *Revista Brasileira de Geociências*, **9**: 71-85.
- Brito Neves B.B. de, Sá de J.M., Nilson F.B. 1995. A Ta-

- frogênese Estateriana nos Blocos Paleoproterozóicos da América do Sul e Processos Subseqüentes. *Geonomos*, 3(2):1-21.
- Campanha G.A. da C. & Sadowski G.R. 1999. Tectonics of the southern portion of the Ribeira Belt (Aparí Domain). *Precambrian Research*, 98:31-51.
- Campos Neto M. da C., Basei M.A.S., Artur A.C., Silva M.E. da, Machado R., Dias Neto C. de M., Fragoso Cesar A.R., Souza A.P. 1983. Geologia das Folhas Piracaia e Igaratá. In: IPT – Pró-Minério, Jornada Sobre a Carta Geológica do Estado de São Paulo em 1: 50.000, 1, São Paulo, Atas, p. 55-76.
- Campos Neto M. da C. & Figueiredo M.C.H. 1995. The Rio Doce Orogeny, Southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 8(2):143-162.
- Campos Neto M. da C. 2000. Orogenic Systems From Southwestern Gondwana: an Approach to Brasiliano-Pan African Cycle and Orogênic Collage in Southeastern Brazil. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (eds.) *Tectonic Evolution of South American*. In: International Geological Congress, 31, Rio de Janeiro, Brazil, p. 335-365.
- Carneiro C.D.R. 1983. *Análise Estrutural do Grupo São Roque na Faixa entre o Pico do Jaraguá e a Serra dos Cristais, SP*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, USP, 155 p.
- Carneiro C.D.R., Hasui Y., Dantas A.S.L. 1984. Contribuição ao Estudo da Litoestratigrafia do Grupo São Roque na Faixa Jaraguá-Cristais-SP. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro (RJ), *Anais*, p.3212-3226.
- Condie C.K. 2002. Breakup of a Paleoproterozoic Supercontinent. *Gondwana Research*, 5(1):41-43.
- Cordani U.G., Campos A.C.R., Davino A., Björnber A.J.S. 1961. Geologia da Região do Jaraguá. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, 10(20):73-91.
- Cordani U.G., Gomes C. de B., Girardi V.A.V. 1963. Rochas Cálcio-Silicatadas da Região de Perus, SP. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 35(3):361-372.
- Coutinho J.M.V. 1955. Metaconglomerado e rochas associadas no Município de São Paulo. *Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras – Universidade de São Paulo*, São Paulo, 186(13):5-56.
- Coutinho J.M.V. 1968. *Petrologia do Pré-Cambriano em São Paulo e Arredores*. Tese de Professor Catedrático, Faculdade de Filosofia Ciências e Letras, USP, 174 p.
- Coutinho J.M.V., Rodrigues E de P., Suemitsu A., Juliani C., Beljavskis P., Paulo de T.Y.P. 1982. Geologia e Petrologia da Sequência Vulcano-Sedimentar do Grupo São Roque na Serra de Itaberaba – SP. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 32, Salvador, Bahia, *Anais*, 2:624-640.
- Dantas A.S.L. 1990. *Geologia da Faixa São Roque e Intrusivas Associadas na Região entre São Paulo e Mairiporã, Norte de São Paulo*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, USP, 199 p.
- Derby O.A. 1895. A denominação “Serra da Mantiqueira”. *Revista do Instituto Historico e Geografico de São Paulo*, 1:5-15.
- Eschwege W.L. Von. 1824. *Brasil, novo mundo*. Tradução Domício de Figueiredo Murta. Centro de Estudos Históricos e Culturais. Belo Horizonte, Fundação João Pinheiro, 1996, 197 p.
- Fernandes da Silva P.C. 2004. Litofácies e Prováveis Ambientes de Sedimentação do Grupo São Roque na Região de Votorantim e Salto de Pirapora, SP. *Revista do Instituto Geológico*, São Paulo, 25 (1/2):29-48.
- Gomes C de Barros. 1962. Contribuição ao Conhecimento dos Anfíbolitos da Região do Jaraguá, SP. *Boletim Sociedade Brasileira de Geologia*, 11(1):57-73.
- Gonzaga de Campos L.F. 1888. Secção Geológica. *Relatório apresentado ao Dr. Orville A. Derby*. Relatório da Comissão Geographica e Geológica da Província de São Paulo. São Paulo, Typographia a Vapor de Jorge Seckler & Comp., 15 de Dezembro, p.21-34.
- Hackspacher P.C., Dantas E.L., Spoladore A., Fetter A.H., Oliveira M.A.F. 2000. Evidence for Neoproterozoic back-arc basin development in the Central Ribeira Belt, southeastern Brazil: new geochronological and geochemical constraints from the São Roque-Açungui Groups. *Revista Brasileira de Geociências*, 30:110-114.
- Hasui Y., Penalva F., Hennies W.T. 1969. Geologia do Grupo São Roque. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 23, Salvador (BA), *Anais*, 101-134.
- Hasui Y. 1973. *Tectônica da área das folhas de São Roque e Pilar do Sul*. São Paulo. Tese Livre-Docência, Instituto de Geociências, USP, 134 p.
- Hasui Y. 1975b. Geologia da Folha de São Roque. *Boletim do Instituto de Geociências USP*, 6:157-183.
- Hasui Y., Carneiro C.D.R., Coimbra A.M. 1975a. The Ribeira Folded Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 5:257-266.
- Hasui Y. & Sadowski G. R. 1976. Evolução geológica do Pré-cambriano na região sudeste do Estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, 6(3):182-200.
- Hasui Y., Tognon A.A., Soares L., Csordas S.M. 1978. Geologia e Tectônica da Serra do Japi. *Boletim Instituto de Geociências USP*, 9:17-24.
- Henrique-Pinto R. & Janasi V.A. 2007. Proveniência dos Metaconglomerados do Grupo São Roque (SP): contribuições a partir da geoquímica dos seixos graníticos. In: Congresso Brasileiro de Geoquímica, 11, Atibaia (SP), *Resumos Expandidos*, p. 1-4.
- Henrique-Pinto R. 2008. *Metaconglomerados e Rochas Associadas do Grupo São Roque a Noroeste da Cidade de São Paulo: Proveniência e Implicações para a Idade da Sedimentação*. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia, Universidade de São Paulo, 82 p.
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS (IPT). 1983. Carta Geológica do Estado de São Paulo em Escala 1:50.000. *Secretaria da Indústria, Comércio, Ciência e Tecnologia – Pró-Minério*.
- Irvine T.N. & Baragar W.R.A. 1971. A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8:523-548.
- Janasi V.A. & Ulbrich H.H.G.J. 1991. Late Proterozoic granitoid magmatism in the state of São Paulo, southeastern Brazil. *Precambrian Research*, 51:351-374.
- Juliani C. 1993. *Geologia, Petrogênese e Aspectos Metalogênicos dos Grupos Serra do Itaberaba e São Roque na Região das Serras do Itaberaba e Pedra Branca, NE*

- da Cidade de São Paulo, SP. São Paulo, Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, USP, 803 p.
- Juliani C., Beljavskis P., Schorscher H.D. 1986. Petrogênese do Vulcanismo e Aspectos Metalogenéticos Associados: Grupo Serra do Itaberaba na Região do São Roque – SP. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 34, Goiânia, *Anais*, 2:730-745.
- Juliani C., Martin M.A.B., Clarimundo S. de J. 1997. Os metarroseos do Morro do Polvilho: implicações para geocronologia e para evolução crustal dos grupos Serra do Itaberaba e São Roque (SP). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 69:441.
- Juliani C., Martin M.A.B., Clarimundo S. de J., McReath I., Pertersen Jr. K.J. 1999. Geologia dos Grupos Serra do Itaberaba e São Roque entre o Pico do Jaraguá e Araçari-güma, São Paulo. *In: SBG/NSP-NRJ/ES, Simpósio de Geologia do Sudeste, Águas de São Pedro, Boletim de Resumos*, 6:26.
- Juliani C., Hackspaker P., Dantas E.L., Fetter A.H. 2000. The Mesoproterozoic volcano-sedimentary Serra do Itaberaba Group of the central Ribeira Belt, São Paulo, Brazil: implications for the age of the overlying São Roque Group. *Revista Brasileira de Geociências*, 30:82-86.
- Lazzari M.L. 1987. *O Metabasito de Pirapora do Bom Jesus*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 84 p.
- Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin. 1986. A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on Total Alkali-Silica Diagram. *Journal of Petrology*, 27(3):745-750.
- Martin M.A.B. 2000. *Geologia e Petrografia e Metamorfismo dos Grupos Serra do Itaberaba e São Roque a Noroeste da Cidade de São Paulo (SP)*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, USP, 256 p.
- McReath I., Jardim de Sá E.F., Fryer B.J. 1981. As Vulcânicas Ácidas Proterozóicas da Região da Bacia do Rio Paramirim – Bahia. *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia*. Secr. de Minas e Energia, 4:121-134.
- Moraes L.J. de. 1944. A Serra do Japi, Estado de São Paulo. *Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras - Universidade de São Paulo*, 45(1):34-40.
- Moraes Rego L.F. de. 1931. As estruturas antigas do Brasil. *Annaes da Escola de Minas*, 27-85.
- Moraes Rego L.F. de. 1933. *Contribuição ao estudo das formações pré-devonianas de São Paulo*. Boletim do Instituto Astronômico e Geographico. São Paulo – SP, 55p.
- Oliveira E.P. de. 1925. *Análises de Calcários*. Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil. Ministério da Agricultura Indústria e Commercio. Boletim 10:1-45.
- Oliveira F. de P. 1887. Esboço Geológico da Região Compreendida entre os Rios Sorocaba e Tieté. *Relatório da Província de São Paulo, Comissão Geographica e Geológica*. São Paulo, Typographia a Vapor de Jorge Seckler & Comp., 19 de novembro, p. 26-28.
- Oliveira M.A.F. de, Melo R.P., Nardy A.J.R., Arab P.B., Trindade I. 2008. New U/Pb Palaeoproterozoic Zircon Age For The Cajamar Metabasite, São Roque Group, Central Ribeira Belt, Southeastern Brazil. *In: South American Symposium on Isotope Geology*, 6, San Carlos de Bariloche, Argentina, *Actas*, p.1-4.
- Paoliello P.C. 1964. Geologia do Estado de São Paulo – Explanação do Mapa Geológico. *Boletim do Instituto Geográfico e Geológico de São Paulo*, 41:37-44.
- Pearce J.A & Cann J.R. 1973. Tectonic Setting of Basic Volcanic Rocks Determined Using Trace Element Analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, 19(2):290-300.
- Pearce J.A & Norry M.J. 1979. Petrogenetic Implications of Ti, Zr, Y, and Nb Variations in Volcanic Rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69:33-47.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. 1984. Trace Element Discrimination for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, 25(4):956-983.
- Rogers J.W. & Santosh M. 2002. Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic Supercontinent. *Gondwana Research*, 5(1):5-22.
- Schobbenhaus C., Hoppe A., Baumann A., Lork A. 1994. Idade U/Pb do Vulcanismo Rio dos Remédios, Chapada Diamantina, Bahia. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 38, Balneário Camboriú (SC), *Anais*, p. 397-398.
- Tassinari C.C.G., Kawashita K., Kikuchi R.K.P. 1985. Estudo Geocronológico nos Metaconglomerados do Grupo São Roque, Estado de São Paulo. *In: SBG, Simpósio Regional de Geologia*, 10, São Paulo, *Boletim de Resumos*, 1:201-208.
- Tassinari C.C.G., Munhá J.M.U., Correia C.T. 2001. Neoproterozoic Oceans in the Ribeira Belt (southeastern Brazil): The Pirapora do Bom Jesus Ophiolitic Complex. *Episodes*, 24(4):245-251.
- Taylor S. R. & McLennan S. M. 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Oxford, Blackwell, 234p.
- Turra B.B., Campanha G.A.C., Henrique-Pinto R. 2007. Análise de Deformação nos Metaconglomerados do Morro Doce, Grupo São Roque, Faixa Ribeira ao Norte da Cidade de São Paulo. *In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais*, 14, e Simpósio de Geologia do Sudeste, 10, Diamantina (MG), *Livro de Resumos*, p. 19.
- Van Schmus W.R., Tassinari C.C.G., Cordani U.G. 1986. Estudo Geocronológico da Parte Inferior do Grupo São Roque. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 34, Goiânia (GO), *Anais*, 3:1399 – 1406.
- Weber W., Siga Jr. O., Sato K., Reis Neto J.M. dos, Basei M.A.S., Nutman A.P. 2004. A Formação Água Clara na Região de Araçaiça – SP: Registro U-Pb de Uma Bacia Mesoproterozóica. *Geologia USP - Série Científica*, 4(1):101-110.
- Wedepohl K.H. 1995. The composition of the continental crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(7): 1217-1232.
- Vermeesh P. 2006. Tectonic Discrimination Diagrams Revisited. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 7(6):1-55.
- Wernick E., Oliveira M.A.F. de, Kawashita K., Cordani U.G., Delhal J. 1976. Estudo Geocronológico pelo Método Rb/Sr em Rochas do Bloco Jundiá e Regiões Adjacentes. *Revista Brasileira de Geociências*, 6(2):125-135.

Manuscrito ID 16307

Submissão em 09 de dezembro de 2009

Aceite em 15 de setembro de 2010

Apêndice – II

(Paleoproterozoic source contributions to the São Roque Group sedimentation: LA-MC-ICPMS U-Pb dating and Sm-Nd systematics of clasts from metaconglomerates of the Boturuna Formation)

Paleoproterozoic source contributions to the São Roque Group sedimentation: LA-MC-ICPMS U-Pb dating and Sm-Nd systematics of clasts from metaconglomerates of the Boturuna Formation

Contribuições de fontes Paleoproterozoicas para a sedimentação do Grupo São Roque: datação U-Pb LA-MC-ICPMS e sistemática Sm-Nd dos clastos dos metaconglomerados da Formação Boturuna

Título curto: Datação U-Pb de clastos de metaconglomerados do Grupo São Roque

Renato Henrique-Pinto¹, Valdecir de Assis Janasi¹, Antonio Simonetti², Colombo Celso Gaeta Tassinari¹, Larry Michael Heaman³

¹Departamento de Mineralogia e Geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo - USP, Rua do Lago 562, CEP 05508-080, São Paulo, SP, BR (renatohp@usp.br; vajanasi@usp.br; ccgtassi@usp.br)

²Department of Civil Engineering and Geological Sciences, University of Notre Dame, South Bend, US (antonio.simonetti.3@nd.edu)

³Department of Earth & Atmospheric Sciences, University of Alberta, Edmonton, CA (larry.heaman@ualberta.ca)

Received 14 March 2012; accepted 26 July 2012

ABSTRACT

The São Roque Group is characterized by volcano-sedimentary sequences, in which deposition probably started in the late Paleoproterozoic. U-Pb dating by LA-MC-ICPMS of zircons extracted from predominantly equigranular monzogranites clasts from Morro Doce and Morro do Polvilho regions, yield paleoproterozoic ages of 2199 ± 8.5 Ma and 2247 ± 13 Ma, respectively. These represent the ages for the main source of granite for the metaconglomerates from the Boturuna Formation (basal unit of São Roque Group). Its polycyclic history is reinforced by the presence of inherited Archean zircons (2694 ± 29 Ma) found within the clasts. Moreover, these clasts have also been affected by the Neoproterozoic overprinting event as indicated by their lower intercept Concordia ages. Sm-Nd isotope data for the main clast varieties from the Morro Doce metaconglomerates yield T_{DM} ages of 2.6 to 2.7 Ga, demonstrating that these granites are the recycling products of an Archean crustal component. The metaconglomerate Arkosean framework yields slightly lower $\epsilon_{Nd(t)}$ values than those for the clasts, indicating that a younger and/or more primitive source also contributed to the Boturuna Formation.

Keywords: São Roque Group; Metaconglomerates; U-Pb dating; Sm-Nd data; Provenance.

RESUMO

O Grupo São Roque é caracterizado por uma sequência vulcano-sedimentar com deposição provavelmente iniciada no Paleoproterozoico tardio. Datações U-Pb obtidas por LA-MC-ICPMS de zircões extraídos das variedades predominantes dos clastos de monzogranitos equigranulares, das regiões do Morro Doce e Morro do Polvilho mostram idades paleoproterozoicas de 2199 ± 8.5 Ma e 2247 ± 13 Ma, respectivamente. Estas representam as idades da principal fonte de granito da Formação Boturuna (unidade basal do Grupo São Roque). A história policíclica deste domínio é reforçada pela presença de zircões arqueanos herdados (2694 ± 29 Ma), encontrados nos clastos. Além disso, tais clastos também foram afetados pelo evento Neoproterozoico, conforme indicado pelo intercepto inferior das idades concórdia. Dados isotópicos Sm-Nd para os principais clastos do metaconglomerado do Morro Doce têm idades T_{DM} entre 2,6 a 2,7 Ga, demonstrando que estes granitos são produtos da reciclagem de um componente crustal arqueano. O arcabouço dos metaconglomerados, quando comparado com os clastos, mostra valores mais baixos de $\epsilon_{Nd(t)}$, indicando contribuições de fontes mais jovens e/ou primitivas para a Formação Boturuna.

Palavras-chave: Grupo São Roque; Metaconglomerados; Datação U-Pb; Dados Sm-Nd; Proveniência.

INTRODUCTION

The depositional age and geological significance of the São Roque Group (SRG) (Mantiqueira Tectonic Province, in Southeast Brazil) remain the focus of considerable debate in the geological literature. Several meta volcano-sedimentary sequences have been recognized in the so-called São Roque Domain. This includes the Serra do Itaberaba Group, which has been recognized as a medium-grade metamorphic sequence with a depositional age of ~1.5 Ga (Juliani et al., 2000), and is distinct relative to the lower-grade sequences that are commonly grouped into the SRG. The SRG itself is considered by some authors (Juliani, 1993; Martin, 2000) as a younger sequence, in view of its lower-grade metamorphism and proposed erosional contact marked by the presence, in metaconglomerates from its basal sequence (Boturuna Formation), of clasts and volcanic fragments, which are correlated to the Serra do Itaberaba Group (SIG). However, U-Pb zircon dating of acid and basic metavolcanic rocks from the Boturuna Formation has yielded consistently older ages (1790 ± 14 Ma; van Schmus et al., 1986; 1750 ± 40 Ma; Oliveira et al., 2008), strongly suggesting that SRG in fact corresponds, at least in part, to an older sequence (Henrique-Pinto and Janasi, 2010).

The metaconglomerates study from the SRG basal sequence has a long history, with the pioneering study by Derby (1882), who first documented the occurrence of such rocks in Brazil. A subsequent study by Coutinho (1955) reported a detailed description of the metaconglomerates, which are characterized by pebbles and boulders largely granitic in nature within an arkosean framework. These occur as meter to hectometre-sized lenses within a dominantly psammitic sequence. The intercalated bimodal suite of metavolcanic rocks that was used to determine the age of deposition occurs as thin layers and is characterized by a within-plate geochemical signature (Henrique-Pinto, 2008).

We have reported here the results of LA-MC-ICPMS U-Pb zircon dating of granitic clasts and Sm-Nd isotope determinations for granitic and amphibolite clasts, and for the framework of the metaconglomerates. Together with the previously reported geochemical data, these new results are used to aid in elucidating the provenance of the SRG and therefore contribute for understanding its tectonic significance.

TECTONIC SETTING

The São Roque Domain is a tectonic block that is located between the high-metamorphic grade Socorro-Guaxupé Nappe to the North (currently interpreted as related to the evolution of the Southern branch of the Brasília Fold Belt), and the Embu Domain to the South (related to the Ribeira Fold Belt), as observed in Figure 1. In the tectonic model of Campos Neto (2000), the São Roque Domain is part of a larger block dominated by meta-volcano-sedimentary sequences metamorphosed to low-to-medium-grade conditions (the Apiaí-São Roque Domain). When together with the Socorro-Guaxupé Nappe, these correspond to a magmatic arc domain developed at the border of an older cratonic nucleus, which is mostly concealed beneath the Phanerozoic Paraná sedimentary basin, the Paranapanema Craton (Mantovani and Brito Neves, 2005).

The first stratigraphic division of the SRG was proposed by Hasui (1976). Subsequently, a two-fold one was proposed, with the basal Boturuna Formation consisting of phyllites with quartzite and metacarbonate intercalations, whereas the upper Piragibu Formation is composed of rhythmic metapsammites succeeded by phyllites that are interbedded with quartzite. This sequence is interpreted to possibly represent turbidity current deposits in a marine environment (Carneiro, 1983; Campos Neto et al., 1983; Dantas, 1990).

Later studies recognized a distinctive volcano-sedimentary sequence in the Serra do Itaberaba region (Coutinho et al., 1982), composed of basic to intermediate tuffs, volcanic and subvolcanic rocks interbedded with chert, banded iron formation, and detrital sediments. This sequence was later defined as SIG (Juliani et al., 1986), and distinguished from the SRG, based on its higher (amphibolite-facies) metamorphic grade, and the presumed existence of an erosional contact. The latter is delineated by the presence of clasts and volcanic fragments from the SIG in metaconglomerates located at SRG base (Juliani, 1993; Martin, 2000). SIG was dated, by Giuliani et al. (2000), by U-Pb zircon in metavolcanic rocks at 1395 ± 10 Ma.

A different metavolcano-sedimentary sequence was described in the Pirapora region (Bistrichi, 1982; Bergmann, 1988; Tassinari et al., 2001), which is composed of tholeiitic metabasalts with pillow-lavas (Figueiredo et al., 1982) chemically similar to MORB (Lazzari, 1987; Henrique-Pinto and Janasi, 2010) and associated with pyroclastics and meta-limestones, showing stromatolite structures (Bergmann and

Fairchild, 1985). Bergmann (1988) interpreted the Pirapora Formation as the representation of passive margin volcanic centers surrounded by stromatolites. U-Pb zircon (608 ± 7 Ma) and monazite (628 ± 9 Ma) dates (Hackspacker et al., 1999; 2000) suggest a Neoproterozoic age for this sequence; however, recent U-Pb zircon dating for possible correlative metavolcanic rocks in the Cajamar region indicate an age of 1750 ± 40 Ma (Oliveira et al., 2008).

The possibility that the SRG base is older than the overlying layers was stated by Van Schmus et al. (1986), based on U-Pb zircon age of 1790 ± 14 Ma obtained for acid metavolcanic rocks, which are characterized by a within-plate geochemical signature from the Morro do Polvilho region (Henrique-Pinto and Janasi, 2010).

Figure 1. Simplified geotectonic map of the region near the city of São Paulo (modified from Campos Neto, 2000). 1: Phanerozoic cover and intrusive rocks; 2: late and post-tectonic granites; 3: (garnet)-(muscovite)-biotite granites; 4: porphyritic biotite granites; 5: porphyritic (hornblende)-biotite granites; 6: Socorro-Guaxupé domain; 7: Paleoproterozoic gneisses (basement to Embu Domain metasediments); 8: Embu Domain metasedimentary sequences; 9: São Roque Group and Votuverava Formation; 10: Serra do Itaberaba Group; 11: Costeiro complex. The small box shows the location of Figure 2.

LOCAL GEOLOGY

A simplified geological map of the study area is presented in Figure 2, where most of the metaconglomerate occurrences from the Boturuna Formation are indicated. The basal unit of the SRG identified by Coutinho (1955) was referred as Morro Doce Formation (Juliani et al., 1999); part of this sequence was also positioned as lower by Cordani et al. (1961) and classified as ‘impure metapsammitic’ unit (Carneiro, 1983), or ‘basal siliciclastic association’ (Fernandes da Silva, 2004). However, these studies were conducted in different geographical locations.

The Boturuna Formation crops out predominantly Northwest of the city of São Paulo (Figure 2). It is characterized by the predominance of interfingering metarkoses and polymictic metaconglomerates with pebbles and cobbles encased by hard-recrystallized framework. In topographically higher regions (the Jaraguá Peak), occurrences of metasandstones and feldspathic metasandstones ones are present. Small bodies of metavolcanic rocks are intercalated with metarkoses; those are represented by basic metavolcanic rocks (e.g. small lenses of basaltic trachyandesite within the metarkoses), and porphyritic meta-trachydacite (in the Morro do Polvilho region). The meta-trachydacites define a chemical signature typical of within-plate magmatism, with low mg#, high Zr, Y, Nb, and low Sr (Henrique-Pinto and Janasi, 2010).

The Jaraguá amphibolite, with an approximate exposure area of 1.5 x 2.5 km, occurs in apparent discordance in relation to detrital metasediments (Gomes, 1962). It shares the MORB-like signature of the detritus from the Pirapora Formation, like low concentrations of incompatible elements such as Rb, Nb and Th (Henrique-Pinto and Janasi, 2010). Small occurrences of impure metalimestones surrounding the main body further suggest a correlation with the Pirapora Formation.

The occurrences of calc-silicate rocks appearing in the North-central portion of the studied area (Cordani et al., 1963) belong to SIG, as probably do the scattered occurrences of staurolite-mica schist that appear as windows within the area consisting predominantly of metarkoses from the Boturuna Formation. The Southern portion of the study area (Figure 2) is dominated by Neoproterozoic granitic rocks from Itaquí and Cantareira plutons; the small Fazenda Ithayê Granite, intruding the metarkose unit in the center of the area is petrographically similar, being dominated by porphyritic biotite ($\pm$ hornblende) granites. In contrast, the Tico-Tico Granite, part of which appears in the

extreme North of the study area, is intrusive in SIG, and consists of two mica leucogranites. Tourmaline-bearing pegmatite and aplite dikes are scattered over most of the area.

Figure 2. Geological map of São Roque Domain northwest of the city of São Paulo (modified from IPT, 1983).

Tassinari et al. (1985) obtained a Rb-Sr isochron age of 1200 ± 75 Ma for granitic pebbles from a metaconglomerate of Boturuna Formation. The evolution of the Sr isotopic ratio was used to suggest that the source of pebbles formed at ~ 2.4 Ga K-Ar ages for groundmass biotite range between 800 to 750 Ma, and they were interpreted as representing the last metamorphic event that affected these rocks (Tassinari, 1988).

It is possible that the basal unit (*sensu* Coutinho, 1955) was deposited in a deep-sea environment (Odman, 1955), which was affected by proximal arkosean terrigenous or even conglomeratic sediments. Petrographic study of granites clasts for SRG metaconglomerates (Henrique-Pinto, 2008; Henrique-Pinto and Janasi, 2010) allowed the identification of four petrographic varieties: porphyritic biotite monzogranite, inequigranular monzogranite, equigranular monzogranite, and inequigranular leucogranite. The clasts appear to be broadly comagmatic, as suggested by their definition of a single geochemical evolution trend consistent with normal differentiation in granitic magmas.

The metarkoses show clear chemical affinities with the granitic pebbles from the metaconglomerate; their REE patterns, although similar to the clasts, are characterized by a smaller negative Eu anomaly suggestive of an additional source. This possibly corresponds to a mafic igneous source as indicated by their higher Cr/Th, Ti/Zr, and Co/Th ratios (Henrique-Pinto and Janasi, 2010).

ANALYTICAL METHODS

Zircon separation

Zircon crystals for U-Pb geochronological dating were extracted from two clasts of equigranular muscovite-biotite monzogranite, which represent the most typical variety found in the metaconglomerate at the Morro Doce (MD-01C) and Morro do Polvilho (MD-10B) localities.

The samples were crushed in a steel jaw-crusher and subsequently in a disk mill. The concentrates were obtained in the Mineral Separation Laboratory of Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, in Brazil, by standard procedures involving a vibrating table (Wilfley) and heavy liquids (bromoform and methylene iodide).

Microscopic studies of the heavy mineral concentrates were conducted in transmitted light using a *Zeiss Axioplan* microscope. The concentrates were then submitted to magnetic separation procedures using a *Frantz*^{TM} type isodynamic magnetic separator, initially with +10° side and 15° forward dip. Zircons were concentrated in the nonmagnetic fraction at 1.5 A. The different magnetic fractions of zircons were then split by varying the inclination angle of the separator from +6° to

lower values, until the last sizeable fraction was obtained. Handpicking involved the selection of the least magnetic crystals with well-preserved prismatic faces, vitreous luster, and least amount of inclusions as possible.

LA-ICPMS U-Pb dating

Isotopic determinations were conducted at the Department of Earth and Atmospheric Sciences, University of Alberta (Edmonton, Canada), by LA-MC-ICPMS using a Nu Plasma mass spectrometer equipped with three ion counters and 12 Faraday detectors; this instrument was coupled to a Nd:YAG UP213 nm New Wave laser ablation system. The accuracy and precision of analyses were validated by analyses zircon standards BR266 and 91500. A spot size of 20 μm was used for the laser ablation runs given in general the high total Pb contents of the zircons. This resulted in adequate U and Pb ion signal intensities and allowed spots to be located in areas free of fractures and inclusions. Details of the analytical protocol employed here are given in Simonetti et al. (2005).

Sm-Nd analyses

Sm-Nd isotope analyses were performed at the *Centro de Pesquisas Geocronológicas* (CPGeo), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Brazil, following the procedures described by Sato et al. (1995). The Nd isotopic ratios were obtained using a multicollector *Finnigan* MAT-262 mass spectrometer, whereas the Sm ones were obtained using a single collector VG-354 mass spectrometer. The average $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ values measured for the La Jolla and BCR-1 Nd standards during the period of this study are 0.511849 ± 0.000025 and 0.512662 ± 0.000027 (yearly 1σ variation), respectively. The maximum measured errors were 0.09% for the $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ratio and ± 0.00002 for $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (2σ precision level). ϵ_{Nd} calculations assume present CHUR ratios of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$ and $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$. The constant used decay was $6.54 \times 10^{-12} \text{ years}^{-1}$. T_{DM} calculations are made using the method of DePaolo (1988). Details of the analytical protocol employed here are given in Sato et al. (1995).

RESULTS OF LA-ICPMS U-Pb DATING

Sample MD-01C

Thirty-nine analyses were conducted for sample MD-01C (Table 1). Eight points are essentially concordant (discordance < 3%) and yield an average date of 2199 ± 9 Ma. This is interpreted as the age of magmatic crystallization for this granitic clast. Two analyses from crystal 6b, although discordant, are clearly inherited and define discordia with an upper intercept age of 2694 ± 29 Ma (lower intercept ~zero), which is indicative of an Archean inheritance (Figure 3). The remaining analyses define a single discordia and yield an upper intercept age of 2209 ± 14 Ma, which is within uncertainty to the average age (2199 ± 9 Ma), defined by the concordant crystals. The lower intercept age at 527 ± 72 Ma reflects the overprint associated with the Neoproterozoic thermal event (Figure 3).

Figure 3. Concordia plot for LA-MC-ICPMS U-Pb zircon dating of sample MD-01C, a biotite monzogranite clast from the Morro Doce region. Backscattering images obtained by scanning electron microscopy with numbers linked to Table 1.

Sample MD-10B

Thirty-two analyses were conducted for sample MD-10B (Morro do Polvilho region), of which six were excluded from regression because of their complex zoning and multiple age domains (Table 2). The remaining 26 points indicate variable degrees of discordance, between 4 and 22%, and define a discordia with an upper intercept age at 2247 ± 13 Ma; which is interpreted as the magmatic crystallization age for this granite clast. The lower intercept age at 637 ± 84 Ma once again reflects the overprint associated with the Neoproterozoic thermal event (Figure 4).

Figure 4. Concordia plot for LA-MC-ICPMS U-Pb zircon dating of sample MD-10B, a biotite monzogranite clast from the Morro do Polvilho region. Backscattering images obtained by scanning electron microscopy with numbers linked to Table 2.

Sample MD- 01C													
Anal#	206Pb/204Pb	207Pb/206Pb	2s error	207Pb/235U	2s error	206Pb/238U	2s error	rho	207Pb/206Pb		206Pb/238U		discord.%
									age (Ma)	2s error	age (Ma)	2s error	
17	58	0.13046	0.00257	4.8970	0.2985	0.2894	0.0169	0.947	2104	35	1639	96	22.1
16A	24363	0.13796	0.00150	7.5495	0.3196	0.3972	0.0167	0.967	2202	19	2156	91	2.1
16A-2	32623	0.13243	0.00140	6.4784	0.3948	0.3555	0.0216	0.985	2130	18	1961	119	8.0
16B	45091	0.13870	0.00143	7.9798	0.4076	0.4181	0.0213	0.980	2211	18	2252	115	-1.9
16C	92997	0.13276	0.00168	6.2366	0.2316	0.3430	0.0125	0.941	2135	22	1901	69	10.9
18A	infinite	0.13633	0.00142	6.8290	0.3716	0.3648	0.0198	0.982	2181	18	2005	109	8.1
18A-2	infinite	0.13553	0.00138	6.2825	0.2570	0.3368	0.0138	0.969	2171	18	1871	76	13.8
19A	infinite	0.13951	0.00148	6.5903	0.3131	0.3434	0.0163	0.975	2221	18	1903	90	14.3
19B	infinite	0.13816	0.00141	7.8975	0.4352	0.4157	0.0229	0.983	2204	18	2241	123	-1.7
20A	infinite	0.13877	0.00151	7.0230	0.2992	0.3681	0.0156	0.967	2212	19	2021	86	8.6
20B	infinite	0.13440	0.00153	5.8613	0.4257	0.3164	0.0229	0.988	2156	20	1772	128	17.8
20C	infinite	0.13851	0.00140	7.9505	0.5602	0.4178	0.0294	0.990	2209	18	2250	159	-1.9
20C-2	infinite	0.13871	0.00142	8.0426	0.5378	0.4217	0.0282	0.988	2211	18	2268	152	-2.6
20D	infinite	0.13631	0.00139	7.7332	0.4547	0.4121	0.0242	0.985	2181	18	2224	131	-2.0
21A	infinite	0.13668	0.00148	7.1387	0.2807	0.3790	0.0148	0.962	2185	19	2072	81	5.2
21A rim	35968	0.12561	0.00161	4.8755	0.3942	0.2822	0.0227	0.987	2037	23	1603	129	21.3
21B	infinite	0.13949	0.00153	8.1547	0.6071	0.4246	0.0316	0.989	2221	19	2281	170	-2.7
21C	infinite	0.13719	0.00145	7.4912	0.3199	0.3974	0.0169	0.969	2192	18	2157	92	1.6
22A	4114	0.13557	0.00168	6.0926	0.3749	0.3262	0.0199	0.980	2171	22	1820	111	16.2
22B	infinite	0.13400	0.00161	5.7331	0.5094	0.3096	0.0274	0.991	2151	21	1739	154	19.2
8	infinite	0.13850	0.00140	7.3340	0.3454	0.3850	0.0181	0.977	2209	17	2100	99	4.9
9	infinite	0.12952	0.00141	5.4160	0.3665	0.3010	0.0203	0.987	2091	19	1696	115	18.9
10	414	0.13745	0.00147	7.0039	0.6011	0.3704	0.0318	0.992	2195	19	2031	174	7.5
11A	1289	0.13606	0.00179	6.3585	0.4031	0.3353	0.0211	0.978	2178	23	1864	117	14.4
11A rim	4910	0.11589	0.00302	3.4386	0.1969	0.2143	0.0111	0.891	1894	47	1252	65	33.9
11B	586546	0.13865	0.00143	6.8275	0.3623	0.3580	0.0190	0.981	2210	18	1973	105	10.7
12A	16566	0.12187	0.00341	4.2791	0.6604	0.2465	0.0375	0.983	1984	50	1420	216	28.4
12B	19774	0.13430	0.00171	6.2210	0.3775	0.3367	0.0203	0.978	2155	22	1871	113	13.2
13A	infinite	0.13146	0.00142	5.6359	0.2858	0.3142	0.0159	0.977	2118	19	1761	89	16.8
14A core	449	0.11520	0.00160	2.9270	0.2082	0.1848	0.0130	0.983	1883	25	1093	77	42.0
14B	infinite	0.13123	0.00153	5.7118	0.3614	0.3158	0.0199	0.981	2115	20	1769	111	16.3
14C	634	0.13070	0.00262	5.0862	0.2268	0.2899	0.0119	0.893	2107	35	1641	67	22.1
15A	15141	0.13492	0.00196	6.5115	0.2780	0.3528	0.0146	0.941	2163	25	1948	81	9.9
6A	infinite	0.13223	0.00177	5.1356	0.2263	0.2819	0.0122	0.953	2128	23	1601	69	24.8
6B	infinite	0.18448	0.00200	11.8762	0.3974	0.4695	0.0156	0.947	2694	18	2481	82	7.9
6B-2	infinite	0.18232	0.00189	9.7803	0.3281	0.3916	0.0131	0.952	2674	17	2130	71	20.3
5	infinite	0.13788	0.00141	6.4512	0.2614	0.3402	0.0138	0.968	2201	18	1888	76	14.2
4	5645	0.12448	0.00266	4.5894	0.2737	0.2641	0.0149	0.934	2021	38	1511	85	25.3
3	138	0.12691	0.00222	3.8382	0.3331	0.2348	0.0201	0.970	2056	31	1360	116	33.9

Table 1. U-Pb zircon LA-MC-ICPMS data from biotite monzogranite clast MD-01C (Boturuna Formation, São Roque Group). The grey underlain-data correspond to the concordant results.

Sample MD-10B														
Anal#	206Pb/204Pb	207Pb/206Pb	2s error	207Pb/235U	2s error	206Pb/238U	2s error	rho	207Pb/206Pb			206Pb/238U		
									age (Ma)	2s error		age (Ma)	2s error	
3	24120	0.13008	0.00177	5.2712	0.2636	0.2935	0.0144	0.962	2099	24	1659	82	21.0	
4	12041	0.13708	0.00144	7.0345	0.3261	0.3741	0.0173	0.974	2191	18	2049	95	6.5	
6	12997	0.13764	0.00148	7.3443	0.3198	0.3864	0.0168	0.969	2198	19	2106	91	4.2	
6B	49618	0.13581	0.00140	6.2804	0.2902	0.3349	0.0155	0.975	2174	18	1862	86	14.4	
8A	8757	0.13791	0.00156	7.4940	0.4118	0.3938	0.0215	0.979	2201	20	2140	117	2.8	
9A-2	11234	0.12422	0.00159	4.9706	0.4040	0.2892	0.0234	0.988	2018	23	1638	132	18.8	
10A	33907	0.13681	0.00140	6.1561	0.3406	0.3257	0.0180	0.983	2187	18	1817	100	16.9	
15A	90378	0.12408	0.00186	4.8212	0.3155	0.2778	0.0179	0.973	2016	27	1580	102	21.6	
17A	29097	0.13812	0.00143	6.8434	0.2853	0.3588	0.0149	0.969	2204	18	1977	82	10.3	
19A	76219	0.13600	0.00139	6.4418	0.3206	0.3432	0.0171	0.979	2177	18	1902	95	12.6	
20A	31920	0.12699	0.00226	5.0017	0.1976	0.2826	0.0104	0.893	2057	31	1605	59	22.0	
22A	91423	0.13785	0.00145	7.0068	0.3098	0.3681	0.0162	0.972	2200	18	2021	89	8.2	
22A-2	11290	0.13652	0.00144	6.4139	0.2916	0.3402	0.0154	0.973	2184	18	1888	86	13.5	
23A	48192	0.13711	0.00139	6.7619	0.3531	0.3572	0.0186	0.981	2191	18	1969	103	10.1	
24A	51309	0.13784	0.00142	7.0756	0.4576	0.3716	0.0240	0.987	2200	18	2037	132	7.4	
24A-2	26436	0.13576	0.00141	6.6292	0.3532	0.3536	0.0188	0.981	2174	18	1952	104	10.2	
26A	19428	0.13683	0.00151	6.8769	0.3205	0.3644	0.0169	0.972	2187	19	2003	93	8.4	
26A-2	32982	0.13744	0.00142	6.9506	0.4326	0.3661	0.0228	0.986	2195	18	2011	125	8.4	
28A	254449	0.13941	0.00143	7.4495	0.3629	0.3872	0.0188	0.978	2220	18	2110	103	5.0	
32A	27717	0.13916	0.00151	7.3358	0.3564	0.3824	0.0185	0.975	2217	19	2087	101	5.8	
32A-2	28824	0.13895	0.00147	7.0713	0.3296	0.3686	0.0171	0.974	2214	18	2023	94	8.6	
35A	20853	0.13344	0.00203	5.4737	0.2190	0.3005	0.0115	0.925	2144	27	1694	65	21.0	
35A-2	18720	0.13596	0.00145	6.6634	0.3702	0.3550	0.0197	0.982	2176	19	1958	109	10.0	
35A-3	37686	0.13807	0.00141	7.0347	0.3286	0.3692	0.0172	0.976	2203	18	2026	95	8.1	
36A	105117	0.13705	0.00140	6.9537	0.4052	0.3671	0.0214	0.985	2190	18	2016	117	8.0	
40A	68565	0.13927	0.00147	7.2558	0.2903	0.3774	0.0150	0.965	2218	18	2064	82	6.9	
complexly zoned - multi-age														
9A	32582	0.11969	0.00123	4.4337	0.1966	0.2684	0.0119	0.973	1952	18	1532	68	21.5	
13A	infinite	0.12898	0.00146	5.8125	0.2413	0.3259	0.0134	0.962	2084	20	1818	75	12.7	
14A	21059	0.13365	0.00149	5.9082	0.3829	0.3230	0.0209	0.985	2146	19	1804	117	15.9	
15A-2	75382	0.13169	0.00157	5.9112	0.4176	0.3233	0.0227	0.986	2121	21	1806	127	14.8	
23A-2	97993	0.13203	0.00141	5.8427	0.2823	0.3234	0.0156	0.976	2125	19	1806	87	15.0	
38A	8532	0.13761	0.00174	6.6580	0.3398	0.3509	0.0177	0.969	2197	22	1939	98	11.8	

Table 2. U-Pb zircon LA-MC-ICPMS data from biotite monzogranite clast MD-10B (Boturuna Formation, São Roque Group).

Sm-Nd DATA

Sm-Nd isotope data were obtained from six representative samples of the main clast varieties of the Morro Doce metaconglomerate, all from outcrop MD-01. Results are listed in Table 3 and illustrated in Figure 5. Given a 2.2 Ga magmatic crystallization age, $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ values are all negative and appear to cluster between values from -3.1 to -4.3; an exception is the inequigranular granite sample MD-01D that is characterized by a more negative value of -6.7. The metarkose framework is slightly less negative ($\epsilon_{\text{Nd}(t)} = -2.3$), suggesting contribution from a distinct source, perhaps of mafic character, a feature also suggested by whole-rock chemistry (Henrique-Pinto and Janasi, 2010). Interestingly, the amphibolite clast does not seem to equate to this same source since its $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ (-3.6) at $t = 2.2$ Ga is within the same range for most of the granite clasts.

Figure 5. ϵ_{Nd} versus $t(\text{Ga})$ diagram of main granite clasts of Boturuna Formation. DM: evolution line of the depleted mantle (De Paolo, 1988).

The Sm-Nd T_{DM} ages of the granitic clasts and the metarkose framework cluster at 2.6 to 2.7 Ga (Figure 5), combined with the inherited age (2694 ± 29 Ma) reported in sample MD-01C, reinforces the idea that these granites are products of remelting a ~2.7 Ga crustal component. The older T_{DM} age (3.2 Ga, Table 3) defined by the inequigranular leucogranite MD-01D can be a reflection of its higher $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ratio (0.135), and may result from LREE fractionation during magma evolution (Henrique-

Pinto and Janasi, 2010). Hence, this older T_{DM} age most probably does not have any geological significance. The $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ratio of the metabasic clast (0.126) is typical for this rock type, its T_{DM} age (2.8 Ga) is slightly older than those of the typical granite clasts.

Samples	Clasts	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	Error	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Error	TDM (Ga)	$\epsilon_{(0)}$	$\epsilon_{(t)}$
MD-01B	Metarkose framework	5.856	34.745	0.1019	0.0006	0.511160	0.000011	2.6	-28.84	-2.25
MD-01C	Equigranular granite	5.752	42.047	0.0827	0.0005	0.510779	0.000008	2.7	-36.27	-4.30
MD-01D	Inequigranular leucogranite	1.900	8.514	0.1349	0.0008	0.511409	0.000012	3.2	-23.98	-6.66
MD-01E	Inequigranular granite	6.005	39.859	0.0911	0.0005	0.510961	0.000012	2.6	-32.71	-3.09
MD-01M	Metabasic rock	1.261	6.063	0.1257	0.0007	0.511431	0.000014	2.8	-23.55	
MD-01N	Porphyritic granite	7.629	46.601	0.0990	0.0006	0.511068	0.000010	2.6	-30.62	-3.22

t = 2.2 Ga, the crystallization age of the granite clasts; TDM according to DePaolo (1988)

Table 3. Sm-Nd isotope data for clasts and framework of metaconglomerate MD-01 (Boturuna Formation, São Roque Group).

DISCUSSION

The metaconglomerates from the Boturuna Formation (basal unit of SRG) are part of the detrital sedimentary sequences indicating proximal sources, as identified by the presence of pebbles and boulders supported by an arkosean framework. Thus, these rocks have an excellent potential for characterizing the main source for the SRG.

U-Pb dating by LA-MC-ICP-MS of zircons extracted from predominantly equigranular monzogranites clasts within the Morro Doce and Morro do Polvilho regions indicate Paleoproterozoic ages for magmatic crystallization (2199 ± 9 Ma and 2247 ± 13 Ma, respectively). Even taking into account the ~ 10 Ma uncertainties associated with each date, the ca. 50 Ma difference between the two ages is suggestive that these clasts, although very similar in petrography and chemistry, are not strictly comagmatic, i.e., do not derive from exactly the same source.

The polycyclic history of the zircons is reinforced by the presence of inherited grains found in the clast MD-01B in the Morro Doce occurrence (2694 ± 29 Ma). Furthermore, both dated clasts were also affected by a neoproterozoic event, as indicated by lower intercept dates in the 530 to 640 Ma range. Although imprecise, the latter dates can be attributed to the important thermal event of metamorphism and intrusion of large amounts of granitic plutons that affected the Apiaí-São Roque

Domain and the Socorro-Guaxupé Nappe, which together correspond to the reworked border of the Paranapanema Craton (Campos Neto, 2000).

The ages of the granite clasts are not documented in basement granitic rocks that occur at the Southwestern margin of São Francisco craton, which are typically slightly younger and range between 2020 and 2140 Ma (Campos Neto et al., 2004). Similar ages are found in the basement of Espinhaço Supergroup in Eastern São Francisco Craton (Mineiro Belt; Teixeira et al., 2008). However, correlation with some parts of the São Francisco Craton seems improbable, since the Apiaí-São Roque Domain is thought to belong to a different paleocontinent (Paranapanema). It seems more probable, therefore, that equivalents are present in the basement of the Açungui Supergroup as exposed in the Tigre, Setuva and Betari nuclei, where orthogneisses of similar age are described (Kaulfuss, 2001; Cury et al., 2002; Siga Jr. et al., 2007). Remarkably, the latter are intruded by younger (~1.75 Ga) syenogranitic orthogneisses, which are considered to represent an extensional tectonic event (Kaulfuss, 2001; Siga Jr. et al., 2011) that is possibly equivalent to the one that generated the bimodal metavolcanic sequence of within-plate geochemical signature described in the SRG (Henrique-Pinto and Janasi, 2010).

Sm-Nd isotope data from the main clast varieties from the Morro Doce metaconglomerates yield T_{DM} ages of 2.6 to 2.7 Ga, indicating that these granites are the recycling products of an Archean crust; an interpretation that is corroborated with the presence of an inherited zircon dated at ~2.7 Ga. The metaconglomerate arkosean framework yields slightly lower $\epsilon_{Nd(t)}$ values compared to the clasts, therefore younger and/or more mafic source may contribute to the Boturuna Formation. This is in agreement with the geochemical signature of the associated metarkoses since a mafic igneous input was identified based on the whole-rock geochemistry (Henrique-Pinto and Janasi, 2010).

REFERENCES

BERGMANN, M. *Caracterização Estratigráfica e Estrutural da Seqüência Vulcano-Sedimentar do Grupo São Roque na Região de Pirapora do Bom Jesus - Estado de São Paulo*. 1988. Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

- BERGMANN, M.; FAIRCHILD, T.R. Estromatólitos do Grupo São Roque, Proterozóico Superior, Região de Pirapora de Bom Jesus, Estado de São Paulo. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 57, n. 1, p. 116-117, 1985.
- BISTRICHI, C.A. *Geologia do Sinclinório de Pirapora, SP*. 1982. Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- CAMPOS NETO, M.C.; BASEI, M.A.S; ARTUR, A.C.; SILVA, M.E.; MACHADO, R.; DIAS NETO, C.M.; FRAGOSO CESAR, A.R.; SOUZA, A.P. Geologia das Folhas Piracaia e Igaratá. *IPT – Pró-Minério*, 1ª Jornada Sobre a Carta Geológica do Estado de São Paulo em 1: 50,000. 1983, p. 55-76.
- CAMPOS NETO, M.C. Orogenic Systems From Southwestern Gondwana: an Approach to Brasiliano-Pan African Cycle and Orogênic Collage in Southeastern Brazil. In: XXXI INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 2000. Extended Abstracts, Rio de Janeiro, Brazil, 2000, p. 335-365.
- CAMPOS NETO, M.C.; BASEI, M.A.S.; VLACH, S.R.F.; CABY, R.; SZABO, G.A.J.; VASCONCELOS, P. Migração de Orógenos e Superposição de Orogêneses: Um Esboço da Colagem Brasileira no Sul do Cráton do São Francisco, SE-Brasil. *Geologia USP: Série Científica*, São Paulo, v. 4, p. 13-40, 2004.
- CARNEIRO, C.D.R. *Análise Estrutural do Grupo São Roque na Faixa entre o Pico do Jaraguá e a Serra dos Cristais, SP*. 1983. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- CORDANI, U.G.; CAMPOS, A.C.R.; DAVINO, A.; BJÖRNBER, A.J.S. Geologia da Região do Jaraguá. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, São Paulo, v. 10, n. 20, p. 73-91, 1961.
- CORDANI, U.G.; GOMES, C.B.; GIRARDI, V.A.V. Rochas Cálcio-Silicatadas da Região de Perus, SP. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 35, n. 3, p. 361-372, 1963.
- COUTINHO, J.M.V. Metaconglomerado e rochas associadas no Município de São Paulo. *Boletim Faculdade de Filosofia Ciências e Letras*, Universidade de São Paulo, São Paulo, v. 186, Mineralogia 13, p. 5-56, 1955.
- COUTINHO, J.M.V.; RODRIGUES, E.P.; SUEMITSU, A.; JULIANI, C.; BELJAVSKIS, P.; PAULO, T.Y.P. Geologia e Petrologia da Seqüência Vulcano-Sedimentar do Grupo São Roque na Serra de Itaberaba – SP. In: XXXII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Salvador, *Anais*, v. 2, 1982, p. 624-640.

- CURY, L.F.; KAULFUSS, G.A.; SIGA JR., O.; BASEI, M.A.S.; HARARA, O.M.; SATO, K. Idades U-Pb (Zircões) de 1.75 Ga em Granitóides Alcalinos Deformados dos Núcleos Betara e Tigre: Evidências de Regimes Extensionais do Estateriano na Faixa Apiaí. *Geologia USP, Série Científica*, v. 2, p. 95-108, 2002.
- DANTAS, A.S.L. *Geologia da Faixa São Roque e Intrusivas Associadas na Região entre São Paulo e Mairiporã, Norte de São Paulo*. 1990. Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- DEPAOLO, D.J. *Neodymium Isotope Geochemistry. An Introduction*. Springer, Berlin, 1988. 187 p.
- DERBY, O.A. Relatório acerca dos estudos geológicos praticados nos Valles do rio das Velhas e alto S. Francisco. Apresentado ao Conselheiro Manoel de Araújo, 29 de março, 1882. *Typographia Nacional*, Rio de Janeiro.
- FERNANDES DA SILVA, P.C. Litofácies e Prováveis Ambientes de Sedimentação do Grupo São Roque na Região de Votorantim e Salto de Pirapora, SP. *Revista do Instituto Geológico*, São Paulo, v. 25, n. 1/2, p. 29-48, 2004.
- FIGUEIREDO, M.C.H.; BERGMANN, M.; PENALVA, F.; TASSINARI, C.C.G. Ocorrência de *pillow-lavas* no Grupo São Roque, Estado de São Paulo. *Revista Ciências da Terra*, v. 2, p. 6-8, 1982.
- GOMES, C.B. Contribuição ao Conhecimento dos Anfíbolitos da Região do Jaraguá, SP. *Boletim Sociedade Brasileira de Geologia*, São Paulo, v. 11, n. 1, p. 57-73, 1962.
- HACKSPACHER, P.C.; DANTAS, E.L.; GODOY, A.M.; OLIVEIRA, M.A.F.; FETTER, A.; VAN SCHMUS, W.R. Considerations About the Evolution of the Ribeira Belt in the São Paulo State – Brazil, From U/Pb Geochronology in Metavolcanic Rocks of the São Roque Group. In: II SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY. Cordoba, Argentina, *Actas*, 1999, p. 310-313.
- HACKSPACHER, P.C.; DANTAS, E.L.; SPOLADORE, A.; FETTER, A.H.; OLIVEIRA, M.A.F. Evidence for Neoproterozoic back-arc basin development in the Central Ribeira Belt, southeastern Brazil: new geochronological and geochemical constraints from the São Roque-Açungui Groups. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, p. 110-114, 2000.
- HASUI, Y. Considerações Sobre a Estratigrafia do Pré-Cambriano na Região de São Paulo. *Boletim Instituto de Geociências*, Universidade de São Paulo, São Paulo, v. 7, p. 107-112, 1976.

- HENRIQUE-PINTO, R. *Metaconglomerados e Rochas Associadas do Grupo São Roque a Noroeste da Cidade de São Paulo: Proveniência e Implicações para a Idade da Sedimentação*. 2008. Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- HENRIQUE-PINTO, R.; JANASI, V.A. Metaconglomerados e Rochas Associadas do Grupo São Roque a Norte da Cidade de São Paulo, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 40, n. 3, p. 409-425, 2010.
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS – IPT. Carta Geológica do Estado de São Paulo em Escala 1:50.000. Secretaria da Indústria, Comércio, Ciência e Tecnologia, Pró-Minério, 1983.
- JULIANI, C.; BELJAVSKIS, P.; SCHORSCHER, H.D. Petrogênese do Vulcanismo e Aspectos Metalogenéticos Associados: Grupo Serra do Itaberaba na Região do São Roque – SP. In: XXXIV CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Goiânia. *Anais* 2, 1986. p. 730-745.
- JULIANI, C. *Geologia, Petrogênese e Aspectos Metalogenéticos dos Grupos Serra do Itaberaba e São Roque na Região das Serras do Itaberaba e Pedra Branca, NE da Cidade de São Paulo, SP*. 1993. 2 v. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- JULIANI, C.; MARTIN, M.A.B.; CLARIMUNDO, S.J.; MCREATH, I.; PERTERSEN Jr. K.J. Geologia dos Grupos Serra do Itaberaba e São Roque entre o Pico do Jaraguá e Araçarigüama, São Paulo. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, SBG/NSP-NRJ/ES Águas de São Pedro, *Boletim de Resumos*, 1999. v. 6, p. 26.
- JULIANI, C.; HACKSPAKER, P.; DANTAS, E.L.; FETTER, A.H. The Mesoproterozoic volcano-sedimentary Serra do Itaberaba Group of the central Ribeira Belt, São Paulo, Brazil: implications for the age of the overlying São Roque Group. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, p. 82-86, 2000.
- KAULFUSS, G.A. *Geocronologia dos Núcleos de Embasamento Setuva, Betara e Tigre, Norte de Curitiba-Paraná*. 2001. Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- LAZZARI, M.L. *O Metabasito de Pirapora do Bom Jesus*. 1987. Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

- MANTOVANI, M.S.M.; BRITO NEVES, B.B. The Paranapanema Lithospheric Block: Its Importance for Proterozoic (Rodinia, Gondwana) Supercontinent Theories. *Gondwana Research*, v. 8, p. 303-315, 2005.
- MARTIN, M.A.B. *Geologia e Petrografia e Metamorfismo dos Grupos Serra do Itaberaba e São Roque a Noroeste da Cidade de São Paulo (SP)*. 2000. Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- ODMAN, O.H. A Pre-Cambrian Conglomerate With Pebbles of Deep-Seated Rocks Near São Paulo, Brazil. *Engenharia, Mineração e Metalurgia*, v. 21, n. 121, p. 32, 1955.
- OLIVEIRA, M.A.F.; MELO, R.P.; NARDY, A.J.R.; ARAB, P.B.; TRINDADE, I. New U/Pb Palaeoproterozoic Zircon Age For The Cajamar Metabasite, São Roque Group, Central Ribeira Belt, Southeastern Brazil. In: VI SOUTH AMERICAM SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY. San Carlos de Bariloche, Argentina, 2008. p. 1-4.
- SATO, K.; TASSINARI, C.C.G.; KAWASHITA, K.; PETRONILHO, L. Método geocronológico Sm- Nd no IG-USP e suas aplicações. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 67, n. 3, p. 315-336, 1995.
- SIGA Jr O.; BASEI, M.A.S.; PASSARELLI, C.R.; HARARA, O.M.; SATO, K.; CURY, L.F.; PRAZERES FILHO, H.J. Geocronologia das Rochas Gnáissico-Migmatíticas e Sienograníticas do Núcleo Setuva (PR): implicações tectônicas. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 37, n. 1, p. 114-128, 2007.
- SIGA Jr O.; CURY, L.F.; McREATH, I.; RIBEIRO, L.M.A.L.; SATO, K.; BASEI, M.A.S.; PASSARELLI, C.R. Geology and geochronology of the Betara region in south-southeastern Brazil: Evidence for possible Statherian (1.80-1.75 Ga) and Calymmian (1.50-1.45 Ga) extension events. *Gondwana Research*, v. 19, n. 1, p. 260-274, 2011.
- SIMONETTI, A.; HEAMAN, L.M.; HARTLAUB, R.P.; CREASER, R.A.; MACHATTIE, T.G. U-Pb Zircon Dating by Laser Ablation-MC-ICP-MS Using a New Multiple Ion Counting Faraday Collector Array. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, v. 20, p. 677-686, 2005.
- TASSINARI, C.C.G. *As Idades das Rochas e dos Eventos Metamórficos da Porção Sudeste do Estado de São Paulo e sua Evolução Crustal*. 1988. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

TASSINARI, C.C.G.; KAWASHITA, K.; KIKUCHI, R.K.P. Estudo Geocronológico nos Metaconglomerados do Grupo São Roque, Estado de São Paulo. In: X SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, São Paulo, *Boletim de Resumos*, 1985, v. 1, p. 201-208.

