

Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Centro de Tecnologia e Ciências Faculdade de Geologia

Ana Carolina Machado Moterani

Magmatismo pós-tectônico investigado por meio dos métodos geocronológicos U-Pb e Lu-Hf, Complexo Pedra Branca, Rio de Janeiro - RJ

> Rio de Janeiro 2021

Ana Carolina Machado Moterani

Magmatismo pós-tectônico investigado por meio dos métodos geocronológicos U-Pb e Lu-Hf, Complexo Pedra Branca, Rio de Janeiro - RJ

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Geociências, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Tectônica, Petrologia e Recursos Minerais.

Orientador: Prof. Dr. Mauro Cesar Geraldes Coorientadora: Prof.^a Dra. Maria Virgínia Alves Martins

> Rio de Janeiro 2021

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

M917	Moterani, Ana Carolina Machado. Magmatismo pós-tectônico investigado por meio dos métodos geocronológicos U-Pb e Lu-Hf, Complexo Pedra Branca, Rio de Janeiro – RJ / Ana Carolina Machado Moterani. – 2021. 71 f.: il.
	Orientador: Mauro Cesar Geraldes. Coorientadora: Maria Virgínia Alves Martins Dissertação (Mestrado) – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia.
	1. Magmatismo – Rio de Janeiro (RJ) – Teses. 2. Geocronologia – Teses. 3. Geologia isotópica – Rio de Janeiro (RJ) – Teses. 4. Geoquímica – Rio de Janeiro (RJ) – Teses. I. Geraldes, Mauro Cesar. II. Martins, Maria Virgínia Alves. III. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Faculdade de Geologia. IV. Título.
	CDU 552.3(815.3)

Bibliotecária responsável: Taciane Ferreira da Silva / CRB-7: 6337

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

Ana Carolina Machado Moterani

Magmatismo pós-tectônico investigado por meio dos métodos geocronológicos U-Pb e Lu-Hf, Complexo Pedra Branca, Rio de Janeiro - RJ

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Geociências, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Tectônica, Petrologia e Recursos Minerais.

Aprovada em 30 de abril de 2021.

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Mauro Cesar Geraldes (Orientador) Faculdade de Geologia – UERJ

Prof.^a Dra. Maria Virgínia Alves Martins (Coorientadora) Faculdade de Geologia – UERJ

Prof. Dr. Marcelo dos Santos Salomão Faculdade de Geologia – UERJ

Prof. Dr. Rodrigo Peternel Machado Nunes Faculdade de Geologia – UERJ

Prof. Dr. Rubem Porto Jr. Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro

> Rio de Janeiro 2021

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao Prof. Dr. Rubem Porto Jr. por todo o apoio fornecido durante a execução deste trabalho, sem o qual esta não seria possível. Agradeço de maneira especial por toda paciência e orientação desde o período da graduação.

Agradeço ao Prof. Dr. Mauro Cesar Geraldes por abrir as portas do laboratório MULTILAB-UERJ para mim, pela paciência e pelas inúmeras oportunidades de desenvolvimento profissional que me proporcionou neste período de mestrado.

Agradeço a Prof^a Dra Maria Virgínia Alves Martins por todo suporte fornecido, pelas correções e sugestões dadas no desenvolvimento deste trabalho.

Agradeço ao MULTILAB-UERJ, em especial ao Marco, Felipe e Raimundo por serem sempre tão solícitos e pelo apoio prestado.

Agradeço ao LGPA-UERJ, em especial ao Vitalino, Gabi e Diego pela ajuda na preparação das amostras.

Agradeço aos colegas da pós-graduação por me receberem tão bem e pelo companheirismo compartilhado durante o tempo do mestrado. Nossa convivência foi curta, mas muito significativa. Agradeço de maneira especial à Jailane, por sempre me apoiar e me auxiliar. Foi um prazer dividir a aventura do mestrado com você, Jay. Sei que você vai muito longe e tenho orgulho de ter feito parte deste processo com você.

Agradeço a todos os professores e técnicos do curso de pós-graduação em geociências da UERJ por todo serviço prestado sem o qual nada disso seria possível.

Agradeço aos meus pais e também tia Mary, tia Marcia e Marina por terem fornecido sempre o suporte para que eu conseguisse atingir meus objetivos.

Agradeço à Fernanda Aguiar, minha esposa, por todo companheirismo nestes anos e por tentar fazer destes dias tão difíceis como os que estamos vivendo, dias mais leves.

Por fim, agradeço a todos que de alguma maneira contribuíram para que este trabalho pudesse ser concluído.

RESUMO

MOTERANI, Ana Carolina Machado. *Magmatismo pós-tectônico investigado por meio dos métodos geocronológicos U-Pb e Lu-Hf, Complexo Pedra Branca, Rio de Janeiro -RJ*. 2021. 71 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2021.

O Complexo Pedra Branca (CPB) está localizado geograficamente na zona oeste da cidade do Rio de Janeiro e está inserido tectonicamente no Domínio Costeiro, pertencente ao Terreno Oriental da Faixa Ribeira Central. Os litotipos que formam o Complexo foram gerados em eventos relacionados a Orogenese Brasiliana-Panafricana (~600 Ma), abrigando assim rochas pré- a- pós-colisionais. O estudo de corpos graníticos pós-tectônicos na Faixa Ribeira revela que o magmatismo ocorreu em dois pulsos distintos, um Cambriano (~ 512 Ma) e outro mais jovem, Ordoviciano (~486 Ma) com intervalo de aproximadamente 30 Ma entre eles. No Complexo Pedra Branca os litotipos granito Pedra Branca e granito Favela são os representantes do magmatismo pós-colisional na área. O granito Pedra Branca se encontra individualizado em quatro fácies: Média-Homogênea, Bandada, Hololeucocrática e Pegmatítica. A utilização conjunta dos métodos geocronológicos U-Pb e Lu-Hf em minerais de zircão permite determinar a idade e assinatura isotópica de rochas e atualmente é uma das ferramentas mais utilizadas neste sentido, devido a rapidez, sensibilidade e relativa simplicidade das análises. O objetivo deste trabalho foi obter via LA-MC-ICP-MS em grãos de zircão novas idades U-Pb e dados isotópicos de Lu-Hf inéditos para rochas aflorantes no Complexo Pedra Branca a fim de alcançar uma maior compreensão acerca do magmatismo formador destas rochas, além de sua evolução, contribuindo então para uma melhor discussão de seu contexto geológico. As análises pelo método U-Pb foram feitas em sete amostras do granito Pedra Branca, em variadas fácies, (representante do pulso mais antigo) e duas do granito Favela (representante do pulso mais jovem), totalizando nove amostras. Para o método Lu-Hf foram analisadas seis amostras: quatro do granito Pedra Branca e duas do granito Favela. As idades encontradas para o granito Pedra Branca (514,6 ± 6,9 Ma; 503,4 ± 5,3 Ma; 505,3 ± 6,7 Ma; 516,3 ± 7,8 Ma; 496,8 ± 4 Ma; 507,7 ± 5,6 Ma; 504 Ma) e granito Favela (501 ± 3,6 Ma e 489 ± 7,7 Ma) corroboraram majoritariamente com as anteriores descritas na literatura (513 ± 5 Ma e 482 ± 6 Ma) para as respectivas litologias, porém indicaram que o magmatismo no Complexo ocorreu na forma de pulsos progressivos, diminuindo o tempo de intervalo (~20 Ma) esperado para o mesmo (~30 Ma). O indicador petrogenético EHf indicou participação de fontes crustais e mantélicas, dando caráter bimodal ao magmatismo registrado no CPB. Por meio do indicador EHf também foi possível corroborar acerca da discussão a respeito da formação da fácies Hololeucocrática do granito Pedra Branca, confirmando a relação de sua origem com a fácies Média-Homogênea.

Palavras-Chave: Geocronologia. Magmatismo. Complexo Pedra Branca. Zircão.

ABSTRACT

MOTERANI, Ana Carolina Machado. Post tectonic magmatism investigated by meand of geochronological methods U-Pb and Lu-Hf, Pedra Branca Complex, Rio de Janeiro – RJ. 2021. 71 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2021.

The Pedra Branca Complex is located at the western region of Rio de Janeiro city. Tectonically it is inserted in the Coastal Domain, which is part of the central segment of Ribeira Belt. The lithologies that formed this rocky complex were generated in events related to the Brasilian-Panafrican Orogeny (~ 600 Ma), thus contains preto-post-collisional rocks. The study of post-tectonic granite bodies belonging to Ribeira belt reveals that the magmatism event occurred in two different pulses, a Cambrian pulse (~ 512 Ma), and a younger one, Ordovician (~ 486 Ma) with ~ 30 Ma between them. The Favela and Pedra Branca granites are the representants of the postcollisional magmatism within the Pedra Banca Complex. The Pedra Branca granite is divided in four facies: Média-homogênea, Bandada, Hololeucocrática e Pegmatítica. The use of both U-Pb and Lu-Hf geochronological methods in zircon allows us to generate new ages and isotopic signatures of rocks and it is one of the most used tools in this sense nowadays, due to the high speed, sensibility and relative simplicity of the analysis. The aim of this work was to obtain by way of LA-MC-ICP-MS new U-Pb ages and Lu- Hf isotopic data to rocks of the Complex to reach a better comprehension about the formed magmatism of theses rocks and their evolution to then contribute to a better discussion about its geological context. The studies were based on analysis of seven samples of Pedra Branca, in different facies, (representative of the older magmatic pulse) and two of Favela granite (representative of the younger magmatic pulse. Totalizing 9 samples. The obtained ages of Pedra Branca granite (514,6 ± 6,9 Ma; 503,4 ± 5,3 Ma; 505,3 ± 6,7 Ma; 516,3 ± 7,8 Ma; 496,8 ± 4 Ma; 507,7 ± 5,6 Ma; 504 Ma) and Favela granite (501 ± 3,6 Ma and 489 ± 7,7 Ma) mostly corresponded with the previously published in literature for the respect lithologies (513 \pm 5 Ma and 482 \pm 6 Ma), however their indicate that the magmatism in the Complex occurred in progressive pulses, causing a low interval (~20 Ma) than what was expected (~30 Ma). The petrogenetic indicator EHf showed crustal and mantellic sources to the magmatism of the area. By means of the EHf was also possible to corroborate with the discussion about the formation of the Hololeucocrática facies, which has their origin related to the Média-Homogênea facies.

Keywords: Geochronology. Magmatism. Pedra Branca Complex. Zircon.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 –	Mapa de localização do CPB com numeração e localização de coleta						
	das amostras estudas neste trabalho	09					
Figura 2 –	Simplificação do processo de decaimento dos isótopos ²³⁸ U, ²³⁵ U e						
	²³² Th	17					
Figura 3 –	Mapa Geotectônico da Faixa Ribeira Central com perfil geológico						
	esquemático	24					
Figura 4 –	Mapa tectônico esquemático do Segmento Central da Faixa Ribeira 2						
Figura 5 –	Mapa geológico e perfil tectônico esquemático da área do CPB						
Figura 6 –	a) Gnaisses ortoderivados encaixantes do granito Pedra Branca						
	aflorantes na Pedreira Bangu; b) Gnaisses paraderivados aflorantes						
	no Maciço da Tijuca. 6c) Amostra de mão do gnaisse paraderivado	32					
Figura 7 –	a) Amostra de mão representante da fácies Média-Homogênea; b) e						
	c) fotomicrografias da fácies média-homogênea com presença dos						
	minerais quartzo (Qz), plagioclásio (PI) e microclina (Mc)	33					
Figura 8 –	a) Amostra de mão representante da fácies Bandada do granito						
	Pedra Branca; b) Fotomicrografia da fácies Bandada exibindo a						
	presença dos minerais quartzo (Qz), Microclina (Mc) e Biotita (Bt)	34					
Figura 9 –	a) e b) Fácies Pegmatítica do granito Pedra Branca em afloramento	34					
Figura 10 –	a) Amostra da mão representante da fácies Hololeucocrática do						
	granito Pedra Branca; b e c) Fotomicrografias da fácies						
	Hololeucocrática, exibindo a presença dos minerais quartzo (Qz),						
	plagioclásio (PI) e microclina (Mc)	35					
Figura 11 –	a) e b) Padrão do acamamento formado pelas fácies Média-						
	Homogênea e Hololeucocrática	36					
Figura 12 –	a) Amostra de mão referente ao granito Favela; b) granito Favela						
	visto em fotomicrografia	37					

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Resumo das amostras coletadas	1	13
--	---	----

SUMÁRIO

	INTRODUÇÃO	09
1	OBJETIVOS	11
2	MATERIAL E MÉTODOS	12
2.1	Estruturação do Trabalho	12
2.2	Revisão Bibliográfica	12
2.3	Aquisição de dados	13
2.4	Geocronologia	13
2.4.1	Introdução	14
2.4.2	<u>Separação do mineral zircão</u>	15
2.4.3	Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV)	15
2.4.4	Geocronologia em zircão utilizando LA-MC-ICP-MS	16
2.4.5	Datação U-Pb por LA-MC-ICP-MS	17
2.4.6	Geocronologia Lu-Hf por LA-MC-ICP-MS	19
2.4.7	Tratamento dos dados	21
3	SÍNTESE DA GEOLOGIA REGIONAL	23
4	GEOLOGIA LOCAL	29
5	RESULTADOS	39
6	DISCUSSÃO	40
	CONCLUSÃO	42
	REFERÊNCIAS	43
	APÊNDICE – Magmatismo pós-tectônico investigado por meio dos	
	métodos geocronológicos U-Pb e Lu-Hf, Complexo Pedra Branca, Rio de	
	Janeiro – RJ (Artigo Científico)	50

INTRODUÇÃO

O Complexo Pedra Branca (CPB) apresenta uma área de aproximadamente 160 Km², compreende o Maciço da Pedra Branca (Figura 1), que possui o ponto mais alto da cidade do Rio de Janeiro (1024m) e é o maciço com maior área no município (Porto Jr., 2004). Foi definido por Porto Jr (1993) a partir do desenvolvimento de estudos feitos por diversos autores, onde se destacam os trabalhos de Helmbold *et al.* (1965), Penha (1984), Penha & Wiedemann (1984), Machado *et al.* (1989) e Porto & Valente (1988). É composto litologicamente por gnaisses para- e ortoderivados, granitoides que variam de gabros e dioritos a granodioritos, granito Pedra Branca e granito Favela, sendo estes importantes representantes do estágio pós-orogênico da Faixa Ribeira (Porto Jr., 2004). Mais de 80% da sua área estão inseridos no Parque Estadual da Pedra Branca, uma área de proteção ambiental permanente administrado pelo Instituto Estadual de Florestas (Porto Jr., 2004).



Figura 1 - Mapa de localização do CPB com numeração e localização de coleta das amostras estudas neste trabalho



A área está inserida no Domínio Costeiro, dentro do contexto geotectônico de evolução do Segmento Central da Faixa Ribeira (Cordani *et al.*, 1973, Almeida *et al.*,

1973), que é definida por um complexo cinturão de dobramentos e empurrões gerado no Neoproterozoico-Cambriano (Heilbron *et al.*, 1995). A seguinte evolução cronológica é proposta por Heilbron & Machado (2003), Porto Jr. (2004) e Porto Jr. *et al.*, 2018: 1) gnaisses paraderivados com origem relacionada à uma bacia de margem passiva neoproterozoica sem idade absoluta definida; 2) gnaisses ortoderivados précolisionais, de idade 792 Ma e sin-colisionais, de idade 579 Ma; 3) granitoides de composição diorítica a granodiorítica tardi- a pós-colisionais com idade de 520 Ma; 4) granito Pedra Branca, com idade 513 Ma, pós-tectônico e 5) granito Favela/Andorinha com idade 480 Ma, pós-colisional.

Por meio da utilização dos métodos geocronológicos U-Pb e Lu-Hf em grãos de zircão é possível obter idades e razões isotópicas precisas, que permitem entender o crescimento e colapso de cadeias de montanhas, além de sua história evolutiva (Harley *et al.*, 2007; Bertotti *et al.*, 2013, Nebel *et al.*, 2007, 2014). O zircão é um mineral presente em uma grande variedade de litologias (Geraldes, 2010; Diniz *et al.*, 2014) e apresenta alta concentração de Urânio, Tório e Háfnio, alta estabilidade mineral e alta resistência, preservando informações de diferentes eventos geológicos e por isto é um dos minerais mais utilizados em estudos geocronológicos e isotópicos (Yuan *et al.*, 2004, Wu & Zheng, 2004; Harley *et al.*, 2007 ; Bertotti *et al.*, 2013). Sabendo-se que o estágio pós-colisional de um cinturão orogenético é um dos menos compreendidos atualmente (Valeriano *et al.*, 2011) este trabalho buscou trazer novas idades U-Pb e novos dados isotópicos de Lu-Hf para o Complexo Pedra Branca, possibilitando uma maior compreensão de sua formação e evolução, contribuindo para uma melhor discussão no âmbito de sua tectônica regional.

1 OBJETIVO

Este trabalho teve como objetivo analisar as litologias granito Pedra Branca e granito Favela, aflorantes no Complexo Pedra Branca, zona oeste da cidade do Rio de janeiro, a fim de compreender suas relações cronolitoestratigráficas e o comportamento do magmatismo formador destas rochas. Neste sentido, buscou-se com a utilização dos métodos geocronológicos U-Pb e Lu-Hf obter novas idades, dados isotópicos e parâmetros petrogenéticos, que utilizados em conjunto permitiram uma abordagem integrada da evolução do contexto geológico da área.

2 MATERIAIS E MÉTODOS

2.1 Estruturação do Trabalho

Esta dissertação foi estruturada em 7 capítulos. O Capítulo 1 é composto por informações sobre o Complexo Pedra Branca, área onde a pesquisa foi desenvolvida, dados introdutórios relacionados à metodologia empregada, além dos objetivos e demonstração da importância do estudo. O Capítulo 2 apresenta a metodologia utilizada para a execução do trabalho, além de uma revisão bibliográfica a respeito dos métodos geocronológicos U-Pb e Lu-Hf. Os Capítulos 3 e 4 se referem a informações geológicas a respeito das rochas ocorrentes na área estudada, que no capítulo 3 se referem aos dados regionais e no Capítulo 4 aos aspectos de geologia local.

O Capítulo 5 se refere aos resultados, que foram apresentados aqui na forma de artigo. O artigo, que possui o mesmo título desta dissertação, foi publicado na revista GEOCIÊNCIAS UNESP e se encontra aqui com a formatação enviada à submissão, porém com itens integrados ao sumário da dissertação.

O Capítulo 6 apresenta as discussões obtidas por meio do artigo e por fim o Capitulo 7 traz as conclusões do trabalho.

2.2 Revisão Bibliográfica

Nesta etapa foram desenvolvidas pesquisas e revisões bibliográficas sobre a região estudada e áreas correlatas, a fim de obter informações sobre sua geologia e evolução tectônica. Além disso, também foram obtidos dados acerca da metodologia utilizada para análise geocronológica através dos métodos U-Th-Pb e Lu-Hf com utilização do mineral zircão.

2.3 Aquisição de dados

As amostras analisadas neste estudo foram coletadas a partir de diversos trabalhos de campo associados ao estudo da Petrogênese do Complexo Pedra Branca realizado através de vários projetos de pesquisa desenvolvidos no Departamento de Petrologia e Geotectônica da UFRuralRJ sob a coordenação do Dr. Rubem Porto Jr. A Tabela 1 sumariza o código, litologia, Faciologia, localização de coleta das amostras e método geocronológico utilizado para estudo.

Amostro	Litologia	Esciologia		Sotor Do	Mátodo
Amostra	Litologia	Faciologia	Amostrado	Macico	Geocronológico
GPB01	Granito Pedra	Fác. Média- Homogênea	Pedreira Bangu	Norte	U-Pb e Lu-Hf
	Branca	genee			
GPB02	Granito	Fác. Média-	Av. Estado da		U-Pb e Lu-Hf
	Pedra Branca	Homogênea	Guanabara	Sul	
GPB03	Granito	Fác. Média-	Estrada do		U-Pb
	Pedra Branca	Homogênea	Pontal	Sul	
GPBB01	Granito	Fác. Bandada	Pedreira	N 1 <i>i</i>	U-Pb
	Pedra Branca		JABOUR	Norte	
GPBB02	Granito	Fác. Bandada	Pedreira		U-Pb e Lu-Hf
	Pedra Branca		IBRATA	Sul	
GPBH01	Granito	Fác.	Pedreira		U-Pb
	Pedra Branca	Hololeucocrática	IBRATA	Sul	
GPBH02	Granito	Fác.	Pedreira		U-Pb e Lu-Hf
	Pedra Branca	Hololeucocrática	JABOUR	Norte	
FAV01	Granito		Pedreira Bangu	Nexts	U-Pb e Lu-Hf
	Favela			Norte	
FAV02	Granito		Estrada do		U-Pb e Lu-Hf
	Favela		Pontal	Sul	

Tabela 1 - Dados das amostras coletadas.