TASSINARI, C.C.G.; MUNHÁ, J.M.U.; CORREIA, C.T. Neoproterozoic Oceans in the Ribeira Belt (southeastern Brazil): The Pirapora do Bom Jesus Ophiolitic Complex. *Episodes*, v. 24, n. 4), p. 245-251, 2001.

TEIXEIRA, W.; ÁVILA, A.C.; NUNES, L.C. Nd-Sr Isotopic Geochemistry and U-Pb Geochronology of the Fé Granitic Gneiss and Lajedo Granodiorite: Implications for Paleoproterozoic Evolution of the Mineiro Belt, Southern São Francisco Craton, Brazil. *Geologia USP: Série Científica*, São Paulo, v. 8, n. 1, p. 53-74, 2008.

VAN SCHMUS, W.R.; TASSINARI, C.C.G.; CORDANI, U.G. Estudo Geocronológico da Parte Inferior do Grupo São Roque. In: XXXIV CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Goiânia, *Anais*, 3 v, 1986, p. 1399-1406.

Apêndice – III

*(Provenance and sedimentation environments of the São Roque Group, Brazil:
contributions from petrography, geochemistry and Sm-Nd isotopic systematics of
metasediments)*

**Provenance and sedimentation environments of the São Roque Group, Brazil:
contributions from petrography, geochemistry and Sm-Nd isotopic systematics of
metasediments**

Abstract

The São Roque Group corresponds to a Proterozoic sequence deposited in a marine environment consisting of proximal (metasandstones and meta-felspathic wackes with some volcanic layers; Boturuna Formation) and more distal deposits (metawackes and metamudstones; Piragibu Formation). The main sources are dominantly Archean and Paleoproterozoic, and their compositions vary from granitic (responding for the LREE-rich moderately fractionated REE patterns and subtle negative Eu anomalies) to basic (responding for increases in the contents of Fe_2O_3 , MgO , V, Rb and Cr) and recycled mature quartzose (present as clasts in metaconglomerates). Sm-Nd isotope data for metamudstones (Piragibu Formation) show four main groups of T_{DM} ages at 1.9 Ga, 2.1 Ga, 2.4 Ga and 3.0 Ga. The positive $\epsilon_{\text{Nd}(1.75)}$ corresponds to youngest Sm-Nd T_{DM} ages (1.88-1.93 Ga) characterizing the sedimentation as younger than ~1.9 Ga. The samples with younger T_{DM} must reflect greater contributions from younger sources, possibly including juvenile rocks. The oldest Sm-Nd T_{DM} age (3.0 Ga) is consistent with the T_{DM} typical of granitic clasts from the Boturuna Formation metaconglomerates, which correspond to 2.2 Ga products of crust reworking, and of basement nuclei of the same age in the Apiaí-São Roque Domain. The main group of metamudstones with Sm-Nd T_{DM} ages in the 2.2-2.6 Ga range may have as main sources mixtures between the same basement nuclei and rocks with less negative ϵ_{Nd} at 1.75 Ga (the best estimate for their depositional age). The latter may include both the younger sources that are present in the few samples with lower T_{DM} and juvenile 2.2-2.4 Ga granitic sources, so far not recognized in the basement nuclei. Similar geochemical behavior, consistent with sediments deposited in passive margin basin, for both formations, suggests that these were coeval, probably with lateral correlation. However, the mudstones (Piragibu Formation) have Ce-depleted REE patterns compatible with clays from open sea, suggesting a more complex paleo-environment, probably with interaction between passive margin basin and additional volcanogenic source related to oceanic island arc.

Key words: provenance; São Roque Group; Nd signature; paleo-environment

---

1. Introduction

The sedimentary provenance study started in the 19th century with the macroscopic investigation of heavy accessory minerals from recent sands. The mineralogical maturity of sands has been investigated since Krynine (1948), Dott (1964) and Folk (1974); initially, the fine-grained quartz-feldspar and lithic fragments (QFL) in sandstones were used to infer provenance and tectonic environments (Dickinson, 1970; Dickinson, 1985; Dickinson and Suczek, 1979).

Although the geochemistry of clastic metasedimentary rocks results from a complex interplay of several variables, including source rock compositions, intensity of weathering, sorting processes during transport and sedimentation, diagenetic reactions and metamorphism, they show a great potential for provenance studies and ensuing inferences for the paleo-environmental sedimentation (Bathia, 1983; Bathia and Taylor, 1981; Cullers et al., 1988; Floyd et al., 1989).

The use of geochemical and isotope tools for provenance has gained impetus in the last decades. It has been demonstrated that the source rocks and tectonic settings of *sandstones* may be inferred from the behaviour of trace elements with low mobility such as Th, Sc, REE etc (McLennan et al., 1993). When combined with U-Pb dating of detrital zircons it becomes a powerful tool in the study of sedimentary provenance (e.g., Ross et al., 2005).

Provenance studies of fine-grained sediments (*shales* and *mudstones*) are especially appealing, since these are the most abundant sedimentary rocks. Due to the difficulties of studying petrographically the fine-grained components, Sm-Nd isotope data and trace-element ratios such as Th/Sc, combined with other isotope systems (Rb-Sr, Pb-Pb), have proven to be important tools to determine the relative amount of silicic to basic rock contributions, as well as tectonic settings and secular trends in the crustal evolution (McLennan and Hemming, 1991; McLennan et al., 1990; McLennan et al., 1995).

The Th/Sc, La/Sc, La/Lu ratios are higher in acid rocks, while elements as Cr, Ni, Sc are more concentrated in basic igneous rocks, (Cullers et al., 1987; Cullers and Berendsen, 1988; Cullers and Podkovyrov, 2002). Additionally, the size of the negative Eu anomalies in the provenance appears to be preserved in fine-grained sediments, and thus

can be used as a provenance tool; for instance, basic igneous rocks contribute with slight or no Eu anomalies (Eu/Eu*).

The weathering breakdown of biotite, amphibole, pyroxene, olivine and opaque minerals results in clay minerals as smectite-vermiculite, while feldspars usually alter to kaolinite and illite. The intensity of the weathering process can be measured by the relation between Aluminium (“immobile” element) and mobile elements such as Ca, Na and K. The effects of chemical weathering can be measured by CIA-indice, with higher values indicating more intense chemical weathering (Nesbitt and Young, 1982 - 1989); Nesbitt et al., 1996; Nesbitt and Markovics, 1997).

Paleo-environmental reconstruction is a challenge for geological processes; however, taking into account the systematical weathering of the crust, which is responsible for the depletion of feldspar and ferromagnesian minerals generating new minerals, many authors have used these properties to study paleo-weathering in several geological sequences, from the Precambrian until the present day (Nesbitt and Young, 1982; Sawyer, 1986; Harnois, 1988; McLennan, 1993; Fedo et al., 1995; Nesbitt et al., 1996; Cullers, 2000; Bauluz et al., 2000; Bahlburg and Dobrzinski, 2009).

This work presents the results of a provenance study of low-grade metamorphic rocks of the Proterozoic São Roque Group (SRG), SE Brazil, using as main tools the petrographic, elemental geochemistry and Sm-Nd isotope geochemistry. Our previous works (Henrique-Pinto & Janasi, 2010; Henrique-Pinto et al., 2012) dealt with the investigation of the paleoenvironment and provenance of metaconglomerates and associated metarkoses from exposures of the lower stratigraphic unit of the SRG in a restrict area (the Morro Doce region, NW of the city of São Paulo). Here we extend this study to a broader area that encompasses a large portion of the SRG exposures, including samples of meta-sandstones (which are the subject of a parallel provenance study using zircon chemistry and U-Pb dating; Henrique-Pinto et al., in prep.) and metapelitic rocks that make up most of the upper portion of the stratigraphically higher Piragibu Formation.

Even taking into account some ambiguities intrinsic to the use of provenance tools in some of sedimentary rocks, especially those that were subject to metamorphism, we believe our results bring important constraints on the nature of the source areas, intensity of weathering and environmental sedimentation during the deposition of the SRG.

2. Geological Setting

The São Roque Domain in South Brazil is a tectonic block that is located between the high-metamorphic grade Socorro-Guaxupé Nappe (currently interpreted as related to the evolution of the southern branch of the Brasília Fold Belt), in the north, and the Embu Domain (related to the Ribeira Fold Belt), in the south (Fig. 1 -A). In the tectonic model presented by Campos Neto (2000), the São Roque Domain is part of a larger block dominated by meta-volcano-sedimentary sequences metamorphosed in low- to medium-grade (the Apiaí-São Roque Domain) which, together with the Socorro-Guaxupé Nappe, corresponds to a magmatic arc domain developed at the border of an older cratonic nucleus that is mostly hidden beneath the Phanerozoic Paraná sedimentary basin (the Paranapanema Craton; Mantovani and Brito Neves, 2005).

Hennies et al. (1967) proposed that the Taxaquara Fault (Fig. 1-A) corresponds to an important boundary that separates two domains, São Roque (north) and Cotia (south). Recent studies (Campos Neto, 2000) have shown that the Caucaia Fault divides the Cotia Domain in two portions and can correspond to tectonic limit of higher order, separating the southern the Ribeira Fold Belt *strictu sensu* (locally represented by the Embu Domain) and the reworked margin of Paranapanema craton in the north (locally represented by the Apiaí Domain, intruded by the Agudos Grandes Granitic Batholith).

Hasui et al. (1976) suggested a two-fold stratigraphic division for the SRG. The basal Boturuna Formation is characterized by the predominance of meta-feldspathic wackes interfingered with polymictic metaconglomerates with pebbles and cobbles encased by metarkose framework (e.g., at the Morro Doce locality) and local meta-quartzarenites which sustain some topographically higher regions (e.g., the Jaraguá Peak, near São Paulo Fig. 1-B). Small bodies of metavolcanic rocks occur in the sequence (Carneiro, 1983; Carneiro et al., 1984), as small lenses of basaltic trachyandesite intercalated with the meta-feldspathic wackes and porphyritic meta-trachydacite, locally associated with metaconglomerates (e.g., in the Morro do Polvilho region). The volcanism in the Boturuna Formation is bimodal and has a within-plate geochemical signature (meta-trachydacites with low mg#, high Zr, Y, Nb, and low Sr; Henrique-Pinto and Janasi, 2010). A ~1.75-1.80 Ga depositional age seems well established from U-Pb zircon dating of meta-trachydacites (1790 ± 14 Ma; van Schmus et al., 1986) and metabasic rocks

Figure 1: (A)- Regional geological map modified from Campos Neto (2000). 1- Phanerozoic sedimentary and associated Mesozoic intrusive rocks (Paraná Basin); 2- Neoproterozoic late and post-orogenic granites; 3- (Garnet)-(Muscovite)-Biotite Granites; 4- Biotite Porphyritic Granites; 5- (Hornblende) Biotite porphyritic granites; 6- Socorro Guaxupé Domain (with predominance of garnet-bearing migmatites); 7- Embu Domain: basement Paleoproterozoic gneisses; 8- Embu Domain: cover metasupracrustal rocks; 9- Apiaí-São Roque Domain: São Roque and Açungui Groups; 10- Serra do Itaberaba Group; 11- Costeiro Complex. (B)- Geological map of the central part of the São Roque Domain and neighboring southernmost Socorro-Guaxupé Domain. 1- São Paulo Basin (Pleistocene); 2- Neoproterozoic shear zones with milonites and ultramylonites; 3- Indifferentiated granites (Neoproterozoic); 4- Qtz Sienites (Neoproterozoic); 5- Socorro-Guaxupé Domain (paragneisses and migmatites); 6- Pirapora do Bom Jesus Formation (Metalimestones and metadolomites); 7= amphibolites, metatuffs and BIFs (Pirapora do Bom Jesus Formation/Serra do Itaberaba Group (?)) ; 8-9- Serra do Itaberaba Group (8= Kyanite-staurolite schists; 9= calc-silicate rocks and tremolite marbles); 10-15- São Roque Group (10= metawackes; 11= metamudstones; 12= meta-quartzarenites and meta-subarkoses; 13= meta-feldspathic wackes and meta-quartzwackes; 14= metaconglomerates; 15= acid metavolcanic rocks); 16- Basement (?) orthogneisses. Compiled from IPT (1983), Dantas (1990), Bergmann (1988), Juliani (1993), Neves (2005) and Serviço Geológico do Brasil – CPRM (2006).

The upper Piragibu Formation is composed of a rhythmic sequence with predominance of meta-mudstones interbedded with metawackes, which possibly corresponds to turbidity current deposits in a marine environment (Carneiro, 1983; Campos Neto et al., 1983; Dantas, 1990; Silva, 2004).

Later stratigraphic studies by Coutinho et al. (1982) recognized a distinctive volcano-sedimentary sequence which was recognized as a separate unit named Serra do Itaberaba Group (SIG) by Juliani et al. (1986) on the basis of its higher metamorphic grade (amphibolite-facies) and the proposed existence of an erosive contact marked by the presence of clasts and volcanic fragments derived from it in metaconglomerates from the basal portions of the SRG (Juliani, 1993; Martin, 2000). The SIG is composed of amphibolites, metatuffs, banded iron formation, calc-silicate rocks and tremolite marble (Morro da Pedra Preta Formation), detrital metapelites with predominance of staurolite schists (Nhanguçu Formation) and metapsammites (Pirucaia Formation). A meta-andesite interpreted to be a small intrusion linked to the beginning of sedimentation in the Serra do Itaberaba basin, located stratigraphically above the MORB-like metamafic unit

(amphibolites and metatuffs), yielded a U-Pb zircon age of 1395 ± 10 Ma, interpreted as the maximum age of deposition (Juliani et al., 2000). On the light of the above constraints for the SRG, this age suggests that, in spite of the higher metamorphic grade, the SIG was deposited after the SRG Boturuna Fm, and therefore that the clasts found in the latter are not related to the SIG.

Another distinctive meta-volcano-sedimentary sequence is recognized in the Pirapora region (Bistrichi, 1982; Bergmann, 1988), and is dominated by tholeiitic metabasalts chemically similar to MORB (Lazzari, 1987; Tassinari et al., 2001) with local pillow-lava structures (Figueiredo et al., 1982) that are associated with pyroclastic rocks and meta-limestones showing well-preserved stromatolitic structures (Bergmann and Fairchild, 1985). This sequence was named Pirapora do Bom Jesus Formation by Bergmann (1988), who interpreted it as corresponding to passive margin volcanic centers surrounded by stromatolites. U-Pb zircon (608 ± 7 Ma) and monazite (628 ± 9 Ma) ages (Hackspacker et al., 1999 and 2000, respectively) were used to infer a Neoproterozoic age for this sequence. This age range (~ 625 -605 Ma) is coeval with the emplacement of large volumes of granite related to the “syn-orogenic” period of Neoproterozoic evolution (e.g., Agudos Grandes Batholith; Leite et al., 2007), and this led some authors (Hackspacker et al., 2000; Juliani et al., 2000) to interpret the sequence as a back-arc basin. Tassinari et al. (2000) interpreted this sequence as a slice of ophiolite, in view of expressive volume of basic magmatic activities with MORB signature and pillow-lavas structures, associated with magnetite/cromite talco schists mineralization.

The Jaraguá amphibolite body, outcropping in the Morro Doce region (Fig. 1-B), has geochemical affinities with the Pirapora metabasites and field relationships suggestive that it is intrusive into the Boturuna Fm; our unpublished LA-ICPMS U-Pb zircon data suggests a similar Neoproterozoic age.

3. Sampling and analytical procedures

The metasedimentary rock samples chosen for geochemical study were collected to assemble material representative of the existing variety in terms of grain size and mineralogical and textural maturity, targeting the best available exposures, in order to avoid, as far as possible, the effects of weathering, which are widespread in the region.

The chemical analyses were preceded by petrographic studies and modal counting, for which 500 points were counted per thin section (Table 1).

3.1. Whole-rock chemistry

Chemical analyses were carried out at the *Geoanalítica Core Research Center*, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Brazil. Samples were crushed in a steel jaw-crusher and subsequently in an agate disk mill. The concentration of the trace elements was determined by the previously sprayed compressed material in the form of pressed pellets, the concentration of major elements was quantified by melting the material previously sprayed followed by quenched pellets. Whole-rock major and trace element compositions were obtained by XRF spectrometry following the analytical protocol described in Mori et al. (1999). Rare earth elements (REE) and other trace-elements present in low amounts (typically < 100 ppm) were measured by inductively coupled plasma mass spectroscopy (ICP-MS) in a Perkin Elmer Plasma Quadrupole MS ELAN 6100DRC, following the analytical protocols described in Navarro et al. (2002). Samples were dissolved in pumps *Parr* type, in a high temperature (~ 200 ° C) at the oven for approximately five days, with the intention to ensure complete dissolution of ultra-stable minerals (eg., zircon). From 100mg of sample was added 5 mL of HNO₃ and 15 ml of HF.

3.2. Sm-Nd analyses

Sm-Nd isotope analyses of the same whole-rock powdered samples analyzed for elemental geochemistry were performed at the Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Brazil, following the procedures described in Sato et al. (1995). Samples were dissolved in pumps at temperatures of ~ 160 ° C for a period of ten days. For isotope separation steps were employed conventional cation exchange columns, filled with resin type AG 50 (200-400 mesh) using HCL and water in varying concentrations. The Nd isotopic ratios were obtained using a multi-collector *Finnigan* MAT-262 mass spectrometer, whereas the Sm isotopic ratios were obtained using a single collector VG-354 mass spectrometer. The average ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd values measured for the La Jolla and BCR-1 Nd standards during the period of this study are 0.511849 ± 0.000025 and 0.512662 ± 0.000027 , respectively. The

maximum measured errors were 0.09% for the $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ratio and ± 0.00002 for $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (2σ precision level). ϵNd calculations assume present CHUR ratios of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$ and $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$. The decay constant used was $6.54 \times 10^{-12} \text{ years}^{-1}$. T_{DM} calculations are made using the method of DePaolo (1988). Details of the analytical protocol employed here are given in Sato et al. (1995).

4. Petrography

Modal counting allowed the classification of the metasediments (following Dott, 1964; McBride, 1963) in six subtypes (Fig. 2) using the compositional maturity, based on the proportion of quartz, feldspar and lithic fragments and the textural maturity, based on the proportion between framework (grains with sand size) and matrix (grains with silt and clay size).

The samples with greater sedimentary maturity ($< 10\%$ of matrix and $> 75\%$ of quartz) are classified as meta-quartzarenites and meta-subarkoses (Fig. 3A and B, respectively). These rocks in some cases lost the original sedimentary petrofabrics due to metamorphic overprinting, reflecting the low competence of quartz during deformation.

The lowest compositional maturity ($> 25\%$ of feldspars) of metarkoses (Fig. 3-C) and meta-feldspathic wackes (Fig. 4-A) and the presence of angular to rounded plagioclase and alkali-feldspar in similar proportions, indicates that their main sources are of granitic composition; additionally, this sedimentary petrofabrics suggests short transport distances. Additional sources are preserved as lithic fragments of metabasic rocks and intraclasts of quartzarenite rocks, both always in small modal proportions (less than 1%).

The metamudstones and meta-quartz wackes (Fig. 4-B) are characterized by low textural maturity and, although with more than 40% matrix, they are of high compositional maturity, with more than 70% quartz. These sub-types are mostly composed of very fine to fine-grained particles, as sub-angular to rounded grains, and often preserve the original petrofabrics, as in the case of metamudstones, which preserve plane-parallel layering with clay-rich and quartz-rich bands (Fig. 4C).

	#Samples	Petrography Classification	Petrography Classification					framework %	matrix %
			quartz	feldspar	fine muscovite	accessory			
ARENITES	PJ-01	Meta-quartzarenite	459		36	5		92.80	7.20
	JP-19	Meta-quartzarenite	440	25	27	8		94.60	5.40
	JP-20	Meta-quartzarenite	443	22	31	4		93.80	6.20
	JP-01	Meta-subarkose	354	109	28	9		94.40	5.60
	VT-04	Meta-subarkose	397	43	50	10		90.00	10.00
	JP-04	Meta-subarkose	356	56	54	34		89.20	10.80
	VT-03	Metarkose	350	115	30	5		94.00	6.00
WACKES	MD-03a	Meta-feldspathic wacke	257	106	94	43		81.20	18.80
	MD-04a	Meta-feldspathic wacke	246	89	164	1		67.20	32.80
	MD-26b	Meta-feldspathic wacke	258	105	134	3		73.20	26.80
	MD-36	Meta-feldspathic wacke	245	80	159	16		68.20	31.80
	MD-01b	Meta-feldspathic wacke	228	79	193	0		61.40	38.60
	VT - 02	Meta-feldspathic wacke	174	75	251	0		49.80	50.20
	VZP-10	Meta-feldspathic wacke	131	7	329	33		34.20	65.80
	MD-38	Meta-quartz wacke	187	69	224	20		55.20	44.80
	ND-05A	Meta-quartz wacke	179	8	302	11		39.60	60.40
	VZP-11	Meta-quartz wacke	181	3	306	10		38.80	61.20
MUDSTONES	ND-09	Metamudstone	105	5	378	12		24.40	75.60
	ND-07A	Metamudstone	94	7	392	7		21.60	78.40
	ND-06B	Metamudstone	96	10	380	14		24.00	76.00
	ND-03C	Metamudstone	117	2	375	6		25.00	75.00
	ND-03B	Metamudstone	90	1	386	23		22.80	77.20
	ND-10	Metamudstone	115		375	10		25.00	75.00
	ND-02B	Metamudstone	70	4	376	50		24.80	75.20
	ND-08	Metamudstone	108	6	377	9		24.60	75.40
	ND-04A	Metamudstone	106	11	375	8		25.00	75.00

Table 1: Modal mineralogy of metasediments of São Roque Group (Counted 500 points per section).

Figure 2: Ternary diagram (QFL) Q=quartz, F=feldspar, L=lithic fragments for São Roque Group metasediments; fields after Dott (1964) and McBride (1963).

Figure 3: Photomicrographs of São Roque Group metasediments: A- meta-quartzarenites; B- meta-subarkoses; C- metarkoses (left, parallel polarizers; right, crossed polarizers).

Figure 4: Photomicrographs of São Roque Group metasediments: A- meta-feldspathic wackes; B- meta-quartz wackes; C- metamudstones (left, parallel polarizers; right, crossed polarizers).

5. Geochemistry

The chemical classification (Herron, 1988) based on major elements shows a distinctive correlation with the petrographic classification, except in the case of metarkoses and meta-feldspathic wackes, which have similar chemical behavior, but different proportions of matrix (Fig. 5).

Figure 5: Chemical classification diagram [$\log (\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ versus $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$] (Herron, 1988) for samples of the São Roque Group. Symbols are the same as in Figure 3.

<i>r</i>	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ (t)	K ₂ O	TiO ₂	MgO	MnO	Na ₂ O	CaO	P ₂ O ₅	Zr	Y	Th
Al ₂ O ₃	1.00	0.85	0.91	0.96	0.26	-0.18	-0.55	-0.18	0.23	0.44	0.66	0.46
SiO ₂	-0.99	-0.86	-0.92	-0.95	-0.38	-0.28	0.45	0.02	-0.24	-0.50	-0.68	-0.50
Sr	0.11	0.16	0.15	0.08	0.16	0.13	0.47	0.46	0.17	0.04	0.07	0.07
Ba	0.82	0.51	0.97	0.80	0.55	0.30	-0.23	0.04	0.16	0.73	0.70	0.42
Cr	0.87	0.63	0.62	0.81	-0.11	-0.04	-0.56	-0.44	-0.04	0.23	0.32	0.53
Ga	0.95	0.56	0.80	0.89	0.01	-0.01	-0.57	-0.49	0.00	0.31	0.43	0.47
Nb	0.73	-0.02	0.91	0.89	0.35	0.26	-0.17	-0.28	-0.23	0.76	0.67	0.65
Ni	0.58	0.65	0.23	0.61	-0.25	-0.13	-0.52	-0.58	0.12	-0.03	0.28	0.10
Rb	0.91	0.64	0.91	0.87	0.42	0.16	-0.38	-0.06	0.29	0.46	0.63	0.50
Sc	0.93	0.23	0.73	0.91	-0.04	-0.01	-0.73	-0.79	-0.35	0.36	0.43	0.51
Th	0.46	0.27	0.45	0.45	0.07	0.11	-0.27	0.05	-0.07	0.25	0.33	1.00
U	0.16	0.00	0.36	0.13	0.17	0.08	0.37	0.07	-0.05	0.32	0.30	0.39
V	0.90	0.73	0.71	0.87	0.10	0.13	-0.66	-0.16	0.08	0.30	0.50	0.66
Hf	0.62	0.56	0.78	0.63	0.64	0.51	0.00	0.35	-0.06	0.95	0.75	0.49
Σ LREE	0.76	0.58	0.83	0.82	0.50	0.28	-0.30	0.10	0.12	0.61	0.95	0.85
Σ HREE	0.74	0.62	0.82	0.82	0.42	0.20	-0.41	-0.01	0.00	0.59	0.98	0.86
0.91< <i>r</i> <0.99		very strong correlation										
0.61< <i>r</i> <0.90		strong correlation										
0.31< <i>r</i> <0.60		medium correlation										
0.01< <i>r</i> <0.30		low correlation										

Table 2: Correlation coefficients (r) obtained with geochemical data of metasediments (n=30) for rocks from São Roque Group. The coefficients of linear correlation of Pearson (r) were calculated according to the ratio between the two covariance variables using the product of standard deviations of each one, as described in relation $r = \frac{n \sum(x.y) - (\sum x) \cdot (\sum y)}{\sqrt{[n \sum x^2 - (\sum x)^2] [n \sum y^2 - (\sum y)^2]}}$.

5.1. Potential source-areas and weathering

The best evidence for the nature of source areas is in the clasts of polymithic metaconglomerates from the base of São Roque Group (Boturuna Formation). The granitic clasts appear to be broadly comagmatic as suggested by their alignment in a single geochemical evolution trend consistent with normal differentiation in granitic magmas (Henrique-Pinto and Janasi, 2010). Pebbles of other rock types are little abundant, but indicate the contributions from different sources, such as amphibolite and quartzite. The source varieties observed in metaconglomerates are in agreement with the trends identified in diagrams of Roser and Korsch (1988) (Fig. 6).

U-Pb dating of zircons extracted from the granitic clasts within the metaconglomerates (Henrique-Pinto et al., 2012) indicate a Paleoproterozoic (~2.2 Ga) age for magmatic crystallization. The nearest potential source areas with similar ages are found in basement nuclei of the Açungui Group (Kaulfuss, 2001; Ribeiro, 2006; Siga Jr. et al., 2007, 2011). The chemical composition of these rocks is similar to the granitic clasts of metaconglomerates (Boturuna Formation) at a given silica content (65-78 wt.%) (Group 1 in Figs. 9 and 10). Intermediate plutonic rocks (Group 2) are common in these basement nuclei but have not been found in the metaconglomerates studied by Henrique-Pinto et al. (2012).

The chemical index weathering (CIW= $[\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{CaO}+\text{N}_2\text{O}) \cdot 100]$; Harnois, 1988) uses the same parameters of the chemical index of alteration (CIA= $[\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{CaO}+\text{N}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) \cdot 100]$; Nesbitt and Young, 1982), disconsidering K_2O , which may be introduced by K metasomatism. Some of our samples (mainly the sandstones; Fig. 8) with high K_2O contents probably were affected by late diagenetic and/or metamorphic processes, and were excluded from Fig. 7B. Samples with secondary calcite were also excluded, since the parameters used to quantify the weathering consider that the sources of CaO are only silicate minerals.

The index of compositional variability ICV= $[(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO} + \text{MgO} + \text{CaO} + \text{N}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{TiO}_2)/\text{Al}_2\text{O}_3]$ (Cox et al., 1995) is used to evaluate the original composition of the

sources of shales and siltstones, the Figure 7 (A and B) illustrates the weathering of the potential source. The values of this index indicate that the particles that disintegrated from the source suffered sedimentary sorting (diagram A) and were deposited as sands and clays after moderate weathering process (with CIA values between 73 and 87). The main result of this is transformation of feldspar to illite, not reaching the highest degree of weathering with the appearance of kaolinite (Fig. 8).

Figure 6: Provenance signatures using discriminant function analysis from Roser and Korsch (1988). The discriminant functions are:

$$F1 = (-1,773 \cdot TiO_2) + (0,607 \cdot Al_2O_3) + (0,76 \cdot Fe_2O_3) - (1,5 \cdot MgO) + (0,616 \cdot CaO) + (0,509 \cdot Na_2O) - (1,224 \cdot K_2O) - 9,09; F2 = (0,445 \cdot TiO_2) + (0,07 \cdot Al_2O_3) - (0,25 \cdot Fe_2O_3) - (1,142 \cdot MgO) + (0,438 \cdot CaO) + (1,475 \cdot Na_2O) + (1,426 \cdot K_2O) - 6,861;$$

$$F1^* = (((30,638 * TiO_2) / Al_2O_3) - ((12,541 * Fe_2O_3) / Al_2O_3) + ((7,329 * MgO) / Al_2O_3) + ((12,031 * Na_2O) / Al_2O_3) + ((35,402 * K_2O) / Al_2O_3) - 6,382);$$

$$F2^* = (((56,5 * TiO_2) / Al_2O_3) - ((10,879 * Fe_2O_3) / Al_2O_3) + ((30,875 * MgO) / Al_2O_3) - ((5,404 * Na_2O) / Al_2O_3) + ((11,112 * K_2O) / Al_2O_3) - 3,89).$$

Figure 7: Relationship between weathering intensity and sedimentary sorting: **A-** CIW (chemical index weathering – Harnois, 1988) x Al_2O_3 and **B-** ICV (index of compositional variability – Cox et al., 1995) x CIA (chemical index of alteration - Nesbitt and Young, 1982).

Figure 8: Chemical composition of São Roque metasediments in the A-CN-K diagram (Nesbitt and Young, 1984). 1 – average granitic rocks, 2 – average adamellite, 3 – average granodiorite, 4 – average tonalite, 5 – average gabbro (trends plotted according to Nesbitt and Young, 1989).

5.2. Inferences on source areas from elemental geochemistry

The very strong to strong negative linear correlation of SiO_2 with the main oxides Al_2O_3 ($r = -0.99$), Fe_2O_3 ($r = -0.86$), K_2O ($r = -0.92$), TiO_2 ($r = -0.95$) (Table 2, Fig. 9) is mainly related to sedimentary sorting responsible for the concentration of these elements in the Al-rich clay fraction. The largest scattering of MgO with small negative linear correlation relative to SiO_2 ($r = -0.38$) could reflect the presence of microlithic fragments of metabasic rocks, found in small proportions in some metawacke samples; this could also respond for the increase of CaO (up to 0.05 wt.%). Alternatively, these increases (Table 3) might reflect the presence of dolomite/calcite authigenic cement (not identified in the thin sections) or secondary hydrothermal process.

Many trace elements as Cr ($r = 0.87$), Rb ($r = 0.91$), Ba ($r = 0.82$), V ($r = 0.90$) and Ga ($r = 0.95$) show very strong to strong positive correlation with Al_2O_3 , which reflects the preference of these elements in Al-rich sediments for the clay fraction, and their depletion in quartz-rich fractions.

Similarities with source area composition and proximal deposits (meta-feldspathic wackes and metarkoses), with increasing of feldspar, can respond for shifting of Sr, and low values of V and Rb, compared to metamudstones and metaquartzarenites; nevertheless the possibility of additional Ba-rich sources should not be discarded due to similarities between some metamudstones and intermediate potential sources with high Ba values (Fig. 10).

The metamudstones are enriched in REE (Fig. 11; Table 4) compared to other metasediments (proximal deposits), displaying more fractionated patterns ($\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}$ between 15 and 40; $\text{Gd}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N} = 2.2\text{-}3.0$; $\Sigma\text{HREE} = 10\text{-}64$ ppm) Well-defined negative Ce ($\text{Ce}/\text{Ce}^* = 0.34\text{-}0.51$) and Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.64\text{-}0.71$) anomalies are common in these rocks, with the exception of one sample (ND-08; with no Ce anomaly and little fractionated, as a result of depletion in light REE).

The immature sediments (metarkoses and meta-feldspathic wackes) show a behavior similar to the inferred sources (granitic clasts), with moderately fractionated REE patterns ($\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N} = 10\text{-}13$), high LREE contents ($\Sigma\text{LREE} = 111\text{-}183$ ppm), and subtle negative Eu anomalies ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.69\text{-}0.96$). The increase of Eu sometimes results in positive anomalies ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.08$ – JP-01), probably due to feldspar accumulation due to sorting during the sedimentary process (cf. Singh and Rajamani, 2001) and/or to contribution from additional Eu-rich sources (e.g., intermediate potential sources with $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.72\text{-}1.03$ – Fig. 11).

	Meta-quartzarenite			Meta-subarkose			Metarkose		Feldspatic Wacke					
	PJ-01	JP-19	JP-20	VT-04	JP-01	JP-04	VT-03	MD-03a	MD-04a	MD-26b	MD-36	MD-01b	VT-02	VZP-10
SiO ₂	98.17	97.34	95.31	92.49	93.31	90.26	77.84	74.07	73.91	75.89	75.16	70.85	75.27	65.74
Al ₂ O ₃	0.51	1.17	1.07	3.64	2.86	2.84	11.13	10.55	12.9	10.92	12.09	13.31	12.77	16.97
Fe ₂ O ₃ (t)	0.09	0.17	0.19	0.7	0.58	0.71	2.02	2.27	2.23	2.5	1.82	3.66	2.84	6.89
MnO	0.002	0.001	0.003	0.002	0.007	0.053	0.023	0.034	0.023	0.025	0.03	0.039	0.006	0.028
MgO	0.00	0.00	0.08	0.07	0.12	1.29	0.44	1.11	0.88	0.78	0.76	1.7	1.02	0.79
CaO	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	1.23	0.04	2.75	0.65	0.75	1.07	1.16		0.01
Na ₂ O						0.06	1.1	1.57	2.6	2.32	3.18	1.07		0.34
K ₂ O	0.27	0.17	0.87	1.35	1.84	1.91	5.15	3.63	4.2	3.98	3.8	4.85	3.93	4.69
TiO ₂	0.032	0.028	0.027	0.104	0.09	0.092	0.281	0.287	0.282	0.306	0.244	0.403	0.315	0.78
P ₂ O ₅	0.007	0.009	0.023	0.006	0.021	0.032	0.075	0.077	0.1	0.077	0.103	0.152	0.021	0.053
LOI	0.26	0.6	0.24	0.7	0.5	0.56	1.32	3.05	1.38	1.37	0.95	2.36	2.86	2.76
Total	99.3	99.4	97.8	99.0	99.3	99.0	99.4	99.3	99.1	98.9	99.2	99.5	99.0	99.0
Ba	53	28	134	123	314	384	1038	787	814	864	749	1088	951	792
Co							14	6				11		7
Cr							26	36	25	69	26	82	45	48
Cu								20		13	9	2		
Ga							14	14	17	14	14	17	13	21
Nb	1	1		3	4		8		6			12	7	16
Ni						6	10	7	10		11	16	11	33
Pb	2	16		1	3		9	5			7	5	1	14
Rb	7	9	28	24	35	33	125	131	124	130	94	172	116	178
Sc												6		14
Sr	4		23		9	33	41	184	106	108	159	68	10	44
Th	1	2		3	2		7	22	7	23	8	18	8	15
U	0	1		1	1	4	1		1	13	10	4	2	2
V			16	14			15	82	35	37	19	47	39	72
Y	6	2	4	10	6	11	33	15	15	12	53	18	12	42
Zn	3	2	4	2	2	6	22	30	9	34	8	70	18	51
Zr	70	63	55	133	196	222	166	175	177	187	153	242	151	172
La	6	6		10	8		46	37	31	37	189	35	30	50
Ce	10	12		19	23		62	42	53	48		94	48	77
Nd	4	4		7	6		40	18	23	21	116	29	23	39
Hf	1.9	1.9		3.8	4.7		4.8		4.7			5.2	4.2	5.0

Table 3: Results of chemical analyses (FRX) of metasediments of the São Roque Group. Fields in grey represent analyses obtained by ICPMS.

	Quartzo Wacke					Meta-mudstone										
	MD-38	ND-05A	VZP-11	ND-09	ND-07A	ND-07B	ND-04C	ND-06B	ND-03C	ND-03A	ND-03B	ND-10	ND-02B	ND-08	ND-04B	ND-04A
SiO ₂	69.14	68.75	66.95	55.18	55.18	59.84	62.47	61.91	55.75	46.93	60.97	61.79	48.44	60.99	63.85	57.62
Al ₂ O ₃	13.65	17.5	15.1	24.44	24.56	22.28	21.98	19.7	24.36	29.67	21.04	20.9	28.98	21.21	21.27	24.02
Fe ₂ O ₃ (t)	3.68	3.54	5.44	7.25	7.2	6.2	3.9	8.17	5.07	4.31	5.57	6.35	5.68	6.88	3.69	5.87
MnO	0.055	0.002	0.024	0.016	0.002	0.004	0.016	0.063	0.073	0.029	0.016	0.014	0.017	0.022	0.015	0.014
MgO	1.98	0.36	1.98	0.48	0.45	0.45	0.43	0.25	1.17	1.6	0.91	0.35	1.22	0.31	0.41	0.38
CaO	1.58	0.01	0.88	0.02	0.02	0.02	0.01	0.03	0.03				0.01	0.02	0.02	0.05
Na ₂ O	3.33	0.1	0.8	0.19	0.19	0.16	0.3	0.31	0.17	0.22	0.13	0.25	0.18	0.25	0.25	0.29
K ₂ O	3.47	3.89	3.65	5.85	5.43	4.9	5.21	3.77	6.93	9.79	5.54	4.53	8.21	4.42	4.88	4.77
TiO ₂	0.591	0.651	0.591	0.922	0.81	0.758	0.696	0.887	1029.00	1239.00	0.789	0.648	1085.00	0.695	0.657	0.769
P ₂ O ₅	0.212	0.089	0.098	0.07	0.073	0.069	0.059	0.073	0.04	0.054	0.05	0.043	0.068	0.082	0.53	0.036
LOI	1.64	4.01	3.97	5.15	5.56	5.08	4.24	4.6	4.74	4.61	4.54	4.5	5.5	4.41	4.36	5.86
Total	99.3	99.9	99.4	99.5	99.4	99.7	99.3	99.7	99.3	98.4	99.5	99.3	99.3	99.2	99.9	99.6
Ba	821	794	684	1338	983	873	995	611	1525	2383	1009	716	1905	770	941	859
Co	9		16					11		10			6			
Cr	45	105	72	189	120	117	117	96	125	155	101	113	170	140	100	159
Cu		20	28	21	24	22	19	28	10	8	24	26	20	23	21	11
Ga	15	26	19	35	36	31	32	26	35	50	28	29	42	31	30	32
Nb		15	14	18	14	14	14	15	23	28	18	11	26	15	13	15
Ni	19	11	36	20	23	20	23	42	17	21	19	14	29	25	27	29
Pb		6	24	14	7		5	6		81	13	15	8	21	19	8
Rb	95	185	154	174	283	254	255	102	293	382	226	236	329	162	248	203
Sc				17	19	17	15	16	21	26	16	17	22	17	14	19
Sr	196	94	71	59	85	79	74	32	38	65	28	59	65	98	71	63
Th	13	12	14	17	15	17	16	14	20	16	20	16	27	18	16	16
U	8	4	3	7	5	7	6	5	9	7	5	4	5	3	3	6
V	47	62	57	105	110	120	111	115	105	127	87	91	166	101	99	104
Y	28	35	18	37	33	30	18	33	45	46	48	30	90	19	11	23
Zn	66	17	86	53	47	55	23	30	48	73	46	45	55	94	28	34
Zr	182	167	195	219	133	129	108	191	280	327	186	119	234	136	106	143
La	59	208	46	74	102	48	64	78	22	72	92	69	211	12	58	57
Ce	87		90							64	81		199	23	39	
Nd	53	134	38	67	103	72	59	74	36	58	83	66	153	7	44	63
Hf			4.9								5.2		6.5	3.7	3.0	

Table 3 continuation: Results of chemical analyses (FRX) of metasediments of the São Roque Group. Fields in grey represent analyses obtained by ICPMS.

Figure 9: Variation diagrams for major elements versus SiO_2 in metasediments of the São Roque Group. 1 – 2 represent potential sources compiled from Kaulfuss (2001); basic, granitic and sedimentary sources represent clasts of polymictic metaconglomerates of São Roque Group (Henrique-Pinto, 2008).

Figure 10: Variation diagrams for trace elements versus SiO_2 in metasediments of the São Roque Group. 1 – 2 represent potential granitic sources compiled from Kaulfuss (2001); basic, granitic and sedimentary sources represent clasts of polymictic metaconglomerates from the São Roque Group (Henrique-Pinto, 2008).

	Meta-quartzarenite		Meta-subarkose		Metarkose		Feldspatic Wacke			Quartzito Wacke		Meta-mudstone		
	PJ-01	JP-19	VT-04	JP-01	VT-03	MD-04a	MD-01b	VT-02	VZP-10	VZP-11	ND-03B	ND-02B	ND-08	ND-04B
La	6.4	6.47	9.99	7.66	45.77	30.77	35.07	30.11	49.82	45.77	92.46	210.72	11.96	58.35
Ce	10.4	12.25	18.8	22.54	61.53	53.16	94.45	48.15	76.88	89.94	81.21	198.64	22.5	39.17
Pr	1.1	1.33	2.00	1.65	10.44	6.33	7.77	6.39	10.66	10.57	22.22	40.07	1.97	12.65
Nd	3.9	4.45	7.08	6.1	40.00	22.56	28.78	22.5	38.6	38.35	82.83	152.87	6.7	43.54
Sm	0.7	0.78	1.25	1.21	7.16	3.86	5.05	3.9	7.19	6.89	15.19	29.74	1.5	6.86
Eu	0.1	0.17	0.3	0.41	1.83	0.92	1.19	1.03	1.52	1.24	2.78	6.41	0.49	1.19
Gd	0.7	0.53	1.11	1.11	6.3	3.08	3.89	2.81	6.2	5.02	11.68	25.56	1.5	3.9
Tb	0.1	0.08	0.21	0.17	0.82	0.47	0.58	0.39	0.93	0.65	1.66	3.36	0.38	0.51
Dy	0.9	0.38	1.33	1.00	4.35	2.71	3.37	2.12	5.3	3.2	8.68	16.32	2.74	2.56
Ho	0.1	0.072	0.3	0.21	0.92	0.55	0.72	0.42	1.12	0.61	1.72	3.07	0.67	0.45
Er	0.5	0.19	0.93	0.6	2.59	1.52	1.9	1.18	3.2	1.71	4.72	8.07	2.03	1.24
Tm	0.08	0.03	0.15	0.09	0.37	0.21	0.28	0.18	0.47	0.26	0.71	1.15	0.33	0.18
Yb	0.54	0.2	1.05	0.66	2.29	1.41	1.86	1.22	3.2	1.8	4.3	6.84	2.07	1.2
Lan/Ybn	7.99	21.03	6.4	7.82	13.46	14.67	12.69	16.55	10.5	17.18	14.51	20.81	3.9	30.84
Lan/Sm	5.74	5.16	5.00	3.98	4.01	5.00	4.36	4.85	4.35	4.17	3.82	4.45	5.00	5.35
Eu/Eu*	0.81	0.8	0.79	1.07	0.83	0.81	0.82	0.95	0.69	0.64	0.63	0.711	0.96	0.7
Gdn/Ybn	1.15	2.09	0.85	1.36	2.22	1.76	1.69	1.85	1.57	2.26	2.19	3.02	0.62	2.49
ΣLREE	22.7	25.3	39.1	39.18	164.93	116.7	171.15	111.06	183.26	191.53	293.93	632.06	44.64	160.6
ΣHREE	3.2	1.5	5.1	3.88	17.67	9.98	12.63	8.35	20.48	13.27	33.5	64.4	9.84	10.17

Table 4: Rare earth element data for metasediments of the São Roque Group.

Figure 11: Chondrite-normalized (Taylor and McLennan, 1985) rare-earth element patterns for metasediments of São Roque Group. Granitic and intermediate potential sources compiled of Kaulfuss (2001), clasts of metaconglomerates compiled of Henrique-Pinto et al. (2012).

The quartz-rich metasandstones are depleted in REE and show relatively high La_N/Sm_N ratios (3.9-5.7), little fractionated patterns ($La_N/Yb_N = 6-8$), with the exception of sample JP-19, which is depleted in HREE, resulting in a more fractionated pattern with $La_N/Yb_N = 21$. Good positive linear correlations between $\sum HREE$ and $\sum LREE$ with Th ($r = 0.86$ and 0.85 , respectively; Table 2) and between Y and REE suggest an important control by heavy minerals as monazite and xenotime (Table 2).

6. Sm-Nd Data from Metamudstones

Previously available Sm-Nd data for the SRG metasediments are restrict to a few determinations in metapelites by Dantas et al. (2000), indicating Paleoproterozoic to Archean (1.9-2.9 Ga) T_{DM} , and a systematic survey of ~2.2 Ga old granitic clasts and the framework of a metaconglomerate from the Boturuna Formation (Henrique-Pinto et al., 2012) that yielded Archean T_{DM} ages ranging from 2.6 to 3.2 Ga.

Our new Sm-Nd isotope data (Table 5) were obtained in 19 representative samples of metamudstones of the Piragibu Formation, part of which corresponds to the samples

analyzed for major and trace elements. The results span approximately the same range of T_{DM} indicated by previous works (1.9-3.0 Ga), and reveal a clear concentration in the 2.1-2.6 Ga interval, where two peaks are observed (at ~2.2 and 2.4-2.5 Ga); two other peaks at lower (~1.9 Ga) and older (~3.0 Ga) ages occur (Fig. 12 A and B).

The oldest Sm-Nd T_{DM} age (3.0 Ga) obtained in a sample (ND-08) with $\epsilon_{Nd(0)} = -23.8$, although with comparatively high $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.130$, is consistent with the oldest T_{DM} ages obtained in the granitic rocks clasts from the Boturuna Formation metaconglomerates (Henrique-Pinto et al., 2012).

The Sm-Nd isotope signatures of the metaconglomerate clasts from the SRG Boturuna Formation (Henrique-Pinto et al., 2012) and from the basement nuclei from the Açungui Group (Kaulfuss, 2001; Siga Jr. et al., 2011) were used to calculate their ϵ_{Nd} at the age inferred for the deposition of the SRG (~1.75 Ga). The $\epsilon_{Nd(1.75)}$ values of the clasts (-7 to -10) and the basement nuclei (-7 to -13) are more negative compared to all metamudstones (+2 to -7), with the exception of sample ND-08 with $\epsilon_{Nd(1.75)} = -9$.

The meta-feldspathic wake from the Boturuna Formation has ($\epsilon_{Nd(1.75)} = -7$), closer to the clasts, in agreement with its direct association with the metaconglomerates (Fig. 12). The least negative values of the metamudstones require that other sources, younger and/or with least negative ϵ_{Nd} at the age of deposition, were important for the SRG metamudstones.

Only three samples with positive $\epsilon_{Nd(1.75)}$ (+1.4 to +2.4) were identified among the metamudstones, and they are located either to the north of the Jundiuvira Fault (therefore outside the São Roque Domain, but corresponding to low-grade metamorphic rocks not consistent with the metamorphic grade typical of the *Guaxupé* Domain; Fig. 1), or in the northeasternmost portion of the studied sector of the São Roque Domain (*Mairiporã* region). Their positive $\epsilon_{Nd(1.75)}$ and corresponding youngest Sm-Nd T_{DM} ages (1.88-1.93 Ga) must reflect greater contributions from younger sources, possibly including juvenile rocks such as the metabasic rocks from the Cajamar region dated at 1.75 Ga, which have positive ϵ_{Nd} (Oliveira et al., 2008).

The study of detrital zircons from metapsammitic rocks yields some important clues to the identification of the sources of the SRG sediments (Henrique-Pinto et al., in prep.). Granitic sources seem to be largely predominant for these sediments, which show

main peaks of zircon ages in the same range as the Sm-Nd T_{DM} , in some cases with a bimodal distribution (2.2 and 2.4 Ga) (Fig. 12B). This behavior could be explained by the existence of sources with juvenile signature at this age range, therefore with less negative $\epsilon_{Nd}(1.75)$ than the metaconglomerate clasts studied by Henrique-Pinto et al. (2012). To our knowledge, such rocks were not documented in the literature so far in the small paleoproterozoic basement nuclei described in the Paranapanema craton. We notice, however, that recent studies have identified rocks with these characteristics in other portions of southeast Brazil, such as the Mineiro Belt in the São Francisco craton (Teixeira et al., 1996; Ávila et al., 2010).

Figure 12: (A) ϵ_{Nd} versus T_{DM} (Ga) diagram for metamudstones of Piragibu Formation (include one sample of meta-feldspathic wake – Boturuna Formation; Henrique-Pinto et al., 2012), São Roque Group; DM: evolution line of depleted mantle (De Paolo, 1988); (B) histogram with peaks of T_{DM} ages (include samples compiled by Dantas et al., 2000); (C) population of detrital zircons of São Roque Domain.

	Sm (ppm)	Nd (ppm)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	Erro	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	Erro	fSm/Nd	TDM (Ga)	ε _o	ε _{1.7Ga}
ND-02B	30,592	163,199	0.1134	0.0007	0.511381	0.000008	-0.42	2.54	-24.53	-5.93
ND-02C	13,289	73,998	0.1086	0.0006	0.511342	0.000017	-0.45	2.48	-25.27	-5.62
ND-02D	15,919	125,866	0.0765	0.0005	0.511406	0.000014	-0.61	1.82	-24.03	-
ND-02E	2,060	26,372	0.0472	0.0003	0.511349	0.000011	-0.76	1.55	-25.15	-
ND-03A	11,332	63,538	0.1078	0.0006	0.511499	0.000010	-0.45	2.23	-22.23	-2.37
ND-03B	14,999	85,147	0.1065	0.0006	0.511484	0.000009	-0.46	2.22	-22.52	-2.38
ND-03C	7,092	36,000	0.1191	0.0007	0.511547	0.000009	-0.39	2.42	-21.29	-3.96
ND-04A	8,172	46,477	0.1063	0.0006	0.511333	0.000010	-0.46	2.44	-25.46	-5.28
ND-04B	7,426	48,540	0.0925	0.0005	0.511322	0.000011	-0.53	2.17	-25.67	-2.41
ND-04C	8,873	56,579	0.0948	0.0006	0.511322	0.000009	-0.52	2.21	-25.67	-2.92
ND-05	20,523	120,719	0.1028	0.0006	0.511315	0.000012	-0.48	2.38	-25.81	-4.85
ND-06A	28,137	165,193	0.1030	0.0006	0.511641	0.000010	-0.48	1.93	-19.44	1.47
ND-06B	11,135	68,467	0.0983	0.0006	0.511617	0.000012	-0.50	1.88	-19.91	2.05
ND-07A	12,113	79,319	0.0923	0.0005	0.511356	0.000017	-0.53	2.12	-25.01	-1.70
ND-07B	8,874	48,541	0.1105	0.0007	0.511344	0.000012	-0.44	2.52	-25.24	-6.00
ND-08	1,519	7,050	0.1303	0.0008	0.511417	0.000012	-0.34	3.01	-23.82	-9.00
ND-09	9,579	58,281	0.0994	0.0006	0.511397	0.000009	-0.49	2.20	-24.21	-2.49
ND-10	9,539	52,922	0.1090	0.0006	0.511370	0.000008	-0.45	2.45	-24.74	-5.16
ND-11	15,069	88,374	0.1031	0.0006	0.511643	0.000009	-0.48	1.93	-19.40	1.48
MD-01B	5,856	34,745	0.1019	0.0006	0.511160	0.000011	-0.48	2.58	-28.84	-7.68
* =										

Table 5: Sm-Nd isotope data for metamudstones of Piragibu Formation, São Roque Group. * = Sm-Nd isotope data of meta-feldspathic wake compiled by Henrique-Pinto et al. (2012). Fields in grey represent analyses with low Sm/Nd ratios that been excluded of interpretations.

7. Tectonic discrimination

The first attempts to characterize the depositional sedimentary environment from petrographic features of sedimentary rocks were done by Dickinson (1985), who characterized different provenances from the modal proportions of quartz, feldspar and lithic fragments (QFL). The amount of lithic fragments (mainly andesitic volcanic rocks in that example) indicates proximity with an active orogen, and the absence or low abundance of lithic fragments was seen as characteristic of stable cratonic areas (Dickinson, 1985). The QFL model, although a limited method, can be successful in classifying environment types, according to Molinaroli (1991).

The quartz-rich metasandstones probably have provenance from a continental block with sources in stable craton (Fig. 13A) deposited in passive margin environments (Fig. 13B) and the metarkose/meta-feldspathic wackes, characterized by lesser compositional maturity (Fig. 2), can represent uplifted source areas followed by weathering and proximal deposition.

Figure 13: A - Metasandstones of the São Roque Group plotted on standard triangular QFL (quartz-feldspar-lithic fragments) diagrams from Dickinson (1985), showing fields for different types of provenance; B – Discriminant function diagram for sandstones (from Bhatia, 1983). The discriminant functions are as follows: **Discriminant function 1** = $-0.0447 \text{ SiO}_2 - 0.972 \text{ TiO}_2 + 0.008 \text{ Al}_2\text{O}_3 - 0.267 \text{ Fe}_2\text{O}_3 + 0.208 \text{ FeO} - 3.082 \text{ MnO} + 0.140 \text{ MgO} + 0.195 \text{ CaO} + 0.719 \text{ Na}_2\text{O} - 0.032 \text{ K}_2\text{O} + 7.510 \text{ P}_2\text{O}_3 + 0.303$. **Discriminant function 2** = $-0.421 \text{ SiO}_2 + 1.988 \text{ TiO}_2 - 0.526 \text{ Al}_2\text{O}_3 - 0.551 \text{ Fe}_2\text{O}_3 - 1.610 \text{ FeO} + 2.720 \text{ MnO} + 0.881 \text{ MgO} - 0.907 \text{ CaO} - 0.177 \text{ Na}_2\text{O} - 1.840 \text{ K}_2\text{O} + 7.244 \text{ P}_2\text{O}_5 + 43.57$

All set of samples has geochemical behavior compatible with sediments deposited in a passive margin basin, as shown by the discrimination diagram for the provenance signature (Fig. 15; Roser and Korsch, 1988) and the REE pattern (Fig. 14). This is confirmed by Sm-Nd data, that suggest predominately felsic older Proterozoic sources but with some contribution of mafic crust (Fig. 16 A). On the other hand, metamudstones are Ce-depleted (Fig. 14B and D) as shown by negative Ce anomalies, commonly observed in seawater (Elderfield and Greaves, 1982), which is compatible with clays from open sea environment (Shimizu and Masuda, 1977). This could be an indication that an additional volcanogenic source (Fig. 16 B) related to oceanic island arc could be present during sedimentation time (Fig. 14).

Figure 14: A and B - Chondrite-normalized (Taylor and McLennan, 1985) rare-earth element patterns for average metawackes and metamudstones from the São Roque Group; C and D - PAAS-normalized (Taylor and McLennan, 1981) rare-earth element patterns for metasediments of the São Roque Group. PM= Passive Margin; OIA= Oceanic Island Arc; CIA= Continental Island Arc, by Shimizu and Masuda (1977).

Figure 15: K_2O/Na_2O vs. SiO_2 and SiO_2/Al_2O_3 vs. K_2O/Na_2O discrimination diagram for the provenance signature of metasediments from São Roque Group according to Roser and Korsch (1988).

Figure 16: (A) - Plot of ϵ_{Nd} versus Th/Sc ratio (McLennan et al., 1990) and (B) - Plot of $f^{Sm/Nd}$ versus ϵ_{Nd} (McLennan and Hemming, 1991) for metamudstones of Piragibu Formation, São Roque Group.

8. Conclusions

The modal composition allowed the classification of a diversity of metasediments from the São Roque Group (using the criteria of Dott, 1964 and McBride, 1963) into six subtypes: samples with greater sedimentary maturity classified as meta-quartzarenites and meta-subarkoses; samples with lowest compositional maturity classified as metarkoses and meta-feldspathic wackes; and samples with low textural maturity but with high compositional maturity classified as metamudstones and meta-quartz wackes.

The chemical classification using major elements (Herron, 1988) shows great similarity with the petrographic classification, except in the case of metarkoses and meta-feldspathic wackes that have same chemical behavior, in spite of different proportions of matrix. The very strong to strong negative linear correlation of SiO_2 with the main major (Al_2O_3 , Fe_2O_3 , K_2O , TiO_2) and trace (Cr, Rb, Ba, V, Ga) elements is due to sedimentary sorting responsible for the concentration of these elements in the clay fraction in Al-rich sediments, which are depleted in quartz.

The increase of Fe_2O_3 , MnO, MgO, Zn and Cr in metamudstones may reflect the contribution of basic and intermediate igneous sources; furthermore, this feature also demonstrates the preference of these elements for fine sediments (e.g., clay minerals) and could represent only a sorting sedimentary effect.

The presence of plagioclase and alkali-feldspar in similar proportion in metarkoses and meta-feldspathic wackes from the Boturuna Fm. (in the Morro Doce region) indicates that the main sources of these rocks are of granitic composition, and the preserved sedimentary petrofabrics with sub-euhedral feldspar in the framework suggests proximal deposits with short distance transport. Additional sources are preserved as lithic fragments of metabasic rocks and intraclasts of quartzarenite, but are always present in small modal proportions (less than 1%).

The increase of weathering in the source area (measured by the index of chemical variation, ICV) that suffered sedimentary sorting and has been deposited as sands and clays, suggests moderate weathering processes. The transformation of feldspar to illite, therefore not reaching the highest degree of weathering with the generation of K-poor clay mineral phases as kaolinite, reinforces the idea about moderate weathering processes in the source area as show the CIA values between 73 to 87.

Similar geochemical behavior compatible with sediments deposited in passive margin basin from older proterozoic sources between Boturuna Formation (proximal deposits, with peak age of detrital zircons of 2.2 Ga, and youngest detrital zircon dated in 1.7 Ga) and Piragibu Formation (distal deposits, with a Sm-Nd T_{DM} age between 1.9 to 3.0 Ga), suggesting that the sedimentation younger than ~1.9 Ga and, that the deposition of these two units was coeval, possibly with lateral correlation. However, metamudstones (Piragibu Formation) with Ce-depleted REE patterns are compatible with clays from open sea, suggesting a more complex paleo-environment, probably with interaction between passive margin basin and additional volcanogenic source related to oceanic island arc.