Fonte: A autora, 2021

2.4 Geocronologia

2.4.1 Introdução

Atualmente, a aplicação conjunta dos métodos geocronológicos U-Pb e Lu-Hf em zircão representa um dos mecanismos mais eficazes para estudos isotópicos e geocronológicos. A análise através do sistema de ablação a laser (LA-MC-ICP-MS) é de relativa simplicidade, sensibilidade e rapidez, e por isso é amplamente utilizada (Milhomem Neto, 2018).

O zircão é um mineral acessório, do grupo dos ortosilicatos (ZrSiO₄) que está presente em uma grande variedade de rochas ígneas, sedimentares e metamórficas (Geraldes, 2010; Diniz *et al.*, 2014). Sua resistência permite que este participe de diferentes eventos geológicos e preserve informações de diferentes estágios em sua estrutura, possibilitando através de análises in situ, o estudo de diferentes eventos em um mesmo grão (Wu & Zheng, 2004; Yuan *et al.*, 2004; Rubatto & Hermann, 2007; Harley *et al.*, 2007).

Sua eficácia no método geocronológico U-Pb se dá pelo fato de apresentar alta temperatura de fechamento do sistema (Cherniak & Watson, 2001), alta concentração de urânio e tório, baixa quantidade de chumbo comum e alta estabilidade mineral (Yuan *et al.*, 2004, Wu & Zheng, 2004) e por isso é um dos minerais mais utilizados para determinação de idades absolutas por este método (Yuan *et al.*, 2004, Wu & Zheng, 2004).

Devido ao comportamento geoquímico semelhante entre os elementos químicos Hf e Zircônio (Zn), o zircão possui alta concentração de Hf. O Hf possui baixa mobilidade e apresenta temperatura de fechamento no zircão de 200°C, o que indica possivelmente que o sistema permaneceu fechamento durante os diferentes eventos termais, (Faure, 1986; Geraldes, 2010; Bertotti *et al.*, 2013). O Lu está presente em pequena quantidade no zircão, o que facilita a utilização deste método, em razão da não necessidade de correções para o decaimento do isótopo radioativo ¹⁷⁶Lu desde o momento da cristalização (Geraldes, 2010, Nebel *et al.*, 2007, 2014).

Utilizando-se então os sistemas geocronológicos U-Pb e Lu-Hf em zircão, é possível obter idades, e razões isotópicas precisas, além possibilitar inferir informações acerca da história evolutiva das rochas (Bertotti *et al* 2013, Nebel *et al*. 2007, 2014)

2.4.2 Separação do mineral zircão

As amostras coletadas foram preparadas no Laboratório Geológico de Preparação de Amostras (LGPA - UERJ) a fim de separação do mineral zircão para posterior análise via LA-MC-ICP-MS. Todo processo ocorreu de forma a evitar ao máximo a contaminação das amostras.

A preparação se iniciou com a limpeza das amostras através da lavagem com água e sabão. Após secagem em estufa, as mesmas foram britadas por meio do britador de mandíbulas, chegando a uma fração de até 2mm. O material foi então fragmentado novamente em um moinho de discos, até a obtenção de cristais de 200 mesh. Por ser um mineral pesado (4,6 g/cm³), a concentração deste tem início na mesa de separação hidrodinâmica (mesa vibratória de Wiffley). O concentrado foi recolhido e por meio de um ímã de mão, os minerais magnéticos são retirados. Em seguida, ocorreu a separação por liquídos densos, inicialmente em solução de Bromofórmio (2,89 g/cm³) e nos casos em que as amostras apresentaram muitos minerais de apatita (3,15 g/cm³) estes foram passados em solução de iodeto de metileno (3,32 g/cm³). A última etapa consistiu na separação de acordo com a sucetibilidade magnética dos minerais através do separador eletromagnético de Frantz. A regulagem inicial do aparelho Frantz consistiu na inclinação lateral de 10°, frontal variando de 2º a 5º e a amperagem do aparelho foi posicionada alternadamente em 0,2 Hz, 0,5 Hz, 0,75 Hz, 1,0 Hz e 1,5 Hz. Na regulagem final a amperagem foi mantida fixa em 1,5 Hz durante todo o processo, a inclinação frontal variou de 2º a 5º e a lateral variou de -0,5º a 5º. Os minerais de zircão separados foram levados ao MultiLab onde foram coletados manualmente por meio de lupa binocular (modelo Leica M205C) e montados em mounts em epóxi.

2.4.3 Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV)

Os *mounts* contendo os minerais de zircão foram polidos até sua total exposição. Em seguida foram imageados através do MEV modelo QUANTA 250, da marca FEI, localizado no MULTILAB – UERJ.

O MEV é um aparelho de alta resolução que permite a observação e análise de morfologia e microestruturas de objetos sólidos (Dedavid *et al.*, 2007). As imagens de catodo-luminescencia são obtidas através da emissão de fótons de grande comprimento de onda (Dedavid *et al.*, 2007) e refletem as diferenças nas abundâncias de elementos traços no zircão, responsáveis pela formação de sua estrutura (Wu & Zheng, 2004).

Os elétrons secundários geram imagens que se referem à superfície da amostra, sendo importantes para observar seu relevo. Isto ocorre devido à baixa energia dos elétrons emitidos, fazendo com que somente os gerados à superfície sejam reemitidos e detectados (Dedavid *et al.*, 2007).

As imagens de catodo-luminescencia e elétrons secundários geradas permitiram a identificação de fraturas, inclusões e zoneamentos, itens importantes a serem analisados no momento de análise no espectrômetro de massa. A escolha criteriosa de grãos límpidos permite a obtenção de idades mais precisas (Geraldes, 2010).

2.4.4 Geocronologia em zircão utilizando LA-MC-ICP-MS

O espectrômetro de massa teve seu desenvolvimento iniciado devido a descoberta da radioatividade no final do século XIX (Geraldes, 2010). A metodologia do LA-MC-ICP-MS inicia com a volatização da superfície do mineral através de laser (LA), que é então carreado através de gás hélio até um plasma induzido (ICP) de gás argônio e hélio, onde o material é ionizado e suas respectivas massas são medidas por um espectrômetro de massa (MS) com multicoletores (MC) (Machado & Simonetti, 2001; Schoene, 2014; Longerich, 2008).

A datação por LA-ICP-MS teve início na década de 1990 e rapidamente se tornou uma importante ferramenta na obtenção de dados geocronológicos (Kosler & Sylvester, 2003; Geraldes, 2010; Schoene, 2014). Suas vantagens derivam da rapidez de suas análises, da quantidade de coletores, suficientes para medir simultaneamente isótopos de U e Pb, da não necessidade de tratamento químico para as amostras e de um laboratório químico com altas exigências de limpeza (Sato & Kawashita, 2002; Jackson *et al.*, 2004; Kosler & Sylvester, 2003).

O espectrômetro utilizado para as análises foi o *Laser Ablation* - MC-ICP-MS *Neptune (thermoFinnigan),* do MULTILAB – UERJ. Sendo um multicoletor de alta resolução, consegue através de seus 9 coletores Faraday e 6 contadores de íons detectar simultaneamente uma ampla variedade de elementos. Suas configurações são específicas para cada método e são descritas a seguir.

2.4.5 Datação U-Pb por LA-MC-ICP-MS

Este método geocronológico se baseia no decaimento radioativo dos elementos Urânio (U) e Tório (Th) para os isótopos estáveis de Chumbo (Pb) (Schoene, 2014; Geraldes, 2010; Machado & Simonetti, 2001). O U apresenta três isótopos naturais e todos são radioativos: ²³⁸U, ²³⁵U e ²³⁴U. O Th se apresenta de forma primária como ²³²Th, mas existem 5 isótopos de Th, que possuem rápidas meias-vidas e são resultado do decaimento do ²³⁸U, ²³⁵U e ²³²Th (Geraldes, 2010). Os isótopos de Pb estáveis formados pelo decaimento são ²⁰⁶Pb ²⁰⁷Pb e ²⁰⁸Pb. O ²⁰⁴Pb, chamado coloquialmente de chumbo comum, também é um isótopo estável natural, porém não é radiogênico e por possuir abundância constante desde o início da terra, é o que utilizado como isótopo de referência (Geraldes, 2010, Schoene, 2014). Os processos de decaimento dos isótopos de chumbo encontram-se demonstrados na Figura 2.



Figura 2 - Simplificação do processo de decaimento dos isótopos ²³⁸U, ²³⁵U e ²³²Th.

Fonte: A autora, 2021.

Utilizando-se da equação fundamental da geocronologia é possível caracterizar três equações independentes para cada sistema de decaimento: (1), (2) e (3). Cada sistema gera a construção de isócrona possibilitando calcular a idade das amostras, desde que o sistema tenha permanecido fechado e com as razões iniciais de Pb idênticas (Geraldes, 2010). Em cada equação λ se refere à constante de desintegração de cada nuclídeo, que resulta de sua meio-vida e *t* refere-se ao tempo decorrido:

$$\frac{206_{Pb}}{204_{Pb}} = \frac{206_{Pb}}{204_{Pb}}(i) + \frac{238_U}{204_{Pb}}(e^{\lambda_{1t}} - 1) \quad \lambda 1 = 1,55125 \times 10^{-10}$$
(1)

$$\frac{207_{Pb}}{204_{Pb}} = \frac{207_{Pb}}{204_{Pb}}(i) + \frac{235_U}{204_{Pb}}(e^{\lambda 2t} - 1) \quad \lambda 2 = 9,8485 \times 10^{-10}$$
(2)

$$\frac{208_{Pb}}{204_{Pb}} = \frac{208_{Pb}}{204_{Pb}}(i) + \frac{232_{Th}}{204_{Pb}}(e^{\lambda_3 t} - 1) \quad \lambda_3 = 4,9475 \times 10^{-11}$$
(3)

Ahrens (1955) e Wetherill (1956) introduziram o conceito do diagrama ou curva concórdia, que utiliza os geocronômetros ²⁰⁶Pb/²³⁸U *versus* ²⁰⁷Pb/²³⁵U para obter os pontos de idades concordantes. A união destes pontos gera uma curva, devido ao ²³⁸U e ao ²³⁵U possuírem diferentes valores de meia-vida (4.468 e 0.704 bilhões de anos, respectivamente) (Schoene, 2014; Geraldes,2010; Machado & Simonetti, 2001). A utilização destes dois geocronômetros neste método de datação gera uma maior precisão nas idades, devido ao fato da razão ²³⁵U/²³⁸U ser sempre constante e também permite verificar se o sistema se manteve fechado (quando a idade obtida íncide na curva concórdia) (Steiger & Jager, 1977; Gehrels, 2012; Schoene, 2014; Yuan *et al.*, 2004).

Por vezes as idades obtidas pelo método U-Th-Pb mostram-se não concordantes, o que indica que o sistema não permaneceu fechado. Isto pode ser explicado pelo fenômeno de perda ou ganho de Pb, U e Th ou dos isótopos intermediários que se formam em cada série de decaimento. Quando os valores não coincidem tem-se a curva discórdia e, diferente de outros métodos de datação, neste é possível obter informações importantes mesmo em sistema aberto: o intercepto

superior e inferior da curva discórdia na curva concórdia indicam diferentes eventos geológicos (Geraldes, 2010; Machado & Simonetti, 2001).

No espectrômetro, os epóxis contendo as amostras a serem analisadas e os materiais de referência (padrões) foram colocados no compartimento específico para análise. O espectrômetro foi então calibrado definindo-se as condições do laser, a configuração dos detectores, o fluxo de gás envolvido no processo, entre outros. A fim de se obter o melhor resultado. O laser disparou "tiros" variando de 40 a 60 µm, durante 40 segundos. A sequência definida para análise pelo método U-Pb se iniciou com a análise do Branco, para aferir os valores definidos como *background*, então deu-se um "tiro" no material de referência GJ-1. Este sendo compatível com os valores esperados (²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb = 0,06014 e ²⁰⁶Pb/²³⁸U = 0,09891) iniciou-se a análise dos grãos de interesse. 9 grãos são analisados por sequência. Após os 9 de interesse, dois padrões de referência foram analisados: 91500 e GJ1, em seguida o Branco, fechando a sequência. O dados gerados foram registrados do *Neptune Software Data Evaluation*.

2.4.6 Geocronologia Lu-Hf por LA-MC-ICP-MS

Este método se baseia no processo de decaimento do isótopo ¹⁷⁶Lu para o isótopo estável ¹⁷⁶Hf, através da emissão de uma partícula Beta (Kinny & Maas, 2003; Bertotti *et al.*, 2013) A meia vida é estimada em aproximadamente 35 bilhões de anos (Kinny & Maas, 2003). O Lutécio (Lu) é um elemento químico pertencente à família dos lantanídeos, faz parte do grupo dos Terras Raras Pesados (ETRP) possui dois isótopos: ¹⁷⁵Lu e ¹⁷⁶Lu e é encontrado em diferentes minerais como zircão, granada, badeleíta, monazita, gadolinita e xenotímio (Kinny & Mass 2003; Geraldes, 2010; Bertotti *et al.*, 2013).

O Háfnio (Hf) pertence ao grupo IVB, constitui elemento de elevado potencial iônico, possui 6 isótopos naturais: ¹⁷⁴Hf, ¹⁷⁶Hf ,¹⁷⁷Hf, ¹⁷⁸Hf, ¹⁷⁹Hf e ¹⁸⁰Hf e pode ser encontrado em alta concentração no zircão e badeleíta (Geraldes, 2010; Kinny & Mass, 2003). O Hf apresenta geoquímica muito parecida por a do Zircônio (Zr), possibilitando a entrada de Hf em substituição ao Zr no retículo cristalino dos minerais (Kinny & Maas, 2003; Geraldes, 2010). Por outro lado, possui comportamento

geoquímico e coeficientes de partição mineral e de fusão diferentes do Lu, isso ocasiona um alto fracionamento entre elementos radioativos e radiogênicos durante os processos magmáticos e metamórficos, o que torna este sistema isotópico importante para geocronologia e como traçador geológico (Machado & Simonetti, 2001).

A concentração de Lu em um grão de zircão é baixa (valores menores que 0,002), tornando a variação da razão ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf desprezível ao longo do tempo, permitindo assim, considerar a razão ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf como a do momento em que o mineral foi cristalizado. (Geraldes 2010; Bertotti *et al.*, 2013,). As variações na abundância do ¹⁷⁶Hf são expressas em relação ao ¹⁷⁷Hf, que possui valor de abundância natural constante (Kinny & Maas 2003). A Equação fundamental da geocronologia para este método, considerando um sistema fechado, é dada por (4):

$$\frac{176_{Hf}}{177_{Hf}} = \frac{176_{Hf}}{177_{Hf}} (i) + \frac{176_{Lu}}{177_{Hf}} (e^{\lambda t} - 1)$$
(4)

Onde cálculos recentes indicam o valor de λ = 1,867±0,07 x 10-11 (Scherer *et al.*, 2001) e *t* equilave ao tempo decorrido.

Este é um importante método pois ele pode traçar a história da diferenciação química da terra (crosta e manto) devido ao fato do decaimento de Lu para Hf ocorrer durante a geração do magma (Kinny & Maas, 2003). Além disso, este método também possibilita estabelecer um indicador petrogenético chamado de ɛHf (notação em partes por 10000 em relação ao valor do reservatório condrítico CHUR).

Os processos de fusão parcial no manto modificaram os valores da razão Lu/Hf ao longo do tempo, dando a rochas derivadas uma razão Lu/Hf diferente da considerada inicial para o planeta (Kinny & Maas, 2003). Essa diferença ocorre devido ao comportamento geoquímico dos elementos Lu e Hf. O Hf, em relação ao Lu, é mais incompatível, concentrando-se assim no líquido silicático durante a fusão parcial do manto. Isto gera um manto depletado em Hf e forma uma crosta mais enriquecida em Hf, então os magmas basálticos derivados do manto têm razões Lu/Hf mais baixas que a da rocha fonte. Sendo assim, comparando-se a razão ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf da amostra estudada com o reservatório condrítico uniforme padrão (εHf =0) se torna possível identificar sua fonte (manto ou crosta) (Equação 5). Se a razão ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf encontrada for mais elevada que o condrito, então o εHf será positivo, indicando que a fonte possuía razão Lu/Hf maior que o condrito (manto). Se a razão for menor, o εHf será negativo, indicando que o magma possui origem crustal (Machado & Simonetti, 2001; Kinny & Maas, 2003; Geraldes, 2010; Bertotti *et al.*, 2013).

$$\varepsilon_{\rm Hf} = \left[\frac{\left(176_{\rm Hf} / 177_{\rm Hf} \right)_{\rm am}^{\rm i}}{\left(176_{\rm Hf} / 177_{\rm Hf} \right)_{\rm CHUR}^{\rm t}} - 1 \right] \times 10^4$$
(5)

Por meio da composição isotópica inicial de Hf do zircão e da razão Lu/Hf da crosta diferenciada é possível calcular a idade do manto depletado (T_{DM}) (Equação 6), na qual os valores atuais considerados para o manto empobrecido em relação às razões ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf e ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf são 0,28325 e 0,0388 respectivamente (Andersen *et al.*, 2009; Bertotti *et al.*, 2013).

$$T_{DM} = \frac{t_{(U/Pb)}}{1000} + \frac{1}{0,01867} \times \ln\left[1 + \frac{\left(176_{Hf}/177_{Hf}\right)_{am}^{t} - \left(176_{Hf}/177_{Hf}\right)_{DM}^{t}}{\left(176_{Lu}/177_{Hf}\right)_{crosta}^{t} - \left(176_{Lu}/177_{Hf}\right)_{DM}^{0}}\right]$$
(6)

No espectrômetro, o procedimento se assemelhou ao executado para o método U-Pb. A calibração foi feita para se adequar aos valores dos novos padrões utilizados. Para o Lu-Hf, além dos padrões GJ-1 e 91500, também foi utilizado o material de referência MudTank. A sequência se iniciou com a a análise do Branco e os padrões GJ-1 e MudTank. 10 amostras de interesse foram então lidas e a sequência foi finalizada com os padrões 91500, GJ-1 e o Branco. Deu-se preferência aos grãos que já haviam sido analisados no método U-Pb para dar o "tiro" no método Lu-Hf. O dados gerados foram registrados no *Neptune Software Data Evaluation*.

2.4.7 Tratamento dos dados

Os dados registrados foram copiados para uma planilha excel configurada por Chemale *et al.* (2012) para serem feitas as correções necessárias em relação ao Branco, como também para calcular as idades U-Pb de cada grão. Correções manuais foram feitas nesta planilha a fim de diminuir possíveis erros. Com a utilização do complemento do excel ISOPLOT 4.15, desenvolvido por Ludwig (2001), os diagramas concórdia foram gerados, obtendo a idade U-Pb para cada amostra. Duas planilhas previamente configuradas foram utilizadas para obtenção dos dados de εHf e das idades modelos (primeira planilha), como também gráficos que correlacionam os dados de U-Pb e Lu-Hf (segunda planilha). Na primeira foram inseridas as idades U-Pb obtidas anteriormente e as assinaturas isotópicas de Lu-Hf referentes a cada grão. Grãos que registraram valores de erro (+/-2 SE) maiores que 1,5 foram excluídos. A segunda planilha utilizou os dados da primeira para elaboração dos gráficos de εHf e da razão ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf versus a idade de cristalização do grão.

3 SÍNTESE DA GEOLOGIA REGIONAL

A área de estudo está inserida no contexto de evolução tectônica do segmento Central da Faixa Ribeira (Figura 3), que corresponde parcialmente ao Cinturão Móvel Ribeira (Almeida *et al.*, 1973) ou a porção central da Província Mantiqueira (Hasui & Oliveira, 1984). A Faixa Ribeira (FR) possui extensão de 1400 km ao longo da costa sul-sudeste do Brasil. Se encontra limitada a norte pelo Cráton São Francisco, a nordeste pela Faixa Araçuai, a noroeste e oeste pela Faixa Brasília, a sudoeste pelo Cráton Luiz Alves e a Sul pelo oceano Atlântico (Heilbron *et al.*, 2004). Este sistema orogênico possui direção nordeste e foi formado entre o Neoproterozoico e o Cambriano, com estágios finais no Ordoviciano, durante a amalgamação de parte do paleocontinente Gondwana Ocidental que está ligado aos diversos episódios de convergência do ciclo de Orogenias Brasiliana-Panafricana (Heilbron *et al.*, 1995, 2008).