The samples with younger T_{DM} must reflect greater contributions from younger sources, possibly including juvenile rocks. The oldest Sm-Nd T_{DM} age (3.0 Ga) is consistent with the T_{DM} typical of granitic clasts from the Boturuna Formation metaconglomerates, which correspond to 2.2 Ga products of crust reworking, and of basement nuclei of the same age in the Apiaí-São Roque Domain. The main group of metamudstones with Sm-Nd T_{DM} ages in the 2.2-2.6 Ga range may have as main sources mixtures between the same basement nuclei and rocks with less negative ϵ_{Nd} at 1.75 Ga (the best estimate for their depositional age). The latter may include both the younger sources that are present in the few samples with lower T_{DM} and juvenile 2.2-2.4 Ga granitic sources, so far not recognized in the basement nuclei.

9. References

- Ávila, C. A.; Teixeira, W.; Cordani, U.G.; Moura, C.A.V.; Pereira, R.M. 2010. Rhyacian (2.23-2.20 Ga) juvenile accretion in the southern São Francisco craton, Brazil: Geochemical and isotopic evidence from the Serrinha magmatic suite, Mineiro belt. *Journal of South American Earth Sciences*, 29: 464-482.
- Bathia, M. R. 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *Journal of Geology*. 91:611-627.
- Bathia, M. R. and Taylor, S. R. 1981. Trace element geochemistry and sedimentary provinces: a study from the Tasman geosynclines. Australia. *Chemical Geology*. 33:115-125.
- Bathia, M. R. and Crook, K. A. W. 1986. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 92:181-193.

- Bauluz, B; Mayayo, M. J; Fernandez-Nieto, C; Lopez, J. M. G. 2000. Geochemistry of Precambrian and Paleozoic siliciclastic rocks from the Iberian Range (NE Spain): implications for source-area weathering, sorting, provenance, and tectonic setting. *Chemical Geology*, 168: 135-150.
- Bahlburg, H. and Dobrzinski, N. 2009. A review of the Chemical Index of Alteration (CIA) and its application to the study of Neoproterozoic glacial deposits and climate transitions. *The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations. Geological Society*, London: 1-31.
- Bergmann. M. 1988. Caracterização Estratigráfica e Estrutural da Sequência Vulcano-Sedimentar do Grupo São Roque na Região de Pirapora do Bom Jesus - Estado de São Paulo. *Dissertação de Mestrado* – Instituto de Geociências USP: 167 p.
- Bergmann. M. & Fairchild. T. R. 1985. Estromatólitos do Grupo São Roque. Proterozóico Superior. Região de Pirapora de Bom Jesus. Estado de São Paulo. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. 57(1): 116-117.
- Bistrichi. C. A. 1982. Geologia do Sinclínório de Pirapora. SP. *Dissertação de Mestrado*. Instituto de Geociências – USP: 92 p.
- Campos Neto. M. da C; Basei. M. A.. S; Artur. A. C; Silva. M. E. da; Machado. R; Dias Neto. C. de M; Fragoso Cesar. A. R; Souza. A. P. 1983. Geologia das Folhas Piracaia e Igaratá. *IPT – Pró-Minério. 1º Jornada Sobre a Carta Geológica do Estado de São Paulo em 1: 50.000*: 55-76.
- Campos Neto. M da C. 2000. Orogenic Systems From Southwestern Gondwana: an Approach to Brasiliano-Pan African Cycle and Orogênic Collage in Southeastern Brazil. In: U.G. Cordani. E.J. Milani. A. Thomaz Filho & D.A. Campos. (Eds.): Tectonic Evolution of South American. In: *XXXI International Geological Congress*. Rio de Janeiro. Brazil: 335-365.
- Carneiro. C.D.R. 1983. Análise Estrutural do Grupo São Roque na Faixa entre o Pico do Jaraguá e a Serra dos Cristais. SP. *Tese de Doutorado*. Instituto de Geociências – USP: 155p.
- Coutinho. J.M.V; Rodrigues. E de P; Suemitsu. A; Juliani. C; BeljavskiS. P; Paulo de T. Y. P. 1982. Geologia e Petrologia da Sequência Vulcano-Sedimentar do Grupo São Roque na Serra de Itaberaba – SP. In: *XXXII Congresso Brasileiro de Geologia*. Salvador – Bahia. Anais. 2: 624-640.
- Cox, R; Lowe, D. R. and Cullers. R. L. 1995. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(14): 2919-2940.

- Cullers, R. L.; Barret, T; Carlson, R; Robinson, B. 1987. Rare earth element and mineralogic changes in Holocene soil and stream sediment: a case study in the Wet Mountains, Colorado, USA. *Chemical Geology*, 63: 275-297.
- Cullers, R. L. and Berendsen, P. 1988. The provenance and chemical variation of sandstones associated with the Mid-continental rift system, USA. *European Journal of Mineralogy*, 10: 987-1002.
- Cullers, R. L. 2000. The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian-Permian age, Colorado, USA: implications for provenance and metamorphic studies. *Lithos*, 51: 181-203.
- Cullers, R. and Podkovyrov, N. V. 2002. The source and origin of terrigenous sedimentary rocks in the Mesoproterozoic Ui group, southeastern Russia. *Precambrian Research*, 117: 157-183.
- Dantas, A. S. L. 1990. Geologia da Faixa São Roque e Intrusivas Associadas na Região entre São Paulo e Mairiporã. Norte de São Paulo. *Dissertação de Mestrado*. Instituto de Geociências – USP: 199 p.
- Dantas E.L., Hackspacher P., Godoy A.M., Sato K., Pimentel M.M., Oliveira M.A.F., Fetter A. 1999. Characterization of the generating sources of continental crust of the Ribeira Belt through isotope of Nd in the State of São Paulo, SE of Brazil In: *South- American Symposium on Isotope Geology*, 2, Villa Carlos Paz, Argentina, Anais, p. 192-195.
- Depaolo, D.J. 1988. *Neodymium Isotope Geochemistry*. An Introduction. Springer, Berlin. 187p.
- Dickinson, W.R. 1970. Interpreting detrital modes of greywacke and arkose. *Journal of Sedimentary Petrology*. 40:695 - 707.
- Dickinson, W.R. 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: G.G. Zuffa (ed.). *Provenance of Arenites*. by D. Reidel Publishing Company: 333-361.
- Dickinson, W. R. and Suczek. C. A. 1979. Plate tectonics and sandstones compositions. *AAPG Bulletin*, 63: 2164-2182.
- Dott. JR. R. H. 1964. Wecke. Graywacke and Matrix – What Approach to Immature Sandstone Classification?. *Journal of Sedimentary Petrology*. 33(3): 625 – 632.
- Elderfield, H. and Greaves. M. J. 1982. The rare earth elements in seawater. *Nature*, 296: 214-219.

- Fedo, C. M; Nesbitt, H. W; Young, G. M. 1995. Unraveling the effects of potassium metassomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology, Geological Society of America*, 23: 921-924.
- Figueiredo. M.C.H; Bergmann. M; Penalva. F; Tassinari. C.C.G. 1982. Ocorrência de *pillow-lavas* no Grupo São Roque. Estado de São Paulo. *Revista Ciências da Terra*. 2: 6-8.
- Floyd, P. A. and Leveridge, B. E. 1987. Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. *Journal of the Geological Society*, London, 144:531-542.
- Folk, R. L. 1974. Petrology of sedimentary rocks. *Hemphill Publishing*, Austin, Texas 182 p.
- Govindaraju. K. 1995. Working values with confidence limits for twenty-six CRPG. ANRT and IWT-GIT geostandards. *Geostandards Newsletter*. 19: 1-32.
- Hackspacher, P.C., Dantas, E.L., Godoy, A.M., Oliveira, M.A.F., Fetter, A., Van Schmus, W.R. Considerations About the Evolution of the Ribeira Belt in the São Paulo State – Brazil, From U/Pb Geochronology in Metavolcanic Rocks of the São Roque Group. In: II SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, Actas, 1999. p. 310-313.
- Hackspacher, P.C., Dantas, E.L., Spoladore, A., Fetter, A.H., Oliveira, M.A.F. Evidence for Neoproterozoic back-arc basin development in the Central Ribeira Belt, southeastern Brazil: new geochronological and geochemical constraints from the São Roque-Açungui Groups. *Revista Brasileira de Geociências*, 30, p. 110-114, 2000.
- Harnois, L. 1988. The CIW index: a new chemical index of weathering. *Sedimentary Geology*, 55: 319-322.
- Hasui. Y. 1976. Considerações Sobre a Estratigrafia do Pré-Cambriano na Região de São Paulo. *Boletim Instituto de Geociências – USP*. 7: 107-112.
- Hennies. W.T; Hasui Y; Penalva. F. 1967. O Falhamento Transcorrente de Taxaquara. In: *XXI Congresso Brasileiro de Geologia*. SBG. Curitiba. Anais. 21: 159-168.
- Henrique-Pinto. R. 2008. Metaconglomerados e Rochas Associadas do Grupo São Roque a Noroeste da Cidade de São Paulo: Proveniência e Implicações para a Idade da Sedimentação. *Dissertação de Mestrado*. Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo. 82 p.

- Henrique-Pinto. R. and Janasi. V. A. 2010. Metaconglomerados e Rochas Associadas do Grupo São Roque a Norte da Cidade de São Paulo. Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*. 40(3): 409-425.
- Henrique-Pinto. R; Janasi. V. A; Simonetti. A; Tassinari. C. C. G; Heaman. L. M. 2012. Paleoproterozoic source contributions to the São Roque Group sedimentation: LA-MC-ICPMS U-Pb dating and Sm-Nd systematics of clasts from metaconglomerates of the Boturuna Formation. *Geologia USP*, 12(3): in press.
- Herron, M. M. 1988. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Research*, 58(5): 820-829.
- Imai. N; Terashima. S; Itoh. S and Ando. A. 1995. Compilation of Analytical Data for Minor and Trace Elements in Seventeen GSJ Geochemical Reference Samples. "Igneous Rock Series". *Geostandards Newsletter*. 19: 135-213.
- IPT – Instituto de Pesquisas Tecnológicas 1983. Carta Geológica do Estado de São Paulo em Escala 1:50.000. *Secretaria da Industria. Comércio. Ciência e Tecnologia – Pró-Minério*.
- Juliani. C. 1993. Geologia. Petrogênese e Aspectos Metalogenéticos dos Grupos Serra do Itaberaba e São Roque na Região das Serras do Itaberaba e Pedra Branca. NE da Cidade de São Paulo. SP. São Paulo. *Tese de Doutorado*. Instituto de Geociências – USP: 803p.
- Juliani. C; Beljavskis. P; Schorscher. H. D. 1986. Petrogênese do Vulcanismo e Aspectos Metalogenéticos Associados: Grupo Serra do Itaberaba na Região do São Roque – SP. In: *XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia*. Goiânia. *Anais* 2: 730-745.
- Juliani, C., Hackspaker, P., Dantas, E.L., Fetter, A.H. 2000. The Mesoproterozoic volcano-sedimentary Serra do Itaberaba Group of the central Ribeira Belt, São Paulo, Brazil: implications for the age of the overlying São Roque Group. *Revista Brasileira de Geociências*, 30, p. 82-86.
- Kaulfuss. G. A. 2001. Geocronologia dos Núcleos de Embasamento Setuva. Betara e Tigre. Norte de Curitiba-Paraná. *Dissertação de Mestrado*. Instituto de Geociências – USP: 115p.
- Krynine. P.D. 1948. The tourmaline group in sediments. *The Journal of Geology*. 54 (2) :65-87.
- Lazzari, M. L. 1987. O Metabasito de Pirapora do Bom Jesus. *Tese Instituto de Geociências*, Universidade de São Paulo: 84p.
- Leite, R.J., Heaman, L.M., Janasi, V.A., Martins, L., and Creaser, R.A., 2007. The late- to postorogenic transition in the Neoproterozoic Agudos Grandes Granite Batholith (Apiai

- Domain, SE Brazil): Constraints from geology, mineralogy, and U-Pb geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, **23**(2-3): 193-212.
- Mantovani, M. S. M. and Brito Neves, B. B. 2005. The Paranapanema Lithospheric Block: Its Importance for Proterozoic (Rodinia, Gondwana) Supercontinent Theories. *Gondwana Research*, **8**, 303-315.
- Martin, M. A. B. 2000. Geologia e Petrografia e Metamorfismo dos Grupos Serra do Itaberaba e São Roque a Noroeste da Cidade de São Paulo (SP). *Dissertação de Mestrado* – Instituto de Geociências –USP: 256p.
- McBride, E. F. 1963. A Classification of Common Sandstones. *Journal of Sedimentary Petrology*, **33**(3): 664-669.
- McLennan, S. M. and Hemming, S. R. 1991. Samarium/neodymium elemental and isotopic systematics in sedimentary rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 56: 887-898.
- McLennan, S. M; Taylor, S. R; McCulloch, M. T; Maynard, J. B. 1990. Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: Crustal evolution and plate tectonic associations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 54: 2015-2050.
- McLennan, S. M; Hemming, S. Mcdaniel D. K. and Hanson, G. N. 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. *Geological Society of America*, Special Paper, 248: 21-40.
- McLennan, S. M; Hemming, S. R; Taylor, S. R; Eriksson, K. A. 1995. Early Proterozoic crustal evolution: Geochemical and N-Pb isotopic evidence from metasedimentary rocks, southwestern North America. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v.59(6): 1153-1177.
- Molinaroli, E; Blom. M. and Basu. A. 1991. Methods of provenance determination tested with discriminant function analysis. *Journal of Sedimentary Petrology*, **61**(6): 900-908.
- Mori, P. E; Reeves, S; Correia, C.T; Haukka, M. 1999. Development of a fused glass disc XRF facility and comparison with the pressed powder pellet technique at Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**: 441-446.
- Navarro, M.S; Ulbrich, H. H. G. J; Andrade, S; Janasi, V.A. 2002. An adaptation of ICP-OES routine determination techniques for the analysis of rare-earth elements by chromatographic separation in geologic materials: tests with reference materials and granitic rock. *Journal of Alloys and Compounds*, Amsterdam, **344**: 40-45.
- Nesbitt, H. W. and Young, G. M. 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, **299**: 715-717.

- Nesbitt, H. W. and Young, G. M. 1989. Formation and Diagenesis of Weathering Profiles. *The Journal of Geology*, 97(2): 129-147.
- Nesbitt, H. W. and Young, G. M. 1996. Petrogenesis of sediments in the absence of chemical weathering: effects of abrasion and sorting on bulk composition and mineralogy. *Sedimentology*, 43: 341-358.
- Nesbitt, H. W.; Young, G. M.; McLennan, S. M. and Keays, R. R. 1996. Effects of Chemical Weathering and Sorting on the Petrogenesis of Siliciclastic Sediments, with Implications for Provenance Studies. *The Journal of Geology*, 104(5): 525-542.
- Nesbitt, H. W. and Markovics, G. 1997. Weathering of granodioritic crust, long-term storage of elements in weathering profiles, and petrogenesis of siliciclastic sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 6(8): 1653-1670.
- Neves, M. A. 2005. Análise Integrada Aplicada à Exploração de Água Subterrânea na Bacia do Rio Jundiá (SP). *Tese de Doutorado*. Instituto de Geociências e Ciências Exatas. Universidade Estadual Paulista. Rio Claro: 200 p.
- Oliveira, M. A. F., Souza, S. C. A., Teixeira, W. and Vasconcelos, P. M. 2003. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of the Aluminio (Serra do Itaberaba group) and Hermida (Itapira group) Amphibolite, central portion of the Ribeira Belt, Brazil: preliminary inferences. In: , Proceedings of: Crustal Evolution Of South America. Short Papers – IV South American Symposium on Isotope Geology. *IV South American Symposium on Isotope Geology*, Salvador-Bahia, Brazil: 233-236).
- Oliveira, M.A.F. de., Melo, R.P., Nardy, A.J.R., Arab, P.B., Trindade, I. 2008. New U/Pb Palaeoproterozoic Zircon Age For The Cajamar Metabasite, São Roque Group, Central Ribeira Belt, Southeastern Brazil. In: VI SOUTH AMERICAM SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY. San Carlos de Bariloche, Argentina,. p. 1-4.
- Oliveira, M.A.F. de., Melo, R.P., Nardy, A.J.R., Arab, P.B. 2011. Caracterização geotermobarométrica dos metabasitos de Cajamar (SP), Grupo São Roque, Cinturão Ribeira. *Revista Brasileira de Geociências*, 41(3): 375-389.
- Ribeiro, L.M de A.L. 2006. Estudo Geocronológico dos Terrenos Granito-Gnáissicos e Sequências Metavulcanossedimentares da Região do Betara (PR). *Dissertação de Mestrado*. Instituto de Geociências – USP: 121p.
- Roser, B. P. and Korsch, R. J. 1988. Provenance Signatures of Snadstone-Mudstone Suites Determined Using Discriminant Function Analysis of Major-Element Data. *Chemical Geology*, 67: 119-139.

- Ross, G.M., Patchett, P.J., Hamilton, M., Heaman, L., DeCelles, P.G., Rosenberg, E., and Giovanni, M.K., 2005, Evolution of the Cordilleran orogen (southwestern Alberta, Canada) inferred from detrital mineral geochronology, geochemistry, and Nd isotopes in the foreland basin. *Geological Society of America Bulletin*, 117: 747-763.
- Sato, K.; Tassinari, C.C.G.; Kawashita, K.; Petronilho, L. Método geocronológico Sm- Nd no IG-USP e suas aplicações. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 67(3): 315-336, 1995.
- Sawyer, E. W. 1986. The influence of source rock type, chemical weathering and sorting on the geochemistry of clastic sediments from the Quetico mesedimentary belt, Superior Province, Canada. *Chemical Geology*, 55: 77-95.
- Serviço Geológico Do Brasil – CPRM. 2006. Geologia e Recursos Minerais do Estado de São Paulo. Mapas Geológicos Estaduais na Escala 1:750.000. *Ministério de Minas e Energia*.
- Shimizu, H. and Masuda, A. 1977. Cerium in chert as an indication of marine environment of its formation. *Nature*, 266: 346-348.
- Siga Jr. O; Basei. M. A. S; Passarelli. C. R; Harara. O. M; Sato. K; Cury. L. F. & Prazeres Filho. H. J. dos. 2007. Geocronologia das Rochas Gnáissico-Migmatíticas e Sienograníticas do Núcleo Setuva (PR): implicações tectônicas. *Revista Brasileira de Geociências* 37(1): 114-128.
- Siga Jr, O., Basei, M.A.S., Sato, K., Passarelli, C.R., Nutman, A., McReath, I. & Prazeres Filho, H.J.d., 2011. Calymmian (1.50-1.45 Ga) magmatic records in Votuverava and Perau sequences, south-southeastern Brazil: Zircon ages and Nd-Sr isotopic geochemistry. *Journal of South American Earth Sciences*, 32(4): 301-308.
- Silva, P. C. F. da. 2004. Litofácies e Prováveis Ambientes de Sedimentação do Grupo São Roque na Região de Votorantim e Salto de Pirapora, SP. *Revista do Instituto Geológico*. São Paulo, 25(1/2), p. 29-48.
- Singh, P and Rajamani, V. 2001. REE geochemistry of recent clastic sediments from the Kaveri floodplains, southern India: Implication to source area weathering and sedimentary processes. *Geochimica et osmochimica Acta*, Vol. 65, nº. 18, pp. 3093–3108.
- Tassinari, C.C.G., Munhá, J.M.U., Ribeiro, A., and Correia, C.T., 2001, Neoproterozoic oceans in the Ribeira Belt (southeastern Brazil): The Pirapora do Bom Jesus ophiolitic complex: Episodes, v. 24, p. 245-250.

- Taylor. S. R; McLennan. S. M; Armstrong. R. L. and Tarney, J. 1981. The Composition and Evolution of the Continental Crust: Rare Earth Element Evidence from Sedimentary Rocks (and Discussion). *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* 301(1461): 381-399.
- Taylor. S. R. and McLennan. S. M. 1985. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. *Blackwell*. pg 298.
- Teixeira, W; Carneiro, M.A; Noce, C.M; Machado, N; Sato, K; Taylor, P.N. 1996. Pb, Sr and Nd isotope constraints on the Archaean evolution of gneissic-granitoid complexes in the southern São Francisco Craton, Brazil. *Precambrian Research*, 78:151-164.
- Van Schmus. W.R; Tassinari. C.C.G; Cordani. U.G. 1986. Estudo Geocronológico da Parte Inferior do Grupo São Roque. In: XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia. Goiânia (GO). *Anais*. 3: 1399 – 1406.

ANEXO – I

(Histórico do Conhecimento Geológico sobre o Pré-Cambriano Paulista até o ano de 1955)

Histórico do Conhecimento Geológico sobre o Pré-Cambriano Paulista até o ano de 1955

Renato Henrique-Pinto & Valdecir de Assis Janasi - Instituto de Geociências da
Universidade de São Paulo, Departamento de Mineralogia e Geotectônica

São Paulo – SP, Cidade Universitária

Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências – rua do Lago 562, CEP – 05508-
080.

Endereço eletrônico: renatohp@usp.br

Segundo *Derby*, o “primeiro impulso dado à mineração no Brasil (...) foi devido à descoberta das lavras auríferas do Jaraguá”, onde já se anunciava a existência de ouro, desde **1562**. No entanto, os primeiros escritos sobre a geologia paulista se dão a partir do “Diário de uma viagem mineralógica pela província de São Paulo no ano **1805**”, escrito por *Martim de Andrada*.

Em o “Jornal do Brasil”, escrito por *Eschwege* se encontram anexados os estudos de *Varnhagen*, sobre parte da capitania de São Paulo. Em “Brasil, novo mundo” publicado em **1824**, *Eschwege* descreve uma cadeia de montanhas que se prolonga de Pernambuco até o Rio Grande do Sul, nomeada de “*serra do Espinhaço*”.

Fundada em abril de **1886**, a “Comissão Geographica e Geologica da Província de São Paulo” é responsável por gerar as primeiras cartas topográficas do Estado. Enquanto *Francisco Oliveira* dedicava-se aos estudos dos granitos e metassedimentos da província de São Paulo, *Gonzaga de Campos* estudava principalmente os “terrenos horizontaes” da Bacia do Paraná.

Das explorações realizadas nos rios paulistas em **1905**, por *Florence*, aos importantes trabalhos efetuados no sul do estado por *Euzébio de Oliveira* e *Leonardos*, **1925** e **1934** respectivamente, muito se somou ao conhecimento da geologia na região. No entanto, coube a *Moraes Rego* em **1933** a primeira tentativa de reconstituição do paleoambiente sedimentar, admitindo uma origem marinha para a serie de São Roque. Tais considerações foram seguidas por *Almeida* em **1945** e *Coutinho* em **1955**.

Palavras-chave: Geologia Paulista, Neptunismo, Comissão Geográfica e Geológica, Naturalistas.

History of Geological Knowledge on the Precambrian of São Paulo State until 1955

According to *Derby*, the "first impulse to mining in Brazil (...) was due to the discovery of gold extractions in Jaraguá", where the existence of gold was already announced since **1562**. However, the earliest work about São Paulo State's geology came with the "Diary of a mineralogical trip to São Paulo Province in the **1805**", written by *Martin de Andrada*.

Varnhagen's geological studies of part of the captaincy of São Paulo are published in the "Jornal do Brasil", written by *Eschwege*. In "Brasil, Novo Mundo", published in **1824**, *Eschwege* described mountain ridges that extend from Pernambuco State to Rio Grande do Sul State, and called them "Serra do Espinhaço".

Founded in April **1886**, the Geographical and Geological Commission of São Paulo Province was responsible for generating the first topographic maps of the state. While *Francisco Oliveira* was devoted to the study of granites and metasediments from the São Paulo Province, *Gonzaga de Campos* studied mainly the "horizontal layers" of the Paraná Basin.

From the explorations performed by *Florence* in the rivers of São Paulo State in **1905**, to the important works realized by *Euzébio de Oliveira* and *Leonardos* in the southern area of São Paulo State, **1925** and **1934** respectively, considerable knowledge was achieved on the geology of the region. However, it was *Moraes Rego* in **1933** who made the first attempt to reconstruct the sedimentary paleoenvironment, assuming a marine origin to the São Roque Series. Such considerations were further developed by *Almeida* in **1945** and *Coutinho* in **1955**.

Keywords: Geology of São Paulo, Neptunism, Geographical and Geological Commission, Naturalists.

1. Prefácio

A região da cidade de São Paulo e arredores conta com um dos maiores e o mais antigo acervo de estudos geológicos do Brasil, e neste inclui-se o germe da pesquisa geológica brasileira, que cresceu com a necessidade eminente de reerguer a mineração (século XIX), principalmente as minas de ouro, cujo auge da sua produção se dera no século XVIII, atingindo seu máximo entre os anos de 1750 e 1760, tal como se observa na *figura 1* (PINTO, 1979).

O advento da primeira Revolução Industrial colocou de maneira imperiosa a necessidade de reajustes profundos para diversos países. Tanto Portugal como Espanha (...), lançaram mão de uma série de reformas no intuito de se equipararem à época e, assim, solucionarem seus problemas de manutenção e exploração dos territórios ultramarinos dentro da nova ordem político-econômica que se configurava. Buscando inspiração no aparato mental contemporâneo, as elites ibéricas introduziram o ideário iluminista, que passou então a subsidiar o programa de reformas (FIGUEIRÔA, 1992).

Não obstante a esta investida, também foram as preocupações com as minas de ferro, que deveriam atender as necessidades emergentes pós Revolução Industrial. O berço da siderurgia no Brasil surgiu com a implantação da fábrica de ferro de São João de Ipanema na província de São Paulo, cuja primeira fundição foi atribuída a Afonso Sardinha, segundo histórico apresentado por *Friedrich Ludwig Wilhelm Varnhagen* em 1818.

D. Diogo Botelho Entendente das Minas, (...) chegando em S. Paulo em 1609, desiludido de encontrar o Sabarabussú, a serra resplandecente, incentivou o trabalho nas minas de ouro de lavagem e dedicou-se à exploração do ferro em Biraçoyaba; associando-se ao Provedor Mór da Fazenda, Diogo de Quadros e ao cunhado deste, Francisco Lopes Pinto, explorou a mineração de ferro em Santo Amaro, na fabrica construída em 1601, no local chamado Ibirapuera, à margem do rio Jeribatiba (rio Pinheiros) (MARTINS 1943).

Aluno do Professor *Abraham Gottlob Werner*, precursor da Teoria Neptunista, *José Bonifácio de Andrada e Silva* (**Figura 2**) e seu irmão *Martim Francisco Ribeiro de Andrada* foram pioneiros autores que, a partir de viagens científicas, fizeram referência à geologia da Província de São Paulo. Estes escritos contêm em sua essência o ideário Neptunista, responsável pela construção dos primeiros alicerces do pensamento geológico no Brasil (**Figura 7**).

Figura 1: Produção de ouro no Brasil no século XVIII – extraído e modificado de PINTO (1979).

Neptunismo, derivado de *Neptuno* em alusão ao deus greco-romano dos mares, consistia em uma teoria que defendia que as formações geológicas teriam sido criadas a partir da precipitação e cristalização de minerais nas águas de um oceano primordial. Esta idéia foi bem aceita pela sociedade do século **XIX**, principalmente por ser consistente com o episódio bíblico do Dilúvio. A teoria que se contrapõe a este modelo foi defendida por *James Hutton* (1788) em *A Theory of the Earth*, e foi chamada de *Plutonismo*, porque defendia a formação das rochas a partir da atividade vulcânica, uma referência a Plutão (o deus romano das profundezas), o que levou a um “debate” geológico que perdurou por muitas décadas, conforme é discutido no capítulo IV do livro *Principles of Geology* escrito por *Charles Lyell* em 1835.

(...) em Freyberg, na Saxônia, onde pontificava na famosa Academia o grande mineralogista Abraão Gottlob Werner, de quem ouviu Andrada muitas e proveitosas lições sobre *Orictognosia**, *Geognosia*** e

Montanística. Por ter separado da Química a parte referente à Mineralogia Sistemática, constituiu-se Werner o verdadeiro fundador desta. (TAVORA FILHO, 1944).

* ciência que ensina reconhecer e distinguir os minerais e os fósseis

** ramo da ciência geológica que tinha como objeto de estudo a estrutura da Terra

Por carta-régia de 15 de abril de 1801 foi criada, na Universidade Coimbra, pelo Príncipe Regente (mais tarde D. João VI), a cadeira de Metalurgia, para a chefia da qual foi designado o nosso patrício. A 18 de maio do mesmo ano foi nomeado membro do Tribunal de Minas, além de receber o título de Intendente Geral das Minas e Metais do Reino (TÁVORA FILHO, 1944).

Já nos “Jornais das Viagens de 1803 e 1804”, Martim Francisco Ribeiro de Andrada, inspetor das Minas e Matas da Capitania de São Paulo, apresentara muitas notas sobre a geologia regional. Martim Francisco, juntamente com seu irmão, José Bonifácio de Andrada e Silva, que a história consagrou como o Patriarca da Independência do Brasil e que os anais da ciência clamam como um dos maiores mineralogistas de seu tempo. (OLIVEIRA; LEONARDOS, 1943).

Figura 2: José Bonifácio de Andrada e Silva (1765 - 1838) – extraído de FRANCO (1981)

A chegada da Família Real ao Brasil no ano de **1808** culminou com o processo de abertura dos portos, facilitando não só o comércio de novos produtos, mas também a criação de instituições vinculadas às ciências geológicas, como a Academia Real Militar e o Museu Real que, em 1844 transformou-se em Museu Nacional (**Figura 7**). Desta forma, foi permitida a entrada de pesquisadores naturalistas como *John Mawe*, *John Bapt. von Spix*, *Karl Friedrich Phil. von Martius*, *M. A. Pissis*, *Augustin François César Prouvençal de Saint-Hilaire* entre outros, que contribuíram substancialmente para a documentação do Brasil daquela época e para a construção da imagem do “novo mundo” no “século das luzes”.

O primeiro mapa geológico do território brasileiro foi publicado em o “Jornal do Brasil” (ESCHWEGE, 1818), trabalho que reúne diversos relatos sobre o Brasil, e também inclui estudos realizados por *Friedrich Varnhagen* na província de São Paulo. *Wilhelm Ludwig von Eschwege* (**Figura 3**) e *Varnhagen* faziam parte do corpo de Engenheiros Militares contratados por *José Bonifácio* (**Figura 7**), e cujo reflexo mais nobre de seus estudos foram minuciosas descrições sobre os bens minerais brasileiros, informações que ajudaram a construir o pensamento filosófico sobre a economia e seu desenvolvimento no século **XIX**.

Segundo Eschwege, o produto total da exploração das minas de diamantes do Brasil, durante oitenta anos, não tinha ainda atingido em 1823 o preço do produto médio de um ano e meio das plantações de açúcar ou de café do mesmo país, embora representasse muito mais trabalho e, portanto, mais valor. Com minas mais ricas, a mesma quantidade de trabalho representaria uma maior quantidade de diamantes, cujo valor baixaria. Se se conseguisse transformar com pouco trabalho o carvão em diamante, o valor deste último desceria talvez abaixo do valor dos tijolos (MARX, 1867).

Figura 3: *Wilhelm Ludwig von Eschwege* (1777 – 1835) – extraído de FIGUEIRÔA (1997).

Para DERBY (1889) a necessidade de novas expansões, onde os trabalhos “geographicos embrionarios não mais podiam satisfazer”, levou o governo imperial no ano de **1875**, à criação da Comissão Geológica (**Figura 7**), que foi dirigida por *Charles Frederick Hartt* (**Figura 4**), que já havia estado no Brasil como membro da “Expedição Thayer”, realizada em **1865** sob a direção de *Jean Louis Rodolphe Agassiz*. Tal fato marca, segundo *Viktor Leinz*, a transição da época dos “viajantes estrangeiros” para a das “comissões geológicas” (LEINZ, 1955). Segundo FIGUEIRÔA (1997), este período, inspirado no modelo dos “*geological surveys*”, marca a segunda fase no processo de institucionalização das ciências geológicas no Brasil.

A escola catastrofista/criacionista amplamente difundida por *Agassiz*, principalmente com a teoria da ação das geleiras na constituição dos Alpes suíços, trouxe para o Brasil a teoria do “drift” (AGASSIZ, 1865), que propunha a existência de depósitos glaciais teoricamente confirmados pela presença dos matacões, posteriormente identificados por *Hartt* como vestígios da alteração intempérica (FREITAS, 2001).

A teoria neptunista com aspectos catastrofistas constituiu a base geológica na defesa do “dilúvio universal”; trata-se de elementos de grande importância usados para justificar a presença dos sítios arqueológicos “sambaquieiros” no Brasil por *Carlos José Frederico Rath* (**1856 e 1871**). *Charles Hartt* ao romper com a concepção catastrofista

de seu mestre Agassiz possivelmente inicia uma nova etapa sobre a concepção geológica do solo brasileiro, considerando que as teorias de *James Hutton* (1788), *Charles Lyell* (1835), *Charles Darwin* (1859), entre outros, já assumiam um papel importante e de muita aceitação no mundo científico da época.

O programa administrativo do conselheiro José Fernandes da Costa Pereira, que assumia a pasta da Agricultura, Comércio e Obras Públicas, em 1874, cogitava estabelecer no Brasil a exploração geológica regular e sistemática de seu vasto território. Para consegui-la, convidou o prof. Hartt a elaborar o plano da organização dos trabalhos que deveriam ser encetados nesse novo rumo. Abrangia os seus planos a criação de um Serviço Geológico nos moldes das organizações existentes nas administrações federal e estaduais norte-americanas. (OLIVEIRA; LEONARDOS, 1943).

Figura 4: *Charles Frederick Hartt* (1840 – 1878) – extraído de FREITAS (2001).

O crescimento demográfico paulista culminou com a busca por novas frentes agrícolas e de extração mineral, justificando reformas que incluíram a criação da *Comissão Geographica e Geologica* em 1886 (*Figura 7*), por iniciativa do Conselheiro João Alfredo Correia de Oliveira, que convidou *Orville Adelbert Derby* para dirigi-la. Órgão responsável por gerar as primeiras cartas topográficas do Brasil, e pela expansão do conhecimento geológico para além do “sertão” brasileiro, a Comissão Geográfica e

Geológica da Província de São Paulo deixou um legado de valor inestimável para o que diz respeito ao entendimento da geologia e geomorfologia do Estado de São Paulo.

Membro da expedição Morgan 1870-1871, que, sob a direção do Prof. Charles F. Hartt, percorreu grande parte da Amazônia em explorações geológicas, Orville A. Derby, ainda estudante da Universidade de Cornell, com 20 anos de idade, mostrou tão excepcional capacidade como geólogo e como fisiógrafo, que se tornou desde logo o principal geólogo das comissões de Hartt. (OLIVEIRA, 1939).

No Museu Nacional, o prof. Derby ocupou o lugar de diretor da Secção de Geologia e Mineralogia de 1879 a 1891. Nesse período, foi comissionado pelo conselheiro João Alfredo Correia de Oliveira para organizar a Comissão Geográfica e Geológica de São Paulo, que passou a dirigir juntamente com a Secção do Museu. (OLIVEIRA; LEONARDOS, 1943).

O arcabouço ao qual se agregou a primogênita equipe da comissão em São Paulo, contava com o petrógrafo *Eugen Hussak*, os engenheiros de minas *Luiz Felipe Gonzaga de Campos* e *Francisco de Paula Oliveira*, além de *Antonio Ave Lalléman*, *Axel Frick*, *Augusto de Abreu Lacerda*, *Alberto Loeffgren*, *João Frederico Washington de Aguiar* e *Theodoro Fernandes Sampaio (Figura 5)*. Em fase posterior incorporou-se o químico *Guilherme Florence* e o engenheiro *Joviano Pacheco*.

Como primeiro Diretor da Comissão imprimiu-lhe um tal ritmo de trabalho que, ao exonerar-se, em 1905, deixava pela primeira vez no Brasil uma grande área rigorosamente cartografada em folhas na escala 1:100.000, que ainda hoje são fundamentais. (LAMEGO, 1951).

Figura 5: Comissão Geographica e Geologica do Estado de São Paulo em 1889. Segundo plano da esquerda para a direita: *Ave Lallemand, Luiz Felipe Gonzaga de Campos, Eugenio Hussack, Axel Frick, Augusto de Abreu Lacerda, Alberto Löfgren*; Primeiro plano da esquerda para a direita: *Francisco de Paula Oliveira, Orville Adelbert Derby, Theodoro Fernandes Sampaio, João Frederico Washington de Aguiar*. - extraído de FITTIPALDI & GUTJAHR (2006).

Fundado no governo de *Afonso Pena* em **1907**, o Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil teve como primeiro diretor *Orville Adelbert Derby* (**Figura 6**). Antes de deixar a comissão, *Derby* ainda participou da criação do Museu Paulista em **1901** (**Figura 7**), seus trabalhos não se voltam apenas para os aspectos físicos do Brasil, e sim, resgatam informações sobre a história da geologia, geografia e do povo brasileiro. Como mostram os trabalhos de DERBY (1889 *op. cit.*) e DERBY (188?) em “As investigações Geologicas do Brasil” publicadas por A. de Lapparent, porém com data desconhecida.

Assim, no dia 10 de janeiro de 1907, o Decreto nº 6.323, do Ministro da Indústria, Viação e Obras Públicas (criado pela Lei nº 23, de outubro de 1891), fundava o Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil – SGMB, tendo como seu primeiro diretor Orville Adelbert Derby que prontamente,

buscou para seu auxiliar Luiz Felipe Gonzaga de Campos, (...), bem como Francisco de Paula Oliveira (1857-1935) e Euzébio Paulo de Oliveira (1883-1939), que auxiliara Israel Cook White (1848-1927) na Comissão do Carvão. (TOSATTO, 2001).

(...) o Museu Paulista foi o último espaço institucional para a história Natural a surgir (...). Sua origem esteve ligada à Comissão Geográfica e Geológica de São Paulo da qual se desmembrou (FIGUEIRÔA, 1992).

A São Paulo não prestou Orville Derby unicamente os inestimáveis serviços que no terreno da geologia, da mineralogia, da paleontologia, da geografia e a geodesia o apontam à gratidão do Estado e à benemerência da cultura e da civilização brasileira. (TAUNAY 1951).

Figura 6: *Orville Adelbert Derby* (1851 – 1915) – extraído de FIGUEIRÔA (1997)

A disputa “ciência pura” x “ciência aplicada”, que segundo FIGUEIRÔA (1992; 1997) repercutiu no afastamento de *Orville Derby* da Comissão Geográfica e Geológica de São Paulo em 1905, marca a terceira fase no processo de institucionalização das ciências geológicas no Brasil.

A Escola Politécnica de São Paulo criada em **1893** defendia principalmente os interesses da elite paulista cujo objetivo principal era o “crescimento” das atividades ligadas à construção civil, mineração e agricultura, e para isso era importante a formação de mão de obra especializada (ciência aplicada), sendo considerada na visão

dos engenheiros, principalmente na do positivista *Francisco Bhering*, os trabalhos da Comissão como de pouco valor social. O afastamento de *Derby* reflete em uma queda acentuada no número de trabalhos de geologia publicados em São Paulo e no Brasil, assim como mostra a *figura 7*.

O fato é que toda a despesa fixada pelo governo do Estado de São Paulo sofrera um corte generalizado, em média de quinze por cento. No entanto no caso particular da Comissão, essa redução praticamente inviabilizava seu funcionamento... Tudo isso levou Orville Derby, ainda na chefia da instituição, a queixar-se ao Secretário Carlos José Botelho, acreditando ver no corte das verbas a continuidade da campanha difamatória movida nos últimos anos por professores da Escola Politécnica de São Paulo.

Havia também o aspecto profissional: valendo-se de discursos com tom enfaticamente nativista que atacaram Derby..., o “grupo de engenheiros nacionais”, como se autodenominaram Bhering e seus defensores, na verdade procurava defender um mercado de trabalho que se ampliava e especializava, num processo de afirmação social da categoria profissional dos engenheiros... (FIGUEIRÔA, 1997)

Segundo FIGUEIRÔA (1997) o ano da revolução de **1930** que marca o fim da “República Velha” é tido como um marco na história contemporânea brasileira, e foi precedido pelos “movimentos militares de 1922 e 1924 (tenentismo) e a marcha da Coluna Prestes”, além da superprodução de café e a quebra da bolsa de Nova York em 1929. Este período de mudanças na história brasileira culminou com transformações em diversas instituições e na extinção da Comissão Geográfica e Geológica em 1931 (*figura 7*).

Figura 7: Quadro Cronológico de Publicações sobre a Geologia do Brasil de 1790 a 1940, situando os principais eventos e instituições (principalmente paulistas) responsáveis por grande parte destas publicações. CGG = Comissão Geográfica e Geológica; DNPM = Departamento Nacional de Produção Mineral; FFCL = Faculdade de Filosofia Ciências e Letras; IPT = Instituto de Pesquisa Tecnológica; SBG = Sociedade Brasileira de Geologia. Número de trabalhos/ano compilado de BRANNER (1903); GONSALVES (1928); IGLESIAS (1943).

Tornou-se um marco para o estudo do Pré-Cambriano paulista o Professor da Escola Politécnica de São Paulo, *Luiz Flores de Moraes Rego*; sua influência ainda ecoa viva nos pensamentos geológicos atuais, e seus trabalhos são considerados em muitos aspectos ainda modernos. Estes se tornaram as bases para os estudos efetuados pelos últimos naturalistas do Brasil, como *Fernando Flavio Marques de Almeida* (*figura 9*), *Aziz Nacib Ab'Sáber*, *Setembrino Petri* (*figura 9*), *Othon Henry Leonardos* (*figura 10*) e *José Moacyr Vianna Coutinho* (*figura 10*). Estes pesquisadores vivenciaram o momento da *Teoria da Tectônica de Placas*, cujas bases e idéias já tinham sido

publicadas por *Alfred Wegener* em 1929, mas que somente após a segunda Grande Guerra conquistou em definitivo o espaço de aceitação nas ciências geológicas.

Figura 8: *Luiz Flores de Moraes Rego* (1896 - 1940) – extraído de MORAES REGO (1936)

A personalidade de Luís Flores de Moraes Rêgo (...) após palmilhar quase todo Brasil, fixou atividade em São Paulo, em 1928, no Instituto Astronômico e Geográfico. Em 1931 foi convidado a lecionar na Escola Politécnica de São Paulo onde permaneceu como catedrático de Geologia e Mineralogia até sua morte em 25-6-1940. (LEONARDOS, 1955).

Figura 9: Da esquerda para a direita, Setembrino Petri, Octavio Barbosa (1907 - 1997), Fernando Flavio Marques de Almeida entre os índios Kalapalos (Barra do Garça – Estado de Goiás em 1947) – extraído de PETRI & CAMPOS (2004).

Figura 10: *Othon Henry Leonardos* – extraído de FRANCO (1981).

Figura 11: *José Moacyr Vianna Coutinho* – extraído de Academia Brasileira de Ciências (arquivo HTML, <http://www.abc.org.br/resultado.php3?codigo=jccoutinho>).

Tomando como referência os três principais períodos históricos pautados por FIGUEIRÔA (1992; 1997), consideramos que a criação da CAGE - Campanha Nacional de Formação de Geólogos, que introduz as primeiras escolas brasileiras de geologia, inicia o quarto período no processo de institucionalização das ciências geológicas no Brasil.

Em 1955, o Dr. Juscelino Kubitschek, Presidente da República, através do Ministro da Educação e Cultura, o também mineiro e médico, Dr. Clóvis Salgado, compôs uma comissão de 10 membros, presidida pelo engenheiro civil Othon Henry Leonardos, para os estudos de implantação dos cursos de geologia no Brasil (...). No final de 1956, aquela comissão concluiu os trabalhos, com a proposta de criação, já em 1957, de 4 cursos superiores, com 4 anos de duração (tempo integral) e procurando reunir os melhores profissionais disponíveis, no Brasil e no exterior, de forma a se alcançar padrões internacionais. Disto resultou a CAGE, responsável pela criação e início em abril dos cursos de Recife, Ouro Preto, São Paulo e Porto Alegre. (BARROSO 1996).

2. A Geologia de São Paulo no século XIX: o alicerce neptunista

Segundo o retrospecto histórico dos trabalhos geográficos e geológicos efetuados na província de São Paulo, escrito por *Orville Adelbert Derby*, o primeiro impulso dado à mineração no Brasil, “foi devido à descoberta das lavras auríferas do Jaraguá, perto da capital de São Paulo” (DERBY, 1889). Este foi o local da primeira descoberta de ouro no Brasil, segundo uma carta de Braz Cubas, datada de **1562**, onde já se anunciava a existência de ouro a “30 léguas de Santos”.

Affonço Sardinha, e seu filho do mesmo nome, foram, os que tiveram a gloria de descobrir ouro de lavagem nas Serras Jaguámimbába e de Jaraguá (em S. Paulo) na de Ivuturuna (em Parnahiba) e Birácoyaba (no sertão do Rio Sorocaba) ouro, prata, e ferro, pelos annos de 1597. (LEME, 1772).

Em cartas enviadas a *von Eschwege, Friedrich Ludwig Wilhelm Varnhagen* também atribui a Affonso Sardinha a descoberta do minério de ferro em “Araçoiaba”, que *Francisco Ignacio Ferreira* (1885) afirma ter sido do descoberta em **1578**. Já as primeiras lavagens de ouro da Serra do Jaraguá começaram a ser exploradas em **1590**; tais minas de ouro, segundo *Francisco de Paula Oliveira* (1892), são também referenciadas por *Jean de Laet*, na sua obra, “História do Novo Mundo”, em **1640**.

A febre do ouro propagava-se por toda a parte e de Portugal partiam os navios conduzindo aventureiros e ferramentas para o novo Perú brasileiro (OLIVEIRA, 1892).

No histórico apresentado por *Othon Henry Leonardos*, coube a *D. Francisco de Souza*, em **1609** o primeiro registro sobre as minas de prata na Capitania de São Vicente (LEONARDOS, 1934). No entanto, um dos primeiros registros sobre a geologia brasileira encontram-se em “Diamantes do Brasil”, escrito por *José Bonifácio* em **1797**, enquanto a propósito da geologia paulista, seu irmão *Martim de Andrada* introduz a literatura geológica em língua portuguesa no Brasil, a partir de o “Diário de uma viagem mineralógica pela província de São Paulo no ano **1805**”.

(...) seguiu D. Francisco de Souza para S. Vicente e em maio de 1599 já se encontrava em S. Paulo, (...) ao chegar, dirigiu-se logo em seguida para Araçoyaba ou Biraçoyaba (Montanha que encobre o sol), a fim de tomar conhecimento pessoal dos tão falados depósitos minerais, e onde Afonso Sardinha já instalará fornos de fundir ferro. (...) Em 1601, visitou as minas

de Jaraguá e Vuturuna, onde só fazia a mineração de ouro de lavagem.
(MARTINS, 1943).

A transferência da Família Real portuguesa em **1808**, que culminou com a abertura dos portos brasileiros, trouxe um progresso quanto aos registros geológicos do Brasil Colonial. Muitos viajantes naturalistas contribuíram para a construção da imagem da América do Sul na Europa Ilustrada, e registros sobre a geologia da Província de São Paulo encontram-se nos trabalhos de *Mawe (1811)*, *Saint-Hilaire (1822)*, *Spix & Martius (1823)* e *M. A. Pissis (1848)*.

“Os mapas mais antigos do Brasil” foram estudados por Derby e revelam os registros embrionários sobre a cartografia brasileira (DERBY, 1886; 1897; 1898). No entanto, o primeiro mapa geológico do território brasileiro foi publicado no “Jornal do Brasil” (ESCHWEGE, **1818**), trabalho que reúne diversos relatos sobre o Brasil, e também inclui estudos realizados por *Friedrich L. W. Varnhagen* na província de São Paulo.

Até a entrada do porto de Santos, a costa é formada por granito, que freqüentemente passa para gnaiss (...), em algumas regiões encontra-se granada disseminada (...). Ultrapassando, porém, o cume da serra em direção ao interior, encontra-se (...) xisto argiloso de transição, xisto silicoso (...) e rocha calcária primária, branca e granulada.

Sobe-se a serra entre dois cumes (...), e bem em cima chega-se ao platô, que prossegue (...) até além da cidade de São Paulo, que é delimitada pela segunda serra (denominada geralmente Serra da Mantiqueira), que tem direção de leste para oeste.

Varnhagen também relata um pouco da história do ferro em São João de Ipanema, e na Serra de “Araçoiaba”, onde a implantação da primeira fundição foi atribuída a Afonso Sardinha, e atribuiu como origem do ouro primário da serra do Jaraguá, cuja lavagem era executada em aluviões sobrepostos a “xistos argilosos, gnaisses e granitos”, relação com um “vieiro de limonita”, provável “rocha matriz” encontrada ao “pé do Morro”.

Martim de Andrada e seu irmão *José Bonifácio de Andrada e Silva* partiram de Santos ao interior de São Paulo, em **1820**, lá descreveram o ponto mais elevado chamado de Monserrat.

A rocha é composta de gnaiss, que passa por vezes ao verdadeiro granito (...) sobre este gnaiss, aparece, de vez em quando, o xisto argiloso primitivo,

que se transforma em algumas partes em micaxisto. (ANDRADA e SILVA & ANDRADA, 1820)

Em “O Quadro Geognóstico do Brasil” publicado em **1822** e “Brasil, novo mundo” publicado em **1824**, *Eschwege* descreve uma cadeia de montanhas chamada em algumas regiões de “serra da Mantiqueira”, que sustenta na sua linha de cumeada um dos pontos mais altos do Brasil.

Esta se prolonga através da província de Minas Gerais em direção ao norte, através da Bahia e de Pernambuco, e em direção sul, através de São Paulo e o Rio Grande do Sul. Dei a essa cadeia o nome de serra do Espinhaço (ESCHWEGE, 1824).

Os esquemas estratigráficos de *Eschwege*, *Varnhagen*, assim como dos irmãos *Andradas*, foram baseados nos modelos europeus, como por exemplo, aquele proposto em **1787** por *Abraham Gottlieb Werner*, professor da Academia de Minas de Freiberg na Alemanha.

A Primeira Formação Primitiva é formada pelo embasamento cristalino, a Segunda Formação Primitiva corresponde às seqüências supracrustais dobradas (representadas pelos Supergrupos Rio das Velhas, Minas e Espinhaço), a Terceira ou de Transição abrange essencialmente o atual Grupo Bambui e uma quarta subdivisão reúne depósitos superficiais como aluviões e coberturas terciárias e quaternárias. Percebe-se que suas idéias a respeito da geologia do Brasil são fortemente influenciadas pela escola netunista de Werner (RENGER, 2005).

Possivelmente ao discordar da teoria catastrófica e criacionista de seu mestre *Jean Louis Agassiz*, *Charles Hartt* abre caminho para a filosofia de *James Hutton*, assim como mostra a primeira tese de geologia do país intitulada “Rochas Plutônicas do Brasil” de *Oscar Nerval de Gouvêa* (**1880**).

Muitas e mui diversas têm sido as hypotheses formuladas sobre o estado da massa central ou nucleolar do nosso planeta, e difficil, senão impossível, será fundamentar qualquer asserção verdadeiramente positiva sobre um facto que, por sua mesma natureza, não se presta a uma observação directa... Deixemos, portanto, a cada um a liberdade de engendrar as mais phantasticas ficções, para com ellas povoar o centro da terra. Limitemo-nos a admirar essas exaltadas imaginações, que, a exemplo de Leslio, impressionadas pelo accrescimo de densidade, attribuida ás camadas

profundas da crosta terrestre, não encontraram a menor dificuldade em figurar logo uma enorme caverna central, cheia de um fluido luminoso por compressão, dotada de temperatura uniforme, e onde dous novos astros, Plutão e Proserpina, deviam gyrar em orbitas prescriptas. (GOUVÊA, 1880)

3. A Geologia Paulista e os Últimos “Geólogos Naturalistas” do Brasil

Após a criação da Comissão Geológica pelo governo imperial, dirigida por *Charles Hartt*, que em **1870** (cinco anos antes da criação da Comissão), escreve importantes contribuições sobre a Província de São Paulo (HARTT, 1870); seu discípulo *Derby*, em **1878**, estuda parte da Província do Paraná, que foi por muito tempo conhecida como “região diamantífera”: sendo pequenas as “pedras preciosas ahi achadas, conquanto de boa qualidade e côr”.

As series metamorphicas não crystallinas compostas de quartzitos (itacolumito, itabirito, jacutinga), schistos talcosos e marmores (...), caracteristicos do interior das provincias da Bahia e Minas Gerais, estendendo-se em uma zona continua em direcção ao sul, provavelmente até o Rio Grande do Sul, apresentando em toda parte os mesmos caracteres essenciaes. (DERBY, 1878)

Tais associações também são propostas em estudos praticados por *Derby* em **1882**, nos vales do rio das Velhas e alto São Francisco. São comparados também, mármore associados a “schistos vermelhos da região de Assunguy”, com equivalentes descritos perto de Sorocaba, em São Paulo.

O mais interessante é um bloco de conglomerado metamorphoseado contendo seixos redondos do tamanho de um punho (...), unidas por um cimento silicoso. (DERBY, 1882)

Fundada em abril de **1886**, a *Comissão Geographica e Geologica da Província de São Paulo* foi responsável por gerar as primeiras cartas topográficas do estado. Em um “esboço geológico” da região compreendida entre os rios Sorocaba e Tietê, *Francisco de Paula Oliveira*, em **1887**, separa geologicamente a região da província em quatro séries:

A série de “schistos metamorphicos” intercalada à série “gneissica” (caracterizada por PISSIS (1848); HARTT (1870) e DERBY (1880)), a série

“sedimentaria não metamorphisada” e a série de “rochas eruptivas composta principalmente de granitos de varios typos”, onde aparecem as cadeias de montanhas da serra de São Francisco, São Roque e Itaqui. Estas serras são constituídas de uma rocha “granítica amphibolica”, conhecida como “olho de sapo” e por “granitos a turmalinas e a granadas das pedreiras de Cayeiras”.

Não resta duvida que o granito de Caieiras é eruptivo e posterior não somente aos micaschistos como também aos schistos argillosos (...). Ainda, porém, não me foi possível determinar a relação dos schistos argillosos com os micaschistos. (OLIVEIRA, 1887)

Coube a *Oliveira* o pioneirismo no que diz respeito ao estudo mais detalhado dos granitos do Estado de São Paulo, como o granito do Tico-Tico, Pirituba, Itaqui, Sorocaba, Salto de Itu e granitos com “lepidolitha” como o de Perus. Já quanto à gênese do ouro na região do Jaraguá OLIVEIRA (1888; 1892), atribui a “grossos veieiros que atravessam os micaschistos em diversas direcções e que são encontrados *in situ* perto do morro Ururuqueçava ou morro Doce”.

Em extensas e detalhadas secções, percorrendo principalmente as linhas férreas do estado, *Luiz Felipe Gonzaga de Campos* em 1888, caracteriza os “schistos inclinados (...) e grandes massas de granito”, como constituintes da serrania de São Roque, São Francisco e Paranapiacaba, que “prolongam-se até cerca da cidade de Castro”.

Na primeira edição da Revista do Instituto Histórico e Geográfico de São Paulo em 1895, *Derby* caracteriza o sistema de cordilheiras da Serra da Mantiqueira em São Paulo, a partir do conjunto Serra da Cantareira, como um “macisso composto”, e a Serra do Jaraguá, como “pico ou montanha isolada”. Em 1898 as montanhas ao redor da cidade de São Paulo, são descritas como “xistos antigos em posição inclinada”, cortados por granitos que passam “subterraneamente, por baixo do distrito urbano”.

Guilherme Florence em “Notas geológicas sobre o rio Tieté”, através das explorações realizadas pela Comissão Geográfica e Geológica nos rios paulistas em 1905, percorre desde a cabeceira até o Salto de Itu. O rio, neste trajeto, atravessa “schistos argillosos (phyllites) fortemente inclinados”, “calcareo” incluído nos “schistos”, gabros, quartzitos e “schistos amphibolicos”.

Em 1925, *Euzébio Paulo de Oliveira*, filho primogênito de *Francisco de Paula Oliveira*, provavelmente introduz na literatura o nome “serie de São Roque”, ao descrever metacalcários do Estado de São Paulo, porém o termo “camadas de São

Roque” já era consagrado na geologia paulista por *Gonzaga de Campos* como unidade litoestratigráfica.

O Dr. Euzébio de Oliveira denominou as formações análogas do Estado do Paraná de Serie de Assunguy. O Dr. Gonzaga de Campos já havia proposto para suas homologas em S. Paulo a denominação Serie de S. Roque (MORAES REGO, 1930).

Em **1927**, *Euzébio de Oliveira* define como “serie de Assunguy”, na região do Estado do Paraná, seqüências de rochas constituídas “especialmente de schistos argilosos, pouco metamorphisados (...), calcareos, e algum quartzito”, outrora estudados por *Pissis* (1848), *Rath* (1856) e *Derby* (1878).

Luiz Flores de Moraes Rego em “As estruturas antigas do Brasil” e “Ensaio sobre as montanhas do Brasil e sua genesis” no ano de **1931**, chamou de Pré-Brasilides as “estruturas diastroficas” que se anexaram a “escudos arqueanos”, para dar origem à “grande molhe continental chamada *Brasilia*”. A esta se “haviã de juntar outras estruturas, chamada de *Brasilides*, já paleozóicas”, dando origem à “Terra Gondwana”.

Moraes Rego compara o conjunto *serie São Roque*, em São Paulo, *serie Assunguy*, no Paraná, *serie de Brusque*, em Santa Catarina, com as camadas descritas no vale do Rio das Mortes em Minas Gerais.

As estruturas metamórficas de Minas se prolongam para sul. São terras constituídas de formações mais ou menos sincrônicas da serie de Minas (...), que se continuam até Sta. Catharina.

O grande trabalho realizado por *Moraes Rego* em **1943** foi pioneiro no que diz respeito às primeiras tentativas de reconstituição do paleoambiente sedimentar, admitindo então para estes depósitos uma origem marinha.

Para *Othon Henry Leonardos* em **1934**, na *série de São Roque* encontram-se formações principalmente “metamorfizadas na mesozona, muito semelhante à da *série de Minas*”, definida por *Derby* em **1906**. *Leonardos* chama de “formação Iporanga”, “filitos acetinados, folhelhos ardorianos”, e “conglomerados fluviais encontrados ao longo da Ribeira de Iguape”.