Figura 3 - Mapa Geotectônico da Faixa Ribeira Central com perfil geológico esquemático



Fonte: Adaptado de Heilbron et al., (2000; 2004; 2017)

A compartimentação da FR é dada por quatro Terrenos tectono-estratigráficos: Ocidental, que corresponde à margem retrabalhada do Cráton São Francisco, Terreno Paraíba do Sul, Terreno Oriental e Terreno Cabo Frio. (Heilbron *et al.* 2000, 2004; Trouw *et al.* 2000, Tupinambá *et al.*, 2007). Estes estão imbricados em direção ao Cráton São Francisco, no sentido NW/W. A junção dos três primeiros se deu entre 605 e 580 Ma (Heilbron & Machado, 2003) enquanto a do último se deu posteriormente, no período Cambriano entre 535 a 510 Ma (Heilbron & Machado 2003, Schmitt *et al.* 2004, Heilbron *et al.*, 2020). Todos estes Terrenos e seus respectivos domínios estruturais encontram-se separados por relevantes zonas de cisalhamento dúcteis que apresentam componente inverso e transpressivo dextral, que tem sua origem relacionada à deformação principal, referentes à D1 + D2 (Heilbron, 1993; Heilbron *et al.* 1998, 2000; Tupinambá *et al*, 2007).

Três episódios colisionais foram gerados pela amalgamação diacrônica da FR: O mais antigo ocorreu há aproximadamente (630) 620-595 Ma, que foi gerado pela convergência dos Terrenos Paraíba so Sul-Embu e o Domínio Cambuci, topo do Terreno Oriental. O segundo ocorreu há ~ 600-565 Ma com a amalgamação do Terreno Oriental e o ultimo foi gerado devido a junção do Terreno Cabo frio há ~535 510 Ma (Heilbron *et al.* 2017)

O Terreno Ocidental compreende o domínio autóctone e os domínios Andrelândia e Juiz de Fora, que estão imbricados em direção noroeste. Estes empurrões apresentam zonas miloníticas onde estão presentes rochas referentes à diferentes domínios e/ou unidades. (Heilbron *et al.*, 2000). Os domínios possuem sua litologia formada por um embasamento gnáissico de idade Paleoproterozoicaarqueana, que é sobreposto por sequencias metassedimentares relacionadas a uma margem passiva neoproterozoica (Heilbron *et al.*, 2000; 2004; Heilbron & Machado, 2003).

O Terreno Paraíba do Sul, também chamado de Klippe Paraíba do Sul é uma estrutura sinforme que sobrepõe o Domínio Juiz de Fora. Litologicamente é composto por ortognaisses (hornblenda-biotita gnaisses) de idade Paleoproterozoica (Complexo Quirino) e rochas metassedimentares (Grupo Paraíba do Sul (Valladares *et al.*, 2003; Tupinambá *et al.*, 2003))

O Terreno Oriental é divido em três diferentes domínios: Cambuci, Costeiro e Klippe de Italva. O Domínio Cambuci ocorre na região noroeste fluminense, compreende o embasamento deste Terreno e está justaposo tectonicamente ao Domínio Juíz de Fora (Tupinambá *et al.*, 2007) Compreende, além das rochas do embasamento, uma sucessão de rochas metassedimentares sobrepostas a ele. Litologicamente o embasamento é formado por granada-hornblenda-biotita tonalitos, charnokitos, dioritos e granitos porfiríticos, enquanto que as sucessões são formadas por silimanita-granada-biotita gnaisses com camadas de mármore dolomítico e poucas lentes de rochas calcissilicáticas gonditos e anfibolitos (Heilbron & Machado, 2003). Estas rochas compreendem uma sucessão metavulcano-sedimentar que se encontram metamorfizadas em fácies anfibolito alto a granutito, que posteriormente foram intrudidos por diferentes gerações de granitoides (Tupinambá *et al.*, 2007).

O Domínio Costeiro, onde a região deste trabalho está localizada, é formado por duas associações metassedimentares que são intrudidas pelo Arco Magmático Rio Negro (Tupinambá *et al.*, 1996) e por diversas gerações de granitoides de idade mais recente. As rochas metassedimentares compreendem gnaisses bandados com lentes quartzíticas e gnaisses kinzigíticos com lentes calcissilicáticas e quartzíticas (Heilbron & Machado, 2003). Valladares *et al.* 1999 identificaram idade de 2.0 Ga em grãos de zircão detríticos derivados dos quartzitos que são intercalados com gnaisses bandados e gnaisses kinzigíticos, concluindo assim que parte dos sedimentos clásticos são de origem Paleoproterozoica (Heilbron & Machado 2003). A unidade metassedimentar basal é denominada São Fidélis e a superior São Sebastião do Alto.

A unidade São Fidélis é formada por gnaisses kinzigíticos, biotita gnaisses granatíferos, com silimanita e cordierita de forma local. Aparecem frequentemente migmatizados, com leucossomas com presença de granada perítética e de forma subordinada, cordierita. Também de forma frequente ocorrem lentes de rochas calcissilicáticas, anfibolitos e quartzitos feldspáticos (Tupinambá *et al.*, 2007).

A Unidade São Sebastião do Alto é composta por (granada)-(hornblenda)biotita gnaisses migmatíticos que possuem estrutura bandada e/ou porfirítica e nebulítica localmente (Tupinambá *et al.*, 2007).

O magmatismo neste domínio compreende ortognaisses relacionados ao Complexo Rio Negro, que possuem composição variando de tolanítica à granítica com presença de enclaves dioríticos e gabróicos. As idades encontradas variam entre 790 Ma e 635- 620 Ma que somadas aos dados geoquímicos, sugerem pelo menos dois estágios de desenvolvimento do arco magmático, um mais antigo e um mais recente. (Heilbron & Machado, 2003, Tupinambá et al., 2000, Valeriano et al., 2012). Porto Jr. (2004) relaciona as idades de 790 Ma e 630 -620 Ma a dois arcos magmáticos distintos, sendo o mais jovem o Arco Rio Negro e denomina o mais antigo de Arco Magmático Guanabara (Porto Jr., 2004). Estes dois arcos possuem correlações positivas e similaridades na evolução geral do conjunto de rochas, mas possuem diferenças significativas nas idades e no conteúdo composicional (Porto Jr., 2004). O domínio também possui rochas sin-colisionais com grande presença de migmatização e leucogranitos com idade de 600 Ma. Com idade de 580-550 Ma tem-se rochas calcialcalinas, representados pelos Batólitos Serra dos Órgãos e gnaisse Facoidal. (Heilbron & Machado, 2003). Relacionado ao período tardi- a pós- colisional tem-se granitoides dioríticos a granodioríticos, com idades variando em torno de 520 Ma

(Heilbron & Machado, 2003; Porto Jr, 2004). Valeriano et al. (2012) e Tupinambá et al. (2012) dividiram os granitos pós-colisionais do Rio de Janeiro em duas suítes: Suruí, mais antiga, representada pelo granito Pedra Branca e granito Suruí e suíte Nova Friburgo, que compreende um grande número de pequenos complexos intrusivos, incluindo Paraty, Manducaba, Mangaratiba, Favela, Andorinha, Frades, Nova Friburgo e Sana (Valeriano et al., 2011). A Figura 4 apresenta os corpos graníticos do Rio de Janeiro e suas respectivas idades. Valeriano et al. (2011) estudando os corpos graníticos da Faixa Ribeira Central em conjunto com dados da literatura indicam que o magmatismo ocorreu em dois pulsos distintos, um cambriano de idade ~513 Ma e outro mais jovem, ordoviciano, de idade ~486 Ma. Valeriano et al. (2016) assinalam a origem da formação destes corpos graníticos pós-tectônicos para aproximadamente 10 Ma após a orogênia Búzios com duração de aproximadamente 40 Ma, variando entre ~510 Ma e 470 Ma.



Figura 4 - Mapa tectônico esquemático do Segmento Central da Faixa Ribeira.



Fonte: Adaptado de Heilbron & Machado, 2003 e Valeriano et al., 2011.

A Klippe de Italva se apresenta como uma klippe sinformal sobre o Domínio Costeiro (Tupinambá *et al.* 2007). Aflora entre os municípios de Cantagalo e Italva, no noreste do estado do Rio de Janeiro (Heilbron et al., 2017). Corresponde a uma sucessão metassedimentar de baixo grau composta por granada-hornblenda-biotita gnaisse bandado e finas camadas de mármore calcítico intercalado com bandas de anfibolitos, e hornblenda-biotita gnaisse, todos na fácies anfibolito (Tupinambá *et al.*, 2007; Valeriano *et al.*, 2012). Grãos de zircão de intercalações anfibolíticas indicaram idades U-Pb de ca. 840 Ma para a época de deposição da sucessão e retrabalhamento metamórfico em ca. 501 Ma. (Heilbron & Machado, 2003; Valeriano *et al.*, 2012).. Na base são encontrados gabros, dioritos e tonalitos do Complexo Rio Negro (Tupinambá *et al.* 2007). A principal estrutura do domínio é definida por uma sinforme com eixo NE e plano axial subvertical (Heilbron & Machado, 2003).

Estratigraficamente o Domínio Cambuci representa a base do Terreno Oriental, sendo sobreposto pelo Domínio Costeiro, que é visto na parte central e sul do estado do Rio de Janeiro, que então é sobreposto pela Klippe Italva, que representa a porção superior do Terreno (Heilbron & Machado, 2003).

O limite entre os Terrenos Ocidental e Oriental é dado pela *Central Tectonic Boundary (CTB)* (Almeida *et al.* 1998), que é uma extensa zona de cisalhamento (200 Km) que se estende desde a costa do estado de São Paulo até a Serra dos Órgãos, no estado do Rio de Janeiro (Heilbron *et al.*, 2000).

O Terreno Cabo Frio está localizado na Região dos Lagos do estado do Rio de Janeiro. Forma uma zona de empurrão acima do Terreno Oriental. Seu embasamento é composto por ortognaisses com composição granítica a granodiorítica de idade 2.03-1.96 Ga, sobreposto por ortoanfibolitos ricos em granada. Ambos possuem assinatura geoquímica relacionada a N-MORB. A porção superior compreende sequências supracrustais formadas por cianita-silimanita gnaisses, granada-diopsídio anfibolitos e ortoanfibolitos, rochas calcissilicaticas e silimanita gnaisses. (Heilbron & Machado 2003). As idades U-Pb geradas a partir de zircões detríticos indicaram fontes arqueanas (2.5 Ga), Paleoproterozóicas(2.3Ga) e Neoproterozoicas (1 Ga e 800-600 Ma) (Schmitt *et al.*, 2004; Valeriano *et al.*, 2012). A colisão do Terreno Cabo Frio com a faixa ocorreu entre 530-510 Ma na orogenia Búzios (Schmitt *et al.*, 2004; Valeriano *et al.*, 2012).

4 GEOLOGIA LOCAL

A Figura 5 apresenta um mapa geológico e perfil tectônico esquemático da área do CPB e arredores e localização das amostras.



Figura 5 - Mapa geológico e perfil tectônico esquemático da área do CPB.

As rochas encaixantes, entendidas como embasamento, são formadas por gnaisses ortoderivados pré-colisionais (Figura 6), representados por quartzo diorito a granodiorito gnaisse, granodiorito gnaisse, anfibolito e tonalito a granodiorito gnaisse (Helmbold *et al.*, 1965), além de um plagioclásio gnaisse, agora sin-colisional, chamado por Pires *et al.* (1989) de Gnaisse Archer, que representa diferentes tipos gnáissicos com variações na quantidade de plagioclásio, além de microclina gnaisse. Também inserida como embasamento encontra-se uma sequência metassedimentar (Figura 6b e 6c) formada por biotita-granada-plagioclásio-gnaisse, que corresponde aos tipos kinzigíticos relacionados a uma anterior margem passiva (Porto Jr., 2004). Há também a presença de venulações Sin-D2, com composição granítica (sieno a

monzogranito) que são observadas sempre interdigitadas ao bandamento gnáissico (Porto Jr., 2004).

Figura 6 – a) Gnaisses ortoderivados encaixantes do granito Pedra Branca aflorantes na Pedreira Bangu; b) Gnaisses paraderivados aflorantes no Maciço da Tijuca. c) Amostra de mão do gnaisse paraderivado.



Fonte: A autora, 2021.

O quartzo-plagioclásio-biotita gnaisse, de composição quartzo diorítica a diorítica se apresenta na área do CPB muito deformado e migmatizado, com a presença de dobras intrafoliais apertadas. O bandamento é formado pela segregação de camadas félsicas e máficas, formado devido à diferenciação metamórfica. Quando em contato com o granito Pedra Branca, o gnaisse apresenta estruturas fantasmas, schilierens", estruturas "schollen", zonas nebulíticas e zonas de eclaves xenolíticos, com diversos graus de assimilação (Valeriano *et al.*, 2012).

O ortoclásio (microclina)-quartzo gnaisse com composição granodiorítica, possui cor acizentada, é menos deformado que o citado anteriormente e possui xenólitos deste. Apresenta dobras suaves e nítida foliação. Pode ser visualizado na Pedreira Bangu e no flanco Pontal de Guaratiba (Valeriano *et al.*, 2012).

Rochas máficas, ricas em anfibólio são encontradas intrudidas nos conjuntos descritos anteriormente. Ocorrem como melanossoma de migmatitos e sob forma de diques e soleiras "boudinados", milonitizados e estirados ao longo dos planos de foliação principal dos gnaisses em que se encontram intrudidos (Valeriano et al., 2012).

O conjunto ortognaissico mais jovem possui composição que varia de quartzo diorítica a tonalítica, de cor clara e textura glomeroporfirítica (Valeriano *et al.*, 2012).

O conjunto da sequência metassedimentar formado por sillimanita-granada gnaisses quartzo-feldspáticos se apresenta geralmente com um bandamento formado por concentrações de biotita e também por quartzo+feldspatos. As lentes possuem espessura decimétrica a métrica. Também ocorrem lentes cálcio-silicáticas, com plagioclásio, diopsídio, escapolita e raro anfibolito (Valeriano *et al*, 2012). O conjunto kinzigítico é formado predominantemente por cordierita-sillimanita-granada-biotita gnaisses escuros, homogêneos, possuindo protólitos pelíticos. Frequentemente possuem veios e/ou bolsões lenticulares leucossomáticos com granada e/ou cordierita. Lentes calciossilicáticas podem ser encontradas (Valeriano *et al*, 2012).

Os granitoides formados em eventos tardi- a pós-D3 (que se associam à presença de zonas de cisalhemento) são definidos por litologias que variam de gabros e dioritos a granodioritos, onde os de composição tonalito/granodiorito predominam em volume. Os gabros ocorrem de forma restrita, podendo ser visualizados na subida da estrada da Grota Funda. Os dioritos e quartzo dioritos possuem ampla ocorrência na região do Jardim Sulacap e de forma restrita na área do Maciço da Tijuca. Estes são mesocráticos e ocorrem como corpos intrusivos nas rochas gnáissicas, formando "plugs", como ocorre com o denominado granito Preto da Tijuca, na parte interna do maciço de mesmo nome (Porto Jr., 1996). No CPB o padrão "dique-sill" é mais comum para os corpos rochosos desta litologia. Diques da fácies pegmatítica do Granito Pedra Branca e da fácies equigranular do Granito Favela/Andorinha cortam estas rochas (Porto Jr., 2004). Os tonalitos ocorrem de forma mais expressiva em duas regiões dentro do Maciço: a primeira está localizada em uma faixa que vai do flanco oeste do Maciço da Pedra Branca até a parte central, próxima ao Pico da Pedra Branca. A segunda está localizada na região sul, entre as praias da Macumba e Grumari. Possuem cor cinza em tons escuros e os minerais plagioclásio, quartzo, anfibólio, biotita podem ser visualizados em amostra de mão. Microscopicamente é possível observar a relação entre estes minerais: são visualizados megacristais de plagioclásio entre os grãos de quartzo, alinhamento de feldspatos, além de biotita, hornblenda, titanita, apatita, zircão e microclina. Ocorrem comumente sob forma de blocos "in situ". Também é possível observar que o granito Pedra Branca corta estes tonalitos, formando contatos bruscos (Porto Jr., 2004).

Não há idade registrada para estes granitoides, porém a presença de xenólitos destes no granito Pedra Branca, além do fato de serem cortados por este granito,

31

sugere que estão relacionados a um evento mais antigo do que o que gerou os granitos Pedra Branca e Favela/Andorinha.

Os litotipos relacionados aos eventos Tardi- a Pós-Colisionais compreendem o Granito Pedra Branca (Porto Jr. & Valente, 1988) que é um granito porfirítico, enriquecido em megacristais de microclina pertítica, que se sobressaem em matriz de composição monzogranítica. Estes litotipos definem a Unidade Granito Pedra Branca (Porto Jr., 1993). Os megacristais de microclina apresentam-se orientados de forma planar e/ou linear, o que confere à rocha uma foliação e lineação classificadas por Mello (1984); Penha & Wiedemman (1984), Porto Jr. & Valente (1988), Porto Jr. (1994) *apud* Porto Jr. (2004) como primárias e de origem relacionada a fluxo magmático (Porto Jr., 2004). O granito Pedra Branca pode ser visualizado na forma de grandes paredões de rochas crua ou em forma de matacões. Quatro fácies foram individualizadas: Média-Homogênea, Bandada, Pegmatítica e Hololeucocrática (Porto Jr., 2004).

A fácies Média-Homogênea (Porto Jr. & Valente, 1988) é a mais dominante em área. Pode ser visualizada na pedreira EMASA, em Campo Grande, no Morro do Sandá, localizado mais a norte do Maciço, além da Pedra do Calembá, em Vargem Grande e o Morro de Grumari, no Recreio dos Bandeirantes. A rocha apresenta megacristais de microclina pertítica, (Figuras 7a, 7b e 7c) variando entre 2 a 4 cm o tamanho do grão, que estão envoltos por matriz de granulometria média, rica em quartzo, plagioclásio e microclina (Porto Jr., 2004). Figura 7 – a) Amostra de mão representante da fácies Média-Homogênea; b) e c) fotomicrografias da fácies média-homogênea com presença dos minerais quartzo (Qz), plagioclásio (PI) e microclina (Mc).



Fonte: A autora, 2021

A fácies Bandada (Figuras 8a e 8b) apesar de ser a segunda em relação à área de ocorrência, possui difícil individualização em mapas com escalas menores que 1:10.000 devido à dificuldade de visualização de seu bandamento característico, que é formado em função do hábito colunar que os megacristais de microclina adquirem (Porto Jr. 1993). Este bandamento é realçado pela presença de filetes de biotita que se encontram alinhados de acordo com os planos dos megacristais. A origem destes filetes pode estar relacionada a enclaves microgranulares ou xenolíticos muito assimilados ou "schlierens" de biotita, que se formam em função do fluxo magmático (Porto Jr., 1994, 2004).

Figura 8 – a) Amostra de mão representante da fácies Bandada do granito Pedra Branca; b) Fotomicrografia da fácies Bandada exibindo a presença dos minerais quartzo (Qz), Microclina (Mc) e Biotita (Bt).



Fonte: A autora, 2021.

A fácies Pegmatítica (Porto Jr. & Valente, 1988) ocorre quando do contato da intrusão granítica com a rocha encaixante, na forma de diques e/ou bolsões pegmatíticos e só pode ser individualizada em perfis de pedreiras, especificamente Pedreira BANGU (Figuras 9a e 9b) Composicionalmente possui 75% de seu volume composto por cristais centimétricos (até 12 cm) de microclina pertítica, com matriz grossa contendo quartzo, plagioclásio albítico e rara biotita (Porto Jr., 2004).

Figura 9 – a) e b) Fácies Pegmatítica do granito Pedra Branca em afloramento



Fonte: A autora, 2021.