Os conglomerados, que se acham encaixados nos filitos acetinados, encerram seixos de quartzitos, quartzo filonar, filitos com magnetita, eruptivas ácidas sericitizadas e cloritaxistos, ligados por um cimento sericítico. (LEONARDOS, 1934)

Avelino Ignácio de Oliveira e Leonardos em **1943** apontaram para a “série São Roque e sua homóloga paranaense, série Assungui”, semelhanças estruturais e litológicas com a série Minas atribuindo à série de São Roque uma predominância de membros filíticos, “outrora chamados de xistos argilosos e talcosos”. A busca sobre a continuidade entre as formações do Pré-cambriano paranaense e paulista também foi alvo de estudo em uma seção geológica realizada por Moraes Rego & Almeida (1946) de Capela da Ribeira a Curitiba.

Hipótese da existência de registros de vida na série de São Roque, já havia sido levantada por *Theodoro Knecht* em **1934**, com a descrição de uma “suposta” concha fóssil chamada de *Pteropodes*, que aparece no “cambriano inferior”. No entanto, exames microscópicos efetuados por *Viktor Leinz* em **1937**, mostraram tratar-se de pseudomorfos de cordieritas.

A primeira descoberta de estruturas “sem dúvida fósseis”, feita no pré-cambriano sul-americano, coube a *Fernando Flavio Marques de Almeida* em **1944** e **1945**, que atribui para a série Assungui, a série Minas e “suas congêneres”, uma origem a partir de “mares epicontinentais”, com fósseis pré-cambrianos referentes ao gênero “*Collenia Itapevensis*”.

Os quartzitos da serra do Japi são comparados aos do morro do Boturuna e Jaraguá por *Luciano Jacques de Moraes*, em **1944**. Já o Morro Doce, descrito por *Aziz Nacib Ab’Sáber* em **1947**, encontra-se “esculpido em um feixe de chistos e filitos menos resistentes” em relação aos *quartzitos* do Jaraguá, cuja orientação *E-W*, “escapa completamente ao sentido clássico *NE-SW* que geralmente se dá para as formações proterozóicas paulista”.

O batólito desnudado da Cantareira seria, no caso, o maior responsável pela orientação local E-W das estruturas do Jaraguá.

O trabalho de Mores Rego & Souza Santos (1938) em parte é retomado por *Almeida* em **1955** que identifica *estruturas retilíneas* (falhas) com aproximadamente 15,4 quilômetros de extensão, “indo pelo menos desde o morro Doce..., às nascentes do correio do Horto”. No mesmo ano, *José Moacyr Vianna Coutinho* relata a primeira inspeção científica realizada por *Otávio Barbosa* e *Fernando de Almeida* em **1953**, das então recentes escavações herdadas da construção da Rodovia Anhanguera. Esta inspeção permitiu o reconhecimento de metaconglomerados polimíticos. Coutinho refere-se à importância do achado, descrevendo estas rochas como “um dos primeiros conglomerados polimíticos metamorfizados encontrados entre as rochas pré-devonianas

brasileiras”. Ao fazer uma comparação com outros metaconglomerados do Brasil, *Coutinho* atribui semelhanças petrográficas e cronoestratigráficas aos descritos por *Leonardos* na região de Iporanga, e que *Otavio Barbosa* em 1948, insere na “serie Açunguí”.

4. Reflexões

O Pico do Jaraguá descrito como a primeira ocorrência de ouro do Brasil, e que em Tupi-Guarani significa “o senhor do vale”, vale este representado como a bacia sedimentar de São Paulo, e que do qual talvez fora possível uma esplêndida visada desde os tempos pré-colombianos. Talvez, junto com as primeiras descrições feitas por *Pero Uaaz de Camjnha* popularmente chamado de *Pero Vaz de Caminha*, que chamou de “grandes bareiras delas vermelhas e delas bramcas”, referindo-se às grandes barreiras (Grupo Barreiras) compostas por rochas de cores variegadas da costa brasileira (CAMJNHA, 1500), o Jaraguá, possa representar um dos primeiros elementos documentados da fisiografia e geologia do Brasil.

São Paulo foi o berço da produção aurífera e da siderurgia no Brasil, principalmente através as lavras do Jaraguá, Voturuna e Ribeira de Iguape, além da primeira fabrica de ferro de São João de Ipanema, o que entre outros fatores permitiu fixação das primeiras vilas e províncias brasileiras, como é o caso de São Vicente, Santos e São Paulo. Destas partiram as bandeiras paulistas na conquista do sertão brasileiro, o que acarretou na descoberta das Minas Gerais, proporcionando para a coroa portuguesa uma produção que atingiu com o seu auge mais de 15 toneladas de ouro por volta do ano de 1750.

A busca em reerguer a mineração e as necessidades emergentes pós Revolução Industrial, segundo FIGUEIRÔA (1992), levou Portugal a subsidiar o programa de reformas que buscou “inspiração no aparato mental contemporâneo” influenciado pelo “ideário iluminista”. As filosofias geológicas fruto deste momento na Europa, afloraram com raízes na mineralogia, que teve como grande precursor *Abraham Gottlob Werner* responsável pela divulgação da teoria Neptunista e de quem recebeu *José Bonifácio de Andrada e Silva*, seus ensinamentos. Financiado pela coroa portuguesa, *Bonifácio*, após estudar em diversos países europeus foi nomeado membro do Tribunal de Minas. Como Intendente Geral das Minas e Metais do Reino, foi responsável pela contratação dos engenheiros militares como *Friedrich Ludwig Wilhelm Varnhagen* e *Wilhelm Ludwig von Eschwege*.

A escola neptunista/criacionista difundida por *Bonifácio* e outros muitos viajantes naturalistas são marcas notórias nos trabalhos da época. *Charles Frederick Hartt* ao discordar da teoria catastrófica e criacionista de seu mestre *Jean Louis Agassiz*, possivelmente inicia uma nova etapa sobre a concepção geológica do solo brasileiro, considerando que naquele momento, as teorias de *James Hutton*, *Charles Lyell*, *Charles Darwin*, entre outros, já assumiam um papel importante e de muita aceitação no mundo científico.

Membro da expedição “Morgan” 1870-1871, aos 20 anos de idade, *Orville Adelbert Derby* começava a trilhar uma das mais lisonjeadas carreiras da geologia brasileira, levando muitos até os dias de hoje, o considerarem como “pai de geologia brasileira”. Sob influência de *Charles Hartt*, foi montada nos modelos da curta história da Comissão Geológica do Brasil, a Comissão Geográfica e Geológica da Província de São Paulo, que, em quase duas décadas de existência, transformou os estudos “geográficos embrionários” em verdadeiras bases, que são fundamentais até os dias de hoje. Vale lembrar que as primeiras cartas topográficas, o reconhecimento e a discriminação de diversas unidades geológicas, como por exemplo: as Formações Devonianas da Bacia do Paraná, ou mesmo as “camadas de São Roque” de *Luiz Felipe Gonzaga de Campos*, além do primeiro microscópio petrográfico do Brasil trazido por *Eugenio Hussack*, figuram entre as primazias do legado da Comissão.

Muitos pesquisadores formados pela Escola de Minas de Ouro Preto, criada em 1876 por *Claude Henri Gorceix*, fizeram parte do arcabouço da primogênita Comissão paulista e também ocuparam cargos em importantes instituições nacionais como: O Museu Nacional do Rio de Janeiro, Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, Academia Brasileira de Ciências, e em São Paulo, o Museu Paulista, Escola Politécnica e a Faculdade de Filosofia Ciências e Letras da Universidade de São Paulo, entre outras.

A partir do final dos anos 30 do século XX houve uma explosão de trabalhos de geologia, ultrapassando a marca de mais de 250 trabalhos ao ano, graças aos esforços de grandes pesquisadores como *Luiz Flores de Moraes Rego*, *Setembrino Petri*, *Othon Henry Leonardos*, *José Moacyr Vianna Coutinho* e *Fernando Flavio Marques de Almeida*.

Até Segunda Guerra Mundial a humanidade não conhecia tão profundamente as partículas atômicas, principalmente os isótopos, que começaram a ser empregados na datação dos eventos terrestres após a década de 1950, assim como a Tectônica de Placas, que mudou o modo de entender os processos geológicos. Isto enobrece os

trabalhos anteriores a esta época, e dá luz a uma expansão incognoscível sobre o tema, considerando que muitas e importantes questões vieram com os anos que sucederam a estes trabalhos, principalmente após a criação da CAGE, que criou as primeiras escolas da geologia erguidas sobre um sólido alicerce, construído pelos últimos geólogos naturalistas do Brasil, marcando então, a quarta fase no processo nacional de institucionalização das ciências geológicas. Por isso, encerramos aqui este histórico que é dedicado aos pioneiros estudos relacionados às rochas do Pré-cambriano paulista, sobre as quais segundo *Martim de Andrada* (1805), “obrou a mão inexorável do volúvel tempo”.

5. Referências

- AB’SÁBER, A. N. 1947. Geomorfologia da Região do Jaraguá, em São Paulo. *Anais da Associação dos Geógrafos Brasileiros*, p. 32- 40.
- AGASSIZ, J. L. R. 1865. On the drift in Brazil, and on decomposed rocks under the drift. *The American Journal of Science and Arts*, New Haven: Editors, 20 series, XL. p. 389-390.
- ALMEIDA, F. F. M. de. 1944. Collenia Itapevensis sp. n. – um fóssil pré-cambriano do Estado de São Paulo. Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras, Universidade de São Paulo, Boletim 1, nº 45, p. 89-106.
- ALMEIDA, F. F. M. de. 1945. A Vida Pré-Cambriana. *Geologia e Metalurgia*. Boletim 1, p. 81-90.
- ALMEIDA, F. F. M. de. 1955. As Camadas de São Paulo e a Tectônica da Serra da Cantareira. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, v. 2, nº 4, p. 23-40.
- ALMEIDA, F. F. M. de. 1957. Novas Ocorrências de Fósseis no Pré-Cambriano Brasileiro. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 29, nº 1, p. 63-72.
- ANDRADA e SILVA, J. B. de. 1797. Diamonds of Brazil. *A Journal of Natural Philosophy, Chemistry and the Arts*. v. 1, nº 4, p. 24-26.
- ANDRADA, M. F. R. de. 1805. Diário de uma Viagem Mineralógica pela Província de São Paulo no Ano de 1805. (transcrição) *Boletim Paulista de Geografia*. São Paulo, outubro de 1954, v. 18, p. 35-42.
- ANDRADA e SILVA, J. B. de. & ANDRADA, M. F. R. de. 1820. Viagem mineralógica na Província de São Paulo (Primeira Parte). (transcrição) *Boletim Paulista de Geografia*. São Paulo, 16 de março, 1954, p. 66-74.

- BARBOSA, O. 1948. A Chamada Série Ribeira. *Mineração e Metalurgia*. Setembro-outubro, v.13, nº 75, p. 187-188.
- BARROSO, J. A. 1996. Os 40 anos da CAGE – Campanha Nacional de Formação de Geólogos, os cursos no Brasil e, em particular, no Rio de Janeiro. *Anuário do Instituto de Geociências*, nº 19, p. 143-156.
- BRANNER, J. C. 1903. A Bibliography of the Geology, Mineralogy and Paleontology of Brazil. *Archivos do Museu Nacional*, Rio de Janeiro, v. XII. P. 197-309.
- CAMJNHA, P. U. de. 1500. Carta a El Rei D. Manuel. Ortografia original copiada do original que existe no *Arc. Nac. da Torre do Tombo* - Portugal, gav. 8, maç. 2, nº 8. Arquivo da Internet por: wikisource.org.
- COUTINHO, J. M. V. 1955. Metaconglomerado e rochas associadas no Município de São Paulo. *Boletim Faculdade de Filosofia. Ciências e Letras da Universidade de São Paulo*, Mineralogia 13, nº 186, p. 5-56.
- DARWIN, C. 1859. The Origin of Species by means of natural selection, or the preservation of favoured races in the struggle for life. *John Murray, Albemarle Street*, London. 502 p.
- DERBY, O. A. 1878. A Geologia da Região Diamantífera da Província do Paraná no Brasil. *Archivos do Museu Nacional*, v. 3, p. 89-98.
- DERBY, O. A. 1880. On the age of the Brazilian gneiss series; Discovery of Eozoon. *American Journal Science*. 3rd, v.XIX (W. N. CXIX), New Haven. p. 324-325.
- DERBY, O. A. 1882. Relatório acerca dos estudos geológicos praticados nos Valles do rio das Velhas e alto S. Francisco. Apresentado ao Conselheiro Manoel de Araújo, 29 de março. *Typographia Nacional*. Rio de Janeiro.
- DERBY, O. A. 1886. Os mapas mais antigos do Brasil. *Revista do Instituto Histórico e Geográfico*. Transcrição – 1902, v.7, nº 53, p. 38-62.
- DERBY, O. A. 1889. Retrospecto Histórico dos Trabalhos Geográficos e Geológicos (Efetuados na Província de São Paulo). In: *Revista do Instituto Geográfico e Geológico de São Paulo, julho a dezembro de 1949* (transcrição). v. 7, nº 3-4, p. 283–300.
- DERBY, O. A. 1895. A denominação “Serra da Mantiqueira”. *Revista do Instituto Historico e Geografico de São Paulo*, v. 1, p. 1-15.
- DERBY, O. A. 1897. Um Mapa Antigo de Partes das Capitanias de S. Paulo, Minas Gerais e Rio de Janeiro. *Revista do Instituto Histórico e Geográfico de São Paulo*, v. 2, p. 197-219.

- DERBY, O. A. 1898. A Estrada de S. Paulo ao Rio Grande do Sul no século passado. *Revista do Instituto Histórico e Geográfico de São Paulo*, v. 3, p. 173-199.
- DERBY, O. A. 189?. As Investigações Geológicas do Brasil. In: Resumo de Geologia por Lapparent, A. de. Rio de Janeiro. *H. Garnier*. p. 312-333.
- DERBY, O. A. 1898. Geologia do Sudeste Paulista. *Boletim da Agricultura*, Secretaria da Agricultura, 1951. p. 3-4.
- DERBY, O. A. 1906. The Serra do Espinhaço, Brazil. *Journal of Geology*, v. 14, nº 5, p. 374-401.
- ESCHWEGE, W. L. von. 1818. *Jornal do Brasil*. Tradução Friedrich E. Renger, Tarcísia Lobo Ribeiro e Günter Augustin, 2002. *Centro de Estudos Históricos e Culturais. Fundação João Pinheiro*. Belo Horizonte. 408p.
- ESCHWEGE, W. L. von. 1824. *Brasil, novo mundo*. Tradução Domício de Figueiredo Murta, 1996. *Centro de Estudos Históricos e Culturais. Fundação João Pinheiro*. Belo Horizonte. 410p.
- FERREIRA, F. I. 1885. Dicionario Geographico das Minas do Brazil - concatenação de noticias, informações e descripções sobre as minas, extrahidas de documentos officiaes, memorias, historias, revistas, dictionarios, cartas geographicas, roteiros, viagens, explorações de rios, ditas de estradas de ferro e outras. *Imprensa Nacional*, Rio de Janeiro. 754 p.
- FIGUEIRÔA, S. F. de M; VIEIRA, P. C; BOCHICCHIO, V. R. 1985. Um Século de Pesquisas em Geociências. *Secretaria de Agricultura e Abastecimento, Coordenadoria da Pesquisa de Recursos Naturais, Instituto Geológico*. São Paulo. 96 p.
- FIGUEIRÔA, S. F. de M. 1992. Ciência na Busca do Eldorado: A institucionalização das ciências geológicas no Brasil, 1808 – 1907. *Tese de Doutorado* - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo. 171 p.
- FIGUEIRÔA, S. F. de M. 1997. As Ciências Geológicas no Brasil: uma História Social e Institucional, 1875 - 1934. São Paulo: *Hucitec*.
- FITTIPALDI, F. C; GUTJAHR, M. R. 2006. Os 120 anos de criação da Comissão Geographica e Geologica 1886 – 2006. *Instituto Geológico de São Paulo, Secretaria de Estado do Meio Ambiente*.
- FLORENCE, G. 1905. Notas geológicas sobre o rio Tieté. *Comissão Geographica e Geológica de São Paulo* – Exploração do Rio Tietê, 3ª Edição – 1930. p. 10-16.

- FRANCO, R. R. 1981. A Mineralogia e a Petrologia no Brasil. In: História das Ciências no Brasil. Coordenadores - Ferri, M. G & Motoyama, S. *Editora da Universidade de São Paulo* – EDUSP, São Paulo. p. 1-42.
- FREITAS, M. V. de. 2001. Hartt- expedições pelo Brasil imperial, 1865-1878. São Paulo, *Metalivros*. 244p.
- GONSALVES, A. D. 1928. Bibliographia de Geologia, Mineralogia e Peleontologia do Brasil. *Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil*, Ministério da Agricultura, Indústria e Comércio, *Officinas Typographicas do Serviço de Informações do Ministério da Agricultura*, Rio de Janeiro, Boletim nº 27. 205p.
- GONZAGA DE CAMPOS, L. F. Secção Geológica. *Relatório apresentado ao Dr. Orville A. Derby*. 1888. *Commissão Geographica e Geológica da Província de São Paulo*. Typographia a Vapor de Jorge Seckler & Comp. - São Paulo, 15 de Dezembro. p. 21–34.
- GOUVÊA, O. N. 1880. Rochas Plutonicas do Brazil. These de Concurso a uma das vagas da primeira secção do curso de sciencias physicas e naturaes apresentada á Congregação da Escola Polytechnica, *Typographia Universal de E. & H. Laemmert*, Rio de Janeiro. 67 p.
- HARTT, F. C. 1870. “*Geology and Physical Geography of Brazil*”. Tradução de Edgar Süsssekind de Mendonça e Elias Dolianiti: *Companhia Editora Nacional*. 1941, nº 200, p. 543-549.
- HUTTUN, J. 1788. Theory of the Earth; or an investigation of the Laws observable in the Composition, Dissolution, and Restoration of Land up the Globe. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, vol. I, part II, p. 209-304.
- IGLESIAS, D. 1943. Bibliografia e Índice da Geologia do Brasil, 1641-1940. *Departamento Nacional da Produção Mineral*, Divisão de Geologia e Mineralogia, Boletim nº 111, 323p.
- KNECHT, T. 1934. Occorencia de Suppostos Fosseis na Serie de S. Roque em Araçaeiro, S. Paulo. *Mineração e Metalurgia*. v.I, nº 6, p. 250.
- LEINZ, V. 1937. Natureza dos supostos fósseis de Araçaeiro, S. Paulo. *Mineração e Metalurgia*, v. II, nº 7, p. 36.
- LEINZ, V. 1955. A Geologia e a Paleontologia no Brasil. In: As Ciências no Brasil - Obra organizada e publicada sob a direção de Fernando de Azevedo. *Edições Melhoramentos*, p. 245 – 261.

LAMEGO, A. R. 1951. Derby, o Sábio Incompreendido. *In: Orville A. Derby 1851-1951* Alguns aspectos da sua obra. Rio de Janeiro: DGM/DNPM. p. 83-88.

LEME, P. T. de A. P. 1772. Informações sobre as minas de S. Paulo e dos sertões da sua capitania desde o anno de 1597 até o presente 1772. *Revista do Instituto Histórico e Geográfico do Brasil*. Publicata do ano de 1901. nº 44, p. 1-84

LEONARDOS, H. O. 1934. Chumbo e Prata no Estado de São Paulo. *Serviço de Fomento da Produção Mineral*. Boletim 6, p. 3-43.

LEONARDOS, H. O. 1955. A Mineralogia e a Petrografia no Brasil. *In: As Ciências no Brasil - Obra organizada e publicada sob a direção de Fernando de Azevedo. Edições Melhoramentos*, p. 267 – 313.

LYELL, C. 1835. Principles of Geology: being an inquiry how far the former changes of the earth's surface are referable to causes now in operation. *John Murray, Albemarle Street*, London, vol. I. 406 p.

MARTINS, F. P. 1943. A Propósito de Afonso Sardinha. *Revista do Arquivo Municipal*. Prefeitura do Município de São Paulo, XCII. p. 99-111.

MARX, K. 1867. O Capital. Fonte da Presente Transcrição: Centelha - Promoção do Livro, SARL, Coimbra, 1974. Tradução de: J. Teixeira Martins e Vital Moreira. Transcrição de: Alexandre Linares. HTML por José Braz para *Marxists Internet Archive*.

MAWE, J. 1812. Viagens ao Interior do Brasil. Tradução de Selena Benevides Viana. São Paulo. *Editora da Universidade de São Paulo*.

MORAES, L. J. de. 1944. A Serra do Japí, Estado de São Paulo. *Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo*. Boletim 1, nº 45. p. 34-40.

MORAES REGO, L. F. de. 1930. A Geologia do Petróleo no Estado de S. Paulo. *Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil*. Rio de Janeiro, Boletim 46, p. 1-70.

MORAES REGO, L. F. de. 1931. As estruturas antigas do Brasil. *Annaes da Escola de Minas*, p. 27-85.

MORAES REGO, L. F. de. 1931. Ensaio sobre as montanhas do Brasil e sua genesis. *Revista do Club Militar*. Rio de Janeiro: p. 83-118.

MORAES REGO, L. F. de. 1943. A Geologia do Estado de São Paulo. Separata do Boletim do Departamento de Estradas e Rodagem, v. 3, nº 3, p. 538-556.

MORAES REGO, L. F. de. 1936. O Vale do São Francisco (Ensaio de Monografia Geográfica). Originais deste trabalho foram publicados na Revista do Museu Paulista com reedição em 1945, Editora Renascença S. A., São Paulo. 245p.

- MORAES REGO, L. F. de. & SOUZA SANTOS. T. D. de. 1938. Contribuição para o estudo dos Granitos da Serra da Cantareira. *Instituto de Pesquisas Technologicas de S. Paulo*. Boletim 18: 1-162.
- MORAES REGO, L. F. de. & ALMEIDA, F. F. M. de. 1946. Seção Geologica de Capela da Ribeira a Curitiba. Escola Politécnica de Universidade de São Paulo, *Separata de Geologia e Metalurgia*, São Paulo, Brasil, nº 3, p. 5 a 30.
- OLIVEIRA, A. I. de. & LEONARDOS, O. H. 1943. Geologia do Brasil. *Serviço de Informação Agrícola, Ministério da Agricultura*. Rio de Janeiro. Serie didática 2.
- OLIVEIRA, E. P. de. 1925. Analyses de Calcareos. *Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil. Ministério da Agricultura Industria e Commercio*. Boletim 10, p. 1-45.
- OLIVEIRA, E. P. de. 1927. Geologia e Recursos Mineraes do Estado do Paraná. *Serviço geológico e Mineralógico do Brasil*. Monographia.
- OLIVEIRA, E. P. 1939. “Orville A. Derby (1851-1915)”. Transcrito da Revista Brasileira de Geografia, ano I, nº 4, outubro de 1939. *In: Orville A. Derby 1851-1951 Alguns aspectos da sua obra*. Rio de Janeiro: DGM/DNPM. 1951. p. 13-15.
- OLIVEIRA, F. de P. 1887. Esboço Geológico da Região Compreendida entre os Rios Sorocaba e Tieté. *Relatório da Província de São Paulo, Comissão Geographica e Geológica*. Typographia a Vapor de Jorge Seckler & Comp. - São Paulo, 19 de novembro. p. 26-28.
- OLIVEIRA, F. de P. 1888. Relatório da Província de São Paulo, enviado ao Sr. Adalbert Orville Derby. *Comissão Geographica e Geológica de São Paulo*. 10 de dezembro, p. 35-42.
- OLIVEIRA, F. de P. 1892. Ouro em São Paulo. Contribuição para o estudo da mineração no Brazil. *Imprensa da Casa da Moeda – Republica dos Estados Unidos do Brazil*.
- PETRI, S & CAMPOS, D. de A. 2004. A Contribuição de Fernando Flávio Marques de Almeida para a Pesquisa Paleontológica no Brasil. *In: V. Mantesso-Neto., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R. & Brito Neves, B.B. (Organizadores): Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca Prod. Culturais, Capitulo XX: 347-353.
- PINTO, V. N. 1979. O Ouro Brasileiro e o Comércio Anglo-Português. *Edt. Brasiliiana*.
- PISSIS, M. A. 1848. Mémoire Sur La Position Geologique Des Terrains De La Partie Australe Du Brésil. *Academie des Sciences*, Paris.
- RATH, C. J. F. 1856. Fragmentos geológicos e geographicos etc para a parte physica da estatística das províncias de S. Paulo e Paraná. Exploradas a próprias expensas do autor,

começados no anno de 1845. *Typographia Imparcial, de Joaquim Roberto de Azevedo Marques*. 78 p.

RATH, C. J. F. 1871. Notícia ethnologica sobre um povo que já habitou a costa do Brasil, bem como seu interior, antes do dilúvio universal. *Revista do Instituto Histórico Geographico e Ethnographico do Brasil*. Tomo XXXIV, Parte Primeira. p. 287-298.

RENGER, F. E. 2005. O “Quadro Geognóstico do Brasil” de Wilhelm Ludwig Von Eschwege: Breves Comentários à sua Visão da Geologia no Brasil. *Geonomos* v. 13, nº 1-2, p. 91- 95.

SAINT-HILAIRE, A. de. 1822. II Viagem à Província de São Paulo e resumo da viagem ao Brasil, Província Cisplatina e Missões do Paraguai. *Biblioteca Histórica Brasileira*. Tradução Rubens Borba de Moraes.

SPIX, J. B.; MARTIUS, C. F. P. 1823. Viagem pelo Brasil. Tradução brasileira promovida pelo Instituto Histórico e Geográfico Brasileiro para a comemoração do seu centenário. 1938. Imprensa Nacional, Rio de Janeiro.

TAUNAY, A. de E. 1951. Derby e a História do Brasil. *In*: Orville A. Derby 1851-1951 Alguns aspectos da sua obra. Rio de Janeiro: DGM/DNPM. p. 51-52.

TAVORA FILHO, E. 1944. José Bonifácio Cientista, Professor e Técnico. Conferência lida na sala “José Bonifácio de Andrada e Silva” da Faculdade Nacional de Filosofia, no dia 26 de Agosto de 1943. *Coleção Estudos Brasileiros*, Rio de Janeiro.

TOSATTO, P. 2001. Orville A. Derby. “O Pai da Geologia do Brasil”. Departamento Nacional de Produção Mineral – DNPM (Museu de Ciências da Terra); CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Rio de Janeiro.

WEGENER, A. 1929. The Origen of Continents and Oceans. Translated by John Biram in 1966. *Dover Publications, Inc.* 247p.

ANEXO – II

(Fotos de Campo)

*Região com exposição de metawakes e metasiltilitos
(proximidades de Varzea Paulista)*

130/50 rumo do
mergulho

Metawakes e metasiltilitos (A) nas proximidades de Varzea Paulista. A exposição encontra-se preservada de alteração intempérica com a presença de “filitos” cinzas fortemente crenulados (B). Por vezes afetado por zonas de cisalhamento (C), relacionadas ao sistema de falhas Jundiuvira.

*Região com exposição de anfibolitos
(Anfibolito de Pirapora de Bom Jesus)*

Meta-micro grabros (anfibolito “de Pirapora do Bom Jesus”) com alteração intempérica proeminente (saprólitos). Com feições tipo lavas almofadadas (pillow-lavas - A e B). Ocorrências restritas de rocha com incipiente alteração, com estrutura maciça de coloração esverdeada (B).

*Região com exposição de meta-wake feldspáticos
e metarcóseos (Pirapora do Bom Jesus)*

Meta-wake feldspático (A) as margens do rio Tietê, próximo ao corpo anfibolítico de Pirapora de Bom Jesus. A exposição encontra-se bastante alterada (saprólitos cauliníticos), porém estão preservadas feições como: trama sedimentar com arcabouço rico em cristais de feldspato sustentado pela matriz caulinítica (B) e estratificações (basculadas) plano paralelas (C).

Região com exposição de meta-subarcóseos (Serra do Japi)

Meta-subarcóseos com frequentes intercalações de rochas metavulcânicas alteradas para a coloração ocre e roxo (A). Apesar da intensa deformação ainda estão preservadas feições do prótólito sedimentar (bandamento composicional -B e C)

*Região com exposição de meta-arenitos
e meta-arenitos feldspáticos (Pico do Jaraguá)*

105/30 rumo do mergulho

Antiga exploração da companhia Bombril (A) -Meta-quartzarenitos por vezes subarcoseanos com feições reliquias do protólito sedimentar, como: estratificações plano paralelas (C), e por vezes cruzadas (B).

*Região com exposição de anfibolitos e metatufos
(Anfibolito do Jaraguá)*

Meta-micro grabros (anfibolitos “do Jaraguá”) com alteração intempérica proeminente (saprólito e solo residual jovem A e B). Ocorrências restritas de metatufos (C) e tremolita mármores.

250/20 rumo do mergulho

Região com exposição de metaconglomerados e metarenitos feldspáticos (Morro Doce)

240/60 rumo do mergulho

Metaconglomerados polimíticos com clastos sustentados pelo arcabouço metarcoseano (A). Clatos de monzogranitos: porfíricos (B), inequigranulares (C), equigranulares (D); clasto de leucogranitos (E), clastos de metabásica (F) e clastos de quartzitos (G). Ocorrem intercalados com meta-wakes feldspáticos (H) com estruturas primárias (bandamento composicional).

*Região com exposição de metavulcânicas ácidas
intercaladas com metaconglomerados (Morro do Polvilho)*

Meta-traquidacitos porfiríticos da região do Morro do Polvilho (A), com fenocristais de feldspato preservando textura magmática (B). Por vezes afetados por intensa deformação (C). Ocorrem associados a metaconglomerados e metarcóseos.

ANEXO – III

(Fotomicrografias)

Fotomicrografias de Secções Delgadas

Fotomicrografias de secções delgadas de metassedimentos do Grupo São Roque com feições da petrotrama sedimentar preservadas: Meta-wake feldspáticos e metarcóseos com a presença de fragmentos líticos (menos que 1%). A e B - fragmentos de rochas metabásicas; C - fragmentos de quartzitos (intraclastos?). Polarizadores paralelos - lado direito, polarizadores cruzados - lado esquerdo.

Fotomicrografias de Secções Delgadas

Fotomicrografias de secções delgadas de metassedimentos do Grupo São Roque com feições da petrotrama sedimentar preservadas: A- meta-wake feldspático; B- meta-quartz wake; C- metasiltito (polarizadores paralelos - lado esquerdo, polarizadores cruzados - lado direito)

Fotomicrografias de Secções Delgadas

Fotomicrografias de secções delgadas de metassedimentos do Grupo São Roque com feições da petrotrama sedimentar parcialmente preservadas: A- meta-quartzo arenito; B- meta-subarcóseo; C- metarcóseo (polarizadores paralelos - lado esquerdo, polarizadores cruzados - lado direito)

Fotomicrografias de Secções Delgadas

Fotomicrografias de secções delgadas de meta-dolomitos impuros associados aos anfibolitos do Jaraguá, provavelmente parte do Grupo Serra do Itaberaba, ao julgar pela paragenese de mais alto grau metamórfico. Do=dolomita, Tr=tremolita, FI=flogopita e Op=opaco (metamorfismo progressivo); Cl=clorita e Tlc=talco (retrometamorfismo).

Fotomicrografias de Minerais Pesados

B e C -Secção delgada de grãos detríticos pesados extraídos de meta-quartzo arenitos da Serra do Japi, fração granulométrica de 0,125 a 0,25 mm (areia fina) -A, B e C polarizadores paralelos; A', B' e C' polarizadores cruzados. Em (A e A') fotomicrografias mostrando "linha de pesados" com zircões marcando antiga estratificação sedimentar

Fotomicrografias de Minerais Pesados

Secção delgada de grãos detríticos pesados extraídos de meta-quartzito arenitos da Serra do Pirucaia, fração granulométrica de 0,125 a 0,25 mm (areia fina) - A, B e C polarizadores paralelos; A', B' e C' polarizadores cruzados.

Fotomicrografias de Minerais Pesados

Secção delgada de grãos detríticos pesados extraídos de meta-quartzo arenitos do Pico do Jaraguá, fração granulométrica de 0,125 a 0,25 mm (areia fina) - A, B e C polarizadores paralelos; A', B' e C' polarizadores cruzados.

ANEXO – IV

(Zircões)

Pico do Jaraguá PJ-1M

Simbologia para diferentes tipos de análises.
Numeração correspondente no Anexo V

18* Química do zircão via LA-ICPMS

• 20 Química do zircão via Microsonda

62.1 Datação U-Pb via LA-MC-ICPMS

50* Mapa composicional via LA-ICPMS

(V)

(IV)

(III)

(II)

(I)

B

Pico do Jaraguá PJ-1M

B- (I)

Pico do Jaraguá PJ-1M

HV	WD	det	mag	田	500 μm
15.00 kV	16.2 mm	ETD	122 x		CPgeo

HV	WD	det	mag	田	500 μm
15.00 kV	16.2 mm	PMD	122 x		CPgeo

B- (I)

Pico do Jaraguá PJ-1M

B- (II)

Pico do Jaraguá PJ-1M

B- (II)

A B C D E F **Pico do Jaraguá PJ-1M**

B- (III)

Pico do Jaraguá PJ-1M

B- (III)

Pico do Jaraguá PJ-1M

B- (IV)

Pico do Jaraguá PJ-1M

B- (IV)

Pico do Jaraguá PJ-1M

B- (V)

Pico do Jaraguá PJ-1M

B- (V)

Serra do Japi JP-01

Simbologia para diferentes tipos de análises.
Numeração correspondente no Anexo V

- 18* Química do zircão via LA-ICPMS
- 20 Química do zircão via Microsonda
- 62.1 Datação U-Pb via LA-MC-ICPMS
- 50* Mapa composicional via LA-ICPMS

(V)

(IV)

(III)

(II)

(I)

Serra do Japi JP-01

A- (I)

Serra do Japi JP-01

A- (I)

Serra do Japi JP-01

A- (II)

Serra do Japi JP-01

A- (II)

Serra do Japi JP-01

A- (III)

Serra do Japi JP-01

A- (III)

Serra do Japi JP-01

A- (IV)

Serra do Japi JP-01

A- (IV)

Serra do Japi JP-01

A- (V)

Serra do Japi JP-01

HV	WD	det	mag	500 μm
15.00 kV	16.0 mm	ETD	170 x	CPgeo

HV	WD	det	mag	500 μm
15.00 kV	16.0 mm	PMD	170 x	CPgeo

A- (V)

Serra da Viúva VT-04

Simbologia para diferentes tipos de análises.
Numeração correspondente no Anexo V

- 18* Química do zircão via LA-ICPMS
- 20 Química do zircão via Microsonda
- 62.1 Datação U-Pb via LA-MC-ICPMS
- 50* Mapa composicional via LA-ICPMS

(IV)

(III)

(II)

(I)

A

Serra da Viúva VT-04

A- (I)

Serra da Viúva VT-04

A- (I)

Serra da Viúva VT-04

A- (II)

Serra da Viúva VT-04

HV	WD	det	mag	田	400 μm
15.00 kV	16.2 mm	ETD	185 x		CPgeo

HV	WD	det	mag	田	400 μm
15.00 kV	16.2 mm	PMD	185 x		CPgeo

Serra da Viúva VT-04

A- (III)

Serra da Viúva VT-04

HV	WD	det	mag	田	300 μm
15.00 kV	16.2 mm	ETD	271 x		CPgeo

HV	WD	det	mag	田	300 μm
15.00 kV	16.2 mm	PMD	271 x		CPgeo

Serra da Viúva VT-04

A- (IV)

Serra da Viúva VT-04

A- (IV)

Serra do Pirucaia JP-19

Simbologia para diferentes tipos de análises.
Numeração correspondente no Anexo V

18* Química do zircão via LA-ICPMS

20 Química do zircão via Microsonda

62.1 Datação U-Pb via LA-MC-ICPMS

50* Mapa composicional via LA-ICPMS

(VI)

(V)

(IV)

(III)

(II)

(I)

B

Serra do Pirucaia JP-19

B- (I)

Serra do Pirucaia JP-19

B- (I)

Serra do Pirucaia JP-19

B- (II)

Serra do Pirucaia JP-19

B- (II)

Serra do Pirucaia JP-19

B- (IV)

Serra do Pirucaia JP-19

Serra do Pirucaia JP-19

B- (V)

Serra do Pirucaia JP-19

B- (V)

Serra do Pirucaia JP-19

B- (VI)

Serra do Pirucaia JP-19

B- (VI)

Serra da Voturuna VT-03

Simbologia para diferentes tipos de análises.
Numeração correspondente no Anexo V

18* Química do zircão via LA-ICPMS

20 Química do zircão via Microsonda

62.1 Datação U-Pb via LA-MC-ICPMS

50* Mapa composicional via LA-ICPMS

(III)

(II)

(I)

C

Serra da Voturuna VT-03

C- (I)

Serra da Voturuna VT-03

HV	WD	det	mag	田	400 μm
15.00 kV	17.0 mm	ETD	190 x		CPgeo

HV	WD	det	mag	田	400 μm
15.00 kV	17.0 mm	PMD	190 x		CPgeo

C- (I)

Serra da Voturuna VT-03

C- (II)

Serra da Voturuna VT-03

C- (II)

Serra da Voturuna VT-03

C- (III)

Serra da Voturuna VT-03

C- (III)

Voturuna meta-wake feldspático VT-02

Simbologia para diferentes tipos de análises.
Numeração correspondente no Anexo V

18* Química do zircão via LA-ICPMS

20 Química do zircão via Microsonda

62.1 Datação U-Pb via LA-MC-ICPMS

50* Mapa composicional via LA-ICPMS

(III)

(II)

(I)

Voturuna meta-wake feldspático VT-02

A- (I e II)

Voturuna meta-wake feldspático VT-02

A- (I)

Voturuna meta-wake feldspático VT-02

A- (II)

Voturuna meta-wake feldspático VT-02

A- (II e III)

Voturuna meta-wake feldspático VT-02

A- (III)

Voturuna meta-wake feldspático VT-02

A- (III e IV)

Voturuna meta-wake feldspático VT-02

A- (IV)

ANEXO – V

(Tabelas)

Ponto	UTM E	UTM N	Rocha	Sn	Lineação	Sn + 1	Eixo de Dobra	Veio de Qtz	Clivagem	Fraturamento
MD 01 A - P	316059	7403271	Metaconglomerado	240/60						
MD-02A	314103	7399759	Granito porfirítico							
MD 03 A - E	315987	7402046	Metaconglomerado e rochas metabásicas							
MD 04 A	318084	7405836	Metarenitos feldspáticos							
MD 05 A - B	313267	7408894	Blocos de Metavulcânica Ácida e metaconglomerados	188/60				010/50		
MD 06	313394	7408756	Metavulcânica ácida	202/68					185/25	
MD 07	313324	7408822	Blocos de Metaconglomerado							
MD 08	313233	7408727	Metavulcânica ácida	190/65						
MD 09	313071	7408790	Metavulcânica ácida	190/65						
MD 10	313021	7408821	Metaconglomerado	175/75						
MD 11	312965	7408850	Metaconglomerado	184/85			270/30			
MD 12	312985	7408872	Metavulcânica ácida	180/48				194/80	194/80	
MD 13	312812	7408793	Metavulcânica ácida							
MD 14	313092	7408849	Metaconglomerado alterado	172/78						
MD 15	313164	7408827	Metavulcânica ácida alterada	206/40						
MD 16	313012	7407350	Granada gnaisse	168/45						
MD 17	312147	7404919	Metasiltito	234/80						
MD 18	313428	7405205	Metasiltito	219/30					220/55	
MD 19	313821	7404829	Metarenitos com intercalações de metabásicas	294/45						
MD 20	314754	7404111	Metarenitos com intrusões de pegmatitos com turmalina	212/35				38/60	138/85	38/80
MD 21	315174	7404058	Filitos com intercalações de metarenitos	202/25						
MD 22	313524	7409931	Granada xistos e metabásicas							
MD 23	315982	7402010	Metaconglomerado	240/63	120/70					
MD 24	314643	7406817	Hornblenda-granito porfirítico IC=15							
MD 25	315041	7406129	Metaconglomerado							
MD 26	315737	7404189	Metarcoseos com seixos esparços	45/30		105/60				
MD 27	315807	7404067	Metarcoseos com seixos esparços							
MD 28	314620	7406744	Hornblenda-granito porfirítico IC=15							
MD 29	314043	7405629	Filito com intercalações ócres e calciossilicática	95/16						
MD 30	314153	7405396	Granito alterado							
MD 31	314272	7405324	Filito xistoso com brilho sedoso	120/52						
MD 32	314257	7405214	Granito porfirítico							
MD 33	314737	7405860	Metarcoseo alterado	140/12						
MD 34	315361	7404981	Metaconglomerado	168/30						
MD 35	314814	7404769	Metarcoseo alterado com seixos esparços	100/42						
MD 36	318034	7405904	Metarcoseo + grosso com granulos	20/65					213/85	
MD 37	317759	7405720	Metarcoseo alterado	195/65					155/20	
MD 38	317881	7404626	Metarcoseo	305/10		215/44			275/88	
MD 39	318221	7404154	Metavulcânica básica							
MD 40	323851	7399868	Granito porfirítico							
MD 41	323134	7400868	Granito porfirítico	90/48						
MD 42	321574	7403101	Sienogranito porfirítico IC-8							
MD 43	321162	7404204	Anfibolito com brilho sedoso							
MD 44	321023	7404635	Anfibolito com brilho sedoso							
MD 45	320890	7405283	Mármore	180/43						
MD 46	320857	7405442	Anfibolito grosso							
MD 47	320812	7405324	Mármore	135/77						
MD 48	321083	7404086	Mármore	255/72						
JP 01	298021	7429527	Metarenito com grãos sub-arredondados	185/65						

Tabela 1: Dados e nomenclaturas de campo (notações de estruturas apresentadas como rumo do mergulho).

Ponto	UTM E	UTM N	Rocha	Sn	Lineação	Sn + 1	Eixo de Dobra	Veio de Qtz	Clivagem	Fraturamento
JP 02	298230	7429764	Metarenito feldspático com muscovita						310/30	
JP 03	298302	7429835	Metarenito com bandamento composicional	330/10		342/80				
JP 04	298532	7430139	Metarenito			182/65				
JP 05	302287	7428910	Metarenito com grão detríticos máficos	220/10	150/06					150/89
JP 06	302265	7429006	Metarenito	196/32						100/65
JP 07	301951	7428235	Metarenito feldspático com muscovita							
JP 08	301719	7428908	Metarenito intercalado com metarcoseo e metabásica	198/38						
JP 09	301708	7429153	Metarenito e rochas metabásicas	180/37						
JP 10	301478	7429505	Metarenito arcoseano com muscovita	190/48						
VT 01	292553	7408407	Calciossilicática e anfibolitos com pillow-lavas	115/83						
VT 02	294391	7409507	Metavulcânica ácida	220/78	135/15				80/89	
VT 03	292403	7407618	Metarenito feldspático							
VT 04	291762	7415086	Metarenito com intercalação de filito e metarenito	130/75						
JP 11	303052	7429963	Titanita granito equigranular							
JP 12	295905	7433290	Orto e Paragneisses	200/80	180/20					95/55
JP 13	304906	7430461	Gnaisses e Granitos	235/68			240/40	340/85		
JP 14	305247	7430189	Titanita granito							
JP 15	309845	7425847	biotita granito inequigranular fino a médio IC=5-7							
JP 16	300090	7437772	biotita granito inequigranular foliado (granada?)							
JP 17	337097	7428085	Migmatito	340/80	265/30		320/50			
JP 18	337635	7424344	Quatzo sienito milonítico							
JP 19	343185	7415800	Metarenito feldspático alterado							
JP 20	343014	7415629	Metarenito							
VZP01	310866	7432470	Metarenito Solo Residual Jovem	35/55						
VZP02	312470	7431320	Xisto Saprólito	165/60						
VZP03	312604	7431270	Biotita Xisto	90/80			145/40			
VZP05	313199	7431281	Metarenito arcoseano							
VZP06	311497	7430290	Gnaisse migmatítico (Solo residual maduro)							
VZP08	311862	7429682	Muscovita-biotita xisto (saprólito)							
VZP09	312102	7429017	Muscovita-biotita xisto (saprólito)							
VZP10	312545	7426369	Filito arenoso	130/50					195/75	
VZP11	314842	7424797	Metarenito fino	110/75					150/70	
VZP12	316671	7428912	Filito (alterado)							
VZP13	316219	7430960	Metarenito arcoseano							
VZP15	315858	7431340	Paragneisse (saprólito)	010/55						
VZP16	315259	7432125	Paragneisse (solo residual jovem)							
VZP17	312101	7432541	Biotita xisto	040/75						
VZP18	312294	7432888	Paragneisse	060/35						
ND-02A	262379	7379746	(Filito) Metasiltito							
ND-02B	262380	7397747	(Filito) Metasiltito							
ND-02C	262381	7397748	(Filito) Metasiltito							
ND-02D	262382	7397749	(Filito) Metasiltito							
ND-02E	262383	7397750	(Filito) Metasiltito							
ND-03A	257520	7406260	(Filito) Metasiltito							
ND-03B	257521	7406261	(Filito) Metasiltito							
ND-03C	257522	7406262	(Filito) Metasiltito							
ND-04A	309626	7413919	(Filito) Metasiltito							
ND-04B	309627	7413920	(Filito) Metasiltito							
ND-04C	309628	7413921	(Filito) Metasiltito							

Tabela 1: Dados e nomenclaturas de campo (notações de estruturas apresentadas como rumo do mergulho).

Ponto	UTM E	UTM N	Rocha	Sn	Lineação	Sn + 1	Eixo de Dobra	Veio de Qtz	Clivagem	Fraturamento
ND-05	308570	7428999	(Filtro) Metasiltito							
ND-06A	319165	7436854	(Filtro) Metasiltito							
ND-06B	319896	7437539	(Filtro) Metasiltito							
ND-07A	321771	7416457	(Filtro) Metasiltito							
ND-08	325858	7419151	(Filtro) Metasiltito							
ND-09	327737	7418835	(Filtro) Metasiltito							
ND-10	328703	7418754	(Filtro) Metasiltito							
ND-11	336534	7419704	(Filtro) Metasiltito							
PJ-01M	319737	7405016	(Quartzito) Metarenito							
PJ-01	320563	7404931	Colúvio com blocos de quartzitos							
PJ-02	320498	7404940	Colúvio com blocos de quartzitos							
PJ-03	321305	7405313	Anfibolito alterado							
PJ-04	320756	7405164	Metatufo de coloração verde (crenulado)	250/20						
PJ-05	320658	7404975	Anfibolito alterado	030/15						95/10
PJ-06	320637	7404933	Anfibolito alterado							95/10
PJ-07	320618	7405031	Anfibolito alterado							
PJ-08	320617	7405062	Anfibolito alterado							
PJ-09	320585	7405072	Anfibolito alterado em contato com a Formação São Paulo							
PJ-10	320474	7405062	Solo residual maduro (fragmentos de quartzitos)							
PJ-11	320516	7405078	Colúvio com blocos de quartzitos							
PJ-12	320608	7405048	(Quartzito) Metarenito	340/55		345/25				
PJ-13	320560	7404987	Solo residual maduro (fragmentos de quartzitos)							
PJ-14	320525	7405177	(Quartzito) Metarenito							90/subvertical
PJ-15	320548	7405247	(Quartzito) Metarenito	105/30		168/80				
PJ-16	320541	7405138	(Quartzito) Metarenito	010/35		190/35				

Tabela 1: Dados e nomenclaturas de campo (notações de estruturas apresentadas como rumo do mergulho).

	Meta-quartzo arenitos			Meta-subarcóseos			Metarcóseos	Meta-wake feldspáticos						
	PJ-01	JP-19	JP-20	VT-04	JP-01	JP-04	VT-03	MD-03a	MD-04a	MD-26b	MD-36	MD-01b	VT - 02	VZP-10
SiO ₂	98.17	97.34	95.31	92.49	93.31	90.26	77.84	74.07	73.91	75.89	75.16	70.85	75.27	65.74
Al ₂ O ₃	0.51	1.17	1.07	3.64	2.86	2.84	11.13	10.55	12.9	10.92	12.09	13.31	12.77	16.97
Fe ₂ O ₃ (t)	0.09	0.17	0.19	0.7	0.58	0.71	2.02	2.27	2.23	2.5	1.82	3.66	2.84	6.89
MnO	0.002	0.001	0.003	0.002	0.007	0.053	0.023	0.034	0.023	0.025	0.03	0.039	0.006	0.028
MgO	0.00	0.00	0.08	0.07	0.12	1.29	0.44	1.11	0.88	0.78	0.76	1.7	1.02	0.79
CaO	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	1.23	0.04	2.75	0.65	0.75	1.07	1.16		0.01
Na ₂ O						0.06	1.1	1.57	2.6	2.32	3.18	1.07		0.34
K ₂ O	0.27	0.17	0.87	1.35	1.84	1.91	5.15	3.63	4.2	3.98	3.8	4.85	3.93	4.69
TiO ₂	0.032	0.028	0.027	0.104	0.09	0.092	0.281	0.287	0.282	0.306	0.244	0.403	0.315	0.78
P ₂ O ₅	0.007	0.009	0.023	0.006	0.021	0.032	0.075	0.077	0.1	0.077	0.103	0.152	0.021	0.053
LOI	0.26	0.6	0.24	0.7	0.5	0.56	1.32	3.05	1.38	1.37	0.95	2.36	2.86	2.76
Total	99.3	99.4	97.8	99.0	99.3	99.0	99.4	99.3	99.1	98.9	99.2	99.5	99.0	99.0
Ba	53	28	134	123	314	384	1038	787	814	864	749	1088	951	792
Co							14	6				11		7
Cr							26	36	25	69	26	82	45	48
Cu								20		13	9	2		
Ga							14	14	17	14	14	17	13	21
Nb	1	1		3	4		8		6			12	7	16
Ni						6	10	7	10	12	11	16	11	33
Pb	2	16		1	3		9	5		22	7	5	1	14
Rb	7	9	28	24	35	33	125	131	124	130	94	172	116	178
Sc												6		14
Sr		4	23		9	33	41	184	106	108	159	68	10	44
Th	1	2		3	2		7	22	7	23	8	18	8	15
U	0	1		1	1	4	1		1	13	10	4	2	2
V			16	14			15	82	35	37	19	47	39	72
Y	6	2	4	10	6	11	33	15	15	12	53	18	12	42
Zn	3	2	4	2	2	6	22	30	9	34	8	70	18	51
Zr	70	63	55	133	196	222	166	175	177	187	153	242	151	172
La	6	6		10	8		46	37	31	37	189	35	30	50
Ce	10	12		19	23		62	42	53	48		94	48	77
Nd	4	4		7	6		40	18	23	21	116	29	23	39
Hf	1.9	1.9		3.8	4.7		4.8		4.7			5.2	4.2	5.0

Tabela 2: Geoquímica de metassedimentos do Grupo São Roque obtidos através de FRX. Campos em cinza representam teores obtidos via ICP-MS.

	Meta-quartzo wakes			Metassilitos												
	MD-38	ND-05A	VZP-11	ND-09	ND-07A	ND-07B	ND-04C	ND-06B	ND-03C	ND-03A	ND-03B	ND-10	ND-02B	ND-08	ND-04B	ND-04A
SiO ₂	69.14	68.75	66.95	55.18	55.18	59.84	62.47	61.91	55.75	46.93	60.97	61.79	48.44	60.99	63.85	57.62
Al ₂ O ₃	13.65	17.5	15.1	24.44	24.56	22.28	21.98	19.7	24.36	29.67	21.04	20.9	28.98	21.21	21.27	24.02
Fe ₂ O ₃ (t)	3.68	3.54	5.44	7.25	7.2	6.2	3.9	8.17	5.07	4.31	5.57	6.35	5.68	6.88	3.69	5.87
MnO	0.055	0.002	0.024	0.016	0.002	0.004	0.016	0.063	0.073	0.029	0.016	0.014	0.017	0.022	0.015	0.014
MgO	1.98	0.36	1.98	0.48	0.45	0.45	0.43	0.25	1.17	1.6	0.91	0.35	1.22	0.31	0.41	0.38
CaO	1.58	0.01	0.88			0.02	0.01		0.03				0.01	0.02	0.02	0.05
Na ₂ O	3.33	0.1	0.8	0.19	0.19	0.16	0.3	0.31	0.17	0.22	0.13	0.25	0.18	0.25	0.25	0.29
K ₂ O	3.47	3.89	3.65	5.85	5.43	4.9	5.21	3.77	6.93	9.79	5.54	4.53	8.21	4.42	4.88	4.77
TiO ₂	0.591	0.651	0.591	0.922	0.81	0.758	0.696	0.887	1029.00	1239.00	0.789	0.648	1085.00	0.695	0.657	0.769
P ₂ O ₅	0.212	0.089	0.098	0.07	0.073	0.069	0.059	0.073	0.04	0.054	0.05	0.043	0.068	0.082	0.53	0.036
LOI	1.64	4.01	3.97	5.15	5.56	5.08	4.24	4.6	4.74	4.61	4.54	4.5	5.5	4.41	4.36	5.86
Total	99.3	98.9	99.4	99.5	99.4	99.7	99.3	99.7	99.3	98.4	99.5	99.3	99.3	99.2	99.9	99.6
Ba	821	794	684	1338	983	873	995	611	1525	2383	1009	716	1905	770	941	859
Co	9		16					11		10			6			
Cr	45	105	72	189	120	117	117	96	125	155	101	113	170	140	100	159
Cu		20	28	21	24	22	19	28	10	8	24	26	20	23	21	11
Ga	15	26	19	35	36	31	32	26	35	50	28	29	42	31	30	32
Nb		15	14	18	14	14	14	15	23	28	18	11	26	15	13	15
Ni	19	11	36	20	23	20	23	42	17	21	19	14	29	25	27	29
Pb		6	24	14	7		5	6		81	13	15	8	21	19	8
Rb	95	185	154	174	283	254	255	102	293	382	226	236	329	162	248	203
Sc				17	19	17	15	16	21	26	16	17	22	17	14	19
Sr	196	94	71	59	85	79	74	32	38	65	28	59	65	98	71	63
Th	13	12	14	17	15	17	16	14	20	16	20	16	27	18	16	16
U	8	4	3	7	5	7	6	5	9	7	5	4	5	3	3	6
V	47	62	57	105	110	120	111	115	105	127	87	91	166	101	99	104
Y	28	35	18	37	33	30	18	33	45	46	48	30	90	19	11	23
Zn	66	17	86	53	47	55	23	30	48	73	46	45	55	94	28	34
Zr	182	167	195	219	133	129	108	191	280	327	186	119	234	136	106	143
La	59	208	46	74	102	48	64	78	22	72	92	69	211	12	58	57
Ce	87		90							64	81		199	23	39	
Nd	53	134	38	67	103	72	59	74	36	58	83	66	153	7	44	63
Hf			4.9								5.2		6.5	3.7	3.0	

Tabela 2 (continuação): Geoquímica de metassedimentos do Grupo São Roque obtidos através de FRX. Campos em cinza representam teores obtidos via ICP-MS.

	Meta-quartzo arenitos		Meta-subarcóseos		Metarcóseos	Meta-wake feldspáticos				Meta-quartzo wackes		Metassiltitos		
	PJ-01	JP-19	VT-04	JP-01	VT-03	MD-04a	MD-01b	VT - 02	VZP-10	VZP-11	ND-03B	ND-02B	ND-08	ND-04B
La	6.4	6.47	9.99	7.66	45.77	30.77	35.07	30.11	49.82	45.77	92.46	210.72	11.96	58.35
Ce	10.4	12.25	18.8	22.54	61.53	53.16	94.45	48.15	76.88	89.94	81.21	198.64	22.5	39.17
Pr	1.1	1.33	2.00	1.65	10.44	6.33	7.77	6.39	10.66	10.57	22.22	40.07	1.97	12.65
Nd	3.9	4.45	7.08	6.1	40.00	22.56	28.78	22.5	38.6	38.35	82.83	152.87	6.7	43.54
Sm	0.7	0.78	1.25	1.21	7.16	3.86	5.05	3.9	7.19	6.89	15.19	29.74	1.5	6.86
Eu	0.1	0.17	0.3	0.41	1.83	0.92	1.19	1.03	1.52	1.24	2.78	6.41	0.49	1.19
Gd	0.7	0.53	1.11	1.11	6.3	3.08	3.89	2.81	6.2	5.02	11.68	25.56	1.5	3.9
Tb	0.1	0.08	0.21	0.17	0.82	0.47	0.58	0.39	0.93	0.65	1.66	3.36	0.38	0.51
Dy	0.9	0.38	1.33	1.00	4.35	2.71	3.37	2.12	5.3	3.2	8.68	16.32	2.74	2.56
Ho	0.1	0.072	0.3	0.21	0.92	0.55	0.72	0.42	1.12	0.61	1.72	3.07	0.67	0.45
Er	0.5	0.19	0.93	0.6	2.59	1.52	1.9	1.18	3.2	1.71	4.72	8.07	2.03	1.24
Tm	0.08	0.03	0.15	0.09	0.37	0.21	0.28	0.18	0.47	0.26	0.71	1.15	0.33	0.18
Yb	0.54	0.2	1.05	0.66	2.29	1.41	1.86	1.22	3.2	1.8	4.3	6.84	2.07	1.2
Lan/Ybn	7.99	21.03	6.4	7.82	13.46	14.67	12.69	16.55	10.5	17.18	14.51	20.81	3.9	30.84
Lan/Sm	5.74	5.16	5.00	3.98	4.01	5.00	4.36	4.85	4.35	4.17	3.82	4.45	5.00	5.35
Eu/Eu*	0.81	0.8	0.79	1.07	0.83	0.81	0.82	0.95	0.69	0.64	0.63	0.711	0.96	0.7
Gdn/Ybn	1.15	2.09	0.85	1.36	2.22	1.76	1.69	1.85	1.57	2.26	2.19	3.02	0.62	2.49
ΣLREE	22.7	25.3	39.1	39.18	164.93	116.7	171.15	111.06	183.26	191.53	293.93	632.06	44.64	160.6
ΣHREE	3.2	1.5	5.1	3.88	17.67	9.98	12.63	8.35	20.48	13.27	33.5	64.4	9.84	10.17

Tabela 3: Elementos de Terras Raras de metassedimentos do Grupo São Roque obtidos via ICP-MS.