A fácies Hololeucocrática (Figuras 10a, 10b e 10c) utiliza a fácies Média-Homogênea como hospedeira, e assim, se apresenta na forma de bandas interestratificadas homogêneas, de 5 cm até 60 cm, que são contrastantes com a Média-Homogênea (Figuras 11a e 11b). Devido a isto, é a que ocorre de forma mais restrita em relação a área, aflorando principalmente na pedreira EMASA. Possui cor branca, textura equigranular, com grãos de microclina, plagioclásio, quartzo e pouca magnetita. Há presença de fluxo, que se torna mais visível devido a constante intercalação entre as duas fácies. Não é possível visualizar estruturas de bordas
resfriadas durante as intercalações e, somado a forma da geometria das bandas, é possível perceber que não há grande variação de temperatura entre estas. (Porto Jr., 1993, 2004). Com exceção deste contato formado entre as fácies Hololeucocrática e Média-Homogênea, os outros contatos presentes no granito Pedra Branca ocorrem quase totalmente na forma gradacional, o que pode ser explicado como sendo fruto de uma cristalização que ocorreu em pouco espaço de tempo, com presença de um fluxo de "magmas" que possuíam diferentes mobilidades dentro da mesma câmara magmática (Porto Jr., 2004).

Figura 10 – a) Amostra da mão representante da fácies Hololeucocrática do granito Pedra Branca; b e c) Fotomicrografias da fácies Hololeucocrática, exibindo a presença dos minerais quartzo (Qz), plagioclásio (PI) e microclina (Mc).





Fonte: A autora, 2021.

Porto Jr. (2004) e Porto Jr. *et al.* (2018) propõem uma interpretação para a origem do acamamento magmático formado pelas fácies Hololeucocrática e Média-Homogênea baseado em um modelo análogo para magmas silicosos proposto inicialmente por Vigneresse *et al* (1996). O processo seria resultado de efeitos combinados de cristalização in situ e percolação por *filter pressing* (Mckenzie, 1987) de líquido intersticial para zonas de baixo gradiente de pressão.



Figuras 11 – a) e b) Padrão do acamamento formado pelas fácies Média-Homogênea e Hololeucocrática.

Fonte: A autora, 2021.

O processo inicial deu-se por cristalização fracionada, onde o líquido possuía de 20% a 55% de cristais formados, permitindo que estes rotacionassem livremente segundo um fluxo magmático. Próximo ao limite de 55% definiu-se o limite de percolação rígida (Rigid Percolation Threshold - RPT). Neste estágio boa parte dos minerais acessórios e opacos precoces se cristalizaram, empobrecendo o líquido nestes. Acima do limite RPT até o limite de bloqueio de partículas (particle locking threshold - PLT), onde aproximadamente 72 a 75% do material estava cristalizado, a interação mecânica entre as partículas sólidas foi intensa devido ao stress causado pelas tensões diapíricas e ascensão do magma, forçando, então, o líquido intersticial a fluir para zonas com menor pressão. Esta percolação ocorreu preferencialmente em zonas de borda da intrusão com limitações devido a permeabilidade do Crystal mush e do aumento da componente de cisalhamento nessas regiões. O líquido residual, com composição muito próxima ao eutético granítico, se depositou nas regiões baixas pressões (σ 3), onde cristalizou. Sendo assim, a formação da fácies Hololeucocrática se deu através dos processos cumuláticos relacionados ao fluxo do magma próximo a encaixante somado com a percolação do líquido intersticial por filter pressing (Mckenzie, 1987) (Porto Jr. et al., 2018).

O evento mais recente (Pós-colisional) contido no CPB refere-se ao Granito Favela (Figuras 12a e 12b). Este corresponde ao Granito Andorinha, descrito por Penha *et al.* (1980) e ao Granito Favela, descrito por Pires *et al.* (1982). Possuem cor cinza, são homogêneos e podem variar texturalmente de equigranulares a porfiríticos. Assim como o Granito Pedra Branca, o Granito Favela também possui diferentes fácies. Este fica dividido em fácies equigranular, rico em microclina, plagioclásio e biotita e possui allanita, titanita, zircão, apatita e minerais opacos como acessórios, não possui enclaves e megacristais. Fácies porfirítica, onde é possível visualizar estrutura de fluxo através do alinhamento de alguns cristais de microclina que se encontram dispersos em matriz equigranular média. Possui enclaves microgranulares mesocráticos. A fácies glomeroporfirítica se assemelha a fácies porfirítica, mas apresenta enriquecimento em allanita. A mudança de textura se dá pela presença de aglomerados esbranquiçados de quartzo e plagioclásio que, realçados pela matriz geram uma textura glomeroporfirítica. A visualização em mapas com escalas menores que 1:10.000 é muito difícil. Boas ocorrências podem ser visualizadas nas regiões do Morro do Sandá, do Pontal e Barra de Guaratiba. A fácies glomeroporfirítica aflora com boa exposição na região da Pedra da Rosilha, que localmente foi denominado de granodiorito Rosilha (Porto Jr., 2004).





Fonte: A autora, 2021.

O CPB em visualização de mapa aparenta ser majoritariamente formado por rochas graníticas, o que pode ser explicado pela colocação do granito estar relacionada à grandes e diversas soleiras, de diferentes espessuras, abastecidas através de condutos magmáticos, que não necessariamente representam um grande volume (Porto Jr., 2004).

O contexto metamórfico que o CPB está inserido está relacionado ao da Faixa Ribeira, que foi descrito por Pires *et al.* (1986) e Heilbron (1993) como tendo ocorrido em duas etapas (M1 e M2). O primeiro (M1) é visto como principal e atingiu seu ápice de temperatura concomitante com a ocorrência da deformação principal (D1 e D2). O metamorfismo M2 é marcado por crescimento de minerais metamórficos que estão relacionados à etapa de deformação D3.. O ápice do metamorfismo permitiu a ocorrência de anatexia, gerando migmatitos de injeção e veios leucossomáticos. O estudo das paragêneses definiu as condições de P-T como sendo compostas por alta pressão e temperatura no início do processo e diminuição da pressão com a temperatura sendo mantida ao final dele (Pires *et al.*, 1983; Porto Jr., 2004). Foi possível definir ainda um caminho PT horário, que é típico de metamorfismo em áreas colisionais.

Quatro fases de deformação foram reconhecidas na área. A primeira e mais antiga, D1, foi responsável pela formação da xistosidade S1, que possui baixo ângulo, e também pela formação de foliações plano axiais das rochas gnáissicas. A deformação seguinte, D2, gerou diversos dobramentos com dobras apertadas a isoclinais, recumbentes a reclinadas, na xistosidade S1. Estas dobras, se_associadas, sugerem transporte tectônico para NW. A fase D3 gerou planos de cisalhamento CZ com milonitização associada e são comumente observados interceptando os planos axiais dos dobramentos. A última fase, D4, possui caráter rúptil e é visualizada através de planos de falha, que possuem indicadores cinemáticos, como estrias e ressaltos, que sugerem falhamento do tipo normal-oblíquo. Em relação a Sn nos litotipos metamórficos, a predominância do mergulho se dá para SW, embora ocorram em menor número, relacionados a flanco de dobras, mergulhos para NW e SE, respectivamente (Porto Jr., 2004).

5 RESULTADOS

As idades obtidas pelo método U-Pb e os parâmetros petrogenéticos ɛHf gerados a partir do método Lu-Hf foram discutidos e publicados no artigo:

MOTERANI, A.C.M., PORTO Jr., R., GERALDES, M.C., MARTINS, M.V.A., Magmatismo pós-tectônico investigado por meio dos métodos geocronológicos U-Pb e Lu-Hf, Complexo Pedra Branca, Rio de janeiro – RJ. São Paulo, UNESP, *Geociências*, v. 39, n. 4, p. 903 - 923, 2020

Se adjunta cópia do mesmo no Apêndice (p. 50).

6 DISCUSSÃO

Os métodos geocronológicos U-Pb e Lu-Hf em grãos de zircão permitiram a análise das nove amostras propostas neste trabalho. Sete novas idades foram obtidas para as diferentes fácies do granito Pedra Branca. A fácies Média – Homogênea apresentou as idades 514 \pm 6,9 Ma, 503,4 \pm 5,3 Ma e 505,3 \pm 6,7 Ma. As duas amostras representantes da fácies Bandada exibiram as idades 516 ± 7,8 Ma e 496,8 ± 4,4 Ma enquanto para a fácies Hololeucocrática foram 507,7 ± 5,6 e 504 Ma. Para o granito Favela foram obtidas as idades de 501 ± 3,6 Ma e 486 ± 7,7. Ambas as litologias exibiram idades coerentes com às apresentadas na literatura (Heilbron & Machado, 2003) de 513 \pm 5 para o granito Pedra Branca e 482 \pm 6 para o granito Favela. Valendo-se da premissa que o magmatismo na Faixa Ribeira ocorreu em dois pulsos distintos, um cambriano e outro ordoviciando, com intervalo de ~30 Ma entre eles e que as litologias aqui estudadas seriam representantes destes diferentes pulsos, as idades agui encontradas foram comparadas às apresentadas por Valeriano et al (2011) para uma melhor compreensão destes pulsos na área do CPB. A amostra CPBB02, representante da fácies Bandada do granito Pedra Branca apresentou a idade de 496,8 ± 4 Ma e a amostra FAV01 do granito Favela apresentou a idade de 501 ± 3,6, demonstrando que na área do CPB o magmatismo ocorreu em pulsos progressivos, com intervalos não muito longos entre si, diminuindo assim o intervalo médio para ~20 Ma.

Comparando-se as idades U-Pb obtidas com o setor do CPB onde as amostras foram coletadas foi possível inferir que o setor norte abriga majoritariamente rochas com idades mais antigas, corroborando com a forma de emplacemente das intrusões (do tipo "dique/sill"), que permite sugerir que os pulsos magmáticos tenham ocorrido em diferentes áreas, em diferentes momentos, gerando diferentes idades, mas não muito distantes temporalmente.

O parâmetro petrogenético ε Hf compara a razão ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf da amostra com o Reservatório Condrítico Uniforme Padrão (CHUR) para possibilitar a identificação da fonte do magmatismo: se o ε Hf for negativo a fonte é crustal e positivo a fonte é mantélica. As amostras GPB02, GPBB02 e FAV01 apresentavam valores positidos de ε Hf (+0,8 - +15,8), enquanto as amostras GPB01, GPBH02 e FAV02 exibiram valores negativos (-27 - -2,8), indicando bimodalidade nas fontes geradoras do magmatismo.

Ainda que as diferentes fácies tenham sido produto de diferenciação magmática *in situ*, as diferentes fusões e suas evoluções até o *emplacement* podem ter sido responsáveis pelos diferentes valores de εHf. As fusões iniciais podem ter sido ocasionadas por descompressão gerada pelo colapso do orógeno, ou pela quebra da litosfera oceânica subductada (Heilbron & Machado, 2003).

A discussão apresentada por Porto Jr. *et al* (2018) em relação à formação da fácies Hololeucocrática, que estaria relacionada à fácies Média-Homogênea pôde ser confirmada devido aos valores negativos de εHf. Processos cumuláticos causados pelo fluxo de magma próximo às paredes da rocha encaixante e a ascensão de líquido intersticial pode ter causado sua assimilação e diferenciação, gerando os valores de εHf negativos, ou ainda a diferenciação pode ter ocorrido a partir de magma já contaminado. As idades U-Pb obtidas para estas duas fácies se mostaram próximos e alternados, confirmando a cogeneticidade discutida por Porto Jr. (2004) e Porto Jr. *et al.* (2018)

CONCLUSÃO

Os métodos geocronológicos utilizados se mostraram eficientes para fomentar o estudo na área do CPB. As idades U-Pb encontradas para os granitos Pedra Branca e Favela foram coerentes com as anteriormente listadas na literatura e possibilitaram obter uma maior compreensão do comportamento dos pulsos magmáticos formadores destas litologias. Estes diferentes pulsos ocorreram em áreas distintas do CPB, gerando idades diferentes, mas não muito distanciadas. O parâmetro petrogenético ɛHf indicou participação de fontes mantélicas e crustais para o magmatismo. Por meio dos valores negativos de ɛHf encontrados para a Fácies Hololeucocrática, foi possível inferir que esta se diferenciou a partir da fácies Média-Homogênea.

REFERÊNCIAS

AHRENS, L.H. *Implications of the Rhodesia age pattern.* Geochimica et Cosmochimica Acta 8:1-5. [S.I.; s.n.], 1995.

ALMEIDA, F.F.M.; AMARAL, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. The Precambrian evolution of the South American Cratonic Margin South of Amazonas River. In: NAIRN, A. E. M.; STEHLI, F. G.; UYEDA, S. (Eds.). *The Ocean Basin and Margins*. New York: Plenum, 1973. v.1, p. 411- 446.

ALMEIDA, J.C.H.; TUPINAMBÁ, M.; HEILBRON, M.; TROUW, R. Geometric and kinematic analysis at the Central Tectonic Boundary of the Ribeira belt, Southeastern Brazil, In: SBG, Congr. Bras. Geol., 39, 1998, [S.I.]. *Anais*...[S.I.]: SBG, 1998. p. 32.

ANDERSEN, T.; ANDERSSON, U.B.; GRAHAM, S.; ÅBERG, G.; SIMONSEN, S.L. Granitic magmatism by melting of juvenile continental crust: new constraints on the source of Palaeoproterozoic granitoids in Fennoscandia from Hf isotopes in zircon. *Journal of Geological Society*, [S.I.], v. 166, p. 233-247. Feb 2009.

BERTOTTI, A. L.; CHEMALLE JR.; F. KAWAHITA, K. 2013. Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICP-MS: aplicação em gabro do Ofiolito Aburrá, Colômbia. *Pesquisas em Geociências*, Porto Alegre, v. 40, n. 2, p. 117-127, 2013.

CHEMALE JR. F.; KAWASHITA, K.; DUSSIN, I.V.; ÁVILA, J.N.; JUSTINO, D., BERTOTTI, A. U-Pb zircon in situ dating with LA-MC-ICP-MS using a mixed detector configuration, In: Academia Brasileira de Ciências, 84(2), 2012, [S.I.]. *Anais...* [S.I.]: Academia Brasileira de Ciências, 2012. p. 275-295.

CHERNIAK, D. & WATSON, E. Pb Diffusion in zircon. *Chemical Geology, Science Direct*, Troy-NY, v. 172, p. 5-24, 2001.

CORDANI, U.G.; DELHAL, J.; LEDENT, O. Orogeneses Supeposeés das le Précambrien du Brésil sud-oriental (États du Rio de Janeiro et de Minas Gerais). *Revista Brasileira de Geociências*, [S.I.]., v.3, p.1-22, 1973.

DEDAVID, B. A.; GOMES, C.I.; MACHADO, G. *Microscopia eletrônica de varredura : aplicações e preparação de amostras:* materiais poliméricos, metálicos e semicondutores [recurso eletrônico]. Porto Alegre : EDIPUCRS, 2007.

DINIS, P.; AZEVEDO, M.; TASSINARI, C. Datação U-Pb de zircões detríticos: base para estudos de proveniência de materiais quaternários no território português. Repositório científco da UC, Coimbra, p. 117-134, 2014. Disponível em: < https://estudogeral.sib.uc.pt/bitstream/10316/32067/1/8%20-%20Dinis_etal.pdf >. Acesso em: 24 jan. 2020.

FAURE, G. *Principles of Isotope Geology.* 2. ed. New York: John Wiley & Sons, 1986. 589p.

GEHRELS, G. Detrital Zircon U-Pb Geochronology: Current Methods and New Opportunities. In: *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances.* Arizona: John Wiley and Sons, 2012. p. 45-62.

GERALDES, M.C. *Introdução à Geocronologia.* São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 2010. 146p.

HARLEY, S.; KELLY, N. & MOELLER, A. Zircon Behaviour and the Thermal Histories of Mountain Chains. *Elements*, [S.I.], v. 3, p. 25-30, Feb 2007.

HASUI, Y. & OLIVEIRA, M.A.F. Província Mantiqueira. Setor Central. In: Almeida, F.F.M. & Hasui, Y. O *Pré-Cambriano do Brasil.* São Paulo: Ed. Edgard Blucher, 1984. p. 308-344.

HEILBRON, M. *Evolução tectono-metamórfica da seção Bom Jardim de Minas (MG)* - *Barra do Piraí (RJ):* Setor Central da Faixa Ribeira. 1993. 268 pp. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2010.

HEILBRON, M.; CORDANI, U.; ALKMIN, F.F. *São Francisco Craton, Eastern Brasil:* Tectonic Genealogy of a Miniature Continent. Regional Geology Reviews. [S.I.]: Springer, 2017. 331p.

HEILBRON, M.; DUARTE, B.P.; NOGUEIRA, J.R. The Juiz de Fora complex of the Central Ribeira belt, SE Brazil: a segment of Palaeoproterozoic granulitic crust thusted during the Pan-African Oroge. *Gondwana Research*, [S.I.], v. 1, p. 373-382, 1998.

HEILBRON, M.; MACHADO, N. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil). *Precambrian Research*, [S.I.], v. 125, n.1-2, p. 87-112, 2003.

HEILBRON, M.; MOHRIAK, W.; VALERIANO, C.M.; MILANI, E.; ALMEIDA, J.C.H.; TUPINAMBÁ, M. From collision to extension: the roots of the south-eastern continental margin of Brazil. In: TALWANI & MOHRIAK (eds) Atlantic Rifts and Continental Margins. *American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series*, [S.I.], v. 115, p.1-34, 2000.

HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A.C.; CAMPOS NETO, M.; SILVA, L.C.; TROUW, R.A.J. A Província Mantiqueira. In: MANTESSO NETO, A.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO NEVES, B.B. (eds.). O desvendar de um continente: a moderna geologia da América do Sul e o legado da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca, 2004. p. 203-234.

HEILBRON, M.; VALERIANO, C.M.; TASSINARI, C.C.G.; ALMEIDA, J.; TUPINAMBA, M.; SIGA, O.; TROUW, R. Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. *Geological Society, Special Publications*, London, v. 294(1), p. 211–237, 2008. HEILBRON, M.; VALERIANO, C.M.; VALLADARES, C.S. & MACHADO, N. A orogênese Brasiliana no segmento central da Faixa Ribeira, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, [S.I.], v. 25(4), p. 245-266, 1995.

HELMBOLD, R.; VALENÇA, J. G. & LEONARDOS JR., O. H. *Mapa geológico do Estado da Guanabara*. [S.I.]: MME/DNPM, 1965. 3 Folhas. esc. 1:50000.

JACKSON, S.; PEARSON, N.; GRIFFIN, W.; & BELOUSOVA, E. The Application of Laser Ablation-inductively Coupled Plasma-mass Spectrometry to in situ U-Pb Zircon Geochronology. *Chemical Geology*, [S.I.], v. 211, p. 47-69, 2004.

KINNY, P. D. & MAAS, R. Lu–Hf and Sm–Nd isotope systems in zircon. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 53, n. 1, p. 327–341, 2003. Disponível em: https://doi.org/10.2113/0530327 . Acesso em: 25 fev, 2020.

KOSLER, J. & SYLVESTER, P. 9- Present Trends and the Future of Zircon in Geochronology: Laser Ablation ICPMS. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry - REV MINERAL GEOCHEM*, v. 53. p. 243-275, 2003.

LOBATO, M.; HEILBRON, M.; TORÓS, B.; RAGATKY, D.; DANTAS, E. Provenance of the Neoproterozoic High-grade Metasedimentary Rocks of the Arc-related Oriental Terrane of the Ribeira belt: Implications for Gondwana Amalgamation. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 63, p. 260-278, Nov. 2015. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0895981115300365>. Acesso em: 15 jan. 2020.

LONGERICH, H. Laser ablation–inductively coupled plasma–mass spectrometry (LA–ICP–MS): an introduction. In: *Laser Ablation–ICP–MS in the Earth Sciences: Current practices and outstanding issues.* [S.I.]: Mineralogical Association of Canada Short Course Series, 2008. Vol. 40. p:1-19.

LUDWIG, K. R. *Isoplot/Ex version 2.49:* A geochronology toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, v. 55, 2001.

MACHADO, N. & SIMONETTI, A. U-Pb dating and HF isotopic composition of zircon by Laser Ablation-MC-ICP-MS. Laser-Ablation-ICPMS in the Earth Sciences: Principles and Applications. Chapter 9. 29. [S.I.]: [s.n.], 2001.

MACHADO, N.; VALLADARES, C.; HEILBRON, M.; VALERIANO, C. U–Pb geochronology of the Ribeira Belt (Brazil) and implications for the evolution of the Brazilian Orogeny. *Precambrian Research*, [S.I.], v. 79, p. 347-361, 1996.

MACHADO, R.; DEMANGE, M. & MONTEIRO, R.L. Granitoides de Estado do Rio de Janeiro: nível estrutural de colocação e suas relações com as fases de deformação e com grau metamórfico. Bol. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 1., 1989, Rio de Janeiro, p. 145-146.

MCKENZIE, D.P. The compaction of igneous and sedimentary rocks. *Geological Society of London*, London, v. 144, p. 299-307, 1987.

MOTERANI, A. C. M.; PORTO JR.; GERALDES, M.C.; MARTINS, M.V.A. Magmatismo pós-tectônico investigado por meio dos métodos geocronológicos U-Pb e Lu-Hf, Complexo Pedra Branca, Rio de Janeiro–RJ. *Geociências, UNESP,* São Paulo, v. 39, n. 4, p. 903-9, 2020.

NEBEL, O.; NEBEL-JACOBSEN, Y.; MEZGER, K.; BERNDT, J. Initial Hf isotope compositions in magmatic zircon from early Proterozoic rocks from the Gawler Craton, Australia: a test for zircon model ages. *Chemical Geology*, [S.I.], v. 241, p. 23–37., 2007.

NEBEL, O.; RAPP, R.P.; YAXLEY, G.M. The role of detrital zircons in Hadean crustal research. *Lithos*, v. 190–191, p. 313–327, 2014.

NETO, J.M.M. *U-Pb e Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICP-MS:* metodologia e aplicação no estudo da evolução crustal na porção sudeste do Escudo das Guianas. 2018. p. 204. Tese (Doutorado em Geologia e Geoquímica) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2018.

PENHA, H.M. Geologia do Maciço da Pedra Branca, Rio de Janeiro, RJ. In: ACADEMIA BRASILEIRA DE CIÊNCIAS, 1984, Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro: Acad. Brasil. Ciências, 1984. v. 53, n. 3, p. 355.

PENHA, H.M; FERRARI, A.L.; RIBEIRO, A.; PETAGNA, F.; AMADOR, E.S. & JUNHO, M.C.B. A geologia da Folha Petrópolis. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., 1980, Camboriú. *Anais...* Camboriú: Congr. Bras. Geol., 1980. v.5, p. 2965-2974.

PENHA, H.M.; WIEDEMANN, C.M. Granitóides da região central do Rio de Janeiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 33., 1984, Rio de Janeiro. *Roteiro de Excursões...* Rio de Janeiro: Congr. Bras. Geol., 1984. p. 5433-5455.

PIRES, F. R. M.; BAUER, E. H.; CRESCENCIO Jr., F.; GONZAGA, G. G.; TORRES, M. G. Lito-estratigrafia dos gnaisses da Floresta da Tijuca, Rio de Janeiro, RJ. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 1., 1989, Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro: Simp. Geol. Sudeste, 1989. p. 153-154.

PIRES, F.R.M.; HEILBRON, M.; ALBUQUERQUE, R. & BESSA, M.P. Charactrization of a polyphase deformation in gneisses and migmatites of Rio de Janeiro. In: ACADEMIA BRASILEIRA DE CIÊNCIAS, 1983, [S.I.]. *Anais...* [S.I.]: Acad. Bras. Ci., 1983. v. 5 (4), p. 453-454.

PIRES, F.R.M.; HEILBRON, M. & da SILVA, P.C.F. Polimetamorfismo dos gnaisses do Rio de Janeiro, RJ. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34., 1986, Goiânia. *Anais...* Goiânia: SBG, 1986. v.4, p. 1451-1463.

PIRES, F.R.M.; VALENÇA, J.; RIBEIRO, A. Multistage generation of granite in Rio de Janeiro, Brazil. In: ACADEMIA BRASILEIRA DE CIÊNCIAS, 1982, [S.I.]. *Anais...* [S.I.]: Acad. Bras. Ci., 1982. v. 54, p. 563-574.

PORTO JR., R. Considerações sobre a Petrogênese das Rochas Graníticas do Complexo Granítico Pedra Branca, Rio de Janeiro, RJ, Brasil. In: WORKSHOP MAGMA DA ACADEMIA BRASILEIRA DE CIÊNCIAS, 1993, Rio de Janeiro. Anais... Rio de Janeiro: Acad. Bras. Ci., 1993. p. 63-66.

PORTO JR., R. Geologia da região do Soberbo-Taquaral, Rio de Janeiro, RJ. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., 1996, Salvador. *Anais...* Salvador: [s.n.], 1996. v. 3, p. 165-167.

PORTO JR, R. *Petrogênese das Rochas do Complexo Granítico Pedra Branca, Rio de Janeiro, RJ.* 2004. p. 243. Tese de Doutorado - IG/Univesidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2004.

PORTO, JR., R. *Petrologia das Rochas Graníticas das Serras de Pedra Branca e Misericórdia, Município do Rio de Janeiro, RJ, Brasil.* 1994. 222p. Dissertação de Mestrado - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1994.

PORTO JR, R.;VALENTE, S.V. As rochas granitoides do norte da Serra da Pedra Branca e suas relações com as encaixantes gnáissicas na região de Bangu, Rio de Janeiro, RJ. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., 1988, Belém. *Anais...* Belém: SBG, 1988. v. 3, p. 1066-1079.

PORTO JR, R.; TESSER, L.R.; DUARTE, B.P. A origem do acamamento magmático no granito Pedra Branca, Maciço da Pedra Branca, Rio de Janeiro, Brasil. *Geociências*, São Paulo: UNESP, v. 37, n.2, p. 237-251, 2018.

RUBATTO, D. & HERMANN, J. Zircon Behaviour in Deeply Subducted Rocks. *Elements*, [S.I.], v. 3, n. 1, p. 31-35, 2007.

SATO, K.; KAWASHITA, K. Espectrometria de Massa em Geologia Isotópica. *Revista do Instituto de Geociências*, [S.I.], v. 2, p. 55-77, 2002.

SCHERER, E. MÜNKER, C. & MEZGER, K. Calibration of the lutetium-hafnium clock. *Science*, [S.I.], v. 293, p. 683–687, 2001.

SCHMITT, R.S. Um Evento Tectono-Metamórfico CambroOrdoviciano caracterizado no Domínio tectônico Cabo Frio, Faixa Ribeira- sudeste do Brasil. 2000. 273 p. Tese de Doutorado inédita - IG/Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2000.

SCHMITT, R.S.; TROUW, R.A.J.; VAN SCHMUS, W.R. The characterization of a Cambrian (~520 Ma tectonometamorphic event in the Costeiro domain of the Ribeira belt, using U–Pb in syntectonic veins. Ext. Abstr. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 2., 1999, [S.I.]. *Boletim Geológico Minero Argentino…* [S.I.]: [s.n.], 1999. v. 34, p. 363–366.

SCHMITT R.S.; TROUW R.A.J.; VAN SCHMUS W.R.; PIMENTEL, M.M. Late amalgamation in the central part of Western Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collision orogeny in the Ribeira belt (SE Brazil). *Precambrian Research*, [S.I.], v. 133, n. 1, p. 29-61, 2004.

SCHOENE, B. 4.10-U–Th–Pb Geochronology. *Treatise on geochemistry*, [S.I.], v. 4, p. 341-378, 2014.

STEIGER, R.H. & JÄGER, *E. Subcommission on geochronology:* convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. [S.I.]: [s.n.], 1977.

TROUW, R.A.J.; HEILBRON, M.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.V.P.; VALERIANO, C.M.; ALMEIDA, J.C.H.; TUPINAMBÁ, M.; ANDREIS, R.R. The central segment of the Ribeira Belt. In: U.G. CORDANI; E.J. MILANI, A. Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro: Thomaz Filho (eds.), 2000. p. 287-310.

TUPINAMBÁ M. *Litoestratigrafia, estruturas e metamorfismo do précambriano entre ltaperuna e ltalva.* 1993. 146 p. Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1993.

TUPINAMBÁ M.; DUARTE B.P.; EIRADO L.G.; NOGUEIRA J.R.; HEILBRON, M.; ALMEIDA C.G. Geologia das Folhas Leopoldina e Pirapetinga. In: A.C. PEDROSA SOARES, C.M. NOCE, R. TROUW, M. HEILBRON (coord.). *Projeto Sul de Minas*, Belo Horizonte: COMIG/SEME, 2003. v. 2, p. 320-404.

TUPINAMBÁ, M.; HEILBRON, M.; DUARTE, B.P.; NOGUEIRA, J.R.; VALLADARES, C.; ALMEIDA, J.C.H.; SILVA, L.G.E.; MEDEIROS, S.R.; GUIA, C.; MIRANDA, A.W.A.; RAGATKY, C.D.; MENDES, J.; LUDKA, I.. Geologia da Faixa Ribeira Setentrional: Estado da Arte e Conexões com a Faixa Araçuaí. *Geonomos*, [S.I.], v. 15, p. 67–79, 2007.

TUPINAMBÁ, M.; HEILBRON, M.; OLIVEIRA, A.; PEREIRA, A.J.; CUNHA, E.R.S.P.; FERNANDES, G.A.; FERREIRA J.; CASTILHO, G.; TEIXEIRA, W. Complexo Rio Negro - uma unidade estratigráfica relevante no entendimento da evolução da Faixa Ribeira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., 1996, [S.I.]. Anais... [S.I.]: SBG, 1996. v. 6, p. 104-106.

TUPINAMBÁ, M.; TEIXEIRA, W. & HEILBRON, M. The Pan-African/Brasiliano Arcrelated Magmatism at the Costeiro Domain of the Ribeira belt, Southearstern Brazil, in Abstracts of the International Conference on Precambrian on Precambrian and Craton Tectonics. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON BASEMENT TECTONICS, 14., 1998, Ouro Preto. Anais... Ouro Preto: [s.n.], 1998. p. 12-14.

VALERIANO, C. M. et al.; SILVA, L. C. (Org.). *Geologia e recursos minerais da folha Baía de Guanabara SF.23-Z-B-IV, estado do Rio de Janeiro escala 1:100.000.* Belo Horizonte: CPRM, 2012. 156p.

VALLADARES, C.; MACHADO, N.; HEILBRON, M.; TUPINAMBÁ, M.; DUARTE, B.; GAUTHIER, G.; NORONHA, M. Ages of detrital zircon from central Ribeira belt (Brazil) using laser-ablation-ICPMS. In: BOLETIM GEOLOGICO MINERO ARGENTINO, 34., 1999, [S.I.]. *Anais...* [S.I. : s.n.], 1999. p. 145–147. ISSN- 0328-2325.

VALLADARES C.S.; SOUZA S.F.M.; RAGATKY D. The Quirino Complex: a Transamazonian Magmatic Arc of the Central Segment of the Brasiliano/Pan-African Ribeira Belt, SE Brazil. *Revista Universidade Rural*, Série Ciências Exatas e da Terra, [S.I.], v. 22, 2003.

VIGNERESSE, J.L.; BARBEY, P. & CUNEY, N. Rheological Transitions During Partial Melting and Crystallization with Application to Felsic Magma Segregation and Transfer. *Journal of Petrology*, [S.I.], v. 37, p. 1579-1600, 1996.

WETHERILL, G.W. Discordant uranium–lead ages. *Trans. Am. Geophys. Union*, [S.I.], v. 37, p. 320–326, 1956.

WU, Y. & ZHENG, Y. Genesis of zircon and its constraints on interpretation of U-Pb age. *Chin.Sci.Bull.*, [S.I.], v. 49, p. 1554–1569, 2004. Disponível em: < https://link.springer.com/article/10.1007/BF03184122#citeas>. Acesso em: 15 mar. 2020.

YUAN, H.; GAO, S.; LIU, X.; LI, H.; GÜNTHER, D. & WU, F. Accurate U-Pb Age and Trace Element Determinations of Zircon by Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry. *Geostandards and Geoanalytical Research*, [S.I.], v. 28, p. 353 – 370, 2007.

APÊNDICE – Magmatismo pós-tectônico investigado por meio dos métodos geocronológicos U-Pb e Lu-Hf, Complexo Pedra Branca, Rio de Janeiro – RJ (Artigo Científico)





ISSN: 1980-900X (online)

MAGMATISMO PÓS-TECTÔNICO INVESTIGADO POR MEIO DOS MÉTODOS GEOCRONOLÓGICOS U-Pb E Lu-Hf, COMPLEXO PEDRA BRANCA, RIO DE JANEIRO – RJ

POST TECTONIC MAGMATISM INVESTIGATED BY U-Pb AND Lu-Hf GEOCHRONOLOGICAL METHODS, PEDRA BRANCA COMPLEX, RIO DE JANEIRO-RJ

Ana Carolina Machado MOTERANI¹, Rubem PORTO JÚNIOR², Mauro Cesar GERALDES¹, Maria Virgínia Alves MARTINS¹

¹Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Rua São Francisco Xavier, 524, Maracanã, Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. E-mails: carolmoterani@gmail.com; mauro.geraldes@gmail.com; virginia.martins@ua.pt
²Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro. BR-465, Km 7. Seropédica, Rio de Janeiro. E-mail: rubempjr@gmail.com

> Introdução O Complexo Pedra Branca Granito Pedra Branca Granito Favela Materiais e métodos Proparação das amostras Análises U-Pb e Lu-Hf via LA-ICP-MC-MS Resultados U-Pb Resultados U-Pb Resultados Lu-Hf Conclusões Agradecimentos Referências Anexo I Apêndice I Apêndice II

RESUMO – O Complexo Pedra Branca (CPB) está localizado na zona oeste da cidade do Rio de Janeiro (SE Brasil) e está inserido tectonicamente no Domínio Costeiro, pertencente ao Terreno Oriental da Faixa Ribeira Central. Os litotipos que formam o CPB foram gerados em eventos relacionados à Orogênese Brasiliana (~600 Ma), abrigando assim rochas pré- a pós-colisionais. Estudos anteriores de corpos graníticos pós-tectônicos na Faixa Ribeira revelaram que o magmatismo ocorreu em dois pulsos distintos, com intervalo de aproximadamente 30 Ma entre eles. O presente estudo analisou 9 amostras do CPB, através dos metodos geocronológicos U-Pb e Lu-Hí via LA-ICP-MC-MS, referentes às litologias granito Pedra Branca e granito Favela, possíveis representantes do pulso mais antigo e mais jovem, respectivamente, buscando melhorar a compreensão do magmatismo pôs-tectônico na região. As médias das idades encontradas para o granito Pedra Branca (509 \pm 5 Ma) e granito Favela (489 \pm 6 Ma) corroboraram com os valores descritos na literatura e indicaram que o magmatismo ocrise na forma de pulsos progressivos, porém num intervalo de tempo menor (~20 Ma) do que foi anteriormente determinado. O indicador petrogenético #H indicou participação de fontes crustais e mantélicas, dando caráter bimodal ao magmatismo registrado no CPB.

Palavras-chave: Geocronologia. Magmatismo. Isótopos. LA-MC-ICP-MS. Zircão.

ABSTRACT - The Pedra Branca Complex is located at the western region of the Rio de Janeiro city (SE Brazil). Tectonically it is inserted in the Coastal Domain, which is part of the central segment of the Ribeira Belt. The lithologies that formed this rocky complex were generated in events related to the Brasiliano Orogeny (~ 600 Ma), thus contains pre-to-post-collisional rocks. Previous studies on post-tectonic granite bodies belonging to Ribeira belt revealed that the magmatism occurred in two distinct pulses, with an interval of approximately ~ 30 Ma between them. The present study analyzed 9 CPB samples, using the U-Pb and Lu-Hf through LA-ICP-MC-MS geochronological methods, with focus on the Pedra Branca granite and Favela granite, which may represent the older and the younger pulses respectively, in order to improve the understanding of the post-tectonic magmatism in the area. The average ages found for the Pedra Branca (509 ± 5 Ma) and Favela (489 ± 6 Ma) granites confirm the previously described ages in the literature. However, they indicate that the magmatism in CPB occurred in the form of progressive pulses, with an interval between both events of ~ 20 Ma, that is, less than what was previously estimated (of ~ 30 Ma). In addition, the petrogenetic indicator 6Hf indicated the participation of crustal and mantle sources, which gives a bimodal character to the magmatism registered in the CPB. **Keywords:** Geochronology; Magmatism; Isotopes; LA-ICP-MC-MS; Zircon.

INTRODUÇÃO

O Maciço da Pedra Branca é uma importante feição fisiográfica da cidade do Rio de Janeiro. Ele possui o ponto mais alto da cidade e mais de 80% de sua área está localizada no Parque Estadual com o mesmo nome (Porto Jr., 2004). As rochas pertencentes a este complexo rochoso estão relacionadas à evolução geotectônica do Segmento Central da Faixa Ribeira. Esta estrutura foi formada durante a amalgamação do Supercontinente Gondwana que foi responsável

pela formação de diversos corpos graníticos (Almeida et al., 1973; Valeriano et al., 2011, 2016), onde os que apresentam um caráter póstectônico estão localizados em uma faixa de 400 km (Almeida et al., 1973; Valeriano et al., 2011, 2016). Valeriano et al. (2011) reforça a premissa de que o magmatismo pós-tectônico na área ocorreu em dois pulsos magmáticos distintos: um anterior, Cambriano, com idade média de 513 Ma, responsável pela geração dos granitos Pedra Branca, Suruí e Buarama, e outro Ordoviciano, mais recente, com idade média de 486 Ma, formador dos granitos Mangaratiba, Favela, Frades, Nova Friburgo e Sana.

A utilização conjunta dos métodos geocronológicos U-Pb e Lu-Hf em grãos de zircão possibilita a obtenção de idades e razões isotópicas precisas, que permitem entender a geração e evolução dos diferentes corpos rochosos (Harley et al., 2007; Bertotti et al., 2013; Nebel et al., 2007, 2014).

O presente trabalho tem como objetivo contri-

buir para uma melhor compreensão do magmatismo, que deu lugar à formação dos granitos Pedra Branca e Favela. Ambos pertencem ao Maciço Pedra Branca e representam distintos eventos magmáticos: um ordoviciano (o granito Pedra Branca) e o outro cambriano (granito Favela). Além disso, ele pretende também obter informações a respeito da fonte do magmatismo.

O Complexo Pedra Branca

O Complexo Pedra Branca (CPB, Figura 1 -Porto Jr, 1993) está inserido no contexto geológico da evolução do Segmento Central da Faixa Ribeira, que corresponde parcialmente ao Cinturão Móvel Ribeira (Almeida et al., 1973) ou à porção central da Província Mantiqueira (Hasui & Oliveira, 1984). A Faixa Ribeira (Almeida et al., 1973) foi formada durante diversos processos de colisão que ocorreram durante a orogenia Brasiliana-Pan-Africana, entre os períodos Ediacarano ao Cambriano (Heilbron & Machado 2003; Valeriano et al. 2011).



Figura 1: Complexo Pedra Branca delimitado em mapa, com a localização e identificação das amostras coletadas.

A compartimentação da Faixa Ribeira é dada por quatro terrenos tectono-estratigráficos: Ocidental, que corresponde à margem retrabalhada do Cráton São Francisco, Terreno Paraíba do Sul, Terreno Oriental e Terreno Cabo Frio (Heilbron et al. 2000, 2004; Trouw et al. 2000; Tupinambá et al., 2007). Estes estão imbricados em direção ao Cráton São Francisco, no sentido NW/W. Entre 860-620 Ma ocorreu um longo período de subducção para oeste, que resultou na geração de arcos como o arco Rio Negro, Cambuci, Guanabara e serra da Bolívia (Tupinambá et al., 2000, 2013; Porto Jr. 2004; Heilbron et al., 2013; Valeriano et al., 2016). Durante 620-605 Ma ocorreu a colisão entre a margem do Cráton São Francisco com o microcontinente Paraíba do Sul – Embu (Trouw et al., 2013; Valeriano et al., 2016). A principal colisão registrada no cinturão Ribeira ocorreu com a clínio pertítico, que se sobressaem em matriz de acreção do Terreno Oriental, entre 605-550 Ma, onde foram gerados granitoides foliados com composição metaluminosa a peraluminosa e granitos híbridos (Heilbron & Machado, 2003; Valeriano et al., 2016). A última colisão se iniciou há 530 Ma, com a acreção do Terreno Cabo Frio no Terreno Oriental e, por fim, foram formados granitos pós tectônicos, relacionados à tectônica gerada pelo colapso do orógeno entre 513-480 Ma (Heilbron & Machado, 2003).

De acordo com Heilbron & Machado (2003), o Terreno Oriental é divido em três diferentes domínios: Cambuci, Costeiro e Klippe de Italva. O Domínio Cambuci compreende o embasamento deste terreno além de uma sucessão de rochas metassedimentares sobrepostas ao embasamento. Litologicamente, o embasamento é formado por granada-horneblenda-biotita tonalitos, charnokitos, dioritos e granitos porfiríticos, enquanto as sucessões são formadas por silimanita-granada-biotita gnaisses, com camadas de mármore dolomítico e poucas lentes de rochas calcissilicáticas, gonditos e anfibolitos (Heilbron & Machado, 2003). O Domínio Costeiro, onde a região deste trabalho está inserida, é formado por duas associações metassedimentares que são intrudidas pelo Arco Magmático Rio Negro (Tupinambá et al., 1996) e por diversas gerações de granitoides de idade mais recente.