Meta-wake feldspáticos da região de Pirapora de Bom Jesus												
Microsonda nº	VT02 1	VT02 2	VT02 3	VT02 4	VT02 5	VT02 6	VT02 7	VT02 8	VT02 9	VT02 10	VT02 11	VT02 12
U-Pb nº	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Idades 207Pb/206Pb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
LA-ICPMS nº	1a	2a	3a	4b	5b	6b	7a	8b	9a	10b	11b	12a
Feições	nucleo	nucleo	nucleo	borda	borda	borda	nucleo	borda	nucleo	borda	borda	nucleo
SiO ₂	32.521	32.293	32.433	32.241	32.146	31.789	32.439	30.725	32.584	32.660	32.254	32.065
ZrO ₂	65.544	65.332	65.434	65.043	65.796	65.799	65.446	61.715	65.748	65.294	65.606	65.762
HfO ₂	1.266	1.301	1.249	1.754	1.382	1.349	1.210	1.246	1.198	1.536	1.218	1.162
P ₂ O ₅	0.084	0.055	0.066	0.106	0.075	0.104	0.044	0.019	0.058	0.086	0.088	0.080
ThO ₂	0.068	0.026	0.024	0.070	0.000	0.092	0.053	0.087	0.018	0.000	0.018	0.043
Al ₂ O ₃	0.042	0.009	0.011	0.011	0.010	0.004	0.000	0.042	0.006	0.000	0.006	0.014
La ₂ O ₃	0.035	0.000	0.000	0.000	0.071	0.000	0.000	0.000	0.000	0.016	0.038	0.000
Ce ₂ O ₃	0.000	0.000	0.005	0.006	0.008	0.000	0.064	0.016	0.000	0.042	0.000	0.031
MgO	0.007	0.022	0.012	0.023	0.002	0.000	0.020	0.013	0.025	0.007	0.018	0.021
CaO	0.007	0.011	0.000	0.000	0.015	0.006	0.000	0.039	0.002	0.000	0.012	0.000
FeO	0.000	0.000	0.027	0.000	0.011	0.000	0.038	0.662	0.000	0.000	0.057	0.016
Na ₂ O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	99.574	99.049	99.261	99.254	99.516	99.143	99.314	94.564	99.639	99.641	99.315	99.194

Tabela 4: Dados de química de zircão de metassedimentos do Domínio São Roque, obtidos via Microsonda Eletrônica.

	Meta-wake feldspáticos da região de Pirapora de Bom Jesus						Meta-subarcóseos de região da Serra do Japi					
Microsonda nº	VT02 13	VT02 14	VT02 15 a	VT02 15 b	VT02 16 a	VT02 16 b	JP01 1	JP01 2	JP01 3	JP01 4	JP01 5	JP01 6
U-Pb nº	-	-	-	-	-	-	4.1	45.1	11.2	6.1	9.2	-
Idades 207Pb/206Pb	-	-	-	-	-	-	2.4	2.0	1.7	2.0	1.9	-
LA-ICPMS nº	13b	14a	15a	15b	16a	16b	1a	2a	3a	4a	5b	-
Feições	borda	nucleo	nucleo	borda	nucleo	borda	nucleo	nucleo	nucleo	nucleo	borda	borda
SiO ₂	32.153	32.066	31.786	27.290	32.332	26.822	32.364	32.363	32.062	32.287	32.523	32.112
ZrO ₂	64.734	65.354	65.130	54.525	65.012	52.156	65.560	64.777	64.817	65.358	65.024	65.187
HfO ₂	1.173	1.168	1.146	1.345	1.341	2.080	1.170	1.402	1.835	1.309	1.615	1.220
P ₂ O ₅	0.089	0.082	0.065	0.377	0.026	0.765	0.087	0.098	0.063	0.052	0.084	0.128
ThO ₂	0.097	0.003	0.022	0.143	0.049	0.326	0.000	0.000	0.077	0.068	0.047	0.026
Al ₂ O ₃	0.000	0.019	0.015	0.713	0.000	1.322	0.003	0.000	0.000	0.014	0.016	0.010
La ₂ O ₃	0.000	0.008	0.003	0.008	0.074	0.051	0.012	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ce ₂ O ₃	0.059	0.006	0.000	0.080	0.000	0.304	0.000	0.000	0.000	0.064	0.036	0.019
MgO	0.001	0.014	0.000	0.089	0.008	0.064	0.016	0.012	0.012	0.012	0.006	0.011
CaO	0.000	0.000	0.000	1.047	0.008	1.300	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FeO	0.000	0.027	0.049	1.625	0.030	1.473	0.008	0.000	0.000	0.033	0.033	0.041
Na ₂ O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	98.306	98.747	98.216	87.242	98.880	86.663	99.220	98.652	98.866	99.197	99.384	98.754

Tabela 4: Dados de química de zircão de metassedimentos do Domínio São Roque, obtidos via Microsonda Eletrônica.

Meta-subarcóseos de região da Serra do Japi												
Microsonda nº	JP01 11	JP01 12	JP01 13	JP01 14 a	JP01 14 b	JP01 15	JP01 16 a	JP01 16 b	JP01 17	JP01 18	JP01 19	JP01 20
U-Pb nº	54.1	47.1	48.1	13.1	13.2	51.1	-	40.1	-	44.1	-	43.1
Idades 207Pb/206Pb	2.9	2.1	2.0	2.6	1.9	3.4	-	?	-	?	-	?
LA-ICPMS nº	11b	12a	13a	14a	14b	15a	16a	16b	17a	18b	19a	20a
Feições	borda	nucleo	nucleo	nucleo	borda	nucleo	nucleo	borda	nucleo	borda	nucleo	nucleo
SiO ₂	32.176	32.391	32.380	32.447	33.392	32.918	32.587	32.653	32.295	32.446	32.469	32.061
ZrO ₂	64.988	65.351	65.061	65.664	65.435	65.536	65.693	65.801	65.272	65.459	65.409	64.492
HfO ₂	1.295	1.296	1.244	1.376	1.250	1.678	1.340	1.177	1.496	0.906	1.426	1.675
P ₂ O ₅	0.206	0.125	0.029	0.039	0.108	0.098	0.032	0.064	0.102	0.108	0.112	0.045
ThO ₂	0.087	0.084	0.091	0.106	0.000	0.020	0.062	0.000	0.037	0.027	0.093	0.016
Al ₂ O ₃	0.000	0.016	0.016	0.001	0.029	0.000	0.003	0.003	0.000	0.000	0.012	0.008
La ₂ O ₃	0.016	0.005	0.000	0.000	0.026	0.023	0.021	0.000	0.000	0.058	0.000	0.000
Ce ₂ O ₃	0.000	0.014	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.078	0.000	0.000
MgO	0.027	0.008	0.000	0.000	0.017	0.010	0.012	0.030	0.000	0.008	0.007	0.018
CaO	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FeO	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.044	0.060	0.019	0.016	0.003	0.057	0.011
Na ₂ O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	98.798	99.290	98.831	99.633	100.257	100.327	99.810	99.747	99.218	99.093	99.585	98.326

Tabela 4: Dados de química de zircão de metassedimentos do Domínio São Roque, obtidos via Microsonda Eletrônica.

Meta-subarcóseos de região da Serra do Japi												
Microsonda nº	JP01 21 a	JP01 21 b	JP01 22	JP01 23	JP01 24	JP01 25 a	JP01 25 b	JP01 26	JP01 27	JP01 28	JP01 29	JP01 30
U-Pb nº	34.2	34.1	-	-	-	38.2	38.1	-	-	-	30.1	66.1
Idades 207Pb/206Pb	?	?	-	-	-	?	?	-	-	-	2.2	2.1
LA-ICPMS nº	21a	21b	22a	23a	24a	25a	25b	26b	27a	-	-	-
Feições	nucleo	borda	nucleo	nucleo	nucleo	nucleo	borda	metamítico	nucleo	nucleo	borda	borda
SiO ₂	31.839	32.416	32.095	31.824	32.322	32.364	32.373	32.155	32.326	32.539	32.275	32.162
ZrO ₂	64.489	65.655	64.649	64.467	64.823	65.331	65.186	64.615	65.692	65.784	65.538	64.860
HfO ₂	1.238	1.385	1.310	1.059	1.402	1.387	1.563	1.605	1.623	1.348	1.244	1.281
P ₂ O ₅	0.097	0.080	0.071	0.098	0.029	0.047	0.078	0.104	0.059	0.075	0.065	0.044
ThO ₂	0.062	0.054	0.057	0.098	0.000	0.031	0.000	0.069	0.060	0.022	0.046	0.000
Al ₂ O ₃	0.030	0.008	0.014	0.001	0.009	0.006	0.024	0.008	0.010	0.001	0.014	0.004
La ₂ O ₃	0.046	0.000	0.000	0.000	0.023	0.000	0.000	0.000	0.063	0.015	0.000	0.000
Ce ₂ O ₃	0.000	0.000	0.028	0.053	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.028
MgO	0.018	0.020	0.003	0.013	0.010	0.008	0.021	0.008	0.021	0.010	0.013	0.005
CaO	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000
FeO	0.014	0.014	0.066	0.082	0.085	0.000	0.005	0.011	0.074	0.036	0.038	0.000
Na ₂ O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	97.833	99.632	98.295	97.695	98.703	99.174	99.250	98.575	99.928	99.833	99.233	98.384

Tabela 4: Dados de química de zircão de metassedimentos do Domínio São Roque, obtidos via Microsonda Eletrônica.

Meta-quartzo arenitos de região da Serra do Pirucaia												
Microsonda nº	JP19 1	JP19 2	JP19 3	JP19 4 a	JP19 4 b	JP19 5	JP19 6 a	JP19 6 b	JP19 7	JP19 8	JP19 9	JP19 10
U-Pb nº	58.1	57.1	7.1	8.2	8.1	4.1	6.2	6.1	60.1	1.1	2.1	54.1
Idades 207Pb/206Pb	2.0	2.4	2.1	2.1	0.6	3.0	2.1	0.6	2.1	2.8	2.2	2.1
LA-ICPMS nº	1a	2a	3b	4a	4b	5a	6a	6b	7a	8b	9b	10b
Feições	nucleo	nucleo	borda	nucleo	borda	nucleo	nucleo	borda	nucleo	borda	borda	borda
SiO ₂	31.063	32.214	32.007	32.489	31.312	32.490	32.432	37.504	33.327	32.627	32.310	32.567
ZrO ₂	63.287	65.041	64.335	65.384	63.027	65.264	64.844	60.200	64.989	65.025	65.288	64.800
HfO ₂	1.532	1.517	1.549	1.769	1.567	1.274	1.430	1.565	1.007	1.268	1.350	1.393
P ₂ O ₅	0.291	0.108	0.137	0.174	0.111	0.061	0.097	0.097	0.045	0.076	0.064	0.019
ThO ₂	0.161	0.089	0.000	0.027	0.000	0.049	0.061	0.038	0.030	0.045	0.015	0.056
Al ₂ O ₃	0.290	0.000	0.080	0.009	0.024	0.008	0.001	0.007	0.009	0.011	0.023	0.006
La ₂ O ₃	0.000	0.049	0.033	0.000	0.068	0.031	0.013	0.000	0.086	0.000	0.007	0.025
Ce ₂ O ₃	0.026	0.000	0.012	0.000	0.016	0.000	0.000	0.016	0.000	0.000	0.023	0.028
MgO	0.017	0.021	0.026	0.024	0.000	0.015	0.018	0.007	0.024	0.014	0.017	0.003
CaO	0.044	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002	0.006	0.000	0.000
FeO	0.418	0.046	0.066	0.000	0.052	0.066	0.000	0.097	0.019	0.038	0.112	0.038
Na ₂ O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	97.129	99.085	98.245	99.876	96.177	99.258	98.896	99.532	99.538	99.110	99.209	98.935

Tabela 4: Dados de química de zircão de metassedimentos do Domínio São Roque, obtidos via Microsonda Eletrônica.

Meta-quartzo arenitos de região da Serra do Pirucaia												
Microsonda nº	JP19 11	JP19 12	JP19 13	JP19 14	JP19 15	JP19 16 a	JP19 16 b	JP19 17	JP19 18 a	JP19 18 b	JP19 19 a	JP19 19 b
U-Pb nº	16.1	17.1	14.1	53.1	52.1	46.2	46.1	48.1	44.1	-	38.2	38.1
Idades 207Pb/206Pb	3.0	2.4	2.3	2.9	2.2	2.3	2.2	2.1	2.5	-	1.9	0.7
LA-ICPMS nº	11a	12b	13b	14b	15a	16a	16b	17b	18a	18b	22 mapa	22 mapa
Feições	nucleo	borda	borda	borda	nucleo	nucleo	borda	borda	nucleo	borda	nucleo	borda
SiO ₂	32.718	32.490	32.241	32.656	32.858	32.466	32.659	32.658	32.604	32.699	32.527	32.320
ZrO ₂	64.500	65.587	64.546	65.103	65.181	65.459	65.186	65.435	65.472	65.377	65.349	64.211
HfO ₂	1.692	1.149	1.165	1.214	1.207	1.495	1.647	1.556	1.283	1.573	1.365	1.947
P ₂ O ₅	0.079	0.053	0.046	0.097	0.049	0.074	0.085	0.097	0.094	0.098	0.037	0.145
ThO ₂	0.009	0.011	0.053	0.123	0.000	0.000	0.050	0.000	0.000	0.000	0.107	0.037
Al ₂ O ₃	0.004	0.009	0.000	0.000	0.010	0.011	0.000	0.007	0.002	0.000	0.002	0.007
La ₂ O ₃	0.000	0.012	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.043	0.000	0.046	0.030
Ce ₂ O ₃	0.031	0.000	0.000	0.031	0.011	0.000	0.000	0.000	0.033	0.000	0.000	0.017
MgO	0.033	0.009	0.020	0.010	0.001	0.012	0.005	0.012	0.026	0.018	0.027	0.005
CaO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006	0.000	0.000
FeO	0.000	0.000	0.014	0.016	0.000	0.000	0.000	0.000	0.033	0.041	0.068	0.000
Na ₂ O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	99.066	99.320	98.085	99.250	99.317	99.517	99.632	99.765	99.590	99.812	99.528	98.719

Tabela 4: Dados de química de zircão de metassedimentos do Domínio São Roque, obtidos via Microsonda Eletrônica.

Meta-quartzo arenitos de região da Serra do Pirucaia											
Microsonda nº	JP19 20	JP19 21 a	JP19 21 b	JP19 22 a	JP19 22 b	JP19 23 a	JP19 23 b	JP19 24	JP19 25	JP19 26	JP19 27
U-Pb nº	40.1	-	-	-	-	30.1	-	27.1	19.1	18.1	22.1
Idades 207Pb/206Pb	2.1	-	-	-	-	2.5	-	1.9	2.1	2.0	2.6
LA-ICPMS nº	19b	-	-	24 mapa	24 mapa	-	-	21a	-	-	-
Feições	borda	nucleo	borda	nucleo	borda	nucleo	borda	nucleo	nucleo	nucleo	nucleo
SiO ₂	32.465	32.424	32.916	32.381	32.338	32.758	30.738	32.590	34.800	32.262	32.507
ZrO ₂	65.098	65.240	64.068	65.416	65.362	64.587	62.017	65.331	63.215	64.278	65.054
HfO ₂	1.438	1.155	1.937	1.512	1.405	1.178	1.912	1.221	1.371	0.945	0.918
P ₂ O ₅	0.183	0.048	0.106	0.122	0.020	0.065	0.258	0.064	0.091	0.092	0.060
ThO ₂	0.087	0.005	0.074	0.028	0.000	0.000	0.000	0.066	0.070	0.000	0.064
Al ₂ O ₃	0.000	0.032	0.086	0.002	0.000	0.000	0.066	0.005	0.022	0.008	0.029
La ₂ O ₃	0.000	0.020	0.002	0.064	0.000	0.008	0.000	0.000	0.000	0.033	0.000
Ce ₂ O ₃	0.000	0.000	0.055	0.000	0.026	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.030
MgO	0.018	0.010	0.002	0.003	0.016	0.000	0.000	0.024	0.010	0.018	0.022
CaO	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.030	0.000	0.000	0.000	0.000
FeO	0.014	0.000	0.060	0.000	0.046	0.030	0.000	0.008	0.060	0.019	0.066
Na ₂ O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	99.303	98.934	99.306	99.529	99.213	98.626	95.021	99.309	99.639	97.655	98.750

Tabela 4: Dados de química de zircão de metassedimentos do Domínio São Roque, obtidos via Microsonda Eletrônica.

Metarcóseos da região da Serra do Voturuna												
Microsonda n°	VT03 1	VT03 2 a	VT03 2 b	VT03 3	VT03 4	VT03 5	VT03 6	VT03 7	VT03 8	VT03 9	VT03 10	VT03 11
U-Pb n°	5.1	-	4.1	3.1	1.1	10.1	20.1	23.1	-	7.1	15.1	25.1
Idades 207Pb/206Pb	3.0	-	2.2	2.1	2.2	1.6	2.4	2.4	-	2.5	2.2	2.5
LA-ICPMS n°	1a	2a	2b	3a	5a	-	7a	6b	9a	11a	12b	13a
Feições	nucleo	nucleo	borda	nucleo	nucleo	borda	nucleo	borda	nucleo	nucleo	borda	nucleo
SiO₂	32.602	32.063	32.418	32.512	32.543	28.887	32.321	32.557	32.345	32.562	32.383	32.444
ZrO₂	65.082	64.139	65.508	65.573	65.221	58.601	65.094	65.387	64.908	65.419	65.556	64.980
HfO₂	1.270	1.549	1.428	1.289	1.230	1.668	1.563	1.164	1.389	1.280	0.958	1.243
P₂O₅	0.152	0.103	0.115	0.084	0.100	0.211	0.078	0.092	0.041	0.063	0.117	0.004
ThO₂	0.027	0.092	0.000	0.076	0.077	0.063	0.073	0.018	0.057	0.026	0.000	0.049
Al₂O₃	0.005	0.038	0.035	0.000	0.000	0.264	0.001	0.023	0.006	0.009	0.002	0.004
La₂O₃	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.046	0.000	0.007	0.000	0.000	0.000	0.000
Ce₂O₃	0.016	0.000	0.000	0.000	0.000	0.097	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
MgO	0.000	0.026	0.016	0.016	0.001	0.060	0.002	0.017	0.016	0.021	0.020	0.017
CaO	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.788	0.005	0.003	0.000	0.003	0.000	0.003
FeO	0.000	0.088	0.055	0.000	0.000	1.536	0.008	0.107	0.000	0.041	0.000	0.000
Na₂O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	99.154	98.098	99.577	99.550	99.172	92.221	99.145	99.375	98.762	99.424	99.036	98.744

Tabela 4: Dados de química de zircão de metassedimentos do Domínio São Roque, obtidos via Microsonda Eletrônica.

Metarcóseos da região da Serra do Voturuna											
Microsonda nº	VT03 12	VT03 13	VT03 14	VT03 15	VT03 16	VT03 17	VT03 18	VT03 19	VT03 20	VT03 21	VT03 22
U-Pb nº	24.1	27.1	29.1	30.1	35.1	37.1	40.1	46.1	55.1	61.1	66.1
Idades 207Pb/206Pb	1.7	2.9	2.5	2.0	2.9	2.5	2.5	2.0	2.3	2.2	2.7
LA-ICPMS nº	-	-	-	-	14a	-	-	17b	-	20b	-
Feições	nucleo	borda	borda	borda	nucleo	borda	nucleo	borda	nucleo	borda	nucleo
SiO₂	32.460	32.110	32.374	32.062	32.233	32.451	32.375	32.432	32.446	32.375	31.562
ZrO₂	65.171	64.730	65.209	64.186	64.877	64.864	64.721	64.899	64.572	64.551	63.459
HfO₂	1.574	1.544	1.494	1.248	1.312	1.717	1.453	1.285	1.561	1.195	1.239
P₂O₅	0.062	0.063	0.077	0.126	0.266	0.047	0.034	0.110	0.043	0.074	0.137
ThO₂	0.004	0.000	0.000	0.058	0.045	0.000	0.009	0.054	0.041	0.041	0.001
Al₂O₃	0.007	0.010	0.000	0.010	0.000	0.011	0.000	0.002	0.010	0.016	0.042
La₂O₃	0.008	0.000	0.025	0.000	0.041	0.000	0.000	0.010	0.079	0.000	0.000
Ce₂O₃	0.006	0.003	0.020	0.000	0.000	0.009	0.037	0.000	0.000	0.000	0.016
MgO	0.000	0.003	0.023	0.016	0.017	0.000	0.014	0.011	0.022	0.032	0.016
CaO	0.000	0.009	0.000	0.000	0.006	0.000	0.015	0.002	0.000	0.008	0.020
FeO	0.057	0.000	0.014	0.320	0.000	0.000	0.022	0.025	0.101	0.000	0.255
Na₂O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	99.349	98.472	99.236	98.026	98.797	99.099	98.680	98.830	98.875	98.292	96.747

Tabela 4: Dados de química de zircão de metassedimentos do Domínio São Roque, obtidos via Microsonda Eletrônica.

Meta-subarcóseos da região da Serra da Viúva												
Microsonda nº	VT04 1	VT04 2	VT04 3	VT04 4	VT04 5	VT04 6	VT04 7	VT04 8	VT04 9	VT04 10	VT04 11	VT04 12 a
U-Pb nº	10.1	1.1	9.1	7.2	-	4.1	6.1	14.1	5.1	13.1	12.1	-
Idades 207Pb/206Pb	2.9	2.2	2.4	2.5	-	2.2	1.8	2.2	2.2	1.8	2.2	-
LA-ICPMS nº	1b	2b	3a	4a	5a	6b	7b	8a	9a	10b	11b	12a
Feições	borda	borda	nucleo	nucleo	nucleo	borda	borda	nucleo	nucleo	borda	borda	nucleo
SiO₂	32.723	32.669	32.517	32.388	32.330	32.639	32.651	32.089	32.867	32.067	32.177	32.364
ZrO₂	65.481	65.191	65.060	64.787	64.777	65.531	65.379	64.595	65.403	64.058	65.307	64.822
HfO₂	1.308	1.159	1.310	1.033	1.360	1.223	1.372	1.147	1.284	1.700	1.069	1.532
P₂O₅	0.061	0.094	0.117	0.075	0.123	0.074	0.052	0.082	0.080	0.109	0.073	0.086
ThO₂	0.095	0.003	0.014	0.118	0.046	0.079	0.000	0.005	0.000	0.000	0.037	0.014
Al₂O₃	0.001	0.016	0.011	0.008	0.021	0.000	0.008	0.008	0.004	0.022	0.023	0.006
La₂O₃	0.033	0.023	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.008	0.061	0.000	0.010	0.013
Ce₂O₃	0.000	0.000	0.030	0.000	0.000	0.028	0.000	0.000	0.002	0.003	0.066	0.000
MgO	0.033	0.004	0.013	0.000	0.034	0.022	0.013	0.015	0.006	0.025	0.003	0.009
CaO	0.000	0.000	0.000	0.002	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FeO	0.038	0.027	0.000	0.000	0.047	0.000	0.000	0.049	0.025	0.000	0.000	0.057
Na₂O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	99.773	99.186	99.082	98.411	98.741	99.596	99.475	97.998	99.732	97.984	98.765	98.903

Tabela 4: Dados de química de zircão de metassedimentos do Domínio São Roque, obtidos via Microsonda Eletrônica.

Meta-subarcóseos da região da Serra da Viúva												
Microsonda nº	VT04 12 b	VT04 13	VT04 14	VT04 15	VT04 16	VT04 17	VT04 18	VT04 19	VT04 20	VT04 21	VT04 22	VT04 23
U-Pb nº	11.1	20.1	21.1	-	-	24.1	-	23.1	22.1	30.2	31.1	40.1
Idades 207Pb/206Pb	2.5	2.5	1.8	-	-	2.7	-	2.2	2.2	3.3	1.8	2.2
LA-ICPMS nº	12b	-	13b	14a	15a	17b	18a	19b	20b	-	21b	22a
Feições	borda	nucleo	borda	nucleo	nucleo	borda	nucleo	borda	borda	borda	borda	nucleo
SiO₂	32.415	31.969	32.217	32.437	32.441	32.774	32.591	32.673	32.542	32.246	32.774	32.517
ZrO₂	64.856	64.170	64.775	64.509	65.628	65.157	65.032	65.307	65.149	64.783	65.008	65.167
HfO₂	1.075	1.294	1.152	1.418	1.176	1.786	1.293	1.100	1.422	1.521	1.231	1.302
P₂O₅	0.108	0.078	0.071	0.078	0.066	0.083	0.046	0.072	0.092	0.037	0.053	0.112
ThO₂	0.079	0.061	0.053	0.037	0.000	0.053	0.000	0.043	0.000	0.100	0.042	0.018
Al₂O₃	0.012	0.000	0.017	0.019	0.014	0.015	0.000	0.000	0.000	0.029	0.016	0.002
La₂O₃	0.003	0.000	0.003	0.000	0.002	0.000	0.000	0.012	0.000	0.030	0.043	0.000
Ce₂O₃	0.000	0.064	0.000	0.094	0.000	0.072	0.011	0.000	0.019	0.062	0.000	0.042
MgO	0.016	0.019	0.022	0.014	0.012	0.014	0.011	0.009	0.020	0.017	0.016	0.014
CaO	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FeO	0.088	0.060	0.000	0.000	0.019	0.000	0.000	0.025	0.027	0.459	0.088	0.000
Na₂O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	98.652	97.715	98.312	98.606	99.358	99.954	98.984	99.241	99.271	99.284	99.271	99.174

Tabela 4: Dados de química de zircão de metassedimentos do Domínio São Roque, obtidos via Microsonda Eletrônica.

Meta-subarcóseos da região da Serra da Viúva												
Microsonda nº	VT04 24	VT04 25	VT04 26	VT04 27	VT04 28	VT04 29	VT04 30	VT04 31	VT04 32	VT04 33	VT04 34	VT04 35
U-Pb nº	41.1	42.1	36.1	38.1	44.1	47.1	54.1	-	57.1	63.1	-	64.1
Idades 207Pb/206Pb	2.3	2.2	1.8	2.3	2.0	2.2	2.3	-	2.2	2.3	-	2.3
LA-ICPMS nº	23b	24a	25b	26b	27a	31b	30b	29b	28b	-	-	34a
Feições	borda	nucleo	borda	borda	nucleo	borda	borda	borda	borda	borda	nucleo	nucleo
SiO₂	32.610	32.449	32.327	32.312	32.290	32.480	32.188	32.178	32.246	32.259	31.721	32.321
ZrO₂	65.293	64.901	64.703	64.016	64.286	64.400	64.501	64.354	63.630	64.379	63.725	64.581
HfO₂	1.355	1.388	1.218	1.325	1.253	1.027	1.101	1.282	1.380	1.152	1.550	1.324
P₂O₅	0.134	0.046	0.027	0.163	0.083	0.114	0.048	0.041	0.095	0.078	0.207	0.086
ThO₂	0.062	0.026	0.041	0.027	0.000	0.000	0.000	0.000	0.088	0.080	0.072	0.127
Al₂O₃	0.026	0.006	0.004	0.000	0.019	0.014	0.016	0.000	0.024	0.000	0.062	0.021
La₂O₃	0.000	0.035	0.000	0.040	0.000	0.056	0.002	0.007	0.000	0.000	0.000	0.036
Ce₂O₃	0.094	0.002	0.108	0.051	0.020	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.020	0.000
MgO	0.005	0.000	0.015	0.006	0.016	0.012	0.013	0.027	0.001	0.000	0.008	0.015
CaO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.017	0.000
FeO	0.047	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.074	0.005
Na₂O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	99.626	98.853	98.443	97.940	97.967	98.103	97.869	97.892	97.464	97.948	97.456	98.516

Tabela 4: Dados de química de zircão de metassedimentos do Domínio São Roque, obtidos via Microsonda Eletrônica.

	Serra da Viúva			Meta-quartzo arenitos da região do Pico do Jaraguá								
Microsonda nº	VT04 36	VT04 37	VT04 38	PJ1M 1	PJ1M 2	PJ1M 3	PJ1M 4	PJ1M 5	PJ1M 6	PJ1M 7	PJ1M 8	PJ1M 9
U-Pb nº	-	68.1	-	1.1	-	6.1	9.1	-	4.1	-	12.1	11.1
Idades 207Pb/206Pb	-	3.1	-	0.6	-	2.1	2.7	-	2.1	-	2.2	2.5
LA-ICPMS nº	33a	32b	-	1b	2a	3a	4a	5a	6b	7a	8a	9a
Feições	nucleo	borda	nucleo	borda	nucleo	nucleo	nucleo	nucleo	borda	nucleo	nucleo	nucleo
SiO ₂	32.582	32.498	32.397	31.917	31.991	32.383	32.179	32.588	32.513	32.594	32.400	32.325
ZrO ₂	64.978	65.036	65.020	64.380	65.124	64.491	64.368	65.184	65.278	65.311	65.301	64.948
HfO ₂	1.137	1.358	1.272	1.527	1.268	1.093	1.670	1.514	1.305	1.543	1.311	1.296
P ₂ O ₅	0.053	0.026	0.101	0.264	0.109	0.085	0.074	0.086	0.071	0.084	0.083	0.126
ThO ₂	0.115	0.083	0.000	0.031	0.077	0.014	0.076	0.005	0.043	0.022	0.000	0.046
Al ₂ O ₃	0.035	0.002	0.002	0.016	0.006	0.000	0.010	0.007	0.000	0.010	0.005	0.022
La ₂ O ₃	0.012	0.008	0.000	0.012	0.043	0.003	0.005	0.000	0.000	0.086	0.000	0.000
Ce ₂ O ₃	0.000	0.017	0.000	0.000	0.000	0.003	0.005	0.000	0.009	0.072	0.000	0.000
MgO	0.022	0.014	0.020	0.016	0.020	0.003	0.032	0.008	0.000	0.000	0.027	0.006
CaO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.008	0.000	0.000
FeO	0.016	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.022	0.085
Na ₂ O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	98.950	99.042	98.812	98.163	98.638	98.075	98.419	99.392	99.219	99.730	99.149	98.854

Tabela 4: Dados de química de zircão de metassedimentos do Domínio São Roque, obtidos via Microsonda Eletrônica.

Meta-quartzo arenitos da região do Pico do Jaraguá												
Microsonda nº	PJ1M 10	PJ1M 11	PJ1M 12	PJ1M 13	PJ1M 14	PJ1M 15	PJ1M 16	PJ1M 17	PJ1M 18	PJ1M 19	PJ1M 20	PJ1M 21
U-Pb nº	-	22.1	21.1	-	15.1	19.1	-	10.1	-	61.1	62.1	60.1
Idades 207Pb/206Pb	-	2.5	2.2	-	2.5	2.4	-	3.1	-	3.2	?	2.2
LA-ICPMS nº	10a	11a	12b	13a	14a	15a	16a	-	49 mapa	50 mapa	18a	17b
Feições	nucleo	nucleo	borda	nucleo	nucleo	nucleo	nucleo	nucleo	nucleo	nucleo	nucleo	borda
SiO ₂	32.470	32.101	31.729	31.631	32.402	32.192	32.368	32.620	32.461	32.578	32.516	32.456
ZrO ₂	65.848	64.460	64.139	64.300	64.662	64.196	64.441	65.104	64.376	64.599	65.236	65.056
HfO ₂	1.096	1.466	1.118	1.375	1.462	1.585	1.093	1.531	1.471	1.801	1.161	1.496
P ₂ O ₅	0.097	0.102	0.058	0.199	0.049	0.047	0.109	0.073	0.064	0.086	0.053	0.091
ThO ₂	0.038	0.000	0.000	0.054	0.000	0.053	0.019	0.050	0.008	0.076	0.057	0.000
Al ₂ O ₃	0.015	0.006	0.014	0.000	0.001	0.016	0.006	0.001	0.007	0.025	0.025	0.015
La ₂ O ₃	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.021	0.002	0.013	0.043	0.068	0.000
Ce ₂ O ₃	0.000	0.000	0.000	0.008	0.000	0.000	0.000	0.011	0.000	0.000	0.000	0.000
MgO	0.016	0.007	0.023	0.018	0.005	0.016	0.014	0.001	0.010	0.011	0.000	0.006
CaO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FeO	0.022	0.063	0.014	0.003	0.000	0.126	0.074	0.000	0.079	0.055	0.082	0.118
Na ₂ O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	99.602	98.205	97.095	97.588	98.581	98.231	98.145	99.393	98.489	99.274	99.198	99.238

Tabela 4: Dados de química de zircão de metassedimentos do Domínio São Roque, obtidos via Microsonda Eletrônica.

Meta-quartzo arenitos da região do Pico do Jaraguá												
Microsonda nº	PJ1M 22	PJ1M 23	PJ1M 24	PJ1M 25	PJ1M 26	PJ1M 27	PJ1M 28	PJ1M 29	PJ1M 30	PJ1M 31	PJ1M 32	PJ1M 33
U-Pb nº	-	-	-	28.1	29.1	-	-	-	36.1	23.1	35.1	-
Idades 207Pb/206Pb	-	-	-	2.7	2.2	-	-	-	2.2	2.2	2.5	-
LA-ICPMS nº	19b	-	20b	21a	22a	23a	24a	25b	26b	29a	27b	32a
Feições	borda	metamítico	borda	nucleo	nucleo	nucleo	nucleo	borda	borda	nucleo	borda	nucleo
SiO ₂	32.616	29.363	32.433	32.522	32.343	32.323	32.242	32.241	32.463	32.555	32.395	31.981
ZrO ₂	65.142	61.402	64.324	64.267	64.983	64.831	65.292	64.440	65.120	64.977	64.244	64.397
HfO ₂	1.231	1.699	1.244	1.685	1.251	1.301	1.196	1.536	1.464	1.044	1.467	1.827
P ₂ O ₅	0.053	1.131	0.045	0.202	0.096	0.105	0.105	0.094	0.042	0.034	0.064	0.239
ThO ₂	0.065	0.266	0.087	0.016	0.054	0.033	0.000	0.118	0.058	0.019	0.000	0.018
Al ₂ O ₃	0.008	0.611	0.022	0.007	0.004	0.001	0.009	0.008	0.003	0.008	0.000	0.089
La ₂ O ₃	0.000	0.079	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.015	0.005	0.015	0.056	0.086
Ce ₂ O ₃	0.014	0.128	0.000	0.000	0.000	0.033	0.067	0.000	0.000	0.000	0.022	0.005
MgO	0.027	0.022	0.009	0.014	0.015	0.023	0.018	0.000	0.036	0.000	0.019	0.016
CaO	0.007	0.295	0.000	0.003	0.001	0.006	0.000	0.004	0.000	0.003	0.000	0.013
FeO	0.000	0.831	0.071	0.000	0.033	0.038	0.011	0.000	0.060	0.005	0.000	0.202
Na ₂ O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	99.163	95.827	98.235	98.716	98.780	98.694	98.945	98.456	99.251	98.660	98.267	98.873

Tabela 4: Dados de química de zircão de metassedimentos do Domínio São Roque, obtidos via Microsonda Eletrônica.

Meta-quartzo arenitos da região do Pico do Jaraguá												
Microsonda nº	PJ1M 34	PJ1M 35	PJ1M 36	PJ1M 37 a	PJ1M 37 b	PJ1M 38 a	PJ1M 38 b	PJ1M 39	PJ1M 40	PJ1M 41	PJ1M 42	PJ1M 43
U-Pb nº	-	40.1	-	-	45.1	48.1	-	46.1	-	47.1	-	-
Idades 207Pb/206Pb	-	2.2	-	-	2.0	2.8	-	2.9	-	2.7	-	-
LA-ICPMS nº	33a	34a	39b	51 mapa	51 mapa	-	-	40a	41b	-	38a	37a
Feições	nucleo	nucleo	borda	nucleo	borda	nucleo	borda	nucleo	metamítico	nucleo	nucleo	nucleo
SiO ₂	32.702	32.692	32.627	32.235	32.288	32.223	32.589	32.441	23.202	32.230	32.318	32.571
ZrO ₂	65.079	65.601	65.122	64.484	64.513	64.705	65.257	65.022	50.946	65.020	64.889	64.698
HfO ₂	1.184	0.977	1.178	1.417	1.946	1.547	1.419	1.151	1.353	1.358	1.258	1.533
P ₂ O ₅	0.043	0.071	0.061	0.269	0.134	0.166	0.105	0.108	2.431	0.131	0.055	0.043
ThO ₂	0.000	0.061	0.069	0.114	0.000	0.060	0.056	0.000	0.081	0.000	0.031	0.098
Al ₂ O ₃	0.000	0.000	0.006	0.087	0.024	0.030	0.025	0.015	1.342	0.022	0.024	0.023
La ₂ O ₃	0.000	0.000	0.038	0.000	0.000	0.000	0.000	0.058	0.000	0.068	0.008	0.000
Ce ₂ O ₃	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.011	0.000	0.000	0.125	0.005	0.000	0.005
MgO	0.003	0.009	0.001	0.012	0.023	0.005	0.014	0.030	0.026	0.000	0.002	0.010
CaO	0.000	0.000	0.000	0.015	0.000	0.000	0.006	0.000	0.438	0.002	0.000	0.000
FeO	0.000	0.000	0.090	0.200	0.000	0.038	0.000	0.027	8.448	0.000	0.000	0.005
Na ₂ O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	99.011	99.411	99.192	98.833	98.928	98.785	99.471	98.852	88.392	98.836	98.585	98.986

Tabela 4: Dados de química de zircão de metassedimentos do Domínio São Roque, obtidos via Microsonda Eletrônica.

Meta-quartzo arenitos da região do Pico do Jaraguá									
Microsonda nº	PJ1M 44 a	PJ1M 44 b	PJ1M 45 a	PJ1M 45 b	PJ1M 46	PJ1M 47	PJ1M 48	PJ1M 49	PJ1M 50
U-Pb nº	-	52.1	-	-	56.1	-	59.1	57.1	-
Idades 207Pb/206Pb	-	3.3	-	-	2.0	-	2.1	2.0	-
LA-ICPMS nº	43a	43b	42a	42b	44b	45a	-	47a	46a
Feições	nucleo	borda	nucleo	borda	borda	nucleo	nucleo	nucleo	nucleo
SiO ₂	32.606	32.666	32.100	31.868	32.483	32.460	32.770	32.376	32.062
ZrO ₂	65.371	65.165	64.606	64.323	64.965	65.107	65.316	64.633	64.842
HfO ₂	1.505	1.491	1.574	1.608	1.068	1.325	1.657	1.462	1.625
P ₂ O ₅	0.057	0.122	0.159	0.212	0.111	0.059	0.025	0.039	0.061
ThO ₂	0.093	0.052	0.000	0.016	0.004	0.000	0.051	0.062	0.095
Al ₂ O ₃	0.009	0.010	0.042	0.070	0.011	0.000	0.012	0.020	0.008
La ₂ O ₃	0.010	0.000	0.000	0.059	0.000	0.017	0.056	0.000	0.000
Ce ₂ O ₃	0.000	0.034	0.000	0.017	0.000	0.003	0.000	0.006	0.034
MgO	0.009	0.010	0.022	0.008	0.014	0.006	0.031	0.031	0.014
CaO	0.000	0.000	0.026	0.021	0.000	0.000	0.000	0.011	0.000
FeO	0.066	0.033	0.200	0.227	0.000	0.025	0.000	0.003	0.030
Na ₂ O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	99.726	99.583	98.729	98.429	98.656	99.002	99.918	98.643	98.771

Tabela 4: Dados de química de zircão de metassedimentos do Domínio São Roque, obtidos via Microsonda Eletrônica.

Meta-subarcóseos de região da Serra do Japi												
LA-ICPMS nº	1a	2a	3a	5a	6a	7a	8a	10a	11a	12a	13a	14a
U-Pb nº	4.10	45.10	11.20	9.10	2.10	5.10	8.10	10.10	54.10	47.10	48.10	13.10
Idades 207Pb/206Pb	2.42	2.06	1.76	1.58	3.07	2.64	2.51	2.02	2.93	2.12	2.06	2.62
Feições	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Si	200727.68	145020.00	110915.30	146820.25	157521.73	180624.91	185125.53	155021.38	192126.50	184025.38	174524.07	170523.52
Zr	535000.00	401000.00	300500.00	387300.00	442900.00	473700.00	477500.00	428900.00	507800.00	481000.00	454100.00	451900.00
Hf	9890.00	9900.00	9950.00	9860.00	9910.00	9825.00	10010.00	9930.00	9977.00	9990.00	9950.00	9910.00
Sc	818.00	614.00	437.00	621.00	676.00	712.00	709.00	652.00	918.00	730.00	660.00	637.00
Ca	570.32	410.23	883.49	638.36	936.52	890.50	1409.79	634.35	2494.39	1100.61	959.53	1440.80
Y	521.00	380.50	920.00	638.00	975.00	815.00	1535.00	643.00	2786.00	875.00	1030.00	1586.00
P	210.10	131.50	133.60	185.70	264.70	308.00	206.30	163.50	792.99	367.00	174.20	207.20
Yb	156.70	103.00	363.00	199.90	304.00	248.30	438.00	163.50	1078.00	265.90	252.00	413.00
Al	23.80	21.64	19.45	14.02	339.98	119.99	24.80	16.08	50.00	19.70	23.90	18.80
Fe	4.70	46.50	3.94	1.25	190.00	5.50	11.10	2.98	7.80	3.40	6.90	2.96
Na	2.83	5.68	6.44	3.45	6.30	6.50	3.75	3.05	5.90	4.00	5.82	1.93
Mg	0.06	0.11	0.03	0.05	96.01	0.47	0.06	0.05	3.50	0.13	0.06	0.19
Pb	13.09	72.50	58.00	28.01	16.50	14.94	83.60	36.50	32.07	6.97	48.20	25.90
Sr	0.63	0.55	0.94	0.66	0.90	0.98	1.16	0.64	2.11	1.17	0.84	1.06
La	0.01	0.04	0.02	0.02	0.02	0.04	0.11	0.02	0.02	0.06	0.03	0.03
Ce	9.85	18.34	19.85	30.34	14.66	51.60	35.18	18.63	14.85	25.63	9.88	9.49
Pr	0.09	0.07	0.07	0.05	0.03	0.11	0.27	0.10	0.05	0.15	0.22	0.17
Nd	1.47	1.12	1.09	1.06	0.75	1.95	4.23	1.71	1.22	2.29	3.86	3.63
Sm	3.00	2.22	2.28	2.72	2.28	3.94	8.08	3.36	4.56	4.15	6.80	7.29
Eu	0.59	0.56	0.15	0.43	0.43	1.00	1.72	0.38	2.15	1.05	0.18	1.22
Gd	13.06	10.67	11.94	14.13	16.60	19.20	37.80	16.10	38.93	20.25	30.50	39.60
Th	61.20	364.80	353.50	141.00	54.50	55.70	325.00	193.00	102.80	28.60	243.00	98.00
Dy	45.50	34.59	67.90	55.20	86.30	76.20	141.00	58.10	229.40	79.60	104.00	154.90
Ho	16.17	11.78	28.26	20.38	33.20	27.70	50.10	20.30	99.40	29.72	35.50	56.00
Er	71.60	50.66	145.30	90.00	146.40	118.30	216.60	87.50	478.90	127.30	142.00	229.60
U	92.60	502.30	487.00	136.70	79.80	88.90	462.00	281.00	385.50	32.30	424.00	161.70
Lu	27.88	18.24	67.90	37.70	55.20	43.10	75.60	31.20	191.70	47.40	42.40	68.60
Ta	0.69	0.81	7.26	1.60	0.97	1.81	2.21	1.91	0.74	1.21	1.08	1.71
Nb	22.74	17.39	28.97	19.29	20.16	23.19	23.72	21.04	23.30	22.87	19.69	21.80
Ga	0.38	0.62	0.70	1.02	0.66	1.77	1.25	0.66	0.52	0.89	0.39	0.42
Tb	4.07	3.17	4.92	4.81	6.52	6.50	12.20	5.18	16.67	6.71	9.40	13.56
Tm	15.89	10.78	36.58	20.68	33.00	26.30	47.20	18.26	110.20	28.47	29.30	46.80

Tabela 5: Dados de química de zircão de metassedimentos do Domínio São Roque, obtidos via LA-Q-ICPMS. Campos em cinza representam cristais com assinaturas de zircões de gabros tipo MORB.

Meta-subarcóseos de região da Serra do Japi												
LA-ICPMS nº	14b	15a	16a	17a	17b	18a	19a	20a	21b	22a	22b	23a
U-Pb nº	13.20	51.10	-	-	56.10	44.10	57.10	43.10	34.10	-	59.10	-
Idades 207Pb/206Pb	1.92	3.44	-	-	2.32	?	-	?	?	-	2.65	-
Feições	borda	núcleo	núcleo	núcleo	borda	núcleo	núcleo	núcleo	borda	núcleo	borda	núcleo
Si	174124.02	186125.67	172823.84	157521.73	165622.84	182725.20	157321.70	145520.07	166722.99	176724.37	142519.66	183825.35
Zr	464000.00	521000.00	481000.00	441000.00	429000.00	522000.00	430000.00	390000.00	467000.00	489000.00	388000.00	498000.00
Hf	9900.00	9930.00	9980.00	9820.00	10000.00	9970.00	10010.00	9950.00	10060.00	9884.00	10070.00	9970.00
Sc	693.00	832.00	740.00	770.00	769.00	794.00	634.00	567.00	673.00	712.00	544.00	724.00
Ca	676.38	618.34	249.14	902.50	1891.05	606.34	689.38	495.28	613.34	1070.60	557.31	730.41
Y	677.00	640.00	204.40	978.00	1994.00	613.00	730.00	477.00	648.00	1174.00	562.00	508.00
P	272.00	192.00	87.90	491.00	651.99	220.60	219.00	149.00	151.60	217.60	137.00	158.00
Yb	223.00	175.00	49.20	288.00	497.00	129.70	218.40	149.00	168.10	290.00	155.00	130.00
Al	19.70	15.82	21.00	42.90	248.39	23.30	62.00	78.00	20.50	16.91	16.50	539.98
Fe	2.60	0.90	30.60	2.70	463.00	5.70	11.50	119.00	3.90	1.04	2.70	5.10
Na	2.90	2.64	3.26	3.03	11.40	2.69	4.10	6.60	3.54	4.00	3.80	25.00
Mg	0.17	0.05	0.14	0.16	0.66	0.16	2.70	0.20	0.19	0.21	0.17	0.38
Pb	11.65	12.02	11.09	8.15	12.68	17.90	25.00	24.60	15.74	20.41	20.03	11.50
Sr	0.72	0.70	0.43	0.86	1.88	0.59	1.40	0.71	0.65	0.87	0.61	0.91
La	0.02	0.01	0.02	0.01	3.43	0.05	4.60	1.54	0.01	0.07	0.07	0.03
Ce	12.40	12.44	5.06	6.10	121.20	58.70	33.00	42.00	9.21	10.91	12.11	6.70
Pr	0.05	0.07	0.04	0.03	4.39	0.32	1.00	1.91	0.08	0.25	0.23	0.07
Nd	0.95	1.25	0.72	0.78	30.30	5.16	4.30	11.20	1.44	3.64	1.96	1.27
Sm	2.33	2.62	1.57	2.54	31.10	7.59	3.06	4.50	3.26	6.78	2.46	2.06
Eu	0.37	0.77	0.60	0.30	15.63	2.53	0.40	1.54	0.18	0.61	0.22	0.26
Gd	13.70	14.70	6.69	16.50	80.00	26.90	14.54	11.10	15.92	33.30	12.90	11.80
Th	58.10	36.80	62.30	37.70	90.00	98.60	121.00	130.00	84.00	78.10	85.80	58.10
Dy	60.10	56.20	16.90	88.30	250.00	67.00	62.10	37.90	60.30	115.70	49.10	44.90
Ho	22.40	20.40	5.65	33.40	75.20	20.77	23.62	14.80	21.65	40.20	18.60	16.60
Er	99.40	87.90	23.90	148.50	284.70	78.30	105.30	66.60	91.30	163.80	78.90	69.60
U	176.10	54.10	313.00	98.00	166.10	62.60	89.20	438.00	168.00	64.60	119.00	78.10
Lu	37.00	33.90	9.52	51.70	79.40	21.90	40.00	26.80	29.80	49.60	27.50	23.70
Ta	1.80	0.75	0.65	0.44	0.57	0.92	1.41	3.54	2.13	0.62	1.40	0.49
Nb	22.60	22.31	20.72	18.99	20.90	23.40	21.30	21.94	24.60	21.97	18.90	21.50
Ga	0.38	0.45	0.17	0.22	4.78	2.00	1.37	1.54	0.34	0.42	0.40	0.38
Tb	4.91	4.87	1.71	6.83	26.41	7.06	5.03	3.27	5.26	10.35	4.07	3.87
Tm	22.30	18.50	5.09	31.40	58.30	14.88	23.58	15.10	18.89	33.91	17.10	14.50

Tabela 5: Dados de química de zircão de metassedimentos do Domínio São Roque, obtidos via LA-Q-ICPMS. Campos em cinza representam cristais com assinaturas de zircões de gabros tipo MORB.

	Meta-subarcóseos de região da Serra do Japi							Meta-quartzo arenitos da região do Pico do Jaraguá				
LA-ICPMS nº	23b	24a	25a	27a	mapa	mapa	mapa	?	2a	3a	4a	5a
U-Pb nº	60.10	37.10	38.20	28.10	14.20	17.10	?	?	7.10	6.10	9.10	3.10
Idades 207Pb/206Pb	2.09	-	?	2.18	3.17	1.98	?	?	2.24	2.11	2.74	2.07
Feições	borda	núcleo	núcleo	núcleo	mapa	mapa	mapa	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Si	193126.64	177324.46	150620.77	177024.42	156121.53	166622.98	127717.61	145920.13	128217.68	136118.77	97613.46	107214.79
Zr	511000.00	481100.00	415000.00	486000.00	460000.00	470000.00	364000.00	421000.00	458000.00	497000.00	357000.00	417000.00
Hf	10030.00	9970.00	9910.00	9850.00	9950.00	9940.00	9750.00	9980.00	9890.00	10000.00	9940.00	9950.00
Sc	748.00	679.00	599.00	747.00	651.00	668.00	504.00	587.00	710.00	729.00	515.00	663.00
Ca	1293.72	974.54	366.20	2501.39	511.29	823.46	441.25	550.31	593.33	902.50	580.32	911.51
Y	1422.00	1064.00	366.40	794.00	542.00	949.00	492.00	530.00	570.00	932.00	604.00	970.00
P	223.60	174.00	122.40	809.99	139.30	141.70	74.20	149.00	194.60	185.00	132.40	210.30
Yb	314.00	258.00	106.70	261.00	151.50	231.00	160.00	140.00	185.70	243.00	244.00	217.00
Al	379.98	18.80	32.00	3899.82	23.10	14.90	21.50	58.00	18.40	16.10	12.13	12.58
Fe	120.00	5.10	4.00	20.60	8.70	1.30	11.60	21.00	1.23	0.01	5.90	0.77
Na	33.00	2.74	5.10	21.20	17.10	3.90	9.50	11.70	1.07	1.10	0.51	0.74
Mg	100.01	0.06	0.06	4.50	1.60	0.31	1.80	23.00	0.13	0.12	0.47	0.17
Pb	29.50	24.90	15.31	34.50	11.59	10.12	8.68	14.50	8.51	8.93	33.00	22.90
Sr	0.99	0.80	0.52	4.70	0.62	0.75	0.69	0.62	0.66	0.77	0.70	0.71
La	0.12	0.03	0.06	2.80	0.05	0.02	0.03	0.04	0.01	0.03	0.01	0.02
Ce	11.26	11.42	14.32	39.00	8.10	10.76	8.80	5.10	13.26	5.04	18.76	16.51
Pr	0.62	0.26	0.06	1.10	0.10	0.18	0.06	0.15	0.07	0.28	0.07	0.16
Nd	9.36	4.59	0.72	6.60	1.72	3.71	1.13	2.07	1.14	5.22	1.20	3.74
Sm	13.23	7.47	1.13	5.50	2.90	6.51	1.32	3.00	2.48	8.50	2.33	8.02
Eu	1.21	0.42	0.11	1.48	0.22	0.73	0.23	0.30	0.43	0.73	0.46	0.71
Gd	51.30	34.10	6.46	19.10	14.08	29.80	8.40	13.30	12.66	34.20	10.56	35.40
Th	142.60	126.70	74.60	160.00	64.10	48.90	50.40	60.00	42.50	48.40	136.30	129.00
Dy	151.20	108.70	29.70	67.20	50.30	94.70	38.20	50.00	52.30	106.00	49.00	114.00
Ho	48.70	37.00	11.54	25.60	18.11	33.00	14.87	16.90	18.72	34.50	19.35	36.20
Er	186.90	147.80	51.80	114.50	78.60	130.90	75.00	73.00	83.30	133.00	93.10	137.20
U	136.00	212.00	186.50	186.00	105.00	78.60	220.00	78.00	73.30	81.90	213.90	45.50
Lu	53.30	42.90	19.48	50.90	28.50	42.60	31.70	25.00	30.80	38.30	44.10	34.70
Ta	0.47	2.16	1.13	0.81	1.28	0.84	1.72	1.14	0.51	0.94	0.84	0.60
Nb	22.10	25.18	18.92	21.70	22.39	22.50	18.80	20.25	19.23	22.20	15.53	18.30
Ga	0.72	0.47	0.48	1.83	0.30	0.54	0.22	0.26	0.50	0.33	0.64	0.68
Tb	14.97	10.08	2.34	5.92	4.48	8.65	3.05	4.20	4.39	9.90	3.93	10.70
Tm	37.10	29.70	11.05	26.30	16.39	26.80	16.86	15.30	18.57	26.10	22.66	25.50

Tabela 5: Dados de química de zircão de metassedimentos do Domínio São Roque, obtidos via LA-Q-ICPMS. Campos em cinza representam cristais com assinaturas de zircões de gabros tipo MORB.

Meta-quartzito arenitos da região do Pico do Jaraguá												
LA-ICPMS nº	6b	7a	8a	9a	9b	10a	11a	11b	12b	13a	13b	14a
U-Pb nº	4.10	5.10	12.10	11.10	-	13.10	22.10	-	21.10	-	14.10	15.10
Idades 207Pb/206Pb	2.10	2.11	2.21	2.47	-	2.94	2.54	-	2.22	-	2.21	2.52
Feições	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	borda	núcleo	núcleo	borda	núcleo	núcleo	borda	núcleo
Si	121516.76	129817.90	124917.23	124917.23	125017.24	139219.20	117916.26	133018.35	129417.85	129467.86	122016.83	118716.37
Zr	464000.00	436000.00	465000.00	436000.00	417000.00	502000.00	423000.00	438000.00	488000.00	449500.00	431000.00	431000.00
Hf	9850.00	9900.00	9800.00	9890.00	10275.00	9850.00	9920.00	10740.00	9890.00	9950.00	9700.00	9890.00
Sc	660.00	627.00	691.00	660.00	603.50	757.00	592.00	630.00	752.00	708.00	660.00	656.00
Ca	584.33	661.37	713.40	906.51	980.55	452.25	611.34	550.31	883.49	1213.68	1020.57	366.20
Y	591.00	675.00	728.00	944.00	958.00	448.00	604.00	505.00	899.00	1321.50	1139.00	350.00
P	132.50	104.00	302.00	275.90	294.00	202.90	180.00	230.00	140.40	508.00	507.00	88.10
Yb	158.00	191.20	236.00	317.30	306.00	114.10	200.40	200.00	269.00	447.50	440.00	120.00
Al	14.66	14.90	30.00	15.00	60.35	41.20	14.81	71.00	16.00	15.70	32.00	14.84
Fe	2.20	14.90	2.50	9.40	91.00	5.20	3.90	84.00	1.74	2.05	29.00	2.50
Na	3.50	1.32	1.70	2.01	11.70	3.80	2.36	22.00	3.05	1.84	11.90	1.40
Mg	0.40	0.36	0.66	0.73	5.10	1.03	0.25	2.30	0.35	0.38	3.00	0.16
Pb	16.77	20.70	4.74	94.50	75.50	15.23	12.20	10.60	21.20	71.45	44.50	5.46
Sr	0.63	0.66	0.72	0.87	1.12	0.56	0.67	1.15	0.88	1.06	1.07	0.55
La	0.02	0.03	0.01	0.06	0.65	0.04	0.02	1.90	0.05	0.08	0.29	0.01
Ce	9.77	7.68	22.00	76.00	79.50	22.60	8.36	18.00	3.41	61.70	47.50	7.72
Pr	0.12	0.10	0.11	0.21	0.87	0.07	0.03	1.60	0.32	0.38	0.59	0.05
Nd	2.19	1.70	1.93	3.78	7.90	1.66	0.57	7.00	4.74	6.11	4.90	1.11
Sm	3.99	3.36	3.66	6.54	7.95	3.16	1.40	4.10	6.90	9.51	7.10	2.20
Eu	0.21	0.21	0.97	0.86	1.52	1.32	0.19	1.40	0.87	2.68	1.60	0.76
Gd	16.40	16.24	16.40	25.62	27.55	13.18	9.47	11.40	26.70	36.75	27.80	8.80
Th	93.20	106.00	24.40	418.00	389.00	65.70	51.50	55.00	110.40	346.50	218.00	24.80
Dy	56.20	62.70	69.50	90.90	97.35	42.50	50.50	44.00	92.30	137.40	111.00	29.10
Ho	19.60	22.77	25.20	31.26	33.07	13.48	19.94	16.60	32.01	47.90	38.30	10.40
Er	81.50	95.10	109.90	135.00	136.00	54.60	91.00	75.30	133.60	202.85	179.20	47.30
U	123.40	139.20	25.70	388.00	341.55	93.00	124.10	125.00	148.70	244.50	180.00	45.90
Lu	25.10	30.10	39.10	52.60	55.00	19.40	33.20	35.40	45.90	69.55	65.00	22.20
Ta	0.93	0.64	0.92	2.35	2.41	0.67	1.76	1.54	0.34	1.72	1.81	0.32
Nb	21.17	19.31	21.54	22.99	21.35	22.36	20.91	22.70	20.90	24.45	23.00	18.36
Ga	0.44	0.29	0.76	2.65	3.05	0.79	0.29	0.63	0.26	2.23	1.59	0.26
Tb	5.16	5.33	5.74	8.05	8.70	4.00	3.76	4.40	8.32	11.70	9.30	2.62
Tm	16.50	19.99	24.06	30.91	30.65	11.78	20.14	17.93	28.60	44.35	42.60	11.04

Tabela 5: Dados de química de zircão de metassedimentos do Domínio São Roque, obtidos via LA-Q-ICPMS. Campos em cinza representam cristais com assinaturas de zircões de gabros tipo MORB.