O CPB apresenta uma área de aproximadamente 160 Km² e foi definido por Porto Jr (1993) a partir do desenvolvimento de estudos na área feitos por diversos autores, onde se destacam os trabalhos de Helmbold et al. (1965), Penha (1984), Penha & Wiedemann (1984), Porto & Valente (1988), Porto Jr. & Esteves (2001) e Esteves (2002). A complementação de dados feita por Porto Jr. (1993, 1994) permitiu a caracterização e individualização dos conjuntos de rochas na área em três principais unidades (Tonalítica (Utn), Granito Pedra Branca (Ugpb) e Biotita Granito (Ubg) como também a definição de quatro fácies referentes ao granito Pedra Branca (Média-Homogênea, Bandada, Pegmatítica e Hololeucocrática). Estas três unidades, somadas às rochas encaixantes, que são definidas por uma sequência ortoderivada (Série Inferior) e por outra paraderivada (Série Superior), formam o CPB (Porto Jr., 2004). Granito Pedra Branca

O granito Pedra Branca (GPB) é um granito porfiritico, enriquecido em megacristais de micromicroclínio apresentam-se orientados de forma planar e/ou linear, o que confere à rocha uma foliação e lineação classificadas por Penha & Wiedemman (1984), Porto Jr. & Valente (1988) e Porto Jr. (1994, 2004) como primárias e de origem relacionada a fluxo magmático (Porto Jr., 2004). O granito Pedra Branca pode ser visualizado na forma de grandes paredões de rochas cruas ou em forma de matações. Quatro fácies foram individualizadas: Média-Homogênea (Figura 2a), Bandada (Figura 2b), Pegmatítica e Hololeucocrática (Figura 2c) (Porto Jr., 2004). A fácies Média-Homogênea (Porto Jr. & Valente, 1988) é a dominante em área. Pode ser visualizada na pedreira EMASA, em Campo Grande, no Morro do Sandá, localizado mais a norte do Maciço, além da Pedra do Calembá, em Vargem Grande e o Morro de Grumari, no Recreio dos Bandeirantes. A rocha apresenta megacristais de microclínio pertítico, em que o tamanho do grão varia de 2 a 4 cm. Os megacristais estão envoltos por matriz de granulometria média, rica em quartzo, plagioclásio e microclínio (Porto Jr., 2004). A fácies Bandada (Porto Jr. 1993), apesar de ser a segunda em relação à área de ocorrência, possui difícil individualização em mapas com escalas menores que 1:10.000, devido à difículdade de visualização de seu bandamento característico, que é formado em função do hábito colunar que os megacristais de (microclínio) adquirem e seu alinhamento por fluxo. Este bandamento é realcado pela presença de filetes de biotita que se encontram alinhados de acordo com planos definidos pelo posicionamento dos megacristais. A origem destes filetes pode estar relacionada a enclaves microgranulares ou xenolíticos muito assimilados ou "schlierens" de biotita, que se formam em função do fluxo magmático (Porto Jr., 1994, 2004). A fácies Pegmatítica (Porto Jr. & Valente, 1988) ocorre na sequência do contato da intrusão granítica com a rocha encaixante, na forma de diques e/ou bolsões pegmatíticos e só pode ser individualizada em perfis de pedreiras, sendo a Pedreira Bangu a área onde foi definida. Composicionalmente, possui 75% de seu volume composto por cristais centimétricos (até 12 cm) de microclínio pertítico, com matriz grossa contendo quartzo, plagioclásio albítico e rara biotita (Porto Jr., 2004). A fácies Hololeucocrática utiliza a fácies Média-Homogênea como

composição monzogranítica. Os megacristais de

hospedeira e, assim, se apresenta na forma de bandas interestratificadas, homogêneas, de 5 a 60 cm de espessura, que são contrastantes com a Média-Homogênea. Devido a isto, é a que ocorre de forma mais restrita em relação à área, aflorando principalmente nas pedreiras EMASA e IBRATA. Possui cor branca, textura equigranular, com grãos de microclínio, plagioclásio, quartzo e rara magnetita. Há presença de fluxo, que se torna mais visível devido à constante intercalação entre as duas fácies. Não é possível visualizar estruturas de bordas resfriadas durante as intercalações e, somado à forma e geometria das bandas, é possível perceber que não há grande variação de temperatura entre estas (Porto Jr. et al., 1992a e b, 1993; Porto Jr., 2004). Com exceção deste contato formado entre as fácies Hololeucocrática e Média-Homogênea, os outros contatos presentes no granito Pedra Branca ocorrem quase totalmente na forma gradacional, o que pode ser explicado como sendo fruto de uma cristalização que ocorreu num período relativamente curto, com presença de um fluxo de "magmas" que possuíam diferentes mobilidades dentro da mesma câmara magmática (Porto Jr., 2004).





Figura 2: Fotomicrografias referentes à litologia de cada amostra analisada neste trabalho. a) Referente à fácies Média-Homogênea do GPB. b) Referente à fácies Bandada do GPB. c) Referente à fácies Hololeucocrática do GPB. d) Granito Favela.

Porto Jr. (2004) e Porto Jr. et al. (2018) propõem uma interpretação para a origem do acamamento magmático formado pelas fácies Hololeucocrática e Média-Homogênea (Figura 3a e b) baseado em um modelo análogo para magmas silicosos proposto inicialmente por Vigneresse et al. (1996). O processo seria resultado de efeitos combinados de cristalização in situ e percolação por *filter pressing* (Mckenzie, 1987) de líquido intersticial para

906

zonas de baixo gradiente de pressão. O processo inicial deu-se por cristalização fracionada, onde o líquido possuía de 20% a 55% de cristais formados, permitindo que estes rotacionassem livremente segundo um fluxo magmático. Próximo ao limite de 55% definiu-se o limite de percolação rígida (*Rigid Percolation Threshold -RPT*). Neste estágio, boa parte dos minerais acessórios e opacos precoces se cristalizaram, empobrecendo o líquido nestes. Acima do limite RPT, até o limite de bloqueio de partículas (Particle Locking Threshold - PLT), onde aproximadamente 72 a 75% do material estava cristalizado, a interação mecânica entre as partículas sólidas foi intensa devido ao stress causado pelas tensões diapíricas e ascensão do magma, forcando, então, o líquido intersticial a fluir para zonas com menor pressão. Esta percolação ocorreu preferencialmente em zonas de borda da intrusão com limitações devido à permeabilidade do crystal mush e do aumento

da componente de cisalhamento nessas regiões. O líquido residual, com composição muito próxima ao eutético granítico, então se depositou nas regiões de baixas pressões (o3), onde cristalizou. Sendo assim, a formação da fácies Hololeucocrática se deu através dos processos cumuláticos relacionados ao fluxo do magma próximo à encaixante somado com a percolação do líquido intersticial por filter pressing (Mckenzie, 1987; Porto Jr. et al., 2018).



Figura 3: a) e b) Padrão do acamamento magmático do GPB vistos em afloramento, formado pelas fácies Hololeucocrática (mais claras) e Média-Homogênea (mais escuras). média. Esta fácies possui enclaves microgra-

Granito Favela

De acordo com Pires et al. (1982), o Granito Favela (Figura 2d) possui cor cinza, é isotrópico e pode variar texturalmente de equigranular a porfirítico e é caracterizado pela presença de uma fácies equigranular, uma fácies porfirítica e uma fácies glomeroporfirítica. Segundo os referidos autores, a fácies equigranular é rica em microclínio, plagioclásio e biotita e possui allanita, titanita, zircão, apatita e minerais opacos como acessórios. Esta fácies não possui enclaves e nem megacristais. Na fácies porfirítica é possível visualizar a estrutura de fluxo através do alinhamento de alguns cristais de microclínio que se encontram dispersos em matriz equigranular

MATERIAIS E MÉTODOS

Para execução deste trabalho foram coletadas 9 amostras, de diferentes setores do Complexo, procurando-se obter uma amostragem representativa da área de estudo: 3 amostras referentes à fácies Média-Homogênea do GPB, 2 à fácies Bandada, 2 à fácies Hololeucocrática e 2 ao Granito Favela. Todas as amostras foram utilizadas para obtenção de idades pelo método U-Pb e 6 foram selecionadas para análise pelo método Lu-Hf: 2 representantes da fácies Média-Homo-

gênea do GPB, 1 da fácies Bandada, 1 da fácies Hololeucocrática e 2 do granito Favela. A Tabela 1 resume a tipologia, o local de coleta e os métodos geocronológicos que foram empregados para cada amostra.

nulares mesocráticos. A fácies glomeroporfirítica é

semelhante à fácies porfirítica, mas apresenta enriquecimento em allanita. A mudança de textura

se dá pela presença de aglomerados esbranqui-

cados de quartzo e plagioclásio que, realçados

pela matriz, geram uma textura glomeroporfirítica. A visualização desta rocha em mapas

com escalas menores que 1:10.000 é muito

difícil. Boas ocorrências podem ser visualizadas

nas regiões do Morro do Sandá, do Pontal e Barra

de Guaratiba. A fácies glomeroporfirítica aflora

com boa exposição na região da Pedra da Rosilha, tendo sido, localmente, denominado de

granodiorito Rosilha (Porto Jr., 2004).

Preparação de amostras

As amostras foram preparadas a fim de separar grãos de zircão, onde foram feitas datações geocronológicas via LA-ICP-MC-MS (Laser Ablation - Ion Coupled Plasma -

Multicollector – Mass Spectrometer). Todo o processo de preparação foi realizado no Laboratório Geológico de Preparação de Amostras (LGPA), na Universidade do Estado do Rio de Janeiro, UERJ.

Os processos de preparação envolveram cominuição e moagem, através de moinho britador e de disco, separação de minerais pesados, por bateia, mesa vibratória e líquidos densos e, por fim, separação magnética pelo separador Frantz, onde as últimas frações foram coletadas. Os grãos selecionados foram distribuídos em grupos de acordo com sua suscetibilidade magnética e adicionados a uma resina epóxi. Nesta resina são polidos para obter a maior área possível de contato.

Análises U-Pb e Lu-Hf via LA-ICP-MC-MS

Os epóxis contendo os grãos foram imageados por Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) e as imagens funcionaram como mapa para escolha dos grãos que receberam os tiros de laser (Anexo 1). O tiro a laser volatiliza e conduz a amostra ao plasma (gás argônio) que é aquecido em altas temperaturas (8000k), causando a ionização das moléculas, que são então conduzidas ao

espectrômetro de massa para leitura dos elementos em detectores do tipo Faraday e Multiplicadores de Elétrons. A metodologia para ambas as análises (U-Pb e Lu-Hf) envolve a análise de dois brancos, para descartar contaminação, além da calibração do aparelho com base nos padrões existentes, como GJ-01 e 91500 (para U-Pb) e GJ-01, 91500 e MudTank (para Lu-Hf). Os resultados gerados foram refinados e utilizados na confecção de diagramas concórdia através da extensão IsoPlot 4.15 (Ludwig, 2012), para obtenção das idades U-Pb e os indicadores EHf fornecidos indicaram a possível rocha fonte do magmatismo. Este processo foi realizado no MULTILAB - UERJ. Para os cálculos de Lu-Hf, o valor da constante de decaimento do 176Lu foi de 1,867x 10-11/ano, definida por Söderlund et al. (2004). Os valores utilizados de condrito para as razões 176Hf/177Hf=0.0336 e 176Lu/177Hf=0.282785 foram definidas por Bouvier et al. (2008). O modelo de manto depletado em relação aos dias atuais utiliza os valores 0,28325 para a razão $^{176}\mathrm{Hf}^{177}\mathrm{Hf}$ e 0,0388 para $^{176}\mathrm{Lu}^{177}\mathrm{Hf}$, definido por Griffin et al. (2000) e atualizado por Andersen et al. (2009).

Tabela 1: Caracterização das amostras coletadas em relação ao seu código, tipo, local de coleta, setor no maciço e método geocronológico utilizado.

Amostra	Litologia	Faciologia	Local Amostrado	Setor do Maciço	Método Geocronológico
GPB01	Granito Pedra Branca	Fácies Média-Homogênea	Pedreira Bangu	Norte	U-Pb e Lu-Hf
GPB02	Granito Pedra Branca	Fácies Média-Homogênea	Av. Estado da Guanabara	Sul	U-Pb e Lu-Hf
GPB03	Granito Pedra Branca	Fácies Média-Homogênea	Estrada do Pontal	Sul	U-Pb
GPBB01	Granito Pedra Branca	Fácies Bandada	Pedreira JABOUR	Norte	U-Pb
GPBB02	Granito Pedra Branca	Fácies Bandada	Pedreira IBRATA	Sul	U-Pb e Lu-Hf
GPBH01	Granito Pedra Branca	Fácies Hololeucocrática	Pedreira IBRATA	Sul	U-Pb
GPBH02	Granito Pedra Branca	Fácies Hololeucocrática	Pedreira JABOUR	Norte	U-Pb e Lu-Hf
FAV01	Granito Favela		Pedreira Bangu	Norte	U-Pb e Lu-Hf
FAV02	Granito Favela		Estrada do Pontal	Sul	U-Pb e Lu-Hf

RESULTADOS E DISCUSSÃO

As idades U-Pb de cada amostra foram utiliza geradas a partir de diagramas concórdia (Figura encon 4). Os dados referentes aos grãos que foram Co 908 São Paulo, UNES

utilizados para confecção de cada diagrama
 encontram-se especificados no apêndice I.
 Com o intuito de identificar os dois principais



Figura 4: Diagramas concórdia gerados para cada amostra estudada e suas respectivas idades, onde "N" indica o número de grãos datados utilizados para confecção do diagrama. a) Amostra GPB01, com idade 514,6 ± 6,9 Ma; b) GPB02 com idade 503,4 ± 5,3 Ma; c) GPB03 com idade 505,3 ± 6,7 Ma; d) GPB01 com idade 516,3 ± 7,8 Ma; e) GPB02 com idade 496,8 ± 4,4 Ma; f) GPBH01 com idade 507,7 ± 5,6 Ma; g) GPBH02 com idade 504 Ma; h) FAV01 com idade 501 ± 3,6 Ma; i) FAV02 486 ± 7,7 Ma.

pulsos magmáticos inseridos na área do Complexo Pedra Branca foi estimada a média ponderada das idades isocrônicas U-Pb acima de 500 Ma e abaixo de 500 Ma. A figura 5 compara as médias encontradas por este trabalho e por Valeriano et al. (2011). Todas as idades foram obtidas por meio do método geocronológico U-Pb.



Figura 5: Comparação entre idades U-Pb e correspondentes médias ponderadas, obtidas no presente trabalho para os granitos Pedra Branca e Favela, e as obtidas por Valeriano et al. (2011), para outros granitos pós-tectônicos da parte central da Faixa Ribeira.

É possível inferir que 7 (dentre as 9) amostras analisadas indicaram idades correspondentes às esperadas para suas respectivas litologias, com exceção da amostra GPBB02 (496,8 \pm 4,4 Ma), referente ao granito Pedra Branca, e a amostra FAV01 (501 \pm 3,6 Ma), referente ao granito Favela. Estas idades podem indicar que a atividade magmática no Complexo Pedra Branca tenha ocorrido de forma progressiva. O valor médio calculado para o intervalo entre as atividades magmáticas diminuiu de ~30 Ma para ~20 Ma, o que também corrobora com esta hipótese.

Os valores encontrados para as fácies Hololeucocrática e Média Homogênea se mostraram alternados e próximos, confirmando a cogeneticidade discutida por Porto Jr. (2004) e Porto Jr. et al. (2018) em relação à interdigitação formada entre elas (Figura 6).

De forma majoritária, foi possível notar que a região norte do maciço abriga as amostras que apresentaram idades mais antigas (Figura 6), podendo indicar que a geração de magma ocorreu

910

na forma de pulsos. Registre-se que a forma de emplacement relacionada a estas intrusões é do tipo "dique/sill", formando diques e soleiras espalhadas por todo o CPB, tornando possível sugerir que diferentes pulsos de magma, em diferentes áreas do maciço, possam ter acontecido em diferentes idades (mas não muito distanciadas temporalmente).

Resultados Lu-Hf

Foram selecionadas 6 amostras para análise pelo método Lu-Hf, buscando investigar pelo menos uma amostra representante de cada litologia/faciologia: GPB01 e GPB02 (Fácies Média-Homogênea); GPBB02 (Fácies Bandada); GPBH02 (Fácies Hololeucocrática); FAV01 e FAV02 (granito Favela).

Os processos de fusão parcial no manto modificaram os valores da razão Lu/Hf ao longo do tempo, dando às rochas derivadas uma razão Lu/Hf diferente da considerada inicial para o planeta (Kinny & Maas, 2003). Essa diferença ocorre devido ao comportamento geoquímico dos elementos Lu e Hf: o Hf, em relação ao Lu,



Figura 6: Relação entre as idades encontradas para as diferentes fácies do granito Pedra Branca e granito Favela e suas respectivas localizações no maciço, onde as superiores se referem à área situada mais a norte e as inferiores à região localizada a sul. Notar a proximidade e alternância entre os valores referentes às fácies (Fc.) Média Homogênea (GPB02 e GPB03) e Hololeucocrática (GPBH01 e GPBH02).

é mais incompatível, concentrando-se assim no líquido silicático durante a fusão parcial do manto, gerando assim um manto depletado (DM) em Hf e formando uma crosta mais enriquecida em Hf. Consequentemente, os magmas basálticos derivados do manto têm razões Lu/Hf mais baixas que a da rocha fonte (Faure & Mensing, 2005). Sendo assim, comparando-se a razão ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf da amostra estudada com o reservatório condrítico uniforme padrão (CHUR) se torna possível identificar sua fonte (manto ou crosta). Se a razão 176Hf/177Hf encontrada for mais elevada que a do condrito, então o parâmetro petrogenético EHf (partes por mil em relação ao valor do CHUR) será positivo, indicando que a fonte possuía razão Lu/Hf superior à do condrito (fonte). Se a razão for menor, o EHf será negativo, indicando que o magma possui origem crustal (Machado & Simonetti, 2001; Kinny & Maas, 2003; Geraldes, 2010; Bertotti et al., 2013). Como a razão Lu/Hf apresentou variações significativas devido ao comportamento do Lu-Hf, este método, assim como o modelo Sm-Nd, permite o cálculo de idades modelo (T_{DM}) baseadas na evolução isotópica do 176Lu. O cálculo indica o tempo decorrido desde a geração do grão, a partir de um magma com razão equivalente ao manto empobrecido (Geraldes, 2010).

Para análise do comportamento dos isótopos de Hf foram gerados gráficos (Figura 7) que relacionam o parâmetro petrogenético «Hf com as idades obtidas pelo método U-Pb para cada amostra. Os valores dos isótopos encontrados para as amostras são comparados aos valores referentes ao reservatório condrítico uniforme padrão (CHUR) e ao manto depletado (*Depleted Mantle* – DM). Os dados utilizados na confecção dos gráficos encontram-se do Apêndice II

A Figura 8 resume os resultados dos indicadores EHf para as amostras estudadas. Os valores obtidos a partir do indicador petrogenético EHf indicaram bimodalidade nas fontes geradoras do CPB. As amostras GPB02, GPBB02 e FAV01 apresentaram valores de EHf majoritariamente positivos (+0,8 - +15,8), indicando fonte mantélica para o magmatismo, enquanto as amostras GPB01, GPBH02 e FAV02 exibiram valores majoritariamente negativos de εHf (-27 - -2,8). O tempo de residência crustal foi superior nas amostras que apresentaram eHf negativo, com idades T_{DM} maiores (1,33 - 2,80 Ma), em contraste com as amostras formadas através de fonte mantélica (0,53 - 1,66 Ma). De Campos et al. (2004), em estudo realizado na região norte da Faixa Ribeira, afirma que o magmatismo na área é produto de magmas oriundos de fontes crustais e mantélicas, sendo que a ascensão de magmas mantélicos através de zonas de cisalhamento, pode ter aumentado o gradiente termal e induzido fusões crustais. O mesmo pode ser observado para o CPB. Ainda que as diferentes fácies tenham sido produto de diferenciação magmática in situ, as diferentes fusões e misturas de fontes, como apresentado em Porto Jr (2004), bem como sua evolução até seu emplacement podem ter sido responsáveis pelos diferentes valores de EHf.

A discussão apresentada por Porto Jr et al. (2018), a respeito da origem da fácies Hololeucocrática com formação associada a processos cumuláticos iniciais, causados pelo fluxo de



Figura 7: Gráficos utilizando o indicador εHf para definir a origem da fonte do magmatismo. Os resultados de εHf obtidos para as amostras GPB02, GPBB02 e FAV01 indicam que estas tiveram fonte mantélica, enquanto que para as amostras GPB01, GPBH02 e FAV02 tiveram fonte crustal. CHUR: εHf=0; DM: εHf=14,7.

912



Figura 8: Resumo dos resultados dos indicadores eHf para as amostras estudadas do Complexo Pedra Branca

magma próximo às paredes da rocha encaixante, somado à ascensão de líquido intersticial por filter pressing (Mckenzie, 1987), foi sustentada pelos valores negativos eHf obtidos para a amostra GPBH02. A proximidade da percolação de fluídos próximos à encaixante poderá ter resultado na sua assimilação, diferenciando ainda mais o líquido residual e gerando os valores de

εHf negativos. É possível ainda admitir que a diferenciação poderá ter ocorrido a partir de um magma já contaminado. O processo inicial de fusão poderá ter sido desencadeado pelo colapso da crosta espessa, devido à tectônica extensional atuante (Heilbron & Machado, 2003) ou pela quebra da litosfera oceânica subductada (Sölner et al., 1987, 2000).

CONCLUSÃO

Os dados obtidos nesta pesquisa permitiram aprofundar conhecimentos adquiridos em trabalhos anteriores sobre a origem e formação do CPB. As idades obtidas para o granito Pedra Branca (GPB01: 514,6 ± 6,9 Ma, GPB02: 503,4 ± 5,3 Ma, GPB03: 505,3 ± 6,7 Ma, GPBB01: 516,3 ± 7,8 Ma, GPBB02: 496,8 ± 4,4 Ma, GPBH01: 507,7 ± 5,6 Ma e GPBH02: 504 Ma) e para o granito Favela (FAV01: 501 ± 3,6 Ma e FAV02: $486 \pm 7,7$ Ma) indicaram que a atividade magmática representada pelo Complexo Pedra Branca aconteceu na forma de pulsos progressivos, com intervalos não muito longos entre si,

tornando o valor do intervalo médio entre os eventos menor para o Complexo (~20 Ma). A fusão inicial, possivelmente ocasionada pela descompressão gerada pelo colapso do orógeno ou pela quebra da litosfera oceânica subductada, poderá ter contado com a participação de fontes mantélicas e crustais, dando caráter bimodal ao magmatismo, em relação ao indicador petrogenético EHf. Através deste, também foi possível colocar a hipótese sobre a formação da fácies Hololeucocrática, que se terá diferenciado a partir de sua fácies "hospedeira", a fácies Média-Homogênea.

AGRADECIMENTOS

Ana Carolina Moterani agradece à CAPES pela bolsa de pesquisa concedida. Mauro Geraldes gostaria de agradecer ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) e à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio de Janeiro, FAPERJ pelas bolsas de pesquisa (processo nº 301470/2016-2 e E-26/202.843/2017, respectivamente). Virgínia Martins agradece ao CNPq e FAPERJ as bolsas de pesquisa (processo nº 302676/2019-8 e processo nº 202.927/2019, respectivamente).

REFERÊNCIAS

ALMEIDA, F.F.M.; AMARAL, G.; CORDANI, U.G.; KWASHITA, K. The Precambrian evolution of the South America cratonic margin south of Amazon River. In: NAIRN, A.E.M.; STEHLI, F.G.; UYEDA, S. (Eds), Ocean basins and margins. N. York, Plenum. v. 1, p. 411-446, 1973

São Paulo, UNESP, Geociências, v. 39, n. 4, p. 903 - 923, 2020

ANDERSEN, T.; ANDERSSON, U.B.; GRAHAM, S.; ÅBERG, G.; SIMONSEN, S.L. Granitic magmatism by melting of juvenile continental crust: new constraints on the source of 61

Palaeoproterozoic granitoids in Fennoscandia from Hf isotopes in zircon. Journal of the Geological Society. v. 166; p. 233-247, 2009.

- BERTOTTI, A.L.; CHEMALE JR, F.; KAWASHITA, K. Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICP-MS: aplicação em gabro do Ofiolito Aburrá, Colômbia. Pesquisas em Geociências, v. 40, n. 2, p. 117-127, 2013.
- BOUVIER, A.; VERVOORT, J.D.; PATCHETT, P.J. The Lu-Hf and Sm-Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets. Earth and Planetary Science Letters. v. 273, p. 48-57, 2008.
- DE CAMPOS, C.P.; MENDES, J.C.; LUDKA, LP., MEDEIROS, S.R.; MOURA, J.C.; WALLFASS, C. A review of the Brasiliano magmatism in Southern Espirito Santo, Brazil, with emphasis on post-collisional magmatism. ISSN 1441-8142. Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition v. 17. Paper 1, 2004.
- ESTEVES, A. Mapeamento de detalhe, geologia estrutural e metamorfismo da região da Curicica, Jacarepaguá, Rio de Janeiro, RJ. Seropédica, 2002, 96p. Monografia de Graduação. GEP/UFRRJ.
- FAURE, Gunter; MENSING, Teresa M. Principles and applications. John Wiley & Sons, Inc, 2005.
- GERALDES, M.C. Introdução à Geocronologia. Sociedade
- Brasileira de Geologia. 1460. 2010. RIFFIN, W.L.; PEARSON, N.J; BELOUSOVA, E.; JACKSON, S.E.; VAN ACHTERBERGH, E.; O'REILLY, GRIFFIN, S.Y.; SHEE, S.R. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites. Geochimica et Cosmochimica Acta. v. 64, p. 133-147, 2000.
- HARLEY, S.; KELLY, N.; MOELLER, A. Zircon Behaviour and the Thermal Histories of Mountain Chains. Elements. 3. 25-30. 2007
- HASUI, Y. & OLIVEIRA, M.A.F. Província Mantiqueira. Setor Central. In: ALMEIDA, FFM & HASUL, Y. O Pré-Cambriano do Brasil. Ed. Edgard Blucher. p. 308-344. São Paulo. 1984.
- HEILBRON, M. & MACHADO, N. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brasil). Precambrian Research, v. 125, p. 87-112, 2003
- HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES A.C.; CAMPOS NETO M.; SILVA L.C.; TROUW R.A.J. A Provincia Mantiqueira. In: MANTESSO NETO A., BARTORELLI A., CARNEIRO C.D.R., BRITO NEVES B.B. (eds.). O desvendar de um continente: a moderna geologia da América do Sul e o legado da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo, Ed. Beca, p.203-234. 2004
- HEILBRON M ; MOHRIAK W ; VALERIANO C.M ; MILANI E.; ALMEIDA J.C.H.; TUPINAMBA M. From collision to extension: the roots of the south-eastern continental margin of Brazil. In: TALWANI & MOHRIAK (eds) Atlantic Rifts and Continental Margins. American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series, 115:1-34.2000.
- HEILBRON, M.; TUPINAMBA, M.; VALERIANO, C.M.; L.G.E.; MELO, ARMSTRONG, R.; SILVA, RS SIMONERRI, A.: MACHADO, N. The Serra da Bolívia Complex: the record of a new Neoproterozoic arc-related unit at the Ribeira belt. Precambrian Research. v. 50, p. 1-35, 2013.
- HELMBOLD, R.; VALENÇA. J.G., LEONARDOS, Jr. O.H. Mapa geológico do Estado da Guanabara, esc. 1:50000. 3 Folhas MME/DNPM 1995
- LUDWIG, K. R. User's Manual for Isoplot 3.75-4.15. A Geochronological Toolkit Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Special Publication. 5, 75p, 2012
- KINNY, P. D. & MAAS, R. Lu-Hf and Sm-Nd isotope systems in zircon. Reviews in Mineralogy and Geochemistry. v 53, n 1. p. 327-341. 2003
- MACHADO, N. & SIMONETTI, A. U-Pb dating and Hf isotopic composition of zircon by laser-ablation-MC-ICP-MS. Laser
- 914

ablation-ICPMS in the Earth sciences: Principles and applications, v. 29, p. 121-146, 2001.

- MCKENZIE, D.P. The compaction of igneous and sedimentary rocks. Geol. Soc. London, v. 144, p. 299-307, 1987.
- NEBEL, O.; RAPP, R.P.; YAXLEY, G.M. The role of detrital zircons in Hadean crustal research. Lithos, v. 190, p. 313-327, 2014
- NEBEL, O.; NEBEL-JACOBSEN, Y.; MEZGER, K.; BERNDT, J. Initial Hf isotope compositions in magmatic zircon from early Proterozoic rocks from the Gawler Craton, Australia: a test for zircon model ages. Chemical Geology, v. 241, n. 1-2, p. 23-37, 2007
- PENHA, H.M. Geologia do Maciço da Pedra Branca, Rio de Janeiro, RJ. Anais da Academia Brasileira de Geociências. v. 53, n. 3, p. 355, 1984.
- PENHA, H.M. & WIEDEMANN, C.M. Granitoides da região central do Rio de Janeiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. Roteiro de Excursões, p. 5433-5455.
- PIRES, F.R.M.; VALENÇA, J.; RIBEIRO, A. Multistage generation of granite in Rio de Janeiro, Brazil. Anais da Academia Brasileira de Ciências v.54, p. 563-574, 1982
- PORTO JR., R. Considerações sobre a Petrogênese das Rochas Graniticas do Complexo Granitico Pedra Branca, Rio de Janeiro, Brasil. Publicação Especial dos Anais da Acad. Bras. de Ciências. Workshop MAGMA. P: 63-66. Rio de Janeiro. 1993.
- PORTO JR. R. Petrologia das Rochas Graníticas das Serras de Pedra Branca e Misericórdia, Município do Rio de Janeiro, RJ, Brasil. Rio de Janeiro, 1994, 222p. Dissertação (Mestrado), Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- PORTO JR, R. Petrogênese das Rochas do Macico da Pedra Branca. Rio de Janeiro, RJ. Rio de Janeiro, 2004. 283p. Tese (Doutorado), Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- PORTO JR., R. & ESTEVES, A. Geological Characteristics of Gneisses at the Pedra Branca Granite Complex, Ribeira Belt, Rio de Janeiro, Brazil. In: EUROPEAN UNION GEOSCIENCES. 2001. Extend Abstracts: 228.
- PORTO JR. R. & VALENTE, S.V. As rochas granitoides do norte da Serra da Pedra Branca e suas relações com as encaixantes gnáissicas na região de Bangu, Rio de Janeiro, RJ. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, 1988, Belém. Anais... Belém: SBG, 1988, v. 3, p. 1066-1079
- PORTO JR, R.; TESSER, L.R.; DUARTE, B.P. A origem do acamamento magmático no granito Pedra Branca, Maciço da Pedra Branca, Rio de Janeiro, Brasil. São Paulo, UNESP, Geociências, v. 37, n. 2, p. 237-251, 2018.
- PORTO JR., R.; VALENTE, S.C.; DUARTE, B.P. Aspectos de Campo, Petrográficos e Geoquímicos de Acamamento Magmático de Granito do Complexo Granítico Pedra Branca, Rio de Janeiro, RJ, Brasil. CONGRESSO INTERNACIONAL DE GEOQUÍMICA DOS PAÍSES DE LÍNGUA PORTUGUESA, 1993, Porto, Portugal. Anais... Memórias (3) p: 150-154.
- PORTO JR., R.; VALENTE, S.C.; DUARTE, B.P. Geology of the Pedra Branca Massif, Rio de Janeiro, Brasil. In: 36TH INTERNATIONAL. GEOLOGICAL, CONGRESS, Extend Abstract..., Kyoto, Japão. 1992a. PORTO JR., R.; VALENTE,
- S.C.: DUARTE, B.P. Caracterização do magmatismo Brasiliano no Paleozoico Inferior: o exemplo do pluton Pedra Branca. In: RABANO, I & GUTIERREZ MARCO, JC. (Eds). Res. Conf. Intern. Paleoz. Inf. Ibero-Amer. Publ. Museu Geol. Extrem., v1 p, 123-124. 1992b.
- SÖDERLUND, U; PATCHETT, J.P.; VERVOORT, J.D.; ISACHSEN, C.E. The 176Lu decay constant determined by Lu-Hf and U-Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions. Earth and Planetary Science Letters. v. 219 p.311-324, 2004.
- LAMMERER, F.: WIEDEMANN-SÖLNER. B.: LEONARDOS, C. Dating the Ribeira mobile belt of Brazil. Zeitschrift für angewandte Geologie, p. 245-255, 2000.

- SÖLNER, F.; LAMMERER, B.; WEBER-DIEFENBACH, K.; HANSEN, B.T. The Brasiliano Orogenesis: Age determinations (Rb–Sr and U–Pb) in the coastal mountain region of Espirito Santo, Brazil. Zentralblatt für Geologie und Paliontologie, Teil I, v. 7, n. 8, p. 729-741, 1987. TUPINAMBÁ, M.; TEIXEIRA, W.; HEILBRON, M.
- TUPINAMBÁ, M.; TEIXEIRA, W.; HEILBRON, M. Neoproterozoic Western Gondwana assembly and subductionrelated plutonism: the role of the Rio Negro Complex in the Ribeira Belt, Southeastern Brazil. Revista Brasileira de Geociências. v. 30 p. 7-11, 2000.
- Geociências. v. 30 p. 7-11, 2000. TUPINAMBÁ, M.; HEILBRON, M.; TEIXEIRA, W. Evolução Tectônica e Magmática da Faixa Ribeira entre o neoproterozoico e o paleozoico inferior na Região Serrana do Estado do Rio de Janeiro, Brasil. Anuário do Instituto de Geociências. v. 35, p. 140-151, 2013. TUPINAMBÁ, M.; HEILBRON, M.; OLIVEIRA, A.;
- TUPINAMBÁ, M.; HEILBRON, M.; OLIVEIRA, A.; PEREIRA, A.J.; CUNHA, E.R.S.P.; FERNANDES, G.A.; FERREIRA, J.; CASTILHO, G.; TEIXEIRA, W. Complexo Rio Negro - uma unidade estratigráfica relevante no entendimento da evolução da Faixa Ribeira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, Salvador. Anais... Salvador: SBG, 1996, v.6, p. 104-106.
- Saindaon Shariya, H. HEILBRON, M.; DUARTE, B.P.; NOGUEIRA, J.R.; VALLADARES, C.; ALMEIDA, J.; EIRADO SILVA, L.G.; MEDEIROS, S.R.; ALMEIDA, C.G.; MIRANDA, A.; RAGATKY, C.D.; MENDES, J.; LUDKA, I. Geologia da Faixa Ribeira Setentrional: estado da arte e conexões com a Faixa Araçuaí. Geonomos, v. 15, n.1, p. 67-79, 2007.
- TROUW, R.A.J.; HEILBRON, M.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.V.P.; VALERIANO, C.M.; ALMEIDA, J.C.H.; TUPINAMBÅ, M.; ANDREIS, R.R. The central segment of the Ribeira Belt. In: U.G. CORDANI, E.J. MILANI, A. Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro, Thomaz Filho (eds.), p. 287-310. 2000.

- TROUW, R.A.J.; PETERNEL, R.; RIBEIRO, A.; HEILBRON, M.; VINAGRE, R.; DUFFLES, P.; TROUW, C.; FONTAINHA, M.; KUSSAMA, H.H. A new interpretation for the interference zone between the southern Brasilia belt and the central Ribeira belt, SE Brazil. Journal of South American Earth Sciences. v. 48, p. 43-57, 2013.
- VALERIANO, C.M.; MENDES, J.C.; TUPINAMBÁ, M.; BONGIOLO, E.; HEILBRON, M.; JUNHO, M.C.B. Cambro-Ordovician post-collisional granites of the Ribeira Belt, SE-Brasil: A case of terminal magmatism of a hot orogen. Journal of South American Earth Sciences v. 68, p.269-281, 2016.VALERIANO, C.M.; TUPINAMBÁ, M.; SIMONETTI, A.; HEILBRON, M.; ALMEIDA, J.C.H.; EIRADO, L. G. U-Pb
- VALERIANO, C.M.; TUPINAMBA, M.; SIMONETTI, A.; HEILBRON, M.; ALMEIDA, J.C.H.; EIRADO, L. G. U-Pb LA-MC-ICPMS geochronology of Cambro-Ordovician postcollisional granites of the Ribeira belt, southeast Brazil: Terminal Brasiliano magmatism in central Gondwana supercontinent. Journal of South American Earth Sciences, v. 32, p. 416-428, 2011.
- VIGNERESSE, J.L.; BARBEY, P. & CUNEY, N. Rheological Transitions During Partial Melting and Crystallization with Application to Felsic Magma Segregation and Transfer. Journal of Petrology, v. 37, p. 1579-1600, 1996.

Submetido em 27 de agosto de 2019 Aceito para publicação em 8 de dezembro de 2020

ANEXO 1:

MAPA Zr 092 PB02 **DN01** 8/23/2018 dwell HV 20.00 pressure spot mag ⊞ MM -----Zr 093_MAPA 9/10/2018 H\ mag 🆽 12-05 DM O OO KY

Imagens dos epóxis contendo os grãos de zircão coletados para cada amostra, separados de acordo com suas respectivas suscetibilidades magnéticas (5 - NA (Não atraída).