Meta-quartzo arenitos da região do Pico do Jaraguá												
LA-ICPMS nº	15a	16a	17a	17b	18a	18b	19a	19b	20b	22a	23a	24a
U-Pb nº	19.10	18.10	-	60.10	62.10	-	63.10	-	27.10	29.10	30.10	-
Idades 207Pb/206Pb	2.44	1.77	-	2.20	2.77	-	2.16	-	2.72	2.20	3.39	-
Feições	núcleo	núcleo	núcleo	borda	núcleo	borda	núcleo	borda	borda	núcleo	núcleo	núcleo
Si	100413.85	129717.89	116516.07	112015.45	128617.74	124417.16	117716.24	63408.75	98663.61	127817.63	105214.51	112915.57
Zr	352000.00	499000.00	430000.00	426000.00	463000.00	462000.00	425000.00	229000.00	370000.00	490000.00	397000.00	437000.00
Hf	9900.00	9980.00	9730.00	9900.00	9790.00	9910.00	9935.00	9820.00	10055.00	10030.00	9872.00	9790.00
Sc	525.00	725.00	643.00	624.00	708.00	697.00	611.00	323.00	661.00	733.00	552.80	621.00
Ca	496.28	637.36	731.41	2431.36	1290.72	1560.87	1438.80	950.53	1419.29	646.36	2038.14	924.52
Y	498.00	682.00	808.00	860.00	1400.00	1484.00	1574.00	800.00	1525.00	656.00	2221.00	996.00
P	101.80	162.10	244.00	1849.98	235.00	449.00	335.50	490.00	744.49	195.00	441.00	256.80
Yb	200.30	188.00	246.00	210.00	436.00	392.00	434.00	252.00	570.50	213.00	650.00	322.00
Al	28.00	21.10	18.10	3499.84	17.50	269.99	80.60	319.99	232.19	17.40	20.90	17.70
Fe	308.00	1.40	9.80	780.00	6.50	244.00	85.55	430.00	226.80	4.00	13.20	10.60
Na	8.50	3.60	4.60	103.99	15.10	55.00	6.90	45.00	54.14	4.00	3.20	3.70
Mg	20.20	0.27	0.55	26.00	1.23	12.60	2.70	14.10	7.08	1.02	0.50	0.75
Pb	27.60	4.21	24.20	990.00	36.10	29.30	48.40	12.20	6.07	18.90	19.31	16.30
Sr	0.69	0.64	0.82	243.00	1.19	2.56	1.55	1.65	2.17	0.76	1.55	0.92
La	0.04	0.03	0.09	38.00	0.02	4.80	2.34	7.40	4.10	0.02	0.02	0.02
Ce	6.99	7.08	16.10	118.00	26.70	63.00	29.00	68.00	30.94	12.94	21.99	15.40
Pr	0.03	0.20	0.23	14.90	0.23	6.00	2.01	9.00	3.81	0.07	0.07	0.07
Nd	0.41	3.35	2.91	71.00	4.20	33.00	11.79	51.00	18.61	1.40	1.55	1.37
Sm	1.10	4.76	4.20	24.70	7.30	17.90	9.06	19.00	8.74	2.90	4.92	3.10
Eu	0.34	0.57	0.53	8.90	1.72	7.10	1.48	8.10	3.38	0.65	0.80	0.19
Gd	7.07	20.90	20.50	56.00	35.00	57.00	37.75	46.00	31.65	14.80	36.80	17.40
Th	129.30	28.80	127.00	177.00	182.00	218.00	207.50	180.00	86.40	103.10	64.40	68.90
Dy	38.90	69.20	78.40	132.00	144.00	169.00	154.45	115.00	144.70	61.40	210.00	87.90
Ho	15.62	23.70	27.50	32.90	50.60	53.10	54.75	31.00	54.25	22.78	82.10	34.10
Er	76.70	97.40	116.60	122.00	216.00	205.00	233.50	112.00	244.00	97.40	360.00	152.50
U	660.00	43.80	213.10	298.00	211.00	227.00	317.50	491.00	161.35	138.70	133.90	132.00
Lu	35.70	31.30	40.90	42.60	69.00	62.00	65.70	48.10	98.70	37.20	105.00	52.50
Ta	1.65	0.71	2.32	1.40	0.83	0.87	2.56	3.70	2.50	0.62	6.37	1.99
Nb	16.56	22.40	22.90	21.60	22.10	22.60	24.50	13.00	21.25	22.70	40.00	22.25
Ga	0.21	0.37	0.62	6.70	0.95	2.92	1.36	3.70	1.46	0.48	0.77	0.54
Tb	2.92	6.17	7.03	13.90	11.70	17.80	13.03	12.90	11.92	5.15	14.97	6.93
Tm	18.41	19.50	25.20	24.50	44.50	42.60	46.25	23.60	57.35	22.10	72.00	33.60

Tabela 5: Dados de química de zircão de metassedimentos do Domínio São Roque, obtidos via LA-Q-ICPMS. Campos em cinza representam cristais com assinaturas de zircões de gabros tipo MORB.

Meta-quartzo arenitos da região do Pico do Jaraguá												
LA-ICPMS nº	24b	25a	25b	26a	27a	27b	28a	29a	30a	32a	32b	33b
U-Pb nº	31.10	32.10	-	36.10	-	35.10	34.10	23.10	?	-	38.10	39.10
Idades 207Pb/206Pb	2.69	2.48	-	2.21	-	2.51	2.36	2.19	?	-	2.12	2.22
Feições	borda	núcleo	borda	núcleo	núcleo	borda	núcleo	núcleo	borda	núcleo	borda	borda
Si	112015.45	109615.12	114915.85	106214.65	114815.84	105514.55	130518.00	123016.97	99833.77	90912.54	96513.31	117716.24
Zr	401000.00	394000.00	405000.00	404900.00	420000.00	397000.00	421000.00	478000.00	355000.00	367000.00	363000.00	473000.00
Hf	10530.00	9960.00	9900.00	9813.00	9780.00	9610.00	10060.00	9870.00	9870.00	9900.00	10030.00	9860.00
Sc	590.00	568.00	600.00	574.40	609.00	600.00	618.00	708.00	513.00	546.00	634.00	691.00
Ca	1420.79	770.43	641.36	1480.83	358.20	710.40	599.33	799.45	2221.24	347.19	1750.98	854.48
Y	1500.00	805.00	636.00	1492.50	362.00	590.00	579.00	857.00	1530.00	320.00	1270.00	832.00
P	500.00	235.00	320.00	547.00	116.60	420.00	233.00	170.00	1719.99	181.00	1849.98	502.00
Yb	461.00	281.00	234.00	443.50	115.00	141.00	264.00	246.00	340.00	67.50	248.00	195.20
Al	159.99	14.09	75.00	752.97	14.00	269.99	24.90	14.74	1329.94	64.00	1229.94	333.98
Fe	1120.01	8.40	580.00	288.20	1.90	240.00	3.10	3.40	1660.01	136.00	2390.01	1680.01
Na	37.60	1.96	37.00	47.22	2.06	59.99	6.60	-0.35	135.99	8.10	178.98	63.99
Mg	9.80	0.34	12.50	29.66	0.30	8.20	1.14	0.16	38.00	5.10	25.60	3.90
Pb	29.00	31.10	17.00	66.25	5.32	9.90	12.40	13.30	47.20	15.68	45.90	19.10
Sr	3.00	0.82	1.29	2.59	0.49	1.66	0.76	0.79	6.60	0.62	4.16	1.14
La	6.50	0.03	1.40	3.72	0.01	4.60	0.01	0.01	51.00	1.50	53.90	4.70
Ce	56.00	42.30	31.60	69.75	11.36	39.00	21.50	10.06	260.00	12.00	297.00	43.10
Pr	5.30	0.07	1.30	4.89	0.03	5.00	0.07	0.13	34.00	1.30	36.00	3.80
Nd	34.00	1.15	6.30	31.70	0.59	25.00	0.67	2.56	157.00	5.50	162.00	26.30
Sm	12.00	2.58	4.20	14.70	1.43	12.50	1.38	4.88	41.00	2.15	38.50	14.30
Eu	3.70	0.51	1.14	5.29	0.42	4.30	0.51	0.73	17.10	0.32	13.70	4.48
Gd	45.00	14.80	13.30	43.60	7.99	29.00	8.50	24.10	90.00	9.22	91.00	36.40
Th	150.00	139.90	103.00	435.50	24.90	330.00	51.00	70.70	650.00	86.00	314.00	397.00
Dy	177.00	69.40	54.30	152.25	29.00	75.00	46.20	88.40	199.00	30.30	169.00	102.70
Ho	60.00	26.37	21.50	49.55	11.36	19.30	17.90	30.60	52.00	9.17	41.90	28.80
Er	219.00	119.70	91.10	215.85	51.40	81.00	86.90	128.60	175.00	38.10	141.00	112.20
U	230.00	191.90	217.00	394.30	46.40	126.00	109.00	146.90	860.00	531.00	942.00	126.00
Lu	83.00	47.50	40.40	76.15	21.60	25.70	50.80	41.10	49.20	11.10	41.90	35.30
Ta	2.87	2.74	2.53	3.23	0.47	0.53	0.75	0.76	4.37	0.98	0.89	0.66
Nb	24.50	23.50	21.40	26.49	19.10	19.30	20.60	22.60	25.80	17.40	18.90	23.82
Ga	2.70	1.45	1.29	3.16	0.37	1.47	0.67	0.43	13.20	0.52	14.50	2.15
Tb	15.90	5.49	4.70	13.70	2.43	7.80	3.28	7.77	22.10	2.90	20.90	10.40
Tm	46.20	27.90	22.85	45.70	11.24	15.40	22.80	26.20	34.10	7.51	26.70	21.55

Tabela 5: Dados de química de zircão de metassedimentos do Domínio São Roque, obtidos via LA-Q-ICPMS. Campos em cinza representam cristais com assinaturas de zircões de gabros tipo MORB.

Meta-quartzo arenitos da região do Pico do Jaraguá												
LA-ICPMS nº	33a	34a	35b	35a	36b	36a	37a	38a	39a	40a	42a	43a
U-Pb nº	-	40.10	41.10	-	42.10	-	-	43.10	44.10	46.10	-	52.10
Idades 207Pb/206Pb	-	2.22	2.70	-	2.36	-	-	2.71	3.35	2.92	-	3.31
Feições	núcleo	núcleo	borda	núcleo	borda	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Si	131918.19	140019.31	172023.73	177024.42	103014.21	123917.09	151420.88	161822.32	190026.21	191026.35	167023.04	132818.32
Zr	505300.00	487000.00	463000.00	464000.00	326000.00	341000.00	449300.00	494000.00	498000.00	519000.00	426000.00	404000.00
Hf	9920.00	9630.00	9690.00	10200.00	9680.00	10060.00	9980.00	10020.00	9940.00	10120.00	10090.00	10010.00
Sc	751.00	742.00	685.00	636.00	489.00	484.00	640.00	682.00	670.00	741.00	702.00	550.00
Ca	913.51	505.28	2681.49	790.44	4122.30	1460.81	840.47	1080.60	920.51	1290.72	1400.78	911.51
Y	1003.00	510.00	1830.00	860.00	3060.00	1221.00	930.00	1320.00	1050.00	1600.00	1070.00	1023.00
P	210.00	169.00	1899.98	210.00	4369.96	1299.99	490.00	261.10	296.00	321.00	1009.99	390.00
Yb	248.00	165.00	371.00	253.00	750.00	370.00	157.00	355.00	295.00	307.00	211.00	365.00
Al	22.70	19.00	1519.93	48.00	3699.83	919.96	220.99	22.00	86.00	22.40	679.97	163.99
Fe	29.00	1.00	1390.01	47.00	4080.02	1650.01	680.00	13.60	58.00	27.00	3090.02	166.00
Na	7.90	10.20	249.98	6.10	509.96	119.99	42.00	3.29	34.80	3.00	113.99	70.29
Mg	0.62	0.56	22.20	1.35	29.00	25.50	11.30	2.03	4.20	1.29	18.90	7.60
Pb	18.13	24.90	64.00	63.00	49.00	24.40	102.00	13.50	58.40	12.00	118.00	16.50
Sr	0.87	0.68	4.20	1.02	14.40	5.36	1.46	1.14	1.36	1.02	20.00	1.32
La	0.29	0.02	51.00	1.32	131.00	40.50	7.70	0.08	1.00	0.15	40.00	5.00
Ce	20.68	11.30	270.00	20.20	730.00	212.00	111.00	5.95	37.20	19.90	159.00	30.90
Pr	0.50	0.02	35.00	0.82	106.00	27.10	5.20	0.24	1.02	0.87	19.50	4.31
Nd	7.48	1.14	160.00	4.70	510.00	128.00	31.10	2.77	6.70	15.10	96.00	28.00
Sm	10.05	1.56	47.00	3.08	130.00	32.50	17.80	5.69	6.30	22.30	32.80	9.20
Eu	1.87	0.54	18.00	0.76	55.00	14.20	5.40	0.92	2.20	4.50	8.40	3.68
Gd	38.90	11.40	97.00	14.20	267.00	77.00	52.30	31.60	30.00	79.00	65.00	25.30
Th	106.30	113.00	620.00	249.00	493.00	320.00	658.00	57.30	215.00	44.90	113.00	185.00
Dy	109.60	42.30	222.00	63.00	390.00	136.00	107.00	123.00	92.00	186.00	126.00	85.90
Ho	36.00	16.30	60.00	26.10	93.00	39.10	30.60	45.00	32.70	53.00	35.00	31.50
Er	142.00	72.40	220.00	113.00	332.00	148.00	107.00	191.00	145.00	195.00	122.00	152.00
U	69.30	212.00	760.00	380.00	1300.00	736.00	441.00	99.50	268.00	80.00	492.00	231.00
Lu	42.80	27.60	60.70	46.80	136.00	74.10	27.30	62.40	50.80	49.10	34.10	75.10
Ta	0.59	0.65	2.22	2.40	17.20	16.50	1.07	1.29	1.89	1.53	1.03	2.26
Nb	23.53	22.90	25.00	22.70	29.00	23.90	21.95	23.00	24.60	25.30	21.40	20.00
Ga	0.90	0.36	15.50	0.66	41.00	10.60	4.19	0.27	1.34	1.12	8.00	1.61
Tb	10.51	3.55	25.00	5.00	53.00	17.40	12.20	10.40	8.70	20.40	15.10	7.79
Tm	27.30	16.10	43.30	27.00	72.00	34.80	20.00	40.00	32.50	36.60	24.70	35.50

Tabela 5: Dados de química de zircão de metassedimentos do Domínio São Roque, obtidos via LA-Q-ICPMS. Campos em cinza representam cristais com assinaturas de zircões de gabros tipo MORB.

	Pico do Jaraguá			Meta-quartzo arenitos de região da Serra do Pirucaia								
LA-ICPMS nº	45a	47b	47a	1a	2a	3a	4a	5a	5b	7a	8a	9a
U-Pb nº	55.10	-	57.10	58.10	57.10	7.10	8.20	4.10	-	60.10	1.10	2.10
Idades 207Pb/206Pb	2.61	-	2.03	2.02	2.42	2.21	2.14	3.01	-	2.17	2.85	2.23
Feições	núcleo	borda	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	borda	núcleo	núcleo	núcleo
Si	173023.86	184025.38	192026.48	136118.77	140419.37	129917.92	132918.33	160622.15	143819.84	189626.15	141919.57	164522.69
Zr	456000.00	479000.00	495000.00	384000.00	406600.00	372800.00	372100.00	461000.00	411000.00	562000.00	405700.00	480000.00
Hf	9850.00	9920.00	10010.00	9940.00	9880.00	10025.00	10090.00	9981.00	9930.00	10090.00	9990.00	10100.00
Sc	617.00	606.00	653.00	553.00	587.00	557.30	581.00	694.00	598.00	788.00	570.00	707.00
Ca	1040.58	530.30	430.24	760.42	449.25	1071.60	838.47	866.48	335.19	399.22	415.23	628.35
Y	1240.00	408.00	440.00	850.00	491.00	1221.00	937.00	977.00	353.00	446.00	444.00	650.00
P	226.00	248.00	175.00	280.00	180.70	482.00	411.60	255.00	133.00	110.00	107.00	191.00
Yb	360.00	75.80	85.00	140.00	141.80	337.00	267.20	210.00	93.20	212.00	134.00	170.00
Al	24.00	95.00	46.00	126.99	16.30	45.00	23.67	14.66	17.20	24.30	133.99	589.97
Fe	24.30	79.00	3.40	55.00	2.32	17.90	2.34	2.30	18.40	31.70	44.00	58.00
Na	5.40	35.00	44.00	17.40	2.88	5.45	1.41	3.40	3.31	5.80	19.00	13.00
Mg	1.83	2.90	3.35	7.80	0.05	2.00	0.11	0.05	0.08	0.11	13.00	8.10
Pb	24.20	28.70	35.40	33.30	22.82	35.40	18.01	53.80	22.20	30.70	21.00	29.70
Sr	0.88	1.42	0.83	0.76	0.57	0.97	0.79	0.78	0.52	0.65	0.68	0.81
La	0.08	1.90	0.24	0.07	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00	0.19	0.50
Ce	19.70	64.10	67.20	6.55	12.36	4.72	22.50	24.46	15.50	4.18	25.60	23.80
Pr	0.34	2.10	0.90	0.24	0.05	0.10	0.06	0.15	0.03	0.06	0.33	0.60
Nd	5.20	11.90	8.40	3.90	0.80	1.65	1.11	2.90	0.42	0.70	2.93	5.00
Sm	8.90	7.00	9.30	12.40	1.34	4.11	3.14	5.93	1.13	1.10	3.61	6.65
Eu	0.56	2.40	2.60	6.90	0.23	0.15	0.19	1.25	0.24	0.39	1.46	1.83
Gd	38.00	16.80	25.70	51.00	7.50	24.74	20.22	29.90	6.70	4.78	12.50	21.80
Th	105.00	262.00	177.00	183.00	106.00	186.20	89.80	198.00	90.60	167.00	100.00	200.00
Dy	130.00	41.00	54.00	109.00	34.40	110.50	87.10	99.60	27.60	24.90	38.50	64.50
Ho	45.00	12.30	14.70	27.90	14.35	41.10	31.96	33.30	10.60	11.64	13.40	20.70
Er	186.00	42.30	50.00	91.00	67.50	179.30	134.80	129.30	46.90	67.00	59.80	85.60
U	148.00	198.00	127.00	770.00	114.60	333.00	121.10	110.50	121.00	386.00	306.00	372.00
Lu	56.90	12.60	14.20	23.30	27.40	62.80	51.00	39.30	18.45	50.90	27.40	32.00
Ta	1.57	1.38	1.12	1.81	1.11	1.85	1.03	0.79	0.87	0.47	0.92	0.89
Nb	22.30	22.40	23.00	17.20	20.03	19.72	19.26	21.16	19.12	24.61	19.23	23.27
Ga	0.81	2.66	2.05	0.35	0.40	0.23	0.72	0.82	0.52	0.16	0.88	1.02
Tb	11.70	4.10	5.90	13.10	2.71	9.23	7.27	9.18	2.32	1.81	3.61	6.40
Tm	41.00	8.70	9.90	16.60	14.88	38.00	28.61	24.90	9.92	17.70	13.20	17.90

Tabela 5: Dados de química de zircão de metassedimentos do Domínio São Roque, obtidos via LA-Q-ICPMS. Campos em cinza representam cristais com assinaturas de zircões de gabros tipo MORB.

Meta-quartzo arenitos de região da Serra do Pirucaia												
LA-ICPMS nº	10a	11a	12a	13a	14a	15a	16a	16b	17a	18a	19a	20a
U-Pb nº	54.10	16.10	17.10	14.10	53.10	52.10	46.20	46.10	48.10	44.10	40.10	28.10
Idades 207Pb/206Pb	2.15	3.00	2.41	2.29	2.94	2.17	2.33	2.16	2.05	2.55	2.11	2.22
Feições	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	borda	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Si	151120.84	125117.26	182025.10	182625.19	183025.24	175524.21	140419.37	132018.21	136018.76	226931.30	146920.26	203028.00
Zr	436000.00	362000.00	522000.00	531000.00	519000.00	517000.00	388000.00	356000.00	380000.00	561000.00	396300.00	493000.00
Hf	10020.00	10100.00	10060.00	10160.00	10050.00	10110.00	10040.00	10160.00	10080.00	10120.00	10060.00	10110.00
Sc	702.00	628.00	731.00	757.00	793.00	775.00	604.00	536.00	537.00	770.00	596.90	732.00
Ca	1450.81	395.22	808.45	340.19	1550.86	1179.66	334.19	334.19	791.44	3261.82	984.55	2091.17
Y	1422.00	434.00	920.00	365.00	1800.00	1352.00	366.00	347.00	890.00	3520.00	1128.00	1940.00
P	235.00	133.10	189.00	112.60	230.00	169.00	215.00	112.00	191.40	678.99	456.00	669.99
Yb	414.00	101.40	257.40	126.60	549.00	319.00	107.00	148.00	271.50	840.00	296.70	560.00
Al	84.00	20.60	98.00	26.42	32.20	100.00	58.40	13.80	26.60	149.99	40.60	269.99
Fe	16.60	36.70	9.80	0.30	3.56	2.20	3.90	4.80	3.90	52.00	26.80	180.00
Na	12.30	4.33	23.40	1.15	4.40	3.23	2.00	1.50	6.10	119.99	5.99	9.30
Mg	0.95	0.58	4.00	0.20	0.37	0.20	0.52	0.19	0.23	410.02	3.90	2.94
Pb	40.00	18.17	21.50	5.97	70.60	34.50	5.63	22.10	49.50	90.90	45.60	144.00
Sr	1.28	0.53	0.89	0.55	1.30	1.39	0.56	0.56	1.15	2.52	0.93	90.00
La	1.40	0.02	0.07	0.00	0.05	0.67	0.01	0.01	0.03	0.25	0.09	3.10
Ce	17.40	1.95	17.84	3.81	57.20	28.30	5.42	12.37	41.30	49.40	25.05	33.00
Pr	0.54	0.04	0.24	0.03	0.20	1.02	0.02	0.02	0.05	1.00	0.18	0.94
Nd	5.30	0.66	3.69	0.60	3.06	13.54	0.61	0.36	0.86	15.10	2.32	9.90
Sm	8.27	2.59	5.44	1.11	5.40	16.22	1.39	1.15	2.35	25.30	4.98	13.50
Eu	1.36	0.28	0.54	0.45	2.92	2.49	0.11	0.16	0.47	4.63	0.52	2.21
Gd	38.10	14.82	23.50	5.84	30.30	53.90	8.60	5.50	14.41	114.00	24.70	58.50
Th	218.00	71.50	116.70	30.70	267.00	153.60	23.70	94.00	267.60	355.00	236.00	504.00
Dy	135.20	41.30	81.60	24.70	141.00	139.20	32.40	25.60	70.00	366.00	105.60	196.00
Ho	48.20	12.95	30.52	9.98	55.10	45.40	11.68	10.66	27.48	124.40	36.84	66.60
Er	210.20	52.90	134.00	49.50	254.00	181.50	52.70	53.40	126.70	506.00	155.10	276.00
U	377.00	707.00	141.90	59.60	370.00	120.70	25.11	134.10	688.00	246.00	442.00	540.00
Lu	77.40	19.12	47.00	27.17	111.10	60.90	20.90	30.60	52.30	137.80	49.30	87.40
Ta	0.86	1.25	0.77	0.29	1.41	0.53	0.20	0.78	5.92	2.28	1.29	1.46
Nb	20.61	17.08	25.49	24.01	27.56	23.86	18.30	17.00	28.30	33.70	20.94	24.80
Ga	0.71	0.10	0.71	0.12	1.75	1.25	0.19	0.29	1.24	1.70	0.80	1.67
Tb	12.05	4.33	7.08	1.99	10.97	14.00	2.79	2.03	5.44	33.90	8.84	17.70
Tm	45.10	10.76	28.41	11.67	56.70	36.10	11.20	13.10	28.79	96.60	32.71	55.50

Tabela 5: Dados de química de zircão de metassedimentos do Domínio São Roque, obtidos via LA-Q-ICPMS. Campos em cinza representam cristais com assinaturas de zircões de gabros tipo MORB.

	Serra Piruc.	Meta-subarcóseos da região da Serra da Viúva										
LA-ICPMS nº	21a	1b	2b	3a	3b	4a	4b	5b	5a	6a	7a	8a
U-Pb nº	27.10	10.10	1.10	9.10	-	7.20	7.10	2.10	-	4.10	6.10	14.10
Idades 207Pb/206Pb	1.94	2.89	2.21	2.42	-	2.53	2.49	1.74	-	2.24	1.77	2.25
Feições	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	borda	núcleo	borda	borda	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Si	178424.61	160422.13	167723.13	154021.24	153921.23	197627.26	193426.68	151020.83	150520.76	168923.30	157921.78	167723.13
Zr	512000.00	481000.00	472600.00	423000.00	464000.00	554000.00	544000.00	411000.00	448000.00	509000.00	480150.00	481000.00
Hf	10060.00	9880.00	9903.00	10150.00	9850.00	9770.00	9710.00	10100.00	10020.00	10090.00	9905.00	9920.00
Sc	706.00	770.00	648.00	669.00	707.00	936.00	888.00	668.00	700.00	705.00	688.50	701.00
Ca	617.34	581.32	534.30	955.53	822.46	2151.20	3101.73	1730.96	2521.41	438.74	549.81	719.40
Y	726.00	693.00	618.00	1112.00	959.00	2570.00	3810.00	1870.00	1230.00	497.50	654.50	875.00
P	147.90	186.50	148.60	418.00	295.00	257.00	332.00	450.00	592.00	158.70	156.70	224.00
Yb	167.00	192.00	172.70	343.00	326.00	672.00	970.00	600.00	442.00	172.00	157.00	227.00
Al	16.14	15.18	53.00	57.50	16.20	21.10	1899.91	229.99	77.00	28.85	21.00	19.60
Fe	1.90	4.90	2.96	26.60	2.20	10.20	2000.01	1580.01	358.00	5.40	2.28	11.20
Na	4.10	2.05	12.00	4.59	1.97	17.00	10.60	57.00	14.60	2.45	2.69	2.80
Mg	0.57	0.34	0.38	2.10	0.31	0.87	740.04	12.30	3.10	0.48	0.40	0.96
Pb	16.10	16.88	11.96	19.30	21.70	24.90	42.60	37.10	30.40	7.71	3.84	11.80
Sr	0.69	0.71	0.71	1.31	0.90	1.67	2.27	4.20	2.34	0.67	0.65	0.91
La	0.04	0.02	0.03	0.47	0.03	0.07	0.10	3.20	3.16	0.08	0.02	0.07
Ce	11.63	11.65	12.87	46.90	41.20	16.80	22.90	61.00	31.00	16.25	6.32	18.60
Pr	0.22	0.07	0.13	1.29	0.16	0.56	0.60	5.60	2.50	0.13	0.16	0.18
Nd	3.39	1.38	2.38	10.10	2.77	9.56	11.10	38.00	16.80	1.46	2.93	2.66
Sm	5.06	3.49	4.18	9.00	5.09	18.80	24.90	26.00	11.00	2.25	4.77	4.94
Eu	0.35	1.20	0.34	3.36	1.41	6.12	8.00	12.50	4.70	0.89	0.70	0.87
Gd	22.00	18.80	18.57	32.80	24.00	83.50	123.00	72.00	37.00	10.67	20.00	22.00
Th	84.40	64.50	62.10	114.00	102.80	113.00	197.00	239.00	177.00	41.45	26.20	59.20
Dy	68.70	65.50	61.00	110.80	83.80	274.00	401.00	179.00	119.00	40.20	63.80	82.00
Ho	23.30	23.08	21.68	37.80	31.20	93.50	136.00	62.40	41.00	15.03	22.10	29.30
Er	95.50	98.20	88.20	153.40	138.50	373.00	546.00	258.00	177.00	70.15	90.90	123.50
U	111.90	98.10	67.50	85.70	67.70	131.00	238.00	649.00	447.00	48.80	31.25	66.80
Lu	30.50	35.40	29.71	67.30	65.90	112.70	163.00	112.00	81.00	34.25	28.35	43.90
Ta	0.80	0.60	0.65	0.87	1.27	0.90	1.35	3.56	1.29	0.46	0.48	0.84
Nb	24.52	23.70	23.95	22.50	25.50	27.96	29.90	27.70	23.90	25.05	23.54	24.84
Ga	0.46	0.37	0.39	1.48	1.23	0.70	1.66	2.70	1.30	0.49	0.26	0.55
Tb	6.37	5.85	5.49	10.37	7.41	25.90	38.80	18.30	11.00	3.48	5.81	7.21
Tm	18.80	20.60	18.16	34.80	32.00	75.30	112.00	59.10	43.00	16.45	18.00	25.30

Tabela 5: Dados de química de zircão de metassedimentos do Domínio São Roque, obtidos via LA-Q-ICPMS. Campos em cinza representam cristais com assinaturas de zircões de gabros tipo MORB.

Meta-subarcóseos da região da Serra da Viúva												
LA-ICPMS nº	8b	9a	9b	10a	11a	12a	13a	13b	14b	14a	15b	15a
U-Pb nº	-	5.10	-	13.10	12.10	-	-	21.10	-	-	-	-
Idades 207Pb/206Pb	-	2.21	-	1.77	2.21	-	-	1.77	-	-	-	-
Feições	borda	núcleo	borda	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	borda	borda	núcleo	borda	núcleo
Si	146420.19	158521.86	152020.97	129917.92	194326.80	176224.30	156821.63	148120.43	125017.24	159622.02	146020.14	154921.37
Zr	426000.00	474000.00	440000.00	381000.00	529000.00	511000.00	441000.00	421000.00	415000.00	446000.00	433000.00	453000.00
Hf	9890.00	9850.00	10440.00	9950.00	9860.00	9840.00	9880.00	9920.00	9860.00	9920.00	9600.00	9940.00
Sc	612.00	684.00	610.00	555.00	812.00	724.00	656.00	651.00	642.00	710.00	595.00	611.00
Ca	770.43	942.53	1000.56	500.28	1610.90	806.45	1340.75	2031.13	2091.17	404.23	1250.70	626.35
Y	751.00	1106.00	1070.00	586.00	1790.00	956.00	1490.00	2120.00	1880.00	464.00	1290.00	725.00
P	121.40	138.50	140.00	233.70	303.00	282.00	382.00	540.00	599.99	157.00	379.00	163.20
Yb	207.00	283.00	296.00	168.30	472.00	235.00	389.00	580.00	280.00	151.00	299.00	218.10
Al	22.90	15.80	30.00	32.00	759.96	25.50	141.99	449.98	449.98	17.09	269.99	16.13
Fe	23.30	1.14	16.00	6.00	169.00	1.40	508.00	2210.01	860.01	6.60	105.00	10.20
Na	8.90	3.47	19.00	2.25	32.00	1.04	22.90	167.99	68.99	1.60	24.00	2.79
Mg	3.90	0.35	13.00	0.87	28.10	0.25	4.75	18.20	14.20	0.29	7.10	1.41
Pb	14.20	14.20	19.10	15.30	33.60	37.50	40.40	43.00	9.50	6.67	9.87	9.90
Sr	0.72	0.90	0.98	0.67	2.22	0.79	2.55	9.10	6.30	0.73	2.50	0.79
La	0.05	0.02	0.12	0.01	1.42	0.07	5.20	6.60	7.30	0.00	2.10	0.01
Ce	16.80	10.06	14.70	4.41	34.00	43.50	66.80	97.00	106.00	7.24	46.00	11.44
Pr	0.09	0.19	0.35	0.09	3.09	0.42	4.32	8.00	15.30	0.04	5.10	0.05
Nd	1.46	3.63	3.30	1.69	24.30	6.50	28.10	53.00	134.00	0.96	32.00	0.90
Sm	2.93	6.82	6.40	3.64	19.10	9.40	20.80	39.00	87.00	1.81	24.00	2.27
Eu	0.40	1.11	1.49	0.09	6.90	2.52	8.70	17.00	30.00	0.56	7.90	0.17
Gd	17.30	32.00	32.70	15.07	65.00	33.70	62.00	111.00	131.00	9.80	55.00	13.87
Th	76.00	73.70	98.00	99.70	210.00	162.00	276.00	423.00	160.00	30.90	130.00	51.30
Dy	67.20	110.90	107.00	56.60	183.00	94.60	162.00	259.00	212.00	39.60	142.00	63.70
Ho	25.10	38.00	36.40	20.39	60.90	30.80	50.60	74.00	55.00	14.20	43.00	24.27
Er	110.00	155.30	146.00	85.90	249.00	121.90	202.00	293.00	182.00	66.20	168.00	108.20
U	106.00	91.10	135.20	124.10	296.00	112.30	399.00	697.00	370.00	79.00	172.00	103.40
Lu	42.40	50.90	57.00	30.20	84.30	41.30	70.70	91.40	35.00	30.10	48.40	38.70
Ta	0.92	0.41	0.44	0.49	0.69	1.19	1.56	2.22	0.24	0.21	1.69	1.48
Nb	22.05	22.50	21.70	18.94	27.10	26.71	23.50	39.00	21.40	21.80	24.40	24.92
Ga	0.61	0.32	0.43	0.17	1.79	1.32	2.56	4.30	5.90	0.21	2.50	0.31
Tb	5.60	9.90	9.80	4.93	18.00	9.35	16.90	26.90	29.00	3.26	15.80	5.02
Tm	23.40	32.80	31.00	18.44	52.30	25.60	43.40	59.50	35.00	14.70	34.90	23.37

Tabela 5: Dados de química de zircão de metassedimentos do Domínio São Roque, obtidos via LA-Q-ICPMS. Campos em cinza representam cristais com assinaturas de zircões de gabros tipo MORB.

Meta-subarcóseos da região da Serra da Viúva												
LA-ICPMS nº	17a	18b	18a	19b	19a	20a	21a	22a	23a	24a	24b	25a
U-Pb nº	24.10	25.10	-	23.10	-	22.10	31.10	40.10	41.10	42.10	-	-
Idades 207Pb/206Pb	2.75	1.81	-	2.21	-	2.20	1.77	2.19	2.24	2.19	-	-
Feições	núcleo	borda	núcleo	borda	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	borda	núcleo
Si	143519.79	157021.66	158021.79	145020.00	185025.52	164522.69	173823.97	193026.62	185025.52	190026.21	181525.04	168023.17
Zr	390000.00	441000.00	474000.00	426000.00	504000.00	461000.00	508000.00	528000.00	449000.00	514000.00	464500.00	473000.00
Hf	9870.00	9840.00	9870.00	9850.00	10070.00	9950.00	10350.00	9950.00	10250.00	10110.00	9950.00	9730.00
Sc	568.00	638.00	698.00	681.00	795.00	685.00	744.00	750.00	664.00	780.00	681.50	689.00
Ca	178.10	960.54	622.35	561.31	715.40	674.38	760.42	900.50	573.32	681.38	648.36	1402.78
Y	88.00	974.00	637.00	568.00	709.00	716.00	780.00	788.00	506.00	611.00	666.50	1726.00
P	83.20	226.00	125.00	210.00	206.00	170.70	154.00	223.00	224.00	189.00	193.00	140.00
Yb	6.71	237.00	179.00	139.00	194.00	272.00	207.00	274.00	169.00	223.00	221.50	408.00
Al	85.00	2399.89	47.00	40.00	26.60	17.50	19.40	21.00	17.40	17.60	37.00	31.20
Fe	8.10	300.00	8.00	47.00	6.20	2.70	1.40	10.70	4.50		14.05	7.10
Na	5.70	43.00	12.20	8.10	7.60	3.21	3.80	30.00	8.80	8.00	34.00	7.00
Mg	1.82	64.00	0.64	1.20	0.77	1.59	0.42	2.50	3.00	0.83	5.15	17.00
Pb	23.50	7.30	6.62	20.80	32.20	12.10	6.90	11.40	12.00	23.90	23.55	37.10
Sr	0.36	2.59	0.70	0.78	0.73	0.91	0.80	0.85	0.72	0.61	0.87	1.29
La	0.06	2.53	0.06	0.26	0.06	0.01	0.23	0.01	0.05	0.01	0.07	0.10
Ce	3.51	43.10	7.63	14.40	13.30	25.00	9.57	11.29	20.00	13.30	15.10	10.90
Pr	0.29	5.43	0.11	0.56	0.44	0.04	0.22	0.07	0.03	0.06	0.19	0.75
Nd	2.15	35.70	1.87	4.80	6.20	0.92	3.49	1.17	0.85	1.26	2.06	11.62
Sm	2.42	20.80	3.41	5.50	8.70	2.23	6.10	3.02	1.85	2.69	3.75	15.90
Eu	0.20	8.70	0.36	1.03	1.16	0.92	0.82	0.42	0.50	0.49	0.65	0.68
Gd	6.54	59.00	17.60	18.10	29.50	13.30	27.40	19.30	10.50	14.00	17.10	64.00
Th	86.80	89.00	42.60	132.00	154.00	58.00	44.60	49.90	51.70	104.00	117.00	243.00
Dy	8.38	117.00	57.00	54.80	78.00	56.30	78.00	72.30	41.90	51.60	59.00	186.00
Ho	1.86	35.10	21.10	19.20	24.40	21.80	26.50	26.10	15.70	19.11	22.20	60.30
Er	5.28	126.00	90.20	75.70	97.00	101.10	104.00	114.60	70.60	88.30	102.50	234.00
U	248.00	158.00	62.80	205.00	174.00	99.10	50.00	88.00	35.90	176.00	200.50	181.40
Lu	1.25	39.50	31.50	24.60	31.70	49.60	34.50	40.10	29.60	35.50	34.70	70.80
Ta	0.87	0.83	0.84	0.66	0.55	1.09	0.66	1.64	0.67	1.04	0.96	0.68
Nb	16.10	20.10	20.50	17.10	20.80	20.00	22.00	24.30	18.50	21.80	20.50	19.40
Ga	0.23	3.54	0.33	0.84	0.64	0.93	0.42	0.42	0.75	0.49	0.57	0.80
Tb	1.24	13.70	5.26	4.90	7.60	4.52	7.70	6.02	3.37	4.63	4.85	17.70
Tm	0.92	26.60	18.80	15.70	21.10	25.30	22.40	26.50	16.60	21.20	21.40	46.80

Tabela 5: Dados de química de zircão de metassedimentos do Domínio São Roque, obtidos via LA-Q-ICPMS. Campos em cinza representam cristais com assinaturas de zircões de gabros tipo MORB.

Meta-subarcóseos da região da Serra da Viúva												
LA-ICPMS nº	25b	26a	27b	27a	28a	28b	29a	30a	30b	31a	32a	33a
U-Pb nº	36.10	38.10	-	44.10	-	57.10	?	54.10	-	47.10	68.10	-
Idades 207Pb/206Pb	1.79	2.30	-	1.98	-	2.22	?	2.31	-	2.24	3.12	-
Feições	borda	núcleo	borda	núcleo	núcleo	borda	núcleo	núcleo	borda	núcleo	núcleo	núcleo
Si	172023.73	204028.14	157021.66	177824.53	158021.79	154521.31	222030.62	212029.24	227031.31	200027.59	174024.00	183025.24
Zr	513000.00	446000.00	438000.00	526000.00	469000.00	469500.00	496000.00	551000.00	543000.00	539000.00	460000.00	545000.00
Hf	10055.00	9500.00	10010.00	10040.00	10030.00	10015.00	10100.00	9810.00	9780.00	9560.00	9800.00	9890.00
Sc	745.00	619.00	596.00	742.00	681.00	671.00	711.00	773.00	770.00	930.00	800.00	770.00
Ca	1430.80	520.29	511.29	501.28	1156.64	571.32	843.47	843.47	960.54	1440.80	1160.65	527.29
Y	1580.00	610.00	557.00	514.00	1370.00	602.50	860.00	799.00	914.00	1600.00	1222.00	613.00
P	161.50	166.00	109.00	176.00	187.00	169.60	191.00	228.00	288.00	400.00	314.00	140.00
Yb	359.50	250.00	168.00	148.00	533.00	253.80	201.00	239.00	278.00	522.00	475.00	153.00
Al	6083.72	78.00	15.20	25.60	14.20	27.50	20.50	23.80	100.00	20.90	45.90	35.00
Fe	1335.01	20.00	25.00	0.70	3.50	10.20		5.00	155.00	4.80	10.70	5.80
Na	52.15	14.60	2.60	13.00	2.20	8.25	5.60	18.00	35.30	14.60	8.40	12.80
Mg	191.36	6.60	0.52	1.63	0.32	0.85	0.70	3.90	7.20	3.49	1.38	0.65
Pb	27.30	13.20	23.10	11.00	27.00	14.96	18.20	14.20	15.90	27.40	21.40	15.20
Sr	2.28	0.87	0.56	0.63	1.23	0.86	0.77	0.98	1.99	1.51	1.14	0.62
La	0.89	0.13	0.01	0.02	0.01	0.11	0.02	0.03	0.95	0.05	0.39	0.06
Ce	18.60	29.00	25.10	22.10	26.80	14.75	17.40	7.65	16.60	41.20	21.70	19.10
Pr	1.68	0.14	0.09	0.08	0.15	0.29	0.58	0.11	1.82	0.25	1.03	0.30
Nd	16.80	1.70	1.16	1.58	2.22	1.94	9.60	1.62	10.60	4.59	9.40	5.00
Sm	18.40	1.83	1.92	2.79	4.31	2.95	12.90	3.80	12.20	8.80	7.60	7.30
Eu	2.69	1.09	0.20	0.72	1.83	1.06	2.30	0.31	5.60	2.37	2.40	1.66
Gd	60.25	15.40	11.10	14.30	26.10	11.65	42.60	18.60	32.00	38.80	26.70	24.30
Th	205.00	73.00	139.00	57.60	134.00	84.65	84.50	64.70	72.00	134.00	101.00	72.30
Dy	165.50	52.00	44.00	46.60	108.20	45.95	101.00	70.30	90.50	139.00	107.00	59.90
Ho	55.05	16.90	16.90	16.44	44.10	17.35	30.10	26.90	32.00	53.80	43.80	18.90
Er	218.50	72.00	75.00	69.60	208.00	89.85	115.10	112.00	125.80	242.00	205.00	78.20
U	167.50	121.00	375.00	97.00	179.00	151.20	113.20	148.00	252.00	142.00	146.00	96.00
Lu	59.70	48.00	29.80	26.10	100.10	51.60	32.80	40.80	41.40	95.00	89.00	25.40
Ta	0.75	1.01	2.21	1.00	1.02	0.76	0.64	1.19	2.42	1.03	1.13	0.88
Nb	20.08	19.40	19.40	21.50	21.30	18.65	20.40	22.90	25.00	24.30	19.10	22.30
Ga	2.36	1.23	0.97	0.91	0.89	0.60	0.84	0.33	1.02	1.54	1.04	0.72
Tb	16.15	5.00	3.76	4.30	8.61	3.81	10.40	5.94	8.10	12.20	8.60	5.80
Tm	42.80	21.30	17.20	15.60	50.70	23.90	23.10	24.00	28.00	55.40	48.10	16.90

Tabela 5: Dados de química de zircão de metassedimentos do Domínio São Roque, obtidos via LA-Q-ICPMS. Campos em cinza representam cristais com assinaturas de zircões de gabros tipo MORB.

	Serra da Viúva			Metarcóseos da região da Serra do Voturuna								
LA-ICPMS nº	33b	34a	34b	1b	1a	2a	3a	3b	4a	5a	6b	6a
U-Pb nº	65.10	64.10	-	-	5.10	-	3.10	-	2.10	1.10	23.10	-
Idades 207Pb/206Pb	2.21	2.26	-	-	3.02	-	2.18	-	2.48	2.21	2.44	-
Feições	borda	núcleo	borda	borda	núcleo	núcleo	núcleo	borda	núcleo	núcleo	borda	núcleo
Si	176024.28	203028.00	203028.00	158021.79	129017.79	143919.85	202827.97	189626.15	141819.56	277038.21	205028.28	198027.31
Zr	484000.00	546000.00	480000.00	386000.00	365000.00	360000.00	516000.00	447000.00	367000.00	573000.00	502000.00	516000.00
Hf	10150.00	9810.00	10200.00	10010.00	9650.00	9950.00	10180.00	9930.00	10090.00	10440.00	9740.00	9910.00
Sc	730.00	794.00	730.00	630.00	502.00	650.00	718.00	676.00	507.00	863.00	790.00	759.00
Ca	845.47	510.28	540.30	1330.74	450.25	535.30	800.45	630.35	318.18	1020.57	1460.81	760.42
Y	828.50	469.00	520.00	1220.00	420.00	534.00	880.00	697.40	349.00	970.00	1590.00	784.00
P	178.00	163.00	200.00	425.00	140.00	163.00	234.00	220.00	87.00	309.00	540.00	219.00
Yb	206.50	158.00	163.00	436.00	127.00	190.00	266.00	211.00	107.00	271.00	426.00	266.00
Al	2349.89	32.00	50.00	349.98	149.99	759.96	22.40	19.90	13.50	25.70	2239.90	25.10
Fe	241.00	9.00	300.00	410.00	39.00	309.00		53.00	2.50	3.80	320.00	3.20
Na	67.99	22.30	46.00	125.99	12.60	37.90	5.10	24.00	2.20	4.70	44.00	10.50
Mg	49.75	12.00	6.60	26.90	7.20	67.00	1.04	1.70	1.61	3.00	170.01	0.99
Pb	26.05	22.30	18.50	39.20	13.60	12.00	40.20	34.10	6.32	15.70	31.50	9.85
Sr	2.02	0.69	1.48	12.30	1.80	3.35	0.88	1.14	0.65	0.85	3.35	0.74
La	1.16	0.04	8.00	5.90	1.70	2.15	0.03	0.06	0.00	0.02	0.22	0.03
Ce	36.50	9.40	14.20	51.00	19.00	13.90	15.40	17.20	4.62	17.10	23.20	10.90
Pr	2.55	0.09	1.30	6.90	2.20	2.39	0.18	0.15	0.01	0.15	0.38	0.07
Nd	18.05	1.38	13.00	39.00	12.00	15.70	2.70	2.12	0.31	3.62	4.80	1.06
Sm	16.10	2.16	9.00	19.30	6.20	8.30	4.90	4.72	0.87	7.00	6.90	2.86
Eu	5.70	0.53	2.50	8.20	2.20	3.50	0.71	0.59	0.16	1.37	1.68	0.63
Gd	45.05	9.40	16.40	40.60	17.00	21.30	21.70	14.60	6.50	27.50	35.50	15.80
Th	142.50	81.00	109.00	149.00	53.00	35.70	188.00	179.00	27.80	64.50	130.00	41.70
Dy	97.50	38.30	46.00	108.00	31.00	53.00	75.10	60.00	26.90	96.00	139.00	64.90
Ho	28.55	13.80	15.40	38.50	11.60	16.20	27.80	21.90	10.40	31.90	50.00	26.00
Er	105.50	66.10	70.00	174.00	49.00	68.00	119.00	95.10	46.00	132.00	218.00	112.50
U	155.00	165.00	510.00	499.00	133.00	325.00	294.00	330.00	104.00	142.00	208.00	94.40
Lu	34.30	28.40	30.50	86.00	24.00	45.80	42.80	37.20	20.60	41.90	71.00	44.30
Ta	0.98	0.54	0.80	1.26	0.60	0.92	1.14	1.06	0.57	0.55	1.50	0.86
Nb	23.70	24.00	18.60	18.80	18.00	19.20	23.80	21.80	16.38	25.40	24.80	23.80
Ga	2.65	0.25	0.64	2.98	1.01	1.24	0.75	0.55	0.15	0.81	1.74	0.42
Tb	11.25	3.37	4.40	10.80	3.40	6.00	6.63	4.93	2.35	8.90	11.90	5.55
Tm	21.55	16.10	17.50	42.00	11.30	17.10	26.40	21.90	10.90	31.70	46.10	25.00

Tabela 5: Dados de química de zircão de metassedimentos do Domínio São Roque, obtidos via LA-Q-ICPMS. Campos em cinza representam cristais com assinaturas de zircões de gabros tipo MORB.

Metarcóseos da região da Serra do Voturuna												
LA-ICPMS nº	7a	8a	8b	9a	9b	10a	11b	11a	12a	16b	16a	17b
U-Pb nº	20.10	-	13.10	-	?	15.10	-	7.10	16.10	-	58.10	46.10
Idades 207Pb/206Pb	2.44	-	2.16	-	?	2.21	-	2.50	3.00	-	1.41	1.95
Feições	núcleo	núcleo	borda	núcleo	borda	núcleo?	borda	núcleo	núcleo	borda	núcleo	borda
Si	172323.77	163022.48	191026.35	174924.13	156521.59	157021.66	173023.86	183525.31	174024.00	180024.83	178424.61	207028.55
Zr	437000.00	481000.00	475000.00	477000.00	441000.00	425000.00	490000.00	479000.00	501000.00	427000.00	454000.00	501000.00
Hf	9990.00	9930.00	9970.00	10070.00	10275.00	9930.00	10700.00	10015.00	10030.00	10000.00	10220.00	9900.00
Sc	633.00	700.00	673.00	684.00	606.50	596.00	730.00	675.00	686.00	585.00	588.00	741.00
Ca	581.32	900.50	1200.67	1580.88	1140.64	1951.09	470.26	472.26	719.40	1891.05	1130.63	1130.63
Y	682.00	1114.00	1410.00	1920.00	1265.00	2520.00	498.00	413.50	871.00	1810.00	1130.00	1170.00
P	190.00	99.00	260.00	163.00	182.50	514.00	125.00	100.00	179.00	969.99	380.00	331.00
Yb	216.00	344.00	360.00	448.00	310.50	750.00	149.00	139.50	230.00	325.00	266.00	289.00
Al	16.00	39.10	11099.49	33.00	203.99	20.80	100.00	175.54	1799.92	689.97	289.99	3199.85
Fe	3.80	99.00	1320.01	4.80	42.50	11.80	42.00	12.40	2.80	376.00	195.00	630.00
Na	4.50	13.70	76.99	4.70	21.65	5.30	23.00	34.45	31.00	104.99	49.00	46.00
Mg	0.77	6.00	680.04	2.45	23.00	1.15	7.00	9.89	1.11	28.30	29.40	230.01
Pb	13.52	43.20	41.50	68.70	50.25	39.40	6.60	9.13	14.80	23.00	30.60	36.30
Sr	0.76	1.31	4.34	1.93	1.75	1.64	1.30	1.00	1.14	6.60	3.50	3.55
La	0.01	0.36	2.42	0.09	2.57	0.02	0.34	0.05	0.07	14.30	2.40	1.95
Ce	12.38	36.50	44.10	30.00	23.70	18.10	6.20	4.68	11.95	320.00	37.00	25.50
Pr	0.05	0.35	3.70	0.73	1.13	0.25	0.38	0.05	0.24	13.50	2.40	2.32
Nd	1.03	5.40	26.30	12.20	10.75	5.30	2.50	1.10	3.87	81.00	12.10	16.80
Sm	2.00	7.00	20.10	16.70	12.00	10.10	2.10	1.46	6.06	35.00	8.80	11.60
Eu	0.43	2.05	5.64	1.15	1.90	1.15	1.60	0.67	0.36	14.40	3.20	3.51
Gd	12.61	27.10	53.00	73.00	51.85	57.00	10.40	8.00	27.50	81.00	34.20	31.90
Th	57.90	209.00	288.00	345.00	230.50	132.00	32.00	26.95	74.90	168.00	151.00	254.00
Dy	57.30	93.00	147.00	207.00	141.50	237.00	41.00	29.55	87.90	167.00	100.00	102.00
Ho	21.90	34.20	47.20	67.60	45.05	88.00	13.40	11.63	29.70	46.20	32.20	33.60
Er	97.40	152.00	179.00	262.00	171.00	373.00	56.00	53.40	121.00	176.00	135.00	145.00
U	114.30	322.00	385.00	320.00	303.00	320.00	72.00	61.25	83.70	350.00	335.00	324.00
Lu	39.00	66.00	67.00	77.90	56.45	120.00	34.00	29.20	39.10	53.20	49.00	51.40
Ta	0.88	0.87	0.78	1.73	1.76	5.66	0.14	0.25	0.91	0.99	1.07	1.01
Nb	19.80	24.70	24.30	25.80	24.55	27.20	23.00	20.60	24.60	19.90	21.10	23.20
Ga	0.40	1.47	5.60	1.31	1.85	0.72	0.14	0.17	0.57	12.70	1.64	2.48
Tb	4.55	8.00	14.20	20.90	14.05	20.20	3.00	2.63	7.77	17.70	9.40	9.60
Tm	21.90	38.40	39.10	52.80	34.25	79.60	14.80	13.46	24.80	35.60	28.00	32.50

Tabela 5: Dados de química de zircão de metassedimentos do Domínio São Roque, obtidos via LA-Q-ICPMS. Campos em cinza representam cristais com assinaturas de zircões de gabros tipo MORB.

	VT-04	Meta-wake feldspáticos da região de Pirapora de Bom Jesus										
LA-ICPMS nº	17a	1a	2a	3a	4a	5a	5b	6a	6b	7a	7b	9a
U-Pb nº	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Idades 207Pb/206Pb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Feições	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	borda	núcleo	borda	núcleo	borda	núcleo
Si	207028.55	179224.72	200727.68	173323.90	198027.31	191026.35	173023.86	164722.72	181625.05	149420.61	179024.69	210028.97
Zr	500000.00	519000.00	481000.00	520000.00	579000.00	567000.00	478000.00	526000.00	544000.00	442000.00	542000.00	553000.00
Hf	10010.00	10020.00	10120.00	10210.00	9940.00	10070.00	10050.00	9910.00	9880.00	9950.00	10320.00	10100.00
Sc	734.00	689.00	642.00	681.00	799.00	759.00	686.00	720.00	742.00	606.00	706.00	718.00
Ca	821.46	625.35	513.29	692.39	631.35	528.29	680.38	845.47	761.42	510.28	375.21	464.26
Y	833.00	921.00	726.00	1050.00	852.00	746.00	830.00	1264.00	1068.00	711.00	550.00	568.00
P	227.00	184.00	151.00	158.00	225.00	181.00	262.00	156.00	199.00	137.00	157.00	123.00
Yb	243.00	271.00	249.00	288.00	294.00	227.00	258.00	363.00	331.00	210.00	193.00	170.00
Al	1539.93	29.00	19.10	18.06	26.00	21.20	5899.73	17.00	21.90	849.96	39.10	21.10
Fe	370.00	1.50	5.50	2.60	4.60	4.80	550.00	-1.10	2.50	170.00	24.00	6.50
Na	42.00	11.60	13.30	4.63	12.80	7.50	54.00	2.20	8.20	30.00	9.50	7.40
Mg	124.01	1.80	0.51	1.60	2.80	0.49	75.00	0.34	0.48	31.00	1.04	0.53
Pb	28.50	8.47	38.90	13.40	34.90	17.70	17.00	43.20	36.50	20.20	18.90	10.80
Sr	1.35	0.91	0.93	0.87	0.72	0.75	2.60	1.01	0.99	1.33	0.67	0.67
La	0.51	0.01	0.07	0.06	0.08	0.02	9.00	0.04	0.03	3.20	0.83	0.08
Ce	13.70	8.90	12.20	8.63	14.80	15.92	53.00	14.19	12.39	33.00	10.40	11.49
Pr	0.74	0.11	0.11	0.32	0.22	0.16	4.10	0.40	0.24	3.01	0.56	0.16
Nd	4.30	2.26	1.46	5.78	3.03	3.30	22.00	6.60	4.23	19.80	5.30	2.97
Sm	4.70	4.88	3.08	9.30	3.99	6.06	14.00	10.80	6.20	12.00	4.50	4.84
Eu	1.28	0.96	0.50	0.84	1.16	1.60	3.70	2.29	1.69	3.67	1.32	1.49
Gd	20.40	26.40	15.80	35.00	20.30	23.10	29.00	41.40	28.40	25.50	14.70	18.60
Th	142.00	33.70	180.00	80.20	172.40	79.60	163.00	223.00	181.00	148.00	100.20	39.70
Dy	71.10	93.40	62.10	110.00	71.90	68.30	87.00	126.40	102.60	76.00	46.80	54.80
Ho	26.60	31.30	23.30	36.80	26.80	23.70	27.20	43.40	35.50	22.30	16.90	18.20
Er	117.50	130.40	105.70	147.00	124.00	102.80	118.00	185.20	151.00	94.30	74.80	75.40
U	213.00	56.30	465.00	101.60	360.00	120.00	187.00	266.00	242.00	324.00	323.00	78.40
Lu	43.30	41.00	39.50	43.60	49.60	37.20	38.90	59.70	52.80	36.10	32.30	24.90
Ta	0.70	0.50	1.45	1.12	1.19	0.54	1.06	0.57	0.71	0.76	0.53	0.41
Nb	22.00	22.30	22.00	24.77	26.00	25.70	24.20	23.60	24.34	20.79	22.80	23.80
Ga	1.13	0.30	0.31	0.44	0.59	0.67	2.90	0.56	0.64	1.84	0.46	0.49
Tb	6.06	8.06	5.21	10.30	6.27	6.65	8.30	11.95	9.10	7.40	4.01	5.23
Tm	25.40	27.60	24.30	30.40	28.20	22.60	26.40	39.60	33.10	20.80	17.80	16.40

Tabela 5: Dados de química de zircão de metassedimentos do Domínio São Roque, obtidos via LA-Q-ICPMS. Campos em cinza representam cristais com assinaturas de zircões de gabros tipo MORB.

Meta-wake feldspáticos da região de Pirapora de Bom Jesus												
LA-ICPMS nº	9b	10a	10b	11a	11b	12a	12b	13a	13b	14a	15a	16a
U-Pb nº	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Idades 207Pb/206Pb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Feições	borda	núcleo	borda	núcleo	borda	núcleo	borda	núcleo	borda	núcleo	núcleo	núcleo
Si	163022.48	160022.07	186025.66	187025.79	305542.14	197027.17	1700234.50	222030.62	252034.76	243033.52	210028.97	181024.97
Zr	438500.00	431000.00	425500.00	530000.00	660000.00	573000.00	1800000.00	592000.00	530000.00	629000.00	560000.00	442000.00
Hf	10345.00	10050.00	11125.00	9840.00	9850.00	10230.00	12500.00	10090.00	9900.00	10110.00	10020.00	10700.00
Sc	560.00	564.00	650.50	668.00	1060.00	732.00	3800.00	798.00	790.00	831.00	724.00	636.00
Ca	433.74	651.36	1460.81	414.23	5252.93	826.46	6303.51	783.44	2101.17	820.46	522.29	400.22
Y	488.50	960.00	1475.00	595.00	3700.00	1225.00	6800.00	1133.00	2200.00	1070.00	660.00	420.00
P	159.00	169.00	545.00	178.00	1624.99	213.00	400.00	204.00	919.99	269.00	204.00	122.00
Yb	132.50	324.00	411.00	194.00	766.00	367.00	2400.00	363.00	640.00	336.00	225.00	148.00
Al	163.84	18.60	1154.95	21.60	2899.87	21.80	3599.83	23.60	2499.88	32.70	19.20	23.30
Fe	144.50	10.50	1280.01	6.60	3120.02	1.00	2100.01	7.90	1270.01	2.10	1.70	4.00
Na	34.80	12.10	135.49	12.90	415.96	5.20	669.94	17.70	259.98	16.00	9.50	4.80
Mg	8.15	1.12	72.00	0.68	300.02	0.29	380.02	0.74	150.01	3.10	0.66	4.00
Pb	14.45	20.60	23.50	5.27	16.40	12.20	38.00	47.10	33.00	49.00	32.60	14.90
Sr	1.28	0.93	3.45	0.65	54.50	0.94	5.40	1.02	10.10	0.97	0.74	0.42
La	2.47	0.06	8.35	0.02	23.00	0.04	28.00	0.15	9.90	0.18	0.01	
Ce	39.90	7.50	119.50	9.01	128.00	17.50	220.00	13.70	140.00	14.50	13.78	3.23
Pr	2.79	0.16	10.35	0.09	10.66	0.24	20.00	0.36	11.20	0.39	0.09	0.06
Nd	16.50	2.15	51.40	1.43	84.50	4.90	87.00	5.71	72.00	5.80	1.29	0.53
Sm	10.94	3.72	28.35	2.97	35.00	8.80	64.00	9.20	82.00	7.50	2.88	1.50
Eu	3.96	0.14	10.05	0.27	18.30	1.64	31.00	2.16	19.90	1.82	1.00	0.19
Gd	21.80	21.60	56.80	13.00	93.05	38.90	250.00	35.00	86.00	30.30	15.20	6.10
Th	114.00	100.90	200.50	29.80	310.00	54.40	170.00	217.00	290.00	203.00	137.60	52.10
Dy	59.75	90.70	186.00	54.00	340.50	125.00	360.00	113.20	203.00	101.00	53.90	28.10
Ho	15.10	33.90	56.10	18.90	110.00	39.00	150.00	39.30	58.00	34.40	19.50	11.00
Er	56.80	145.00	204.50	82.60	425.00	163.00	440.00	162.00	230.00	148.00	82.50	48.30
U	186.00	327.00	470.00	57.70	570.00	81.40	190.00	363.00	700.00	364.00	233.00	310.00
Lu	20.75	44.80	52.00	30.00	94.50	49.40	79.00	54.20	60.00	51.30	35.10	30.00
Ta	0.89	0.80	2.30	1.13	6.85	0.47	1.50	0.84	4.00	1.03	1.00	0.61
Nb	18.70	19.72	25.40	24.00	40.00	26.00	91.00	26.60	31.00	26.80	25.20	20.30
Ga	1.71	0.30	6.65	0.35	8.05	0.79	10.00	0.65	11.10	0.65	0.44	0.11
Tb	6.21	7.26	18.40	4.40	31.35	11.20	48.00	10.43	24.30	8.90	4.64	3.12
Tm	12.85	31.40	45.80	19.00	99.50	34.40	68.00	35.30	58.00	33.80	20.20	13.50

Tabela 5: Dados de química de zircão de metassedimentos do Domínio São Roque, obtidos via LA-Q-ICPMS. Campos em cinza representam cristais com assinaturas de zircões de gabros tipo MORB.

	JP-01				PJ-1M							
LA-ICPMS n°	20b	25b	27b	?	8b	15b	22b	26b	28b	29b	30b	33b'
U-Pb n°	-	38.10	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Feições	overgrowth	overgrowth	overgrowth	overgrowth	overgrowth	overgrowth	overgrowth	overgrowth	overgrowth	overgrowth	overgrowth	overgrowth
SiO ₂	28.03	31.86	38.72	35.43	26.42	21.42	24.75	22.89	79.16	72.74	22.25	25.70
ZrO ₂	48.90	57.68	63.49	62.00	62.00	50.05	57.81	54.83	93.21	101.31	48.09	61.46
HfO ₂	1.20	1.18	1.21	1.18	1.15	1.15	1.32	1.19	1.08	1.21	1.19	1.19
Fe ₂ O ₃	1.20	0.00	0.51	0.02	0.66	0.24	0.01	0.05	0.67	0.07	1.50	0.12
FeO	1.08	0.00	0.46	0.01	0.59	0.21	0.01	0.04	0.60	0.07	1.35	0.11
Na ₂ O	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.22	0.03	0.06	0.01
Al ₂ O ₃	0.60	0.00	0.39	0.04	0.13	0.29	0.03	0.52	18.89	0.17	2.55	0.09
P ₂ O ₄	0.40	0.03	0.17	0.16	0.19	0.29	0.09	0.14	18.33	0.39	1.24	1.90
CaO	0.51	0.06	0.22	0.43	0.25	0.32	0.16	0.31	2.80	0.53	0.90	4.48
Y	2610.00	463.00	1230.00	2470.00	1500.00	1895.00	1210.00	2220.00	10000.00	2600.00	3890.00	1347.00
U	2710.00	247.00	162.00	382.00	320.00	1089.50	233.00	393.00	1080.00	346.00	1807.00	140.00
Ba	31.50	0.03	440.00	0.62	6.00	25.00	1.60	13.90	23.00	2.70	540.00	3.70
Pb	33.60	25.30	58.00	92.60	94.00	51.75	24.50	95.30	76.00	16.90	950.00	25.60
Sr	7.80	0.60	34.80	1.78	4.30	10.25	1.49	2.48	35.00	3.30	87.00	34.00
La	168.00	0.00	74.00	12.00	15.00	26.40	5.40	5.00	68.00	8.00	153.50	270.00
Ce	2380.00	16.90	255.00	39.00	120.00	210.50	35.00	88.70	630.00	53.00	864.00	640.00
Pr	193.00	0.03	12.80	2.80	18.00	22.30	3.30	6.10	72.00	7.50	117.90	80.00
Nd	980.00	0.69	46.00	22.30	110.00	128.50	58.00	34.90	430.00	39.00	565.00	350.00
Sm	272.00	1.28	15.70	23.00	44.00	50.50	14.00	19.30	180.00	15.20	141.00	74.00
Eu	104.00	0.14	3.76	1.64	19.00	23.30	4.30	6.50	63.00	5.80	61.10	18.10
Gd	346.00	7.93	39.00	90.50	109.00	119.50	48.00	65.30	420.00	52.00	290.00	89.00
Th	176.70	109.00	123.00	516.00	370.00	594.00	235.00	706.00	1060.00	234.00	1690.00	664.00
Dy	304.00	38.20	118.40	252.00	250.00	255.00	124.00	229.00	900.00	170.00	565.00	172.00
Ho	73.80	14.70	43.20	85.60	68.00	64.50	44.80	75.70	203.00	50.00	134.20	49.50
Er	249.00	66.50	181.00	338.00	220.00	235.00	182.00	316.00	600.00	182.00	428.00	177.20
Yb	532.00	134.00	366.00	542.00	420.00	480.00	301.00	606.00	1080.00	331.00	735.00	279.00
Lu	78.80	24.60	71.00	96.50	73.00	78.50	48.00	104.50	187.00	52.00	119.00	49.70
Ta	13.42	1.36	0.80	3.27	1.26	1.95	0.43	2.97	2.47	1.32	5.32	0.52
Nb	28.40	19.80	23.10	29.80	25.00	20.45	20.00	26.11	55.00	37.00	36.10	22.80
Ga	167.00	0.49	9.80	1.82	7.30	10.35	1.41	4.35	56.00	7.00	46.60	39.00
Sc	558.00	635.00	780.00	634.00	721.00	656.00	640.00	585.00	1600.00	1800.00	554.00	705.00

Tabela 6: Dados de química de sobrecrecimentos metamórficos em zircão de metassedimentos do Domínio São Roque, obtidos via LA-ICPMS.

	PJ-1M							JP-19	VT-04			
LA-ICPMS n°	34b	35b	36b'	38b	39b	41b	42b	4b	5b'	6b	14b'	17b
U-Pb n°	-	-	-	-	-	-	-	8.10	-	-	-	-
Feições	overgrowth	overgrowth	overgrowth	overgrowth	overgrowth	overgrowth	overgrowth	overgrowth	overgrowth	overgrowth	overgrowth	overgrowth
SiO ₂	29.53	37.87	30.38	29.12	37.42	26.96	32.31	28.75	32.95	38.10	42.15	26.96
ZrO ₂	71.46	64.30	57.00	55.92	68.35	45.79	54.03	48.76	58.62	68.76	64.70	43.36
HfO ₂	1.17	1.15	1.21	1.20	1.16	1.16	1.19	1.19	1.17	1.13	1.18	1.17
Fe ₂ O ₃	0.13	1.02	1.12	0.12	1.07	1.77	2.43	0.00	1.36	0.02	0.11	0.17
FeO	0.12	0.91	1.00	0.11	0.96	1.60	2.19	0.00	1.22	0.02	0.10	0.15
Na ₂ O	0.01	0.04	0.02	0.03	0.07	0.07	0.07	0.00	0.01	0.00	0.01	0.04
Al ₂ O ₃	0.06	0.18	0.24	0.17	0.40	0.86	0.51	0.00	0.25	0.02	1.04	1.32
P ₂ O ₄	0.10	0.38	0.35	0.26	0.66	1.49	0.50	0.10	1.74	0.07	0.10	0.38
CaO	0.18	0.22	0.22	0.31	0.53	0.98	0.49	0.12	3.09	0.14	0.16	0.69
Y	1050.00	1550.00	1580.00	2201.00	3610.00	6200.00	2490.00	1006.00	27000.00	1025.00	1190.00	4600.00
U	416.00	216.00	468.00	498.00	832.00	1610.00	1200.00	173.00	741.00	161.00	229.00	1210.00
Ba	1.73	1.70	4.30	4.00	6.90	15.90	8.20	-0.01	19.00	2.30	28.20	26.00
Pb	36.50	51.10	21.90	23.70	61.00	81.00	34.00	15.31	65.00	14.30	13.30	37.10
Sr	2.25	3.22	3.70	2.93	8.18	16.70	10.50	0.85	14.90	2.44	3.17	15.50
La	6.30	18.00	36.00	32.10	45.10	126.00	32.00	0.01	7.00	2.80	2.86	23.50
Ce	50.00	106.00	142.00	175.00	298.00	750.00	216.00	18.89	131.00	53.00	58.70	360.00
Pr	5.90	15.30	24.20	22.90	50.00	111.00	36.50	0.05	14.50	3.65	5.56	55.00
Nd	35.00	95.00	120.00	105.00	265.00	551.00	190.00	0.94	140.00	22.50	44.20	350.00
Sm	16.40	35.10	39.00	35.50	115.00	169.00	73.00	2.78	310.00	15.60	28.80	190.00
Eu	7.30	15.50	18.10	11.90	44.10	74.00	31.80	0.17	320.00	6.60	12.60	80.00
Gd	44.00	92.00	105.00	93.00	257.00	410.00	178.00	19.40	2900.00	38.60	67.00	380.00
Th	164.00	770.00	960.00	206.00	1440.00	624.00	660.00	72.50	480.00	135.00	155.00	780.00
Dy	113.00	186.00	211.00	239.00	496.00	790.00	360.00	92.50	4400.00	99.00	142.00	640.00
Ho	33.00	50.10	54.00	73.50	121.10	190.00	84.00	34.11	900.00	31.80	40.60	152.00
Er	132.00	171.00	180.00	285.00	390.00	600.00	289.00	150.40	2320.00	140.00	141.00	470.00
Yb	269.00	250.00	320.00	504.00	659.00	1000.00	576.00	312.00	2220.00	330.00	245.00	630.00
Lu	44.90	45.40	60.00	87.70	114.00	173.00	105.00	56.30	310.00	60.30	42.50	104.00
Ta	0.66	2.07	5.80	1.86	3.15	4.45	4.19	1.51	1.95	0.52	0.33	0.83
Nb	30.40	27.80	23.80	21.20	31.80	27.10	24.20	20.40	27.90	25.80	24.00	17.60
Ga	2.80	9.10	8.80	8.60	19.40	42.40	13.80	0.56	8.10	1.77	3.87	30.00
Sc	780.00	770.00	576.00	593.00	774.00	607.00	637.00	553.00	740.00	750.00	788.00	575.00

Tabela 6: Dados de química de sobrecrecimentos metamórficos em zircão de metassedimentos do Domínio São Roque, obtidos via LA-ICPMS.

	VT-04	VT-03	VT-02						
LA-ICPMS nº	32b	2b	10b	16b'	3b	7b'	8b	15b	16b
U-Pb nº	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Feições	overgrowth	borda	overgrowth	overgrowth	overgrowth	overgrowth	metamítico	overgrowth	overgrowth
SiO ₂	28.24	30.31	25.89	37.01	31.66	32.52	38.25	32.95	32.09
ZrO ₂	55.38	51.47	45.12	58.22	60.65	63.62	65.78	51.33	48.16
HfO ₂	1.22	1.18	1.19	1.17	1.20	1.17	1.16	1.15	1.21
Fe ₂ O ₃	0.05	0.02	0.01	0.18	0.54	0.18	0.74	1.74	0.47
FeO	0.05	0.02	0.01	0.16	0.49	0.16	0.67	1.57	0.42
Na ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.02	0.04	0.02	0.12	0.09	0.04
Al ₂ O ₃	0.09	0.02	0.01	0.91	1.59	0.28	0.42	1.79	0.61
P ₂ O ₄	0.14	0.04	0.07	0.19	0.24	0.11	0.26	0.43	0.36
CaO	0.30	0.05	0.14	0.41	0.42	0.20	1.46	2.30	1.10
Y	2210.00	332.10	1200.00	3100.00	3500.00	1510.00	11300.00	12800.00	7470.00
U	340.00	412.00	397.00	640.00	1370.00	450.00	2360.00	3360.00	2065.00
Ba	4.60	1.11	1.40	22.50	23.00	8.60	110.00	102.00	26.90
Pb	18.30	2.69	16.10	44.00	64.00	14.80	147.50	59.50	32.95
Sr	6.60	2.39	2.00	12.60	21.00	7.60	85.00	150.00	64.95
La	8.10	0.65	0.55	10.90	24.00	14.00	54.00	270.00	94.20
Ce	144.00	4.78	9.00	86.00	257.00	131.00	457.00	1580.00	498.00
Pr	21.00	0.72	0.47	12.90	27.00	14.00	49.00	179.00	57.25
Nd	143.00	5.69	3.70	93.00	155.00	73.00	306.00	910.00	326.50
Sm	80.00	4.30	4.60	61.00	93.00	34.00	191.00	340.00	147.50
Eu	33.00	1.68	1.20	25.20	35.00	15.20	91.00	190.00	87.65
Gd	151.00	13.85	26.10	152.00	170.00	72.00	440.00	770.00	350.00
Th	370.00	19.85	120.00	550.00	910.00	220.00	1860.00	1430.00	1230.00
Dy	270.00	38.50	119.00	354.00	460.00	167.00	1350.00	1810.00	850.00
Ho	83.00	9.80	44.20	99.00	126.00	49.00	399.00	456.00	210.50
Er	285.00	29.05	185.00	342.00	480.00	173.00	1470.00	1450.00	776.50
Yb	480.00	43.75	385.00	580.00	840.00	300.00	2530.00	2130.00	1215.00
Lu	88.00	7.18	62.00	89.00	124.00	47.00	328.00	266.00	156.00
Ta	0.90	0.39	2.85	2.48	4.00	1.70	15.50	10.40	5.71
Nb	25.00	17.80	19.60	30.90	26.20	21.60	105.80	69.00	38.45
Ga	9.20	0.26	0.53	7.80	14.00	8.60	24.30	79.00	32.90
Sc	653.00	619.00	473.00	625.00	740.00	756.00	870.00	699.00	567.50

Tabela 6: Dados de química de sobrecrecimentos metamórficos em zircão de metassedimentos do Domínio São Roque, obtidos via LA-ICPMS.

PJ - 1M												
5mJ, 6Hz, 29µm		207/235	1 sigma	206/238	1 sigma	erro corr.	238/206	1 sigma	207/206	1 sigma	208/206	1 sigma
PJ 1M	1.1	0.7487	0.0138	0.0906	0.0008	0.47	11.0344	0.0946	0.0598	0.0009	0.0702	0.0080
PJ 1M	1.2	0.8052	0.0149	0.0971	0.0009	0.49	10.2951	0.0929	0.0600	0.0009	0.1090	0.0116
PJ 1M	3.1	6.8145	0.1246	0.3842	0.0034	0.48	2.6028	0.0229	0.1280	0.0020	1.0235	0.1065
PJ 1M	4.1	7.0398	0.1275	0.3925	0.0034	0.47	2.5478	0.0218	0.1306	0.0020	0.3234	0.0339
PJ 1M	5.1	6.9764	0.1266	0.3868	0.0034	0.48	2.5851	0.0225	0.1314	0.0020	0.2901	0.0308
PJ 1M	6.1	7.2736	0.1322	0.3988	0.0035	0.48	2.5075	0.0217	0.1312	0.0020	0.3858	0.0410
PJ 1M	7.1	8.1214	0.1467	0.4171	0.0037	0.49	2.3977	0.0210	0.1416	0.0021	0.3063	0.0328
PJ 1M	8.1	8.5001	0.1638	0.4260	0.0038	0.46	2.3474	0.0208	0.1448	0.0024	0.2195	0.0239
PJ 1M	9.1	14.1873	0.2561	0.5393	0.0046	0.48	1.8542	0.0159	0.1894	0.0029	0.3108	0.0338
PJ 1M	10.1	20.7534	0.3740	0.6282	0.0055	0.49	1.5919	0.0139	0.2367	0.0036	0.2428	0.0267
PJ 1M	10.2	20.2247	0.3620	0.6243	0.0053	0.48	1.6019	0.0137	0.2353	0.0035	0.5506	0.0607
PJ 1M	11.1	10.3270	0.1875	0.4667	0.0040	0.48	2.1425	0.0185	0.1611	0.0025	0.5372	0.0597
PJ 1M	12.1	8.2639	0.2022	0.4307	0.0038	0.36	2.3216	0.0205	0.1390	0.0025	0.3721	0.0641
PJ 1M	13.1	16.6608	0.4042	0.5688	0.0048	0.35	1.7580	0.0150	0.2131	0.0037	0.2636	0.0450
PJ 1M	14.1	8.0139	0.1943	0.4159	0.0036	0.35	2.4045	0.0206	0.1389	0.0024	0.5578	0.0945
PJ 1M	15.1	11.0576	0.2688	0.4788	0.0042	0.36	2.0888	0.0185	0.1660	0.0029	0.2276	0.0384
PJ 1M	16.1	7.0738	0.1767	0.3787	0.0039	0.41	2.6410	0.0272	0.1380	0.0024	0.0987	0.0165
PJ 1M	17.1	8.1099	0.1954	0.4226	0.0037	0.36	2.3664	0.0206	0.1381	0.0024	0.2614	0.0433
PJ 1M	18.1	4.9488	0.1222	0.3249	0.0029	0.37	3.0783	0.0279	0.1081	0.0020	0.2415	0.0398
PJ 1M	19.1	10.1126	0.2513	0.4656	0.0040	0.34	2.1476	0.0183	0.1586	0.0029	0.1008	0.0164
PJ 1M	20.1	8.4049	0.2009	0.4291	0.0037	0.36	2.3306	0.0201	0.1410	0.0024	0.2918	0.0472
PJ 1M	21.1	8.2970	0.1977	0.4276	0.0037	0.36	2.3389	0.0200	0.1397	0.0024	0.3319	0.0533
PJ 1M	22.1	11.2313	0.2688	0.4821	0.0042	0.36	2.0744	0.0180	0.1684	0.0029	0.2164	0.0345
PJ 1M	23.1	7.9834	0.1894	0.4190	0.0036	0.36	2.3865	0.0203	0.1371	0.0024	0.2166	0.0348
PJ 1M	24.1	7.8697	0.1864	0.4118	0.0035	0.36	2.4282	0.0205	0.1375	0.0024	0.2765	0.0434
PJ 1M	25.1	8.3078	0.1583	0.4323	0.0059	0.72	2.3133	0.0317	0.1400	0.0032	0.2417	0.0774
PJ 1M	26.1	8.6412	0.1858	0.4295	0.0063	0.68	2.3281	0.0342	0.1410	0.0033	0.0741	0.0235
PJ 1M	27.1	12.0062	0.2351	0.4660	0.0066	0.73	2.1461	0.0305	0.1871	0.0043	0.3843	0.1208
PJ 1M	26.2	12.7457	0.2523	0.5109	0.0075	0.75	1.9573	0.0289	0.1793	0.0041	0.1355	0.0422
PJ 1M	28.1	14.2139	0.2698	0.5450	0.0075	0.73	1.8348	0.0254	0.1899	0.0043	0.1121	0.0348
PJ 1M	29.1	8.0115	0.1526	0.4198	0.0058	0.72	2.3822	0.0328	0.1380	0.0031	0.3470	0.1063
PJ 1M	30.1	28.0281	0.5521	0.6954	0.0098	0.72	1.4379	0.0203	0.2855	0.0066	0.2306	0.0701
PJ 1M	31.1	12.9941	0.2627	0.5169	0.0084	0.80	1.9346	0.0314	0.1837	0.0041	0.2655	0.0799

Datação U-Pb em zircões detríticos por LA-MC-ICPMS. Campos em cinza representam resultados com concordância abaixo de 95%.

PJ - 1M												
5mJ, 6Hz, 29µm		207/235	1 sigma	206/238	1 sigma	erro corr.	238/206	1 sigma	207/206	1 sigma	208/206	1 sigma
PJ 1M	32.1	10.9214	0.2070	0.4856	0.0067	0.73	2.0593	0.0286	0.1625	0.0036	0.4087	0.1220
PJ 1M	34.1	9.3743	0.1771	0.4525	0.0063	0.74	2.2099	0.0307	0.1512	0.0034	0.3602	0.1057
PJ 1M	35.1	11.2921	0.2152	0.4991	0.0070	0.73	2.0037	0.0279	0.1650	0.0037	0.3489	0.1016
PJ 1M	36.1	7.9733	0.1615	0.4122	0.0064	0.76	2.4260	0.0374	0.1393	0.0031	0.5155	0.1488
PJ 1M	37.1	9.6238	0.2558	0.4394	0.0022	0.19	2.2759	0.0114	0.1604	0.0040	0.0502	0.0138
PJ 1M	38.1	6.8248	0.2311	0.3840	0.0078	0.60	2.6042	0.0528	0.1319	0.0033	0.1353	0.0368
PJ 1M	39.1	7.8650	0.2530	0.4097	0.0074	0.56	2.4407	0.0443	0.1396	0.0035	0.7721	0.2062
PJ 1M	40.1	7.9517	0.2075	0.4131	0.0020	0.18	2.4206	0.0115	0.1400	0.0034	0.2953	0.0781
PJ 1M	41.1	13.2943	0.3471	0.5220	0.0027	0.20	1.9157	0.0099	0.1846	0.0045	0.3414	0.0896
PJ 1M	42.1	8.4852	0.2555	0.3988	0.0026	0.22	2.5077	0.0165	0.1520	0.0038	0.0400	0.0115
PJ 1M	43.1	13.9843	0.3622	0.5438	0.0026	0.18	1.8390	0.0088	0.1855	0.0045	0.2448	0.0632
PJ 1M	44.1	25.7394	0.6724	0.6693	0.0033	0.19	1.4941	0.0074	0.2786	0.0067	0.3339	0.0853
PJ 1M	46.1	16.1136	0.5194	0.5636	0.0108	0.60	1.7742	0.0341	0.2109	0.0051	0.1203	0.0303
PJ 1M	47.1	13.5831	0.4491	0.5282	0.0102	0.58	1.8933	0.0365	0.1880	0.0049	0.3898	0.0974
PJ 1M	48.1	14.2981	0.3682	0.5361	0.0028	0.20	1.8653	0.0098	0.1936	0.0046	0.3308	0.0818
PJ 1M	49.1	10.7795	0.2771	0.4725	0.0022	0.18	2.1163	0.0100	0.1647	0.0039	0.4591	0.1125
PJ 1M	49.2	11.1858	0.3911	0.4754	0.0202	0.99	2.1036	0.0892	0.1660	0.0045	0.2950	0.0345
PJ 1M	62.1	14.0707	0.3892	0.5334	0.0040	0.27	1.8746	0.0139	0.1922	0.0051	0.3527	0.0409
PJ 1M	63.1	7.7413	0.2089	0.4142	0.0029	0.26	2.4140	0.0166	0.1350	0.0035	0.5765	0.0667
PJ 1M	52.1	25.4872	0.7124	0.6839	0.0056	0.30	1.4623	0.0121	0.2717	0.0073	0.0940	0.0109
PJ 1M	53.1	6.8116	0.1877	0.3673	0.0031	0.31	2.7226	0.0233	0.1345	0.0035	0.3952	0.0457
PJ 1M	8.2	7.8160	0.2099	0.4202	0.0032	0.28	2.3796	0.0179	0.1358	0.0035	0.3354	0.0387
PJ 1M	55.1	12.1403	0.3423	0.5008	0.0051	0.36	1.9968	0.0202	0.1751	0.0046	0.2361	0.0274
PJ 1M	56.1	5.5587	0.1778	0.3442	0.0050	0.46	2.9050	0.0426	0.1211	0.0034	0.0548	0.0067
PJ 1M	57.1	6.3286	0.1684	0.3672	0.0025	0.25	2.7234	0.0184	0.1248	0.0032	1.2670	0.1458
PJ 1M	58.1	5.8751	0.1565	0.3557	0.0025	0.26	2.8116	0.0195	0.1198	0.0031	0.5871	0.0675
PJ 1M	59.1	6.9361	0.1892	0.3800	0.0030	0.29	2.6314	0.0210	0.1337	0.0035	0.0684	0.0087
PJ 1M	60.1	7.8149	0.2051	0.4112	0.0027	0.25	2.4320	0.0162	0.1383	0.0035	0.4700	0.0539
PJ 1M	61.1	23.5629	0.6507	0.6578	0.0072	0.40	1.5201	0.0166	0.2598	0.0067	0.4128	0.0483
PJ 1M	2.1	11.7607	0.2442	0.4398	0.0048	0.52	2.2738	0.0247	0.1950	0.0031	0.2357	0.0246
PJ 1M	33.1	5.4080	0.1052	0.3190	0.0045	0.72	3.1352	0.0437	0.1247	0.0028	0.0698	0.0207
PJ 1M	45.1	4.7406	0.1264	0.2852	0.0019	0.25	3.5063	0.0236	0.1211	0.0029	0.0345	0.0089

Datação U-Pb em zircões detríticos por LA-MC-ICPMS. Campos em cinza representam resultados com concordância abaixo de 95%.

PJ - 1M		IDADES						Concord.
		T _{206/238}	1 sigma	T _{207/235}	1 sigma	T _{207/206}	1 sigma	206/238 207/206
5mJ, 6Hz, 29µm								
PJ 1M	1.1	0.559	0.005	0.567	0.008	0.591	0.033	95
PJ 1M	1.2	0.598	0.005	0.600	0.008	0.597	0.033	100
PJ 1M	3.1	2.096	0.016	2.088	0.016	2.068	0.026	101
PJ 1M	4.1	2.134	0.016	2.116	0.016	2.104	0.026	101
PJ 1M	5.1	2.108	0.016	2.108	0.016	2.114	0.026	100
PJ 1M	6.1	2.163	0.016	2.146	0.016	2.111	0.026	102
PJ 1M	7.1	2.247	0.017	2.245	0.016	2.243	0.026	100
PJ 1M	8.1	2.288	0.017	2.286	0.017	2.281	0.029	100
PJ 1M	9.1	2.781	0.019	2.762	0.017	2.740	0.025	101
PJ 1M	10.1	3.142	0.022	3.127	0.017	3.101	0.023	101
PJ 1M	10.2	3.127	0.021	3.102	0.017	3.092	0.023	101
PJ 1M	11.1	2.469	0.018	2.465	0.017	2.465	0.026	100
PJ 1M	12.1	2.309	0.017	2.260	0.022	2.211	0.030	104
PJ 1M	13.1	2.903	0.020	2.916	0.023	2.936	0.028	99
PJ 1M	14.1	2.242	0.016	2.233	0.022	2.209	0.030	101
PJ 1M	15.1	2.522	0.018	2.528	0.022	2.516	0.030	100
PJ 1M	16.1	2.070	0.018	2.121	0.022	2.198	0.030	94
PJ 1M	17.1	2.272	0.017	2.243	0.022	2.200	0.030	103
PJ 1M	18.1	1.813	0.014	1.811	0.021	1.771	0.032	102
PJ 1M	19.1	2.464	0.017	2.445	0.023	2.438	0.031	101
PJ 1M	20.1	2.302	0.017	2.276	0.021	2.235	0.029	103
PJ 1M	21.1	2.295	0.017	2.264	0.021	2.219	0.029	103
PJ 1M	22.1	2.536	0.018	2.543	0.022	2.541	0.029	100
PJ 1M	23.1	2.256	0.016	2.229	0.021	2.186	0.029	103
PJ 1M	24.1	2.223	0.016	2.216	0.021	2.192	0.029	101
PJ 1M	25.1	2.316	0.027	2.265	0.017	2.223	0.039	104
PJ 1M	26.1	2.304	0.028	2.301	0.019	2.235	0.040	103
PJ 1M	27.1	2.466	0.029	2.605	0.018	2.720	0.038	91
PJ 1M	26.2	2.661	0.032	2.661	0.018	2.648	0.038	100
PJ 1M	28.1	2.804	0.031	2.764	0.018	2.745	0.038	102
PJ 1M	29.1	2.260	0.026	2.232	0.017	2.198	0.038	103
PJ 1M	30.1	3.403	0.037	3.420	0.019	3.389	0.037	100
PJ 1M	31.1	2.686	0.036	2.679	0.019	2.689	0.038	100

Datação U-Pb em zircões detríticos por LA-MC-ICPMS. Campos em cinza representam resultados com concordância abaixo de 95%.

PJ - 1M		IDADES						Concord.
5mJ, 6Hz, 29µm		T _{206/238}	1 sigma	T _{207/235}	1 sigma	T _{207/206}	1 sigma	206/238 207/206
PJ 1M	32.1	2.552	0.029	2.516	0.017	2.479	0.038	103
PJ 1M	34.1	2.406	0.028	2.375	0.017	2.355	0.038	102
PJ 1M	35.1	2.610	0.030	2.548	0.018	2.505	0.038	104
PJ 1M	36.1	2.225	0.029	2.228	0.018	2.214	0.038	100
PJ 1M	37.1	2.348	0.010	2.399	0.024	2.457	0.042	96
PJ 1M	38.1	2.095	0.036	2.089	0.030	2.120	0.043	99
PJ 1M	39.1	2.214	0.034	2.216	0.029	2.218	0.042	100
PJ 1M	40.1	2.229	0.009	2.226	0.023	2.223	0.041	100
PJ 1M	41.1	2.708	0.011	2.701	0.024	2.697	0.040	100
PJ 1M	42.1	2.163	0.012	2.284	0.027	2.364	0.042	92
PJ 1M	43.1	2.799	0.011	2.749	0.024	2.706	0.040	103
PJ 1M	44.1	3.303	0.013	3.337	0.025	3.350	0.037	99
PJ 1M	46.1	2.882	0.045	2.884	0.030	2.919	0.039	99
PJ 1M	47.1	2.734	0.043	2.721	0.031	2.728	0.043	100
PJ 1M	48.1	2.767	0.012	2.770	0.024	2.777	0.039	100
PJ 1M	49.1	2.495	0.010	2.504	0.024	2.503	0.040	100
PJ 1M	49.2	2.507	0.088	2.539	0.032	2.516	0.046	100
PJ 1M	62.1	2.756	0.017	2.754	0.026	2.765	0.044	100
PJ 1M	63.1	2.234	0.013	2.201	0.024	2.160	0.045	103
PJ 1M	52.1	3.359	0.022	3.327	0.027	3.311	0.041	101
PJ 1M	53.1	2.017	0.015	2.087	0.024	2.154	0.045	94
PJ 1M	8.2	2.262	0.014	2.210	0.024	2.171	0.044	104
PJ 1M	55.1	2.617	0.022	2.615	0.026	2.607	0.044	100
PJ 1M	56.1	1.907	0.024	1.910	0.027	1.972	0.048	97
PJ 1M	57.1	2.016	0.012	2.022	0.023	2.025	0.045	100
PJ 1M	58.1	1.962	0.012	1.958	0.023	1.952	0.045	100
PJ 1M	59.1	2.076	0.014	2.103	0.024	2.143	0.044	97
PJ 1M	60.1	2.220	0.013	2.210	0.023	2.202	0.043	101
PJ 1M	61.1	3.259	0.028	3.250	0.027	3.243	0.038	100
PJ 1M	2.1	2.350	0.021	2.586	0.019	2.790	0.026	84
PJ 1M	33.1	1.785	0.022	1.886	0.017	2.023	0.038	88
PJ 1M	45.1	1.618	0.010	1.774	0.022	1.972	0.042	82

Datação U-Pb em zircões detríticos por LA-MC-ICPMS. Campos em cinza representam resultados com concordância abaixo de 95%.

JP 01		207/235 1sigma 206/238 1 sigma erro corr. 238/206 1 sigma 207/206 1 sigma 208/206 1 sigma										
5mJ, 6Hz, 29µm												
JP 01	1.1	15.6942	0.1099	0.5580	0.0034	0.87	1.7921	0.0109	0.2051	0.0012	0.2379	0.0540
JP 01	2.1	19.2624	0.1418	0.6025	0.0038	0.86	1.6596	0.0105	0.2318	0.0015	0.3904	0.0898
JP 01	3.1	13.3942	0.0939	0.5219	0.0027	0.74	1.9159	0.0099	0.1871	0.0011	0.1752	0.0409
JP 01	4.1	9.8715	0.0856	0.4727	0.0029	0.70	2.1154	0.0129	0.1573	0.0011	0.2682	0.0637
JP 01	6.1	6.4323	0.0518	0.3609	0.0020	0.68	2.7705	0.0151	0.1299	0.0009	0.2335	0.0571
JP 01	7.1	6.3367	0.0407	0.3724	0.0018	0.77	2.6852	0.0132	0.1249	0.0007	0.3273	0.0809
JP 01	8.1	10.6237	0.0691	0.4707	0.0024	0.78	2.1243	0.0107	0.1651	0.0009	0.2707	0.0682
JP 01	9.2N	6.2528	0.0413	0.3742	0.0019	0.78	2.6722	0.0137	0.1221	0.0007	0.5603	0.1457
JP 01	10.1	6.4795	0.0417	0.3782	0.0018	0.74	2.6444	0.0127	0.1246	0.0007	0.5008	0.1324
JP 01	11.2N	4.7386	0.0302	0.3228	0.0016	0.76	3.0980	0.0150	0.1076	0.0006	0.4093	0.1120
JP 01	13.1N	11.8528	0.0761	0.4910	0.0037	0.99	2.0368	0.0152	0.1763	0.0012	0.3154	0.1409
JP 01	15.2N	6.3991	0.0750	0.3493	0.0038	0.93	2.8629	0.0312	0.1343	0.0009	0.2792	0.1412
JP 01	16.1N	15.9416	0.1021	0.5470	0.0040	0.99	1.8280	0.0134	0.2101	0.0013	0.3436	0.1778
JP 01	17.1	5.9490	0.0389	0.3534	0.0026	0.99	2.8297	0.0212	0.1214	0.0008	0.1181	0.0668
JP 01	18.1	19.0418	0.1208	0.5994	0.0043	0.99	1.6684	0.0119	0.2298	0.0015	0.2058	0.1199
JP 01	19.1	7.2287	0.0461	0.3842	0.0029	0.99	2.6027	0.0199	0.1364	0.0010	0.2167	0.1303
JP 01	20.1	6.4738	0.0415	0.3640	0.0027	0.99	2.7469	0.0202	0.1284	0.0008	0.2181	0.1353
JP 01	21.1	10.5357	0.3302	0.4269	0.0112	0.84	2.3425	0.0617	0.1827	0.0013	0.8793	0.6176
JP 01	23.1	6.6539	0.2138	0.3750	0.0101	0.84	2.6668	0.0720	0.1297	0.0009	1.0957	0.8410
JP 01	24.1	7.2996	0.2263	0.3895	0.0102	0.85	2.5675	0.0674	0.1372	0.0010	0.7313	0.5886
JP 01	25.1	11.0853	0.3374	0.4556	0.0117	0.85	2.1949	0.0565	0.1787	0.0012	0.7337	0.6207
JP 01	26.1	8.3469	0.3066	0.4278	0.0139	0.89	2.3376	0.0760	0.1437	0.0014	0.5147	0.4589
JP 01	27.1	6.6960	0.2051	0.3743	0.0097	0.84	2.6719	0.0691	0.1320	0.0010	0.6650	0.6217
JP 01	29.1	7.8116	0.2380	0.3956	0.0102	0.85	2.5277	0.0655	0.1440	0.0010	0.5878	0.6248
JP 01	30.1	8.0870	0.2590	0.4155	0.0116	0.87	2.4069	0.0670	0.1430	0.0012	0.8975	1.0197
JP 01	32.1	12.7248	0.4100	0.4830	0.0126	0.81	2.0704	0.0540	0.1972	0.0018	0.1614	0.2125
JP 01	23.1	6.6539	0.2138	0.3750	0.0101	0.84	2.6668	0.0720	0.1297	0.0009	1.0957	0.8410
JP 01	24.1	7.2996	0.2263	0.3895	0.0102	0.85	2.5675	0.0674	0.1372	0.0010	0.7313	0.5886

Datação U-Pb em zircões detríticos por LA-MC-ICPMS. Campos em cinza representam resultados com concordância abaixo de 95%.

JP 01		207/235 1sigma 206/238 1 sigma erro corr. 238/206 1 sigma 207/206 1 sigma 208/206 1 sigma											
5mJ, 6Hz, 29µm													
JP 01	25.1	11.0853	0.3374	0.4556	0.0117	0.85	2.1949	0.0565	0.1787	0.0012	0.7337	0.6207	
JP 01	26.1	8.3469	0.3066	0.4278	0.0139	0.89	2.3376	0.0760	0.1437	0.0014	0.5147	0.4589	
JP 01	27.1	6.6960	0.2051	0.3743	0.0097	0.84	2.6719	0.0691	0.1320	0.0010	0.6650	0.6217	
JP 01	29.1	7.8116	0.2380	0.3956	0.0102	0.85	2.5277	0.0655	0.1440	0.0010	0.5878	0.6248	
JP 01	30.1	8.0870	0.2590	0.4155	0.0116	0.87	2.4069	0.0670	0.1430	0.0012	0.8975	1.0197	
JP 01	32.1	12.7248	0.4100	0.4830	0.0126	0.81	2.0704	0.0540	0.1972	0.0018	0.1614	0.2125	
JP 01	45.1	6.1079	0.2118	0.3524	0.0063	0.51	2.8379	0.0507	0.1270	0.0025	0.3040	0.0427	
JP 01	46.1	5.9941	0.2091	0.3605	0.0064	0.51	2.7738	0.0495	0.1226	0.0024	0.3493	0.0494	
JP 01	47.1	6.4161	0.2260	0.3508	0.0066	0.54	2.8508	0.0538	0.1317	0.0026	0.3064	0.0437	
JP 01	48.1	6.3687	0.2187	0.3653	0.0065	0.52	2.7371	0.0487	0.1271	0.0025	0.2549	0.0367	
JP 01	49.1	6.8042	0.2328	0.3804	0.0068	0.52	2.6288	0.0467	0.1307	0.0025	0.4797	0.0695	
JP 01	50.1	12.4982	0.4270	0.5059	0.0090	0.52	1.9765	0.0352	0.1792	0.0034	0.4569	0.0668	
JP 01	51.1	27.7492	0.9445	0.6852	0.0122	0.52	1.4594	0.0260	0.2942	0.0057	0.2904	0.0428	
JP 01	52.1	12.1232	0.4104	0.4971	0.0088	0.52	2.0118	0.0356	0.1778	0.0034	0.2520	0.0374	
JP 01	53.1	13.0730	0.4417	0.5100	0.0090	0.52	1.9608	0.0348	0.1861	0.0036	0.4962	0.0744	
JP 01	54.1	17.5849	0.6431	0.6005	0.0108	0.49	1.6652	0.0299	0.2128	0.0051	0.1314	0.0199	
JP 01	55.1	11.2768	0.3779	0.4761	0.0084	0.53	2.1006	0.0370	0.1717	0.0033	0.5056	0.0770	
JP 01	56.1	8.7291	0.2920	0.4290	0.0076	0.53	2.3311	0.0411	0.1482	0.0028	0.1233	0.0190	
JP 01	57.1	7.3849	0.2461	0.3969	0.0070	0.53	2.5197	0.0443	0.1351	0.0026	0.6343	0.0983	
JP 01	58.1	12.6635	0.4024	0.5100	0.0035	0.21	1.9609	0.0134	0.1808	0.0057	0.3403	0.0852	
JP 01	60.1	6.4463	0.2027	0.3596	0.0024	0.21	2.7808	0.0184	0.1297	0.0040	0.3343	0.0837	
JP 01	62.1	7.5283	0.2370	0.3950	0.0031	0.25	2.5320	0.0197	0.1381	0.0043	0.4284	0.1075	
JP 01	63.1	7.9264	0.2469	0.4103	0.0027	0.21	2.4373	0.0162	0.1403	0.0043	0.2212	0.0554	
JP 01	64.1	7.4315	0.2321	0.3735	0.0028	0.24	2.6774	0.0199	0.1405	0.0044	0.2132	0.0536	
JP 01	65.1	13.6523	0.4226	0.5250	0.0036	0.22	1.9047	0.0130	0.1869	0.0057	0.4061	0.1017	
JP 01	65.2 B	11.5215	0.3603	0.4697	0.0033	0.22	2.1291	0.0148	0.1798	0.0055	0.2239	0.0561	
JP 01	68.1	20.5725	0.6724	0.5977	0.0050	0.26	1.6732	0.0139	0.2497	0.0078	0.2716	0.0680	
JP 01	22.2	16.4798	0.6742	0.5567	0.0107	0.47	1.7962	0.0345	0.2157	0.0071	0.0373	0.0096	

Datação U-Pb em zircões detríticos por LA-MC-ICPMS. Campos em cinza representam resultados com concordância abaixo de 95%.

JP 01		207/235 1sigma 206/238 1 sigma erro corr. 238/206 1 sigma 207/206 1 sigma 208/206 1 sigma										
5mJ, 6Hz, 29µm												
JP 01	59.1	10.8373	0.3445	0.4395	0.0033	0.23	2.2755	0.0169	0.1793	0.0056	0.0620	0.0156
JP 01	61.1	5.9112	0.1865	0.3308	0.0024	0.23	3.0231	0.0218	0.1305	0.0040	0.5715	0.1431
JP 01	66.1	6.3411	0.1978	0.3424	0.0027	0.26	2.9208	0.0234	0.1337	0.0041	0.1807	0.0452
JP 01	67.1	15.6884	0.4882	0.5100	0.0037	0.24	1.9606	0.0144	0.2213	0.0068	0.1184	0.0297
JP 01	33.1	13.3185	0.4479	0.4730	0.0130	0.82	2.1143	0.0582	0.2022	0.0017	0.2993	0.4283
JP 01	31.1	11.4277	0.3606	0.4505	0.0122	0.86	2.2196	0.0602	0.1858	0.0013	0.3775	0.4604
JP 01	28.1	5.8608	0.1884	0.3201	0.0085	0.83	3.1236	0.0833	0.1364	0.0010	0.5446	0.5441
JP 01	33.1	13.3185	0.4479	0.4730	0.0130	0.82	2.1143	0.0582	0.2022	0.0017	0.2993	0.4283
JP 01	21.1	10.5357	0.3302	0.4269	0.0112	0.84	2.3425	0.0617	0.1827	0.0013	0.8793	0.6176
JP 01	31.1	11.4277	0.3606	0.4505	0.0122	0.86	2.2196	0.0602	0.1858	0.0013	0.3775	0.4604
JP 01	28.1	5.8608	0.1884	0.3201	0.0085	0.83	3.1236	0.0833	0.1364	0.0010	0.5446	0.5441
JP 01	22.1	8.4260	0.3127	0.3372	0.0104	0.83	2.9657	0.0912	0.1834	0.0018	0.1457	0.1076
JP 01	16.2B	9.5814	0.0652	0.3977	0.0029	0.99	2.5142	0.0183	0.1747	0.0012	0.1219	0.0651
JP 01	14.3B	1.6857	0.0182	0.1348	0.0012	0.79	7.4201	0.0637	0.0950	0.0007	0.0377	0.0207
JP 01	13.2B	4.2454	0.0536	0.2677	0.0030	0.89	3.7358	0.0419	0.1175	0.0013	0.2869	0.1316
JP 01	14.1B	1.3140	0.0085	0.1051	0.0007	0.99	9.5119	0.0678	0.0919	0.0006	0.0524	0.0246
JP 01	14.2N	16.5281	0.1008	0.4884	0.0035	0.99	2.0476	0.0146	0.2477	0.0016	0.1416	0.0681
JP 01	15.1B	5.1014	0.0377	0.2878	0.0022	0.99	3.4744	0.0267	0.1295	0.0009	0.2943	0.1450
JP 01	11.1B	3.4955	0.0237	0.2433	0.0013	0.78	4.1096	0.0217	0.1052	0.0006	0.2646	0.0712
JP 01	5.1	10.3274	0.0648	0.4259	0.0021	0.78	2.3479	0.0115	0.1782	0.0010	0.2367	0.0569
JP 01	9.1B	2.2435	0.0227	0.1691	0.0015	0.87	5.9136	0.0517	0.0973	0.0006	0.1478	0.0379

Datação U-Pb em zircões detríticos por LA-MC-ICPMS. Campos em cinza representam resultados com concordância abaixo de 95%.

JP 01		IDADES						Concordância
5mJ, 6Hz, 29µm		T _{206/238}	1 sigma	T _{207/235}	1 sigma	T _{207/206}	1 sigma	206/238 207/206
JP 01	1.1	2.8584	0.0141	2.858	0.007	2.874	0.009	99
JP 01	2.1	3.0401	0.0153	3.055	0.007	3.069	0.010	99
JP 01	3.1	2.7074	0.0114	2.708	0.007	2.720	0.010	100
JP 01	4.1	2.4955	0.0126	2.423	0.008	2.423	0.012	103
JP 01	6.1	1.9867	0.0093	2.037	0.007	2.093	0.012	95
JP 01	7.1	2.0408	0.0086	2.024	0.006	2.026	0.009	101
JP 01	8.1	2.4868	0.0104	2.491	0.006	2.506	0.009	99
JP 01	9.2N	2.0492	0.0090	2.012	0.006	1.987	0.010	103
JP 01	10.1	2.0677	0.0085	2.043	0.006	2.022	0.009	102
JP 01	11.2N	1.8033	0.0076	1.774	0.005	1.762	0.010	102
JP 01	13.1N	2.5748	0.0158	2.593	0.006	2.618	0.011	98
JP 01	15.2N	1.9313	0.0182	2.032	0.010	2.151	0.012	90
JP 01	16.1N	2.8129	0.0167	2.873	0.006	2.913	0.010	97
JP 01	17.1	1.9508	0.0126	1.968	0.006	1.976	0.011	99
JP 01	18.1	3.0274	0.0172	3.044	0.006	3.056	0.010	99
JP 01	19.1	2.0960	0.0137	2.140	0.006	2.178	0.012	96
JP 01	20.1	2.0013	0.0126	2.042	0.006	2.074	0.011	97
JP 01	21.1	2.2917	0.0506	2.483	0.029	2.680	0.012	86
JP 01	23.1	2.0528	0.0473	2.067	0.028	2.091	0.012	98
JP 01	24.1	2.1204	0.0472	2.149	0.027	2.188	0.012	97
JP 01	25.1	2.4201	0.0517	2.530	0.028	2.642	0.011	92
JP 01	26.1	2.2957	0.0625	2.269	0.033	2.267	0.017	101
JP 01	27.1	2.0495	0.0453	2.072	0.027	2.122	0.013	97
JP 01	29.1	2.1488	0.0472	2.210	0.027	2.272	0.012	95
JP 01	30.1	2.2399	0.0524	2.241	0.029	2.260	0.015	99
JP 01	32.1	2.5403	0.0545	2.659	0.030	2.808	0.015	90
JP 01	23.1	2.0528	0.0473	2.067	0.028	2.091	0.012	98
JP 01	24.1	2.1204	0.0472	2.149	0.027	2.188	0.012	97

Datação U-Pb em zircões detríticos por LA-MC-ICPMS. Campos em cinza representam resultados com concordância abaixo de 95%.

JP 01		IDADES						Concordância
5mJ, 6Hz, 29µm		T _{206/238}	1 sigma	T _{207/235}	1 sigma	T _{207/206}	1 sigma	206/238 207/206
JP 01	25.1	2.4201	0.0517	2.530	0.028	2.642	0.011	92
JP 01	26.1	2.2957	0.0625	2.269	0.033	2.267	0.017	101
JP 01	27.1	2.0495	0.0453	2.072	0.027	2.122	0.013	97
JP 01	29.1	2.1488	0.0472	2.210	0.027	2.272	0.012	95
JP 01	30.1	2.2399	0.0524	2.241	0.029	2.260	0.015	99
JP 01	32.1	2.5403	0.0545	2.659	0.030	2.808	0.015	90
JP 01	45.1	1.946	0.030	1.991	0.030	2.055	0.033	95
JP 01	46.1	1.985	0.030	1.975	0.030	1.993	0.034	100
JP 01	47.1	1.938	0.032	2.034	0.030	2.118	0.033	92
JP 01	48.1	2.007	0.031	2.028	0.030	2.056	0.033	98
JP 01	49.1	2.078	0.032	2.086	0.030	2.104	0.033	99
JP 01	50.1	2.639	0.038	2.643	0.032	2.646	0.032	100
JP 01	51.1	3.364	0.047	3.410	0.033	3.437	0.031	98
JP 01	52.1	2.601	0.038	2.614	0.031	2.634	0.032	99
JP 01	53.1	2.657	0.038	2.685	0.031	2.711	0.032	98
JP 01	54.1	3.032	0.043	2.967	0.035	2.934	0.038	103
JP 01	55.1	2.510	0.037	2.546	0.031	2.574	0.032	98
JP 01	56.1	2.301	0.034	2.310	0.030	2.321	0.032	99
JP 01	57.1	2.155	0.032	2.159	0.029	2.161	0.032	100
JP 01	58.1	2.656	0.015	2.655	0.029	2.662	0.052	100
JP 01	60.1	1.980	0.011	2.039	0.027	2.091	0.053	95
JP 01	62.1	2.146	0.014	2.176	0.028	2.199	0.052	98
JP 01	63.1	2.216	0.012	2.223	0.028	2.227	0.052	100
JP 01	64.1	2.046	0.013	2.165	0.028	2.229	0.053	92
JP 01	65.1	2.720	0.015	2.726	0.029	2.718	0.051	100
JP 01	65.2 B	2.482	0.014	2.566	0.029	2.652	0.051	94
JP 01	68.1	3.020	0.020	3.119	0.031	3.183	0.046	95
JP 01	22.2	2.853	0.044	2.905	0.038	2.955	0.052	97

Datação U-Pb em zircões detríticos por LA-MC-ICPMS. Campos em cinza representam resultados com concordância abaixo de 95%.

JP 01		IDADES						Concordância
5mJ, 6Hz, 29µm		T _{206/238}	1 sigma	T _{207/235}	1 sigma	T _{207/206}	1 sigma	206/238 207/206
JP 01	59.1	2.348	0.015	2.509	0.029	2.648	0.052	89
JP 01	61.1	1.842	0.012	1.963	0.027	2.102	0.053	88
JP 01	66.1	1.898	0.013	2.024	0.027	2.144	0.052	89
JP 01	67.1	2.657	0.016	2.858	0.029	2.996	0.048	89
JP 01	33.1	2.4966	0.0567	2.702	0.031	2.850	0.014	88
JP 01	31.1	2.3976	0.0541	2.559	0.029	2.708	0.012	89
JP 01	28.1	1.7905	0.0415	1.955	0.028	2.179	0.012	82
JP 01	33.1	2.4966	0.0567	2.702	0.031	2.850	0.014	88
JP 01	21.1	2.2917	0.0506	2.483	0.029	2.680	0.012	86
JP 01	31.1	2.3976	0.0541	2.559	0.029	2.708	0.012	89
JP 01	28.1	1.7905	0.0415	1.955	0.028	2.179	0.012	82
JP 01	22.1	1.8731	0.0498	2.278	0.033	2.686	0.016	70
JP 01	16.2B	2.1586	0.0133	2.395	0.006	2.604	0.011	83
JP 01	14.3B	0.8150	0.0066	1.003	0.007	1.534	0.014	53
JP 01	13.2B	1.5290	0.0153	1.683	0.010	1.918	0.019	80
JP 01	14.1B	0.6444	0.0044	0.852	0.004	1.471	0.013	44
JP 01	14.2N	2.5636	0.0151	2.908	0.006	3.171	0.010	81
JP 01	15.1B	1.6306	0.0111	1.836	0.006	2.089	0.012	78
JP 01	11.1B	1.4040	0.0067	1.526	0.005	1.721	0.010	82
JP 01	5.1	2.2873	0.0094	2.465	0.006	2.637	0.009	87
JP 01	9.1B	1.0072	0.0082	1.195	0.007	1.578	0.012	64

Datação U-Pb em zircões detríticos por LA-MC-ICPMS. Campos em cinza representam resultados com concordância abaixo de 95%.

VT - 04												
5mJ, 6Hz, 29µm		207/235	1 sigma	206/238	1 sigma	erro corr.	238/206	1 sigma	207/206	1 sigma	208/206	1 sigma
VT 04	1.1	7.8193	0.0406	0.4098	0.0040	0.99	2.4400	0.0236	0.1390	0.0011	0.7090	0.2001
VT 04	3.1	7.8524	0.0377	0.4103	0.0039	0.99	2.4372	0.0231	0.1392	0.0011	0.3125	0.0921
VT 04	4.1	8.0747	0.0411	0.4164	0.0041	0.99	2.4015	0.0239	0.1416	0.0011	0.4433	0.1366
VT 04	5.1	7.8071	0.0404	0.4078	0.0040	0.99	2.4521	0.0240	0.1388	0.0011	0.3706	0.1168
VT 04	6.1	4.1863	0.0326	0.2816	0.0031	0.99	3.5506	0.0396	0.1077	0.0010	0.3517	0.1133
VT 04	7.1	10.5183	0.0528	0.4707	0.0045	0.99	2.1245	0.0205	0.1633	0.0013	0.4626	0.1529
VT 04	7.2	11.1729	0.0744	0.4834	0.0049	0.99	2.0687	0.0211	0.1678	0.0013	0.4424	0.1500
VT 04	8.1	7.8878	0.0430	0.4101	0.0040	0.99	2.4381	0.0237	0.1387	0.0011	0.2584	0.0899
VT 04	9.1	10.0508	0.0528	0.4613	0.0044	0.99	2.1679	0.0208	0.1571	0.0012	0.7729	0.2758
VT 04	10.1	15.6296	0.0801	0.5483	0.0053	0.99	1.8240	0.0176	0.2069	0.0016	0.3017	0.1106
VT 04	11.1	10.5942	0.0515	0.4664	0.0045	0.99	2.1443	0.0206	0.1649	0.0013	0.5013	0.1889
VT 04	12.1	7.9862	0.1834	0.4143	0.0047	0.50	2.4139	0.0275	0.1390	0.0016	0.1952	0.0181
VT 04	13.1	4.6477	0.1065	0.3119	0.0035	0.49	3.2062	0.0362	0.1080	0.0012	0.3794	0.0349
VT 04	13.2	4.3631	0.1018	0.2924	0.0035	0.52	3.4201	0.0411	0.1084	0.0013	0.3669	0.0335
VT 04	14.1	8.1606	0.1868	0.4184	0.0048	0.50	2.3902	0.0275	0.1420	0.0016	0.3318	0.0306
VT 04	15.1	7.3835	0.1687	0.3853	0.0044	0.51	2.5956	0.0300	0.1399	0.0016	0.2465	0.0223
VT 04	16.1	7.7605	0.1757	0.4056	0.0046	0.50	2.4654	0.0277	0.1386	0.0016	0.2512	0.0226
VT 04	17.1	7.7704	0.1756	0.4067	0.0046	0.50	2.4587	0.0277	0.1388	0.0016	0.2568	0.0230
VT 04	18.1	7.8792	0.1781	0.4117	0.0046	0.50	2.4289	0.0272	0.1376	0.0016	0.2336	0.0207
VT 04	18.2	7.8891	0.1773	0.4160	0.0047	0.50	2.4036	0.0270	0.1374	0.0016	0.2546	0.0225
VT 04	19.1	7.9808	0.1798	0.4201	0.0047	0.50	2.3804	0.0269	0.1374	0.0016	0.2790	0.0246
VT 04	20.1	10.8034	0.2423	0.4837	0.0055	0.51	2.0673	0.0234	0.1617	0.0018	0.4736	0.0412
VT 04	22.1	7.5631	0.1255	0.3959	0.0053	0.81	2.5256	0.0341	0.1384	0.0024	0.3063	0.0363
VT 04	23.1	7.7975	0.1260	0.4084	0.0054	0.82	2.4483	0.0323	0.1387	0.0024	0.4030	0.0477
VT 04	24.1	13.3540	0.2668	0.5336	0.0079	0.74	1.8739	0.0277	0.1901	0.0035	0.1529	0.0181
VT 04	25.1	4.7147	0.0767	0.3112	0.0042	0.82	3.2130	0.0430	0.1102	0.0019	0.3519	0.0416
VT 04	26.1	8.4252	0.1391	0.4292	0.0058	0.83	2.3301	0.0317	0.1427	0.0024	0.1688	0.0200

Datação U-Pb em zircões detríticos por LA-MC-ICPMS. Campos em cinza representam resultados com concordância abaixo de 95%.

VT - 04												
5mJ, 6Hz, 29µm		207/235	1 sigma	206/238	1 sigma	erro corr.	238/206	1 sigma	207/206	1 sigma	208/206	1 sigma
VT 04	27.1	13.7229	0.2207	0.5270	0.0070	0.82	1.8976	0.0251	0.1894	0.0032	0.2494	0.0294
VT 04	30.1	29.7228	0.6148	0.7289	0.0100	0.66	1.3719	0.0188	0.2843	0.0058	0.4269	0.0505
VT 04	30.2	25.6670	0.5371	0.6683	0.0104	0.74	1.4963	0.0233	0.2734	0.0051	0.2504	0.0296
VT 04	31.1	4.7048	0.0775	0.3174	0.0043	0.82	3.1509	0.0427	0.1080	0.0019	0.3822	0.0450
VT 04	32.1	7.7724	0.1251	0.4133	0.0055	0.83	2.4195	0.0324	0.1373	0.0023	0.2037	0.0240
VT 04	33.1	11.3345	0.2508	0.4878	0.0056	0.52	2.0502	0.0237	0.1691	0.0020	0.2919	0.0453
VT 04	35.1	8.9453	0.1966	0.4389	0.0050	0.52	2.2787	0.0262	0.1475	0.0017	0.3072	0.0482
VT 04	36.1	4.8192	0.1031	0.3194	0.0037	0.55	3.1312	0.0366	0.1095	0.0013	0.4151	0.0655
VT 04	37.1	7.6127	0.1639	0.4014	0.0048	0.55	2.4912	0.0296	0.1387	0.0016	0.2581	0.0410
VT 04	38.1	7.6562	0.1672	0.3890	0.0050	0.58	2.5708	0.0328	0.1465	0.0017	0.4161	0.0669
VT 04	39.1	7.7060	0.1626	0.4044	0.0047	0.55	2.4729	0.0284	0.1381	0.0016	0.2433	0.0394
VT 04	40.1	7.3894	0.1574	0.3886	0.0046	0.56	2.5736	0.0307	0.1375	0.0016	0.4487	0.0738
VT 04	41.1	7.8403	0.1669	0.4032	0.0049	0.57	2.4803	0.0302	0.1413	0.0017	0.2257	0.0494
VT 04	42.1	7.7268	0.1610	0.4072	0.0046	0.54	2.4555	0.0276	0.1375	0.0016	0.2902	0.0478
VT 04	43.1	6.5030	0.1605	0.3557	0.0054	0.62	2.8117	0.0430	0.1309	0.0017	0.3174	0.0530
VT 04	44.1	6.1922	0.1004	0.3656	0.0051	0.87	2.7353	0.0385	0.1218	0.0015	0.3328	0.0220
VT 04	45.1	8.7805	0.2165	0.4359	0.0103	0.96	2.2942	0.0542	0.1495	0.0037	0.0790	0.0095
VT 04	46.1	9.5647	0.1383	0.4368	0.0054	0.86	2.2893	0.0285	0.1582	0.0020	0.1569	0.0103
VT 04	47.1	7.7068	0.1146	0.3980	0.0052	0.88	2.5128	0.0330	0.1412	0.0018	0.4044	0.0265
VT 04	48.1	8.0075	0.1282	0.4229	0.0060	0.89	2.3648	0.0336	0.1385	0.0017	0.2628	0.0172
VT 04	49.1	7.6722	0.1111	0.3989	0.0050	0.86	2.5067	0.0313	0.1396	0.0018	0.0860	0.0057
VT 04	50.1	7.4603	0.1093	0.4001	0.0051	0.88	2.4995	0.0321	0.1351	0.0017	0.0202	0.0018
VT 04	51.1	9.6358	0.1445	0.4383	0.0057	0.87	2.2815	0.0299	0.1600	0.0020	0.2936	0.0192
VT 04	52.1	9.7089	0.1443	0.4401	0.0058	0.88	2.2720	0.0298	0.1606	0.0020	0.2938	0.0192
VT 04	53.1	9.0745	0.1393	0.4274	0.0056	0.86	2.3399	0.0307	0.1549	0.0020	0.3711	0.0266
VT 04	54.1	7.6993	0.2942	0.4062	0.0118	0.76	2.4618	0.0715	0.1476	0.0055	0.1629	0.0151
VT 04	55.1	9.2137	0.1397	0.4319	0.0057	0.87	2.3154	0.0306	0.1524	0.0019	0.1883	0.0124

Datação U-Pb em zircões detríticos por LA-MC-ICPMS. Campos em cinza representam resultados com concordância abaixo de 95%.

VT - 04												
5mJ, 6Hz, 29µm		207/235	1sigma	206/238	1 sigma	erro corr.	238/206	1 sigma	207/206	1 sigma	208/206	1 sigma
VT 04	56.1	6.7770	0.1047	0.3678	0.0051	0.89	2.7192	0.0375	0.1348	0.0017	0.3412	0.0225
VT 04	57.1	8.1107	0.1347	0.4180	0.0025	0.36	2.3921	0.0142	0.1397	0.0023	0.2744	0.0414
VT 04	58.1	8.6243	0.1382	0.4260	0.0021	0.30	2.3474	0.0114	0.1468	0.0024	0.1812	0.0270
VT 04	59.1	6.8729	0.1169	0.3724	0.0027	0.42	2.6855	0.0191	0.1347	0.0022	0.2647	0.0391
VT 04	60.1	9.1167	0.1462	0.4382	0.0022	0.31	2.2821	0.0113	0.1521	0.0024	0.1919	0.0280
VT 04	61.1	19.6597	0.3214	0.6049	0.0030	0.30	1.6532	0.0082	0.2310	0.0037	0.3059	0.0441
VT 04	62.1	8.1739	0.1606	0.4197	0.0050	0.61	2.3827	0.0284	0.1425	0.0023	0.4811	0.0687
VT 04	63.1	7.6220	0.1466	0.4008	0.0047	0.60	2.4953	0.0290	0.1435	0.0023	0.2465	0.0352
VT 04	64.1	8.4260	0.1922	0.4264	0.0049	0.51	2.3454	0.0270	0.1428	0.0024	0.4916	0.0690
VT 04	65.1	7.5781	0.1306	0.3973	0.0034	0.49	2.5171	0.0214	0.1390	0.0022	0.3602	0.0498
VT 04	66.1	7.1109	0.1156	0.3775	0.0022	0.36	2.6487	0.0157	0.1383	0.0022	0.1955	0.0268
VT 04	67.1	7.5824	0.1228	0.4036	0.0023	0.35	2.4778	0.0141	0.1362	0.0022	0.3526	0.0478
VT 04	68.1	19.8501	0.4756	0.6157	0.0111	0.75	1.6243	0.0293	0.2400	0.0041	0.2700	0.0363
VT 04	69.1	18.1260	0.2892	0.5855	0.0030	0.32	1.7080	0.0088	0.2236	0.0035	0.2636	0.0351
VT 04	2.1	1.3044	0.0110	0.0886	0.0010	0.99	11.2926	0.1280	0.1060	0.0009	0.2307	0.0665
VT 04	3.2	6.2538	0.0514	0.3310	0.0038	0.99	3.0208	0.0344	0.1376	0.0011	0.3281	0.0988
VT 04	19.2	1.8417	0.0436	0.1319	0.0016	0.52	7.5792	0.0928	0.1042	0.0014	0.2736	0.0241
VT 04	21.1	3.4611	0.0790	0.2380	0.0029	0.53	4.2012	0.0512	0.1082	0.0013	0.3218	0.0278
VT 04	28.1	3.2467	0.0731	0.1830	0.0033	0.81	5.4635	0.0994	0.1276	0.0022	0.4886	0.0576
VT 04	28.2	4.9793	0.0869	0.2613	0.0038	0.84	3.8270	0.0562	0.1391	0.0024	0.1624	0.0191
VT 04	29.1	13.3533	0.3133	0.4651	0.0086	0.79	2.1501	0.0399	0.2014	0.0035	0.1407	0.0172
VT 04	34.1	7.0498	0.1616	0.3244	0.0045	0.61	3.0822	0.0432	0.1579	0.0019	0.1439	0.0226
VT 04	37.2	5.3439	0.1173	0.2855	0.0035	0.55	3.5032	0.0426	0.1376	0.0017	0.3819	0.0610
VT 04	43.2	1.2754	0.0555	0.0930	0.0032	0.80	10.7497	0.3731	0.0992	0.0013	0.1042	0.0175

Datação U-Pb em zircões detríticos por LA-MC-ICPMS. Campos em cinza representam resultados com concordância abaixo de 95%.

VT - 04		IDADES						Concord.
5mJ, 6Hz, 29µm		T _{206/238}	1 sigma	T _{207/235}	1 sigma	T _{207/206}	1 sigma	206/238 207/206
VT 04	1.1	2.214	0.018	2.210	0.005	2.211	0.014	100
VT 04	3.1	2.216	0.018	2.214	0.004	2.214	0.013	100
VT 04	4.1	2.244	0.019	2.239	0.005	2.243	0.014	100
VT 04	5.1	2.205	0.018	2.209	0.005	2.208	0.013	100
VT 04	6.1	1.600	0.016	1.671	0.006	1.765	0.017	91
VT 04	7.1	2.487	0.020	2.482	0.005	2.488	0.013	100
VT 04	7.2	2.542	0.021	2.538	0.006	2.534	0.013	100
VT 04	8.1	2.216	0.018	2.218	0.005	2.207	0.014	100
VT 04	9.1	2.445	0.019	2.439	0.005	2.421	0.013	101
VT 04	10.1	2.818	0.022	2.854	0.005	2.888	0.013	98
VT 04	11.1	2.468	0.020	2.488	0.004	2.504	0.013	99
VT 04	12.1	2.234	0.021	2.229	0.021	2.211	0.020	101
VT 04	13.1	1.750	0.017	1.758	0.019	1.769	0.021	99
VT 04	13.2	1.653	0.018	1.705	0.019	1.776	0.021	93
VT 04	14.1	2.253	0.022	2.249	0.020	2.247	0.020	100
VT 04	15.1	2.101	0.021	2.159	0.020	2.222	0.020	95
VT 04	16.1	2.195	0.021	2.204	0.020	2.205	0.020	100
VT 04	17.1	2.200	0.021	2.205	0.020	2.208	0.020	100
VT 04	18.1	2.223	0.021	2.217	0.020	2.194	0.019	101
VT 04	18.2	2.243	0.021	2.218	0.020	2.190	0.019	102
VT 04	19.1	2.261	0.022	2.229	0.020	2.191	0.020	103
VT 04	20.1	2.543	0.024	2.506	0.021	2.471	0.019	103
VT 04	22.1	2.150	0.025	2.180	0.015	2.204	0.030	98
VT 04	23.1	2.208	0.025	2.208	0.014	2.206	0.029	100
VT 04	24.1	2.757	0.033	2.705	0.019	2.747	0.030	100
VT 04	25.1	1.747	0.020	1.770	0.014	1.805	0.030	97
VT 04	26.1	2.302	0.026	2.278	0.015	2.256	0.029	102

Datação U-Pb em zircões detríticos por LA-MC-ICPMS. Campos em cinza representam resultados com concordância abaixo de 95%.

VT - 04		IDADES						Concord.
5mJ, 6Hz, 29µm		T _{206/238}	1 sigma	T _{207/235}	1 sigma	T _{207/206}	1 sigma	206/238 207/206
VT 04	27.1	2.729	0.029	2.731	0.015	2.740	0.029	100
VT 04	30.1	3.529	0.037	3.478	0.020	3.382	0.032	104
VT 04	30.2	3.299	0.040	3.334	0.020	3.321	0.029	99
VT 04	31.1	1.777	0.021	1.768	0.014	1.769	0.031	100
VT 04	32.1	2.230	0.025	2.205	0.014	2.190	0.029	102
VT 04	33.1	2.561	0.024	2.551	0.020	2.548	0.020	101
VT 04	35.1	2.345	0.023	2.332	0.020	2.313	0.020	101
VT 04	36.1	1.787	0.018	1.788	0.018	1.793	0.021	100
VT 04	37.1	2.176	0.022	2.186	0.019	2.207	0.020	99
VT 04	38.1	2.118	0.023	2.191	0.019	2.301	0.020	92
VT 04	39.1	2.189	0.021	2.197	0.019	2.200	0.020	100
VT 04	40.1	2.116	0.021	2.160	0.019	2.193	0.020	97
VT 04	41.1	2.184	0.023	2.213	0.019	2.239	0.020	98
VT 04	42.1	2.202	0.021	2.200	0.019	2.192	0.020	100
VT 04	43.1	1.962	0.026	2.046	0.021	2.107	0.023	93
VT 04	44.1	2.009	0.024	2.003	0.014	1.982	0.022	101
VT 04	45.1	2.332	0.046	2.315	0.022	2.336	0.042	100
VT 04	46.1	2.336	0.024	2.394	0.013	2.433	0.022	96
VT 04	47.1	2.160	0.024	2.197	0.013	2.238	0.021	97
VT 04	48.1	2.273	0.027	2.232	0.014	2.205	0.022	103
VT 04	49.1	2.164	0.023	2.193	0.013	2.219	0.021	98
VT 04	50.1	2.169	0.024	2.168	0.013	2.162	0.021	100
VT 04	51.1	2.343	0.026	2.401	0.014	2.453	0.021	96
VT 04	52.1	2.351	0.026	2.408	0.014	2.458	0.021	96
VT 04	53.1	2.294	0.025	2.346	0.014	2.396	0.022	96
VT 04	54.1	2.198	0.054	2.197	0.034	2.314	0.062	95
VT 04	55.1	2.314	0.026	2.359	0.014	2.369	0.021	98

Datação U-Pb em zircões detríticos por LA-MC-ICPMS. Campos em cinza representam resultados com concordância abaixo de 95%.

VT - 04		IDADES						Concord.
5mJ, 6Hz, 29µm		T _{206/238}	1 sigma	T _{207/235}	1 sigma	T _{207/206}	1 sigma	206/238 207/206
VT 04	56.1	2.019	0.024	2.083	0.014	2.158	0.021	94
VT 04	57.1	2.252	0.011	2.243	0.015	2.219	0.028	101
VT 04	58.1	2.288	0.009	2.299	0.014	2.305	0.027	99
VT 04	59.1	2.041	0.012	2.095	0.015	2.156	0.028	95
VT 04	60.1	2.343	0.010	2.350	0.015	2.365	0.027	99
VT 04	61.1	3.049	0.012	3.075	0.016	3.063	0.025	100
VT 04	62.1	2.259	0.023	2.250	0.018	2.253	0.028	100
VT 04	63.1	2.173	0.021	2.187	0.017	2.265	0.028	96
VT 04	64.1	2.289	0.022	2.278	0.020	2.257	0.029	101
VT 04	65.1	2.157	0.016	2.182	0.015	2.211	0.027	98
VT 04	66.1	2.065	0.010	2.125	0.014	2.202	0.027	94
VT 04	67.1	2.186	0.011	2.183	0.014	2.176	0.027	100
VT 04	68.1	3.093	0.044	3.084	0.023	3.123	0.026	99
VT 04	69.1	2.971	0.012	2.996	0.015	3.012	0.025	99
VT 04	2.1	0.547	0.006	0.848	0.005	1.735	0.015	32
VT 04	3.2	1.843	0.018	2.012	0.007	2.193	0.013	84
VT 04	19.2	0.799	0.009	1.060	0.015	1.704	0.024	47
VT 04	21.1	1.376	0.015	1.518	0.018	1.773	0.021	78
VT 04	28.1	1.084	0.018	1.468	0.017	2.063	0.030	53
VT 04	28.2	1.496	0.020	1.816	0.015	2.212	0.029	68
VT 04	29.1	2.462	0.038	2.705	0.022	2.843	0.028	87
VT 04	34.1	1.811	0.022	2.118	0.020	2.430	0.020	75
VT 04	37.2	1.619	0.017	1.876	0.019	2.194	0.021	74
VT 04	43.2	0.573	0.019	0.835	0.024	1.615	0.023	36

Datação U-Pb em zircões detríticos por LA-MC-ICPMS. Campos em cinza representam resultados com concordância abaixo de 95%.

JP-19												
5mJ, 6Hz, 29µm		207/235	1sigma	206/238	1 sigma	erro corr.	238/206	1 sigma	207/206	1 sigma	208/206	1 sigma
JP 19	1.1	13.7962	0.1290	0.5086	0.0050	0.99	1.9660	0.0195	0.2019	0.0012	0.0557	0.0263
JP 19	2.1	7.7307	0.0708	0.4043	0.0039	0.99	2.4736	0.0239	0.1404	0.0008	0.2576	0.1164
JP 19	3.1	7.9266	0.0716	0.4172	0.0040	0.99	2.3971	0.0228	0.1390	0.0008	0.3656	0.1586
JP 19	4.1	18.6593	0.1691	0.6195	0.0060	0.99	1.6143	0.0156	0.2228	0.0013	0.9226	0.3847
JP 19	5.1B	0.8117	0.0097	0.0979	0.0011	0.95	10.2161	0.1164	0.0604	0.0004	0.0163	0.0067
JP 19	5.2N	13.9956	0.1257	0.5222	0.0050	0.99	1.9149	0.0182	0.1959	0.0011	0.2539	0.0983
JP 19	6.1B	0.7366	0.0109	0.0910	0.0010	0.72	10.9934	0.1172	0.0602	0.0005	0.0033	0.0018
JP 19	6.2N	7.2060	0.0640	0.3819	0.0036	0.99	2.6182	0.0247	0.1380	0.0008	0.5024	0.1813
JP 19	7.1B	6.0687	0.0576	0.3350	0.0033	0.99	2.9852	0.0292	0.1338	0.0008	0.3352	0.1171
JP 19	7.2N	8.1828	0.0740	0.4304	0.0041	0.99	2.3232	0.0220	0.1392	0.0008	0.4556	0.1541
JP 19	8.1B	0.7436	0.0103	0.0915	0.0011	0.84	10.9253	0.1265	0.0592	0.0005	0.0575	0.0192
JP 19	8.2N	7.2074	0.0667	0.3995	0.0038	0.99	2.5031	0.0240	0.1330	0.0009	0.5698	0.1814
JP 19	9.1	7.4346	0.0655	0.3980	0.0037	0.99	2.5126	0.0234	0.1372	0.0008	0.1428	0.0441
JP 19	10.1N	7.8892	0.1017	0.4119	0.0050	0.93	2.4278	0.0292	0.1381	0.0015	-0.3072	1.2934
JP 19	10.2B	7.4436	0.0934	0.3980	0.0045	0.91	2.5127	0.0286	0.1368	0.0014	-0.1018	0.5187
JP 19	11.1	10.8552	0.1337	0.4834	0.0055	0.92	2.0685	0.0236	0.1631	0.0017	-0.2626	1.6951
JP 19	11.2	8.6226	0.1084	0.3866	0.0045	0.93	2.5864	0.0302	0.1638	0.0017	-0.0357	0.3138
JP 19	12.1N	8.0945	0.1008	0.4261	0.0049	0.93	2.3466	0.0270	0.1390	0.0015	-0.0793	1.0975
JP 19	12.2B	0.7677	0.0110	0.0951	0.0011	0.79	10.5132	0.1196	0.0597	0.0007	-0.0016	0.0519
JP 19	14.1	8.0557	0.1068	0.4098	0.0046	0.85	2.4403	0.0277	0.1454	0.0017	0.0130	0.2527
JP 19	15.2N	7.4635	0.0906	0.3986	0.0045	0.93	2.5085	0.0283	0.1366	0.0014	0.2259	1.6830
JP 19	16.1N	18.2927	0.3027	0.6033	0.0069	0.69	1.6576	0.0190	0.2217	0.0036	0.0343	0.1954
JP 19	16.2B	17.3158	0.3983	0.5802	0.0067	0.50	1.7236	0.0200	0.2180	0.0049	0.0305	0.1407
JP 19	17.1	9.2699	0.1198	0.4434	0.0050	0.88	2.2555	0.0257	0.1559	0.0017	0.2515	0.9742
JP 19	18.1	5.7606	0.0726	0.3460	0.0028	0.64	2.8899	0.0231	0.1232	0.0013	0.2815	0.0600
JP 19	20.1	6.2253	0.0807	0.3651	0.0031	0.67	2.7391	0.0236	0.1253	0.0012	0.2992	0.0654
JP 19	21.1	6.2189	0.0807	0.3649	0.0031	0.66	2.7402	0.0236	0.1252	0.0012	0.2956	0.0654
JP 19	22.1	10.0716	0.1775	0.4364	0.0055	0.72	2.2916	0.0290	0.1745	0.0022	0.0511	0.0115

Datação U-Pb em zircões detríticos por LA-MC-ICPMS. Campos em cinza representam resultados com concordância abaixo de 95%.

JP-19												
5mJ, 6Hz, 29µm		207/235	1sigma	206/238	1 sigma	erro corr.	238/206	1 sigma	207/206	1 sigma	208/206	1 sigma
JP 19	24.1	13.6121	0.1720	0.5332	0.0041	0.61	1.8756	0.0144	0.1873	0.0019	0.2122	0.0489
JP 19	27.1	5.4219	0.1695	0.3414	0.0072	0.68	2.9293	0.0619	0.1189	0.0029	0.0688	0.0223
JP 19	28.1	7.6099	0.1428	0.3934	0.0048	0.64	2.5420	0.0308	0.1396	0.0016	0.2894	0.0705
JP 19	30.1	9.0136	0.1082	0.4107	0.0030	0.61	2.4348	0.0179	0.1616	0.0016	0.3302	0.0826
JP 19	31.1	6.3355	0.1713	0.3699	0.0091	0.91	2.7037	0.0668	0.1242	0.0009	0.8188	0.3428
JP 19	32.1	16.9789	0.5113	0.5739	0.0155	0.90	1.7426	0.0472	0.2252	0.0028	0.7898	0.3233
JP 19	33.1	14.7816	0.4584	0.5377	0.0146	0.88	1.8598	0.0505	0.2083	0.0021	0.7315	0.2919
JP 19	36.1	7.9979	0.2200	0.4023	0.0101	0.91	2.4860	0.0625	0.1466	0.0010	0.4076	0.1519
JP 19	40.1	7.2310	0.2018	0.4026	0.0102	0.91	2.4838	0.0632	0.1313	0.0010	0.3329	0.1118
JP 19	41.1	7.4162	0.2069	0.4031	0.0103	0.92	2.4808	0.0633	0.1349	0.0010	0.3572	0.1176
JP 19	42.1	6.8119	0.1926	0.3777	0.0097	0.91	2.6476	0.0683	0.1323	0.0010	0.4931	0.1595
JP 19	43.1	7.9685	0.1372	0.4249	0.0072	0.99	2.3534	0.0401	0.1374	0.0029	0.2009	0.0684
JP 19	44.1	11.1228	0.1927	0.4815	0.0082	0.99	2.0770	0.0355	0.1691	0.0035	0.7265	0.2477
JP 19	45.1	7.5680	0.1306	0.4087	0.0070	0.99	2.4469	0.0417	0.1347	0.0028	0.2217	0.0756
JP 19	46.1B	6.9733	0.1238	0.3758	0.0064	0.97	2.6609	0.0456	0.1350	0.0028	0.3283	0.1121
JP 19	46.2N	8.9347	0.1581	0.4360	0.0079	0.99	2.2934	0.0414	0.1493	0.0032	0.4551	0.1559
JP 19	47.1N	7.8676	0.1385	0.4099	0.0073	0.99	2.4394	0.0437	0.1368	0.0030	0.3804	0.1303
JP 19	47.2B	6.6279	0.1150	0.3662	0.0062	0.98	2.7305	0.0462	0.1332	0.0028	0.1331	0.0456
JP 19	48.1	6.7939	0.1186	0.3893	0.0066	0.97	2.5688	0.0436	0.1267	0.0027	0.1574	0.0539
JP 19	49.1	6.9514	0.1225	0.3923	0.0069	1.00	2.5490	0.0448	0.1306	0.0028	0.2892	0.0994
JP 19	50.1	11.3835	0.1999	0.4809	0.0082	0.97	2.0796	0.0354	0.1739	0.0037	0.5330	0.1830
JP 19	51.1	7.3744	0.1315	0.4139	0.0070	0.95	2.4162	0.0411	0.1321	0.0028	0.2475	0.0850
JP 19	52.1	7.8686	0.1384	0.4295	0.0073	0.97	2.3283	0.0395	0.1357	0.0029	0.5609	0.1928
JP 19	53.1	15.7845	0.2751	0.5428	0.0091	0.96	1.8423	0.0309	0.2138	0.0045	0.4070	0.1401
JP 19	54.1	7.1899	0.3032	0.3909	0.0025	0.15	2.5580	0.0165	0.1340	0.0060	0.2130	0.0296
JP 19	55.1	7.5586	0.3171	0.4000	0.0026	0.15	2.4997	0.0160	0.1365	0.0061	0.2696	0.0376
JP 19	56.1	10.1661	0.4257	0.4553	0.0029	0.15	2.1965	0.0138	0.1596	0.0071	0.6314	0.0884
JP 19	57.1	9.3279	0.3878	0.4323	0.0027	0.15	2.3130	0.0147	0.1572	0.0070	0.5017	0.0706

Datação U-Pb em zircões detríticos por LA-MC-ICPMS. Campos em cinza representam resultados com concordância abaixo de 95%.

JP-19		207/235	1sigma	206/238	1 sigma	erro corr.	238/206	1 sigma	207/206	1 sigma	208/206	1 sigma
5mJ, 6Hz, 29µm												
JP 19	58.1	6.4452	0.2685	0.3776	0.0024	0.15	2.6485	0.0168	0.1242	0.0055	0.1089	0.0154
JP 19	59.1	6.2772	0.2585	0.3679	0.0023	0.15	2.7180	0.0171	0.1238	0.0055	1.5122	0.2144
JP 19	60.1	7.4401	0.3055	0.3990	0.0026	0.16	2.5065	0.0161	0.1355	0.0059	0.2621	0.0373
JP 19	61.1	6.2081	0.2552	0.3671	0.0024	0.16	2.7243	0.0176	0.1242	0.0054	0.3673	0.0525
JP 19	62.1	6.5095	0.2648	0.3728	0.0024	0.16	2.6823	0.0172	0.1266	0.0055	0.2298	0.0330
JP 19	63.1	11.1724	0.4656	0.4852	0.0031	0.15	2.0609	0.0133	0.1681	0.0074	0.2337	0.0337
JP 19	64.1	7.4258	0.2994	0.3968	0.0025	0.16	2.5199	0.0160	0.1353	0.0058	1.1441	0.1656
JP 19	65.1	7.3188	0.2940	0.3905	0.0025	0.16	2.5609	0.0166	0.1361	0.0058	0.2848	0.0415
JP 19	66.1	7.4693	0.2987	0.3997	0.0025	0.16	2.5017	0.0160	0.1363	0.0058	0.6560	0.0957
JP 19	13.1	8.9605	0.1162	0.3680	0.0042	0.87	2.7177	0.0308	0.1783	0.0018	0.0008	0.1790
JP 19	37.1	8.3371	0.2494	0.3897	0.0099	0.85	2.5658	0.0653	0.1607	0.0016	0.2494	0.0915
JP 19	38.1B	0.8195	0.0228	0.0965	0.0025	0.91	10.3648	0.2634	0.0637	0.0005	0.0246	0.0090
JP 19	38.2N	3.7243	0.1233	0.2423	0.0069	0.86	4.1267	0.1182	0.1165	0.0010	0.3764	0.1317
JP 19	39.1	5.6489	0.1585	0.3242	0.0083	0.91	3.0847	0.0790	0.1262	0.0009	0.3287	0.1126
JP 19	34.1	4.4615	0.1341	0.2538	0.0068	0.89	3.9399	0.1049	0.1289	0.0011	0.3278	0.1279
JP 19	35.1	4.8114	0.1421	0.2931	0.0077	0.89	3.4121	0.0899	0.1208	0.0010	0.3650	0.1391
JP 19	29.1	2.4702	0.0378	0.1740	0.0018	0.69	5.7486	0.0606	0.1043	0.0011	0.2957	0.0730
JP 19	25.1	9.7441	0.1252	0.3669	0.0031	0.66	2.7259	0.0230	0.1982	0.0020	0.4158	0.0969
JP 19	26.1	7.7803	0.1505	0.2705	0.0035	0.66	3.6974	0.0474	0.2134	0.0026	0.0306	0.0073
JP 19	23.1	15.9453	0.2736	0.4715	0.0055	0.68	2.1211	0.0246	0.2651	0.0035	0.0611	0.0140
JP 19	19.1	5.1844	0.0623	0.2913	0.0021	0.61	3.4335	0.0251	0.1307	0.0013	0.2102	0.0453
JP 19	15.1B	5.5332	0.0700	0.3129	0.0036	0.92	3.1963	0.0372	0.1302	0.0013	0.1430	1.5395

Datação U-Pb em zircões detríticos por LA-MC-ICPMS. Campos em cinza representam resultados com concordância abaixo de 95%.

JP-19		IDADES						Concordância
5mJ, 6Hz, 29µm		T _{206/238}	1 sigma	T _{207/235}	1 sigma	T _{207/206}	1 sigma	206/238 207/206
JP 19	1.1	2.651	0.021	2.736	0.009	2.847	0.009	93
JP 19	2.1	2.189	0.018	2.200	0.008	2.228	0.010	98
JP 19	3.1	2.248	0.018	2.223	0.008	2.211	0.010	102
JP 19	4.1	3.108	0.024	3.024	0.009	3.007	0.009	103
JP 19	5.1B	0.602	0.007	0.603	0.005	0.610	0.014	99
JP 19	5.2N	2.709	0.021	2.749	0.008	2.797	0.010	97
JP 19	6.1B	0.561	0.006	0.560	0.006	0.603	0.017	93
JP 19	6.2N	2.085	0.017	2.137	0.008	2.198	0.010	95
JP 19	7.1B	1.863	0.016	1.986	0.008	2.145	0.010	87
JP 19	7.2N	2.308	0.018	2.251	0.008	2.213	0.010	104
JP 19	8.1B	0.565	0.006	0.565	0.006	0.567	0.017	100
JP 19	8.2N	2.167	0.018	2.137	0.008	2.135	0.011	101
JP 19	9.1	2.160	0.017	2.165	0.008	2.188	0.010	99
JP 19	10.1N	2.224	0.023	2.218	0.012	2.199	0.019	101
JP 19	10.2B	2.160	0.021	2.166	0.011	2.184	0.018	99
JP 19	11.1	2.542	0.024	2.511	0.011	2.486	0.018	102
JP 19	11.2	2.107	0.021	2.299	0.011	2.493	0.018	85
JP 19	12.1N	2.288	0.022	2.242	0.011	2.211	0.019	103
JP 19	12.2B	0.586	0.006	0.578	0.006	0.585	0.026	100
JP 19	14.1	2.214	0.021	2.237	0.012	2.288	0.020	97
JP 19	15.2N	2.163	0.021	2.169	0.011	2.181	0.018	99
JP 19	16.1N	3.043	0.028	3.005	0.016	2.999	0.025	101
JP 19	16.2B	2.949	0.027	2.952	0.022	2.972	0.036	99
JP 19	17.1	2.366	0.023	2.365	0.012	2.408	0.019	98
JP 19	18.1	1.916	0.013	1.941	0.011	2.002	0.018	96
JP 19	20.1	2.006	0.015	2.008	0.011	2.031	0.017	99
JP 19	21.1	2.006	0.015	2.007	0.011	2.030	0.017	99
JP 19	22.1	2.334	0.025	2.441	0.016	2.601	0.021	90

Datação U-Pb em zircões detríticos por LA-MC-ICPMS. Campos em cinza representam resultados com concordância abaixo de 95%.

JP-19		IDADES						Concordância
5mJ, 6Hz, 29µm		T _{206/238}	1 sigma	T _{207/235}	1 sigma	T _{207/206}	1 sigma	206/238 207/206
JP 19	24.1	2.755	0.017	2.723	0.012	2.722	0.017	101
JP 19	27.1	1.893	0.035	1.888	0.026	1.939	0.042	98
JP 19	28.1	2.139	0.022	2.186	0.017	2.219	0.020	96
JP 19	30.1	2.218	0.014	2.339	0.011	2.470	0.017	90
JP 19	31.1	2.029	0.043	2.023	0.023	2.016	0.013	101
JP 19	32.1	2.924	0.063	2.934	0.028	3.024	0.020	97
JP 19	33.1	2.774	0.061	2.801	0.029	2.899	0.016	96
JP 19	36.1	2.179	0.046	2.231	0.025	2.302	0.012	95
JP 19	40.1	2.181	0.047	2.140	0.025	2.112	0.013	103
JP 19	41.1	2.183	0.047	2.163	0.025	2.159	0.012	101
JP 19	42.1	2.066	0.045	2.087	0.025	2.126	0.013	97
JP 19	43.1	2.283	0.033	2.227	0.015	2.190	0.036	104
JP 19	44.1	2.534	0.036	2.533	0.016	2.548	0.035	99
JP 19	45.1	2.209	0.032	2.181	0.015	2.156	0.036	102
JP 19	46.1B	2.057	0.030	2.108	0.016	2.161	0.036	95
JP 19	46.2N	2.333	0.035	2.331	0.016	2.333	0.037	100
JP 19	47.1N	2.215	0.034	2.216	0.016	2.183	0.037	101
JP 19	47.2B	2.012	0.029	2.063	0.015	2.137	0.036	94
JP 19	48.1	2.119	0.031	2.085	0.015	2.050	0.036	103
JP 19	49.1	2.134	0.032	2.105	0.016	2.103	0.037	101
JP 19	50.1	2.531	0.036	2.555	0.016	2.596	0.036	98
JP 19	51.1	2.233	0.032	2.158	0.016	2.123	0.036	105
JP 19	52.1	2.303	0.033	2.216	0.016	2.170	0.036	106
JP 19	53.1	2.795	0.038	2.864	0.017	2.941	0.034	95
JP 19	54.1	2.127	0.012	2.135	0.037	2.148	0.076	99
JP 19	55.1	2.169	0.012	2.180	0.037	2.179	0.076	100
JP 19	56.1	2.419	0.013	2.450	0.038	2.448	0.075	99
JP 19	57.1	2.316	0.012	2.371	0.037	2.422	0.075	96

Datação U-Pb em zircões detríticos por LA-MC-ICPMS. Campos em cinza representam resultados com concordância abaixo de 95%.

JP-19		IDADES						Concordância
5mJ, 6Hz, 29µm		T _{206/238}	1 sigma	T _{207/235}	1 sigma	T _{207/206}	1 sigma	206/238 207/206
JP 19	58.1	2.065	0.011	2.038	0.036	2.016	0.075	102
JP 19	59.1	2.020	0.011	2.015	0.035	2.010	0.075	100
JP 19	60.1	2.164	0.012	2.166	0.036	2.167	0.074	100
JP 19	61.1	2.016	0.011	2.006	0.035	2.016	0.074	100
JP 19	62.1	2.043	0.011	2.047	0.035	2.049	0.074	100
JP 19	63.1	2.550	0.014	2.538	0.038	2.538	0.074	100
JP 19	64.1	2.155	0.012	2.164	0.035	2.165	0.073	100
JP 19	65.1	2.125	0.012	2.151	0.035	2.174	0.072	98
JP 19	66.1	2.168	0.012	2.169	0.035	2.177	0.072	100
JP 19	13.1	2.020	0.020	2.334	0.012	2.638	0.018	77
JP 19	37.1	2.122	0.046	2.268	0.027	2.460	0.018	86
JP 19	38.1B	0.594	0.014	0.608	0.013	0.726	0.016	82
JP 19	38.2N	1.399	0.036	1.577	0.026	1.904	0.015	73
JP 19	39.1	1.810	0.040	1.924	0.024	2.044	0.012	89
JP 19	34.1	1.458	0.035	1.724	0.025	2.080	0.015	70
JP 19	35.1	1.657	0.038	1.787	0.025	1.968	0.014	84
JP 19	29.1	1.034	0.010	1.263	0.011	1.707	0.019	61
JP 19	25.1	2.015	0.015	2.411	0.012	2.817	0.017	72
JP 19	26.1	1.543	0.018	2.206	0.017	2.938	0.019	53
JP 19	23.1	2.490	0.024	2.874	0.016	3.274	0.020	76
JP 19	19.1	1.648	0.011	1.850	0.010	2.104	0.017	78
JP 19	15.1B	1.755	0.018	1.906	0.011	2.098	0.018	84

Datação U-Pb em zircões detríticos por LA-MC-ICPMS. Campos em cinza representam resultados com concordância abaixo de 95%.

VT-03												
5mJ, 6Hz, 29µm		207/235	1 sigma	206/238	1 sigma	erro corr.	238/206	1 sigma	207/206	1 sigma	208/206	1 sigma
VT 03	1.1	7.6570	0.1760	0.3980	0.0030	0.33	2.5128	0.0191	0.1393	0.0036	0.2296	0.0517
VT 03	2.1	10.0819	0.2336	0.4498	0.0035	0.34	2.2234	0.0175	0.1626	0.0042	0.2334	0.0532
VT 03	3.1	7.6696	0.1763	0.4055	0.0031	0.33	2.4664	0.0188	0.1369	0.0035	0.2912	0.0669
VT 03	4.1	6.9784	0.1641	0.3630	0.0032	0.38	2.7552	0.0244	0.1381	0.0035	0.0861	0.0201
VT 03	5.1	18.4971	0.4467	0.5983	0.0046	0.32	1.6714	0.0129	0.2250	0.0060	0.1845	0.0436
VT 03	6.1	7.3483	0.1672	0.3905	0.0030	0.34	2.5606	0.0197	0.1365	0.0035	0.1885	0.0448
VT 03	7.1	10.6374	0.2411	0.4704	0.0036	0.34	2.1259	0.0163	0.1640	0.0042	0.1452	0.0349
VT 03	9.1	7.5358	0.1699	0.4003	0.0031	0.34	2.4983	0.0191	0.1364	0.0034	0.4807	0.1182
VT 03	9.2	7.9092	0.1791	0.4213	0.0034	0.35	2.3733	0.0190	0.1358	0.0034	0.2923	0.0727
VT 03	11.1	4.5833	0.1031	0.3114	0.0024	0.35	3.2108	0.0252	0.1070	0.0027	0.2285	0.0582
VT 03	12.1	7.2600	0.1657	0.3953	0.0035	0.38	2.5294	0.0222	0.1324	0.0033	0.1737	0.0448
VT 03	13.1	6.8278	0.1884	0.3779	0.0024	0.23	2.6463	0.0167	0.1347	0.0040	0.2661	0.0277
VT 03	14.1	6.8252	0.1825	0.3720	0.0023	0.23	2.6879	0.0164	0.1347	0.0040	0.3848	0.0396
VT 03	15.1	7.5227	0.2001	0.3935	0.0023	0.22	2.5411	0.0148	0.1387	0.0041	0.3473	0.0355
VT 03	17.2	9.3625	0.2755	0.4509	0.0044	0.33	2.2176	0.0215	0.1559	0.0046	0.2818	0.0284
VT 03	18.1	6.9814	0.1889	0.3831	0.0033	0.32	2.6102	0.0224	0.1336	0.0039	0.1074	0.0107
VT 03	19.1	7.4275	0.1952	0.3996	0.0024	0.23	2.5025	0.0152	0.1344	0.0039	0.2202	0.0216
VT 03	20.1	10.7211	0.2846	0.4756	0.0033	0.26	2.1025	0.0144	0.1630	0.0047	0.3577	0.0349
VT 03	21.1	10.2271	0.2671	0.4683	0.0028	0.23	2.1356	0.0126	0.1588	0.0046	0.2119	0.0204
VT 03	22.1	8.0565	0.2124	0.3894	0.0027	0.27	2.5680	0.0180	0.1500	0.0043	0.2433	0.0234
VT 03	23.1	9.5348	0.2478	0.4366	0.0026	0.23	2.2902	0.0135	0.1587	0.0045	0.3068	0.0292
VT 03	24.1	4.4075	0.1154	0.3033	0.0020	0.25	3.2970	0.0213	0.1058	0.0030	0.3231	0.0305
VT 03	25.1	10.6953	0.3293	0.4721	0.0060	0.41	2.1182	0.0269	0.1648	0.0059	0.3945	0.0780
VT 03	26.1	7.5163	0.2179	0.3890	0.0041	0.36	2.5708	0.0269	0.1391	0.0049	0.1942	0.0381
VT 03	26.2	6.6279	0.1930	0.3553	0.0039	0.38	2.8145	0.0311	0.1354	0.0047	0.1764	0.0344
VT 03	27.1	15.8841	0.4806	0.5481	0.0065	0.39	1.8245	0.0216	0.2103	0.0074	0.2248	0.0434
VT 03	28.1	10.8383	0.3182	0.4722	0.0055	0.40	2.1176	0.0249	0.1644	0.0057	0.2414	0.0462
VT 03	29.1	11.0646	0.3239	0.4746	0.0056	0.40	2.1068	0.0249	0.1651	0.0057	0.2419	0.0460

Datação U-Pb em zircões detríticos por LA-MC-ICPMS. Campos em cinza representam resultados com concordância abaixo de 95%.

VT-03													
5mJ, 6Hz, 29µm		207/235	1 sigma	206/238	1 sigma	erro corr.	238/206	1 sigma	207/206	1 sigma	208/206	1 sigma	
VT 03	30.1	6.5568	0.1938	0.3643	0.0041	0.38	2.7451	0.0307	0.1239	0.0044	0.3671	0.0694	
VT 03	33.1	10.4781	0.2967	0.4689	0.0050	0.38	2.1328	0.0227	0.1628	0.0056	0.2315	0.0427	
VT 03	34.1	9.8912	0.3057	0.4497	0.0056	0.40	2.2236	0.0277	0.1623	0.0056	0.0700	0.0136	
VT 03	36.1	10.2487	0.2988	0.4555	0.0058	0.44	2.1952	0.0281	0.1673	0.0058	0.2957	0.0547	
VT 03	37.1	10.1380	0.2796	0.4549	0.0047	0.37	2.1984	0.0227	0.1640	0.0039	0.2537	0.0502	
VT 03	38.1	7.2548	0.1990	0.3877	0.0035	0.33	2.5792	0.0234	0.1357	0.0033	0.0383	0.0077	
VT 03	39.1	7.4773	0.2100	0.3989	0.0046	0.41	2.5067	0.0292	0.1347	0.0032	0.0812	0.0163	
VT 03	40.1	10.4301	0.2767	0.4705	0.0041	0.33	2.1255	0.0187	0.1603	0.0038	0.1572	0.0317	
VT 03	41.1	7.4870	0.2321	0.3842	0.0042	0.35	2.6027	0.0285	0.1435	0.0037	0.0991	0.0212	
VT 03	42.1	6.9207	0.2374	0.3652	0.0061	0.49	2.7384	0.0456	0.1357	0.0034	0.1499	0.0312	
VT 03	43.1	10.5919	0.2856	0.4712	0.0046	0.36	2.1222	0.0205	0.1643	0.0039	0.2155	0.0440	
VT 03	45.1	4.7908	0.1246	0.3183	0.0026	0.31	3.1421	0.0253	0.1091	0.0025	0.2484	0.0511	
VT 03	47.1	7.0260	0.1826	0.3800	0.0031	0.32	2.6315	0.0216	0.1341	0.0031	0.2714	0.0565	
VT 03	48.1	6.8476	0.1781	0.3897	0.0034	0.33	2.5663	0.0222	0.1255	0.0029	0.2718	0.0572	
VT 03	49.1	6.0577	0.1692	0.3483	0.0038	0.39	2.8707	0.0314	0.1242	0.0029	0.2105	0.0443	
VT 03	50.1	7.0888	0.2075	0.3751	0.0042	0.38	2.6662	0.0297	0.1378	0.0035	0.0349	0.0053	
VT 03	51.1	6.0664	0.2571	0.3554	0.0089	0.59	2.8134	0.0702	0.1239	0.0036	0.4046	0.0595	
VT 03	52.1	9.7462	0.2796	0.4405	0.0046	0.36	2.2699	0.0235	0.1608	0.0040	0.0287	0.0043	
VT 03	53.1	6.3908	0.2047	0.3672	0.0051	0.44	2.7233	0.0380	0.1242	0.0033	0.1681	0.0243	
VT 03	54.1	7.0281	0.2057	0.3907	0.0047	0.41	2.5595	0.0308	0.1319	0.0033	0.1930	0.0278	
VT 03	56.1	6.9088	0.1991	0.3704	0.0040	0.37	2.6995	0.0288	0.1359	0.0034	0.2230	0.0320	
VT 03	57.1	8.7721	0.2489	0.4115	0.0043	0.36	2.4298	0.0252	0.1552	0.0038	0.2337	0.0334	
VT 03	58.1	2.8837	0.1071	0.2439	0.0038	0.42	4.0997	0.0646	0.0890	0.0028	0.3123	0.0446	
VT 03	59.1	9.7129	0.2867	0.4526	0.0055	0.41	2.2093	0.0269	0.1566	0.0039	0.1346	0.0192	
VT 03	60.1	23.9914	0.6969	0.6727	0.0079	0.41	1.4866	0.0175	0.2723	0.0069	0.2051	0.0292	
VT 03	61.1	6.9131	0.2025	0.3704	0.0045	0.41	2.6999	0.0327	0.1348	0.0033	0.0398	0.0057	
VT 03	62.1	10.9240	0.3192	0.4720	0.0054	0.39	2.1185	0.0242	0.1695	0.0042	0.2651	0.0377	
VT 03	63.1	7.2424	0.1855	0.3933	0.0030	0.30	2.5429	0.0195	0.1338	0.0028	0.0105	0.0016	

Datação U-Pb em zircões detríticos por LA-MC-ICPMS. Campos em cinza representam resultados com concordância abaixo de 95%.

VT-03													
5mJ, 6Hz, 29µm		207/235	1 sigma	206/238	1 sigma	erro corr.	238/206	1 sigma	207/206	1 sigma	208/206	1 sigma	
VT 03	64.1	16.6974	1.1888	0.5486	0.0297	0.76	1.8227	0.0986	0.2215	0.0090	0.2438	0.0383	
VT 03	65.1	20.1490	0.5284	0.5872	0.0053	0.34	1.7031	0.0153	0.2498	0.0052	0.5900	0.0907	
VT 03	66.1	12.2843	0.3111	0.4867	0.0032	0.26	2.0548	0.0134	0.1841	0.0039	0.2115	0.0321	
VT 03	67.1	7.2471	0.1846	0.3722	0.0025	0.26	2.6870	0.0178	0.1405	0.0030	0.2503	0.0396	
VT 03	68.1	12.2762	0.3364	0.4920	0.0048	0.36	2.0327	0.0198	0.1819	0.0039	0.2762	0.0425	
VT 03	69.1	10.0802	0.2543	0.4492	0.0037	0.33	2.2260	0.0184	0.1614	0.0034	0.2390	0.0369	
VT 03	71.1	6.5659	0.1797	0.3559	0.0036	0.37	2.8095	0.0288	0.1338	0.0028	0.0977	0.0161	
VT 03	8.1	5.0256	0.1210	0.2967	0.0024	0.34	3.3707	0.0278	0.1234	0.0033	0.1726	0.0420	
VT 03	10.1	1.2908	0.0441	0.0993	0.0018	0.52	10.0710	0.1800	0.0983	0.0026	0.0458	0.0116	
VT 03	16.1	14.7832	0.4054	0.4983	0.0036	0.26	2.0069	0.0144	0.2214	0.0065	0.2376	0.0241	
VT 03	17.1	3.8281	0.1178	0.2641	0.0020	0.24	3.7860	0.0285	0.1077	0.0033	0.1284	0.0136	
VT 03	31.1	4.6884	0.1367	0.2880	0.0033	0.40	3.4721	0.0400	0.1181	0.0041	0.2306	0.0432	
VT 03	32.1	18.1225	0.5507	0.5342	0.0069	0.42	1.8719	0.0241	0.2436	0.0084	0.2489	0.0463	
VT 03	35.1	13.6316	0.4098	0.4856	0.0060	0.41	2.0594	0.0254	0.2058	0.0071	0.1853	0.0342	
VT 03	44.1	8.0998	0.2240	0.3658	0.0043	0.42	2.7337	0.0319	0.1607	0.0038	0.2295	0.0471	
VT 03	46.1	4.6767	0.1213	0.2814	0.0022	0.30	3.5542	0.0280	0.1199	0.0028	0.3573	0.0739	
VT 03	55.1	7.4447	0.2138	0.3658	0.0039	0.37	2.7336	0.0290	0.1477	0.0037	0.2263	0.0326	
VT 03	70.1	8.0424	0.2061	0.3814	0.0034	0.35	2.6218	0.0236	0.1530	0.0032	0.3649	0.0567	
VT 03	72.1	5.3974	0.1385	0.3128	0.0027	0.34	3.1968	0.0279	0.1260	0.0026	0.2077	0.0327	

Datação U-Pb em zircões detríticos por LA-MC-ICPMS. Campos em cinza representam resultados com concordância abaixo de 95%.

VT-03		IDADES						Concordância
5mJ, 6Hz, 29µm		T _{206/238}	1 sigma	T _{207/235}	1 sigma	T _{207/206}	1 sigma	206/238 207/206
VT 03	1.1	2.160	0.014	2.192	0.020	2.214	0.044	98
VT 03	2.1	2.394	0.016	2.442	0.021	2.480	0.044	97
VT 03	3.1	2.194	0.014	2.193	0.020	2.184	0.044	100
VT 03	4.1	1.996	0.015	2.109	0.021	2.200	0.043	91
VT 03	5.1	3.023	0.019	3.016	0.023	3.022	0.041	100
VT 03	6.1	2.125	0.014	2.155	0.020	2.179	0.043	98
VT 03	7.1	2.485	0.016	2.492	0.021	2.495	0.043	100
VT 03	9.1	2.170	0.014	2.177	0.020	2.178	0.043	100
VT 03	9.2	2.267	0.015	2.221	0.020	2.171	0.043	104
VT 03	11.1	1.748	0.012	1.746	0.019	1.753	0.044	100
VT 03	12.1	2.148	0.016	2.144	0.020	2.126	0.042	101
VT 03	13.1	2.066	0.011	2.089	0.024	2.157	0.050	96
VT 03	14.1	2.039	0.011	2.089	0.023	2.156	0.050	95
VT 03	15.1	2.139	0.011	2.176	0.024	2.207	0.050	97
VT 03	17.2	2.399	0.019	2.374	0.027	2.408	0.050	100
VT 03	18.1	2.091	0.015	2.109	0.024	2.142	0.049	98
VT 03	19.1	2.167	0.011	2.164	0.023	2.153	0.049	101
VT 03	20.1	2.508	0.014	2.499	0.024	2.484	0.049	101
VT 03	21.1	2.476	0.012	2.456	0.024	2.440	0.049	101
VT 03	22.1	2.120	0.013	2.237	0.024	2.342	0.049	91
VT 03	23.1	2.336	0.012	2.391	0.024	2.439	0.048	96
VT 03	24.1	1.708	0.010	1.714	0.021	1.733	0.051	99
VT 03	25.1	2.493	0.026	2.497	0.028	2.504	0.060	100
VT 03	26.1	2.118	0.019	2.175	0.026	2.212	0.060	96
VT 03	26.2	1.960	0.019	2.063	0.025	2.165	0.059	91
VT 03	27.1	2.817	0.027	2.870	0.028	2.914	0.056	97
VT 03	28.1	2.493	0.024	2.509	0.027	2.499	0.059	100
VT 03	29.1	2.504	0.025	2.529	0.027	2.506	0.058	100

Datação U-Pb em zircões detríticos por LA-MC-ICPMS. Campos em cinza representam resultados com concordância abaixo de 95%.

VT-03		IDADES						Concordância
5mJ, 6Hz, 29µm		T _{206/238}	1 sigma	T _{207/235}	1 sigma	T _{207/206}	1 sigma	206/238 207/206
VT 03	30.1	2.002	0.019	2.054	0.026	2.012	0.060	100
VT 03	33.1	2.479	0.022	2.478	0.026	2.482	0.058	100
VT 03	34.1	2.394	0.025	2.425	0.028	2.477	0.058	97
VT 03	36.1	2.420	0.026	2.457	0.027	2.529	0.058	96
VT 03	37.1	2.417	0.021	2.447	0.025	2.494	0.041	97
VT 03	38.1	2.112	0.016	2.143	0.024	2.169	0.041	97
VT 03	39.1	2.164	0.021	2.170	0.025	2.157	0.040	100
VT 03	40.1	2.486	0.018	2.474	0.024	2.456	0.040	101
VT 03	41.1	2.096	0.020	2.171	0.027	2.265	0.044	93
VT 03	42.1	2.007	0.029	2.101	0.030	2.169	0.042	93
VT 03	43.1	2.489	0.020	2.488	0.025	2.498	0.040	100
VT 03	45.1	1.781	0.013	1.783	0.022	1.788	0.041	100
VT 03	47.1	2.076	0.015	2.115	0.023	2.149	0.039	97
VT 03	48.1	2.121	0.016	2.092	0.023	2.034	0.040	104
VT 03	49.1	1.927	0.018	1.984	0.024	2.016	0.040	96
VT 03	50.1	2.053	0.020	2.123	0.026	2.196	0.043	94
VT 03	51.1	1.961	0.042	1.985	0.036	2.011	0.049	97
VT 03	52.1	2.353	0.020	2.411	0.026	2.461	0.043	96
VT 03	53.1	2.016	0.024	2.031	0.028	2.016	0.046	100
VT 03	54.1	2.126	0.022	2.115	0.026	2.120	0.043	100
VT 03	56.1	2.031	0.019	2.100	0.025	2.172	0.043	94
VT 03	57.1	2.222	0.019	2.315	0.026	2.400	0.042	93
VT 03	58.1	1.407	0.020	1.378	0.028	1.410	0.058	100
VT 03	59.1	2.407	0.024	2.408	0.027	2.416	0.042	100
VT 03	60.1	3.316	0.031	3.268	0.028	3.314	0.039	100
VT 03	61.1	2.031	0.021	2.100	0.026	2.157	0.042	94
VT 03	62.1	2.492	0.024	2.517	0.027	2.551	0.042	98
VT 03	63.1	2.138	0.014	2.142	0.023	2.145	0.036	100

Datação U-Pb em zircões detríticos por LA-MC-ICPMS. Campos em cinza representam resultados com concordância abaixo de 95%.

VT-03		IDADES						Concordância
5mJ, 6Hz, 29µm		T _{206/238}	1 sigma	T _{207/235}	1 sigma	T _{207/206}	1 sigma	206/238 207/206
VT 03	64.1	2.819	0.122	2.918	0.066	2.997	0.062	94
VT 03	65.1	2.978	0.021	3.099	0.025	3.184	0.031	94
VT 03	66.1	2.556	0.014	2.626	0.024	2.692	0.035	95
VT 03	67.1	2.040	0.012	2.142	0.022	2.229	0.036	92
VT 03	68.1	2.579	0.021	2.626	0.025	2.672	0.036	97
VT 03	69.1	2.392	0.017	2.442	0.023	2.468	0.036	97
VT 03	71.1	1.963	0.017	2.055	0.024	2.145	0.036	92
VT 03	8.1	1.675	0.012	1.824	0.020	2.005	0.045	84
VT 03	10.1	0.610	0.010	0.842	0.019	1.597	0.048	38
VT 03	16.1	2.606	0.015	2.801	0.026	2.997	0.046	87
VT 03	17.1	1.511	0.010	1.599	0.024	1.764	0.055	86
VT 03	31.1	1.632	0.017	1.765	0.024	1.928	0.060	85
VT 03	32.1	2.759	0.029	2.996	0.029	3.145	0.052	88
VT 03	35.1	2.551	0.026	2.724	0.028	2.879	0.055	89
VT 03	44.1	2.010	0.020	2.242	0.025	2.460	0.040	82
VT 03	46.1	1.598	0.011	1.763	0.021	1.954	0.040	82
VT 03	55.1	2.010	0.018	2.166	0.025	2.315	0.042	87
VT 03	70.1	2.083	0.016	2.236	0.023	2.375	0.035	88
VT 03	72.1	1.755	0.013	1.884	0.022	2.040	0.036	86

Datação U-Pb em zircões detríticos por LA-MC-ICPMS. Campos em cinza representam resultados com concordância abaixo de 95%.

ANEXO –VI

(Mapa Geológico Integrado)

Mapa Geológico do Domínio São Roque: incluindo parte do Grupo São Roque, Grupo Serra do Itaberaba, Grupo Açungui, Complexo Embu, Domínio Socorro-Guaxupé, Bacia do Paraná e Bacia de São Paulo.

(A) Mapa regional modificado de Campos Neto (2000). 1- Rochas Fanerozóicas sedimentares e rochas intrusivas Mesozóicas (Bacia do Paraná); 2- Granitos do Neoproterozóico tardio e granitos pós-orogênicos; 3- (Granada)-(Muscovita)-Biotita granitos; 4- Biotita granitos porfiríticos; 5- (Hornblenda) Biotita granitos porfiríticos; 6- Domínio Socorro-Guaxupé (com predomínio de granada migmatitos); 7 e 8- Domínio Embu: gnaisses do embasamento Paleoproterozóico (7); rochas meta-supracrustais (8); 9- Domínio Apiaí-São Roque: Grupos São Roque e Açungui; 10- Grupo Serra do Itaberaba; 11- Complexo Costeiro.

(B) Visão moderna do Gondwana ocidental durante o Paleozóico intermediário com fragmentos de escudos cratônicos representando massas continentais pré-existentes, além de assembléias de cinturões orogênicos formados durante no ciclo Pan-Africano/Brasiliano (modificado de De Wit et al., 2008).

(C) 1- Coberturas aluvionares; 2- Bacia de São Paulo (Pleistoceno); 3- Zonas de falhas Neoproterozóicas com milonitos e ultramilonitos; 4- Granitos Neoproterozóicos indiferenciados; 5- Quartzito Sienitos (Neoproterozóico); 6 e 7- Domínio Socorro-Guaxupé [predomínio de paragneisses (6) e migmatitos (7)]; 8- Complexo Embu; 9- Formação Pirapora do Bom Jesus (metacalcários e metadolomitos); [10, 11 e 12]- anfíbolitos (10), formações ferríferas bandadas (11) e metatufos (12) (Formação Pirapora do Bom Jesus/Grupo Serra do Itaberaba (?)); 13 e 14- Grupo Serra do Itaberaba (13= cianita-estauroлита xistos; 14= rochas cálcio-silicáticas e tremolita mármore); 15- metawackes; 16= metasiltitos; 17- meta-quartzito arenitos, meta-subarcóseos e metarcóseos; 18- metawackes feldspáticos e meta-quartzito wackes; 19- metaconglomerados; 20- rochas metavulcânicas ácidas; 21- rochas metavulcânicas básicas; 22- Ortogneisses do embasamento (?); 23 Formação Votuverava (Grupo Açungui). Mapas compilados de IPT (1983), Dantas (1990), Bergmann (1988), Juliani (1993), Neves (2005) e Serviço Geológico do Brasil – CPRM (2006).

Mapa Geológico do Domínio São Roque e Áreas Adjacentes