	0,7 0,6 0,4 0,6 0,6	07.000 0.000	2,65 0.7 3,03 0.8 2,01 0.0 2,03 0.0 2,04 0.0 2,95 0.6 2,95 0.6 2,95 0.6 15 1 5	0,06 2,65 0.7 0,09 3,03 0.8 0,08 2,01 0,6 0,08 2,08 0,7 0,08 2,94 0,4 0,08 2,94 0,4 0,08 2,95 0,6 0,08 2,95 0,5 15 R	3,62 0,08 2,65 0.7 3,76 0,08 3,03 0,8 3,90 0,08 2,01 0,6 3,91 0,08 2,93 0,0 4,36 0,08 2,94 0,4 4,36 0,08 2,94 0,4 4,36 0,08 2,95 0,6 4,36 0,08 2,95 0,6 1,36 0,08 2,95 0,6 4,36 0,08 2,94 0,6 4,36 0,08 2,95 0,6 4,36 0,08 0,08 0,08 0,08 0,08 0,08 0,08 0,0	0.66 3,62 0,06 2,65 0,7 0.67 3,76 0,09 3,03 0,8 0.64 3,90 0,08 2,01 0,6 0.67 3,91 0,08 2,93 0,7 0,64 5,58 0,08 2,93 0,7 0,66 4,36 0,08 2,95 0,6 0,66 4,30 0,08 2,95 0,6 0,66 0,08 0,08 2,95 0,6 0,66 0,08 0,08 2,95 0,6 0,66 0,08 0,08 0,08 0,6 0,66 0,08 0,08 0,08 0,6 0,66 0,08 0,08 0,08 0,08 0,08 0,08 0,08	0,06 0,66 3,62 0,08 2,65 0,7 0,09 0,67 3,76 0,09 3,03 0,3 0,33 0,69 4,04 0,09 2,61 0,6 0,73 0,64 3,90 0,08 2,17 0,7 1,56 0,68 2,39 0,08 2,94 0,4 0,73 0,66 4,36 0,08 2,95 0,6 0,73 0,66 4,36 0,08 2,95 0,6 1,10 ¹⁰ P0, ¹³⁵ U Is ¹⁶⁶ P0, ¹³⁶ U Is F	277.93 0.06 0.66 3.62 0.06 2.65 0.7 422.89 0.09 0.67 3.76 0.09 3.03 0.8 168.70 0.38 0.69 4.04 0.09 2.61 0.6 504.27 0.52 0.64 3.94 0.00 2.98 0.7 257.46 1.56 0.67 3.91 0.06 2.98 0.7 17.13 0.15 0.66 4.36 0.06 2.95 0.6 71.15 0.13 0.66 4.36 0.06 2.95 0.6 71.15 0.13 0.66 4.36 0.06 2.95 0.6 71.10 1.14 ¹⁰ Ph. ¹³⁵ U 15 ¹⁰⁶ Ph. ¹³⁶ U 15 R (nom) 14 U 16 ¹⁰⁶ Ph. ¹³⁶ U 15 ¹⁰⁶ Ph. ¹³⁶ U 15 R	14.36 277,93 0,06 0,46 3,42 0,06 2,65 0,7 39,10 422,89 0,09 0,67 3,76 0,09 3,03 0,8 64,17 168,70 0,38 0,66 4,04 0,09 2,61 0,6 155,61 30,427 0,22 0,64 3,90 0,08 2,17 0,7 40,271 132,20 1,53 0,65 4,36 0,08 2,17 0,7 215,49 107,50 2,01 0,64 4,36 0,08 2,94 0,4 51,98 71,25 0,73 0,66 4,36 0,08 2,95 0,6 11. U ThUU ¹⁰ Phy ¹²⁶ U 15 ¹⁰⁶ Phy ¹²⁶ U 15 ¹⁶⁶ Phy ¹	10.16 16.26 2.77.93 0.06 0.66 3.62 0.06 2.65 0.7 16.86 3.910 4.22.89 0.09 0.67 3.76 0.09 3.03 0.3 16.44 64.17 165.76 0.38 0.66 4.04 0.09 3.03 0.3 15.44 15.46 0.43 0.35 0.64 3.91 0.06 2.91 0.6 15.94 4.02.71 25.746 1.56 0.67 3.91 0.06 2.91 0.6 16.43 20.777 2.71 3.51 0.06 2.43 0.06 2.91 0.7 15.91 51.64 1.0750 2.01 0.64 3.96 0.06 2.91 0.7 7.71 51.92 7.11.25 0.73 0.66 4.36 0.06 2.95 0.6 7.71 51.96 7.71 51.96 0.75 2.95 0.6 7.71 51.96 7.11.55 0.75	(37) 30,16 (42.6) 277,93 0.06 0.66 5,62 0.05 2.65 0.7 (15) 46.89 39,10 472.89 0,09 0,07 3,76 0,09 3,03 0,3
	0,65 0,76 0,73 0,49 0,45	0.3 0.80 61 0.65 28 0.76 29 0.66 29 0.69 29 0.68 20 0.68 25 0.68 26 26 26 26 26 26 26 26 26 26 26 26 26	3,03 0,00 2,61 0,65 2,70 0,66 2,70 0,70 2,94 0,49 2,94 0,49 2,95 0,68 2,95 0,68 2,95 0,68 2,95 0,68	0,09 3,03 0,80 0,09 2,61 0,65 0,08 2,98 0,76 0,08 2,94 0,49 0,08 2,94 0,49 0,08 2,95 0,68 0,08 2,95 0,68	3,76 0,09 3,03 0,00 4,04 0,09 2,01 0,65 3,91 0,06 2,09 0,06 4,36 0,08 2,17 0,73 5,92 0,08 2,94 0,40 4,36 0,08 2,95 0,68 4,36 0,08 2,95 0,68 4,40 0,08 2,95 0,08	0.67 3,76 0,09 3,03 0,30 0,69 4,04 0,09 2,61 0,65 0,64 3,50 0,08 2,28 0,76 0,64 3,58 0,08 2,17 0,73 0,64 3,58 0,08 2,2,4 0,47 0,66 4,36 0,08 2,2,5 0,68 0,66 4,36 0,08 2,2,5 0,68 0,66 4,36 0,08 2,2,5 0,58 0,56 4,36 0,08 2,55 0,58 0,56 4,36 0,08 2,55 0,58	0,00 0,67 3,76 0,09 3,03 0,80 0,81 0,82 0,80 2,91 0,65 1,065 0,55 0,55 0,55 0,55 1,53 0,55 1,53 0,55 1,53 0,55 1,53 0,56 4,56 0,08 2,54 0,49 0,73 0,56 4,56 0,08 2,54 0,46 0,08 2,55 0,58 0,13 0,06 4,16 0,08 2,55 0,58 0,13 1,10 ¹¹ ¹⁰² Ph/ ¹²⁶ 1,5 ¹⁴⁶ Ph/ ¹⁴⁶ 1,5 ¹⁴⁶ Ph/ ¹	42289 0,09 0,67 3,76 0,09 3,03 0,80 188,70 0,38 0,69 4,04 0,09 2,61 0,65 3,64 1,96 0,78 2,89 0,76 2,51 0,55 13,20 1,53 0,55 3,51 0,53 2,54 0,49 1,55 0,58 2,54 0,49 1,55 0,58 2,54 0,49 1,55 0,58 2,54 0,49 1,55 0,58 2,54 0,49 1,55 1,125 0,73 0,56 4,36 0,08 2,55 0,68 1,125 0,73 0,56 4,36 0,08 2,55 0,68 1,125 0,73 0,56 4,36 0,08 2,55 0,68 1,125 0,73 0,56 4,36 0,08 2,55 0,68 1,125 0,73 0,56 4,36 0,08 2,55 0,68 1,125 0,73 0,56 4,36 0,08 2,55 0,68 1,125 0,73 0,56 4,36 0,08 2,55 0,68 1,125 0,73 0,56 4,36 0,08 2,55 0,68 1,125 0,73 0,56 4,36 0,08 2,55 0,68 1,125 0,73 0,56 4,36 0,08 2,55 0,68 1,125 0,73 0,56 4,36 0,08 2,55 0,68 1,125 0,73 0,56 4,36 0,08 2,55 0,68 1,125 0,73 0,56 4,36 0,08 2,55 0,68 1,125 0,73 0,56 4,36 0,08 2,55 0,68 1,125 0,73 0,56 1,155 0	35,10 422,89 0,09 0,67 3,76 0,09 3,73 0,80 64,17 168,70 0,38 0,69 4,94 0,09 2,41 0,68 158,61 364,27 0,22 0,64 3,90 0,08 2,98 0,76 40,271 227,46 1,56 0,67 3,91 0,06 2,29 0,69 201,77 132,20 1,53 0,65 4,36 0,06 2,17 0,73 21,64 10,750 2,01 0,64 5,58 0,06 2,29 0,64 51,98 71,25 0,73 0,66 4,36 0,06 2,29 0,68 51,98 71,25 0,73 0,66 4,36 0,06 2,29 0,68 71,1 U ThU ¹⁰ Ph, ¹³⁵ U 15 ¹⁰⁶ Ph, ¹³⁵ U 15 M	66 3,10 422,89 0,09 0,61 3,76 0,09 3,03 0,80 19,44 64,17 168,70 0,38 0,69 4,04 0,09 2,61 0,65 31,84 158,61 3,64,27 0,52 0,64 3,90 0,08 2,98 0,76 31,94 156,61 3,65 4,94 0,09 2,61 0,65 31,94 152,00 1,53 0,64 3,90 0,08 2,17 0,73 15,93 2,04 1,53 0,65 4,36 0,08 2,17 0,73 15,93 2,11,25 0,73 0,66 4,36 0,08 2,264 0,46 7,71 3,198 7,125 0,73 0,66 4,36 0,08 2,95 0,68 27,11 3,198 7,125 0,73 0,66 4,36 0,08 2,95 0,68 27,91 3,125 0,73 0,66 4,36 0,08 2,95	(58 46.89 39(10 4.22.89 0,09 0,67 3,76 0,09 3,73 0,00 (15 10,44 64.17 168.70 0,38 0,69 4,04 0,09 2,61 0,68 (19 33,54 10,51 0,52 0,64 3,90 0,68 2,98 0,76 (13 16,48 201,77 132,20 1,53 0,65 4,39 0,68 3,17 0,73 (13 13,53 2,64,0 107,00 2,01 0,64 5,98 0,68 3,17 0,73 (13 7,71 31,26 1,73 0,73 0,66 4,36 0,68 2,94 0,49 (13 7,71 31,29 71,25 0,73 0,66 4,36 0,68 2,95 0,68 (14 7, 10 1,12 0,73 0,73 0,66 4,36 0,08 2,95 0,68 (17 10 1,12 0,70 2,01 0,64 4,36 0,08 2,94 0,49 (17 10 1,12 1,12 0,73 0,66 4,36 0,08 2,95 0,68 (17 1 1,1 1,12 0,71 1,12 0,73 0,66 4,36 0,08 2,95 0,68 (17 1 1,1 1,12 0,71 1,12 0,73 0,66 4,36 0,08 2,95 0,68 (17 1 1,12 0,71 1,12 0,73 0,66 4,36 0,08 2,95 0,68 (17 1 1,12 0,71 1,12 0,73 0,66 4,36 0,08 2,95 0,68 (17 1 1,12 0,71 1,12 0,73 0,73 0,66 4,36 0,08 2,94 0,49 (17 1 1,12 0,71 1,12 0,73 0,73 0,66 4,36 0,08 2,94 0,49 (17 1 1,12 0,71 1,12 0,73 0,73 0,66 4,36 0,08 2,95 0,68 (17 1 1,12 0,71 1,12 0,73 0,73 0,66 4,36 0,08 2,94 0,49 (17 1 1,12 0,71 1,12 0,73 0,73 0,66 4,36 0,08 2,95 0,68 (17 1 1,12 0,71 1,12 0,73 0,73 0,66 4,36 0,08 2,94 0,49 (17 1 1,12 0,71 1,12 0,73 0,73 0,66 4,36 0,08 2,95 0,68 (17 1 1,12 0,71 1,12 0,73 0,73 0,66 4,36 0,08 2,95 0,68 (17 1 1,12 0,71 1,12 0,73 0,73 0,66 4,36 0,08 2,95 0,68 (17 1 1,12 0,71 1,12 0,73 0,73 0,66 4,36 0,08 2,95 0,68 (17 1 1,12 0,71 1,12 0,73 0,73 0,66 4,36 0,08 2,95 0,68 (17 1 1,12 0,71 1,12 0
	0,65 0,76 0,73 0,49 0,68	,61 0,65 ,98 0,76 ,77 0,73 ,94 0,49 ,95 0,68 ,95 0,68 ,95 0,68	2.01 0.05 2.98 0.76 2.70 0.69 3.17 0.79 2.94 0.49 2.95 0.68 2.95 0.68 2.95 0.68	0,09 2,61 0,65 0,08 2,98 0,76 0,08 3,17 0,79 0,08 2,94 0,49 0,08 2,94 0,49 0,08 2,95 0,68 0,08 2,95 0,68 1,94 1,94 1,94 1,94 1,94 1,94 1,94 1,94	4,04 0,09 2,01 0,65 3,90 0,08 2,70 0,69 4,36 0,08 3,17 0,79 4,36 0,08 2,04 0,49 4,36 0,08 2,05 0,68 1,3 ¹⁰⁶ P0, ¹³⁸ U IS KU	0.69 4.04 0.09 2.01 0.65 0.64 3.90 0.03 2.93 0.76 0.65 4.36 0.03 2.93 0.76 0.64 5.53 0.02 2.94 0.49 0.66 4.36 0.02 2.95 0.68 0.66 4.36 0.02 2.95 0.68	0.38 0.69 4.04 0.09 2.61 0.65 0.52 0.64 3.50 0.08 2.98 0.76 1.56 0.67 3.51 0.08 2.97 0.78 1.53 0.65 4.56 0.08 3.17 0.73 2.01 0.64 5.58 0.08 2.94 0.49 0.73 0.66 4.16 0.08 2.95 0.68 1.10 ¹⁰ Ph/ ¹⁵ U 15 ¹⁶ Ph/ ¹⁵ U 15 KU	168,70 0,38 0,69 4,04 0,59 2,61 0,65 364,27 0,52 0,64 3,90 0,08 2,70 0,69 257,46 1,56 0,67 3,91 0,68 2,70 0,69 132,20 1,53 0,65 4,36 0,08 2,04 0,49 71,25 0,73 0,66 4,36 0,08 2,25 0,68 71,25 0,73 0,66 4,36 0,08 2,25 0,68 71,2 11,1 ¹⁰⁷ Pby ¹³⁵ U 15 ¹⁰⁶ Pby ¹²⁸ U 15 (norm) 10,1 15	6417 168.70 0.38 0.69 4.04 0.69 2.61 0.65 154.61 0.65 156.61 0.65 156.61 0.65 156.61 0.65 156.61 0.67 3.91 0.68 2.99 0.69 2.04 1.07 132.20 1.53 0.65 4.36 0.68 3.17 0.73 135.0 0.66 4.36 0.68 2.34 0.40 107 10 2.01 0.64 5.98 0.68 2.34 0.40 107 10 2.01 0.64 1.36 0.68 2.34 0.60 11.5 0.73 0.66 4.36 0.08 2.34 0.40 10.01 1.5 0.68 1.34 0.60 1.35 0.68 1.34 0.40 1.36 0.68 1.36 0.58 0.58 0.58 0.	I9,44 64,17 168,70 0,38 0,69 4,04 0,59 2,61 0,65 13,48 15,661 3,427 0,52 0,64 3,90 0,06 2,98 0,76 27,04 40,271 257,46 1,56 0,67 3,91 0,66 2,70 0,69 15,93 216,40 107,90 2,01 0,64 5,98 0,68 3,17 0,73 7,71 51,98 71,25 0,73 0,66 4,36 0,08 2,04 0,49 7,71 51,98 71,25 0,73 0,66 4,36 0,08 2,05 0,68 2,711 51,98 71,25 0,73 0,66 4,36 0,08 2,95 0,68 2,791 51,98 71,12 51,98 71,12 51,98 2,95 0,68 2,791 51,99 0,66 4,36 0,08 2,95 0,68 2,792 0,73 0,66 4,36 0,03	(15 16.44 64.17 168.70 0.38 0.66 4.04 0.69 2.61 0.65 (37 33.64 158.61 30.4.27 0.52 0.64 3.90 0.08 2.09 0.76 (39 32.04 40.77 132.74 1.56 0.67 3.91 0.08 3.17 0.73 (31 16.48 201.77 132.20 1.53 0.65 4.46 0.08 3.17 0.73 (31 3.13,3 216.40 107.50 2.01 0.64 5.98 0.08 2.04 0.49 (31 7.71 51.96 71.25 0.73 0.66 4.49 0.08 2.95 0.68 (31 7.71 51.96 71.25 0.73 0.66 4.49 0.08 2.95 0.68 (31 7.71 51.96 71.25 0.73 0.66 4.49 0.08 2.95 0.68 (31 7.71 51.96 71.25 0.73 0.66 4.49 0.08 2.95 0.68 (31 7.71 51.96 71.25 0.73 0.66 4.49 0.08 2.95 0.68 (31 7.71 51.96 71.25 0.73 0.66 4.90 0.08 2.95 0.68 (31 7.71 51.96 71.25 0.73 0.66 4.90 0.08 2.95 0.68 (31 7.71 51.96 71.25 0.73 0.66 4.90 0.08 2.95 0.68 (31 7.71 51.96 71.25 0.73 0.66 4.90 0.08 2.95 0.68
	0,76 0,69 0,49 0,68	,08 0,76 70 0,69 ,04 0,49 ,05 0,68 ,05 0,68	2.98 0.76 2.70 0.69 3.17 0.73 2.94 0.49 2.95 0.68 2.95 0.68 2.95 0.68	0,08 2,98 0,76 0,08 2,70 0,69 0,08 2,94 0,49 0,08 2,95 0,68 0,08 2,95 0,68	3,90 0,08 2,98 0,76 3,91 0,08 2,70 0,69 4,36 0,08 2,94 0,49 4,36 0,08 2,94 0,49 4,36 0,08 2,95 0,68 1,3 ¹⁰⁶ Pb/ ¹³⁸ U Is Kla	0.64 3.90 0.08 2.98 0.76 0.67 3.91 0.08 2.70 0.69 0.64 5.98 0.08 3.17 0.73 0.66 4.36 0.08 2.95 0.68 0.66 4.36 0.08 2.95 0.68	0,52 0.64 3,90 0,08 2,98 0,76 1,56 0,87 3,91 0,08 2,70 0,69 1,53 0,65 4,36 0,08 3,17 0,79 2,01 0,64 5,58 0,08 2,94 0,49 0,73 0,66 4,36 0,08 2,95 0,68 1,70 ¹⁰⁷ P0/ ¹¹⁵ U 15 ¹⁰⁶ P0/ ¹³⁶ U 15 RM	304.27 0,52 0,64 3,90 0,08 2,98 0,76 257,46 1,56 0,67 3,91 0,08 3,17 0,79 132.20 1,53 0,65 4,36 0,08 3,17 0,79 107,90 2,01 0,64 5,98 0,08 2,94 0,49 71,25 0,73 0,66 4,36 0,08 2,95 0,68 71,25 0,73 0,66 4,36 0,08 2,95 0,68 71,25 0,73 0,66 4,36 0,08 2,95 0,68 71,05 0,73 0,66 4,36 0,08 2,95 0,68	IS8.61 304.27 0.52 0.64 3.90 0.08 2.98 0.76 40.271 257.46 1.56 0.67 3.91 0.08 2.70 0.69 201.77 132.20 1.53 0.65 4.36 0.08 3.17 0.79 216.40 107.90 2.01 0.64 5.98 0.08 2.04 0.40 31.98 71.15 0.73 0.66 4.36 0.08 2.05 0.68 31.9 71.15 U. ¹⁰⁰ Ph/ ¹⁰⁵ U Is ¹⁰⁶ Ph/ ¹⁰⁶ U Is Kh	13.84 15.8.61 304.27 0.52 0.64 3.90 0.06 2.98 0.76 13.04 40.771 257.46 1.56 0.65 3.91 0.06 3.17 0.73 16.48 20.177 13.220 1.53 0.65 4.36 0.06 3.17 0.73 13.93 216.40 107.90 2.01 0.64 5.98 0.06 2.94 0.40 7.71 51.96 71.25 0.73 0.66 4.36 0.06 2.95 0.68 7.71 51.96 71.25 0.73 0.66 4.36 0.02 2.95 0.68 7.71 51.96 71.25 0.73 0.66 4.36 0.02 2.95 0.68 7.71 51.96 71.25 0.73 0.66 4.36 0.02 2.95 0.68 7.71 51.96 7.125 0.73 0.66 4.36 0.02 2.95 0.68 7.71 51.96 7.125 0.73 0.66 4.36 0.02 2.95 0.68 7.71 51.96 7.125 0.73 0.66 4.36 0.02 2.95 0.68 7.71 51.96 7.125	(37 33.84 158.61 304.27 0.52 0.64 3.90 0.06 2.92 0.76 (39 32.04 402.71 257.46 1.56 0.67 3.91 0.06 2.70 0.69 (33 16.48 201.77 135.20 1,53 0.65 4.36 0.06 3.91 0.70 0.69 (33 15.49 107.90 2,01 0.64 5.88 0,06 3.91 0.49 (33 7.71 51.96 71.25 0.73 0.66 4.36 0,08 2.94 0,49 (33 7.71 51.96 71.25 0.73 0.66 4.36 0,08 2.95 0.68 (33 7.71 51.96 71.25 0.73 0.66 4.36 0.08 2.95 0.68 (34 7.71 51.96 71.15 0.73 0.66 4.36 0.08 2.95 0.68 (150 7.71 51.96 7.12 0.73
	0,69 0,73 0,49 0,68	,70 0,69 ,17 0,73 ,94 0,49 ,95 0,68 Is Rh	2,70 0,69 3,17 0,73 2,94 0,49 2,95 0,68 2,95 0,68	0,05 2,70 0,69 0,08 3,17 0,73 0,08 2,94 0,49 0,08 2,95 0,68 0,08 2,95 0,68	3,91 0,06 2,70 0,69 4,36 0,08 3,17 0,73 5,98 0,08 2,94 0,49 4,36 0,08 2,95 0,68 1,36 0,08 2,95 0,68 1,3 ¹⁰⁶ Pb/ ¹³⁸ U 15 Ru	0.67 3.51 0.08 2.70 0.69 0.65 4.36 0.08 3.17 0.73 0.66 4.36 0.08 2.95 0.68 0.66 4.36 0.08 2.95 0.68	1,56 0.67 3,91 0.06 2,70 0,69 1,53 0.65 4,56 0,08 3,17 0,73 2,01 0,64 5,58 0,08 2,0,4 0,49 0,73 0,66 4,36 0,08 2,95 0,68 1,71 ¹⁰⁷ P0/ ¹²⁶ U 15 ¹⁰⁶ P0/ ¹²⁶ U 15 Ru	257,46 1,56 0,67 3,91 0,68 2,70 0,69 132,20 1,53 0,65 4,36 0,08 3,17 0,73 107,90 2,01 0,64 5,98 0,08 2,94 0,46 71,25 0,73 0,66 4,36 0,08 2,95 0,68 71,25 0,73 0,66 4,36 0,08 2,95 0,68 71,25 0,73 0,66 4,36 0,08 2,95 0,68 71,05 0,73 0,66 1,36 0,08 2,95 0,68	402/1 25746 1,56 0,67 3,91 0,66 2,70 0,69 201/7 132.20 1,53 0,65 4,56 0,08 3,17 0,73 216,40 107,90 2,01 0,64 5,98 0,08 2,94 0,49 51,96 71,15 0,73 0,66 4,30 0,08 2,95 0,68 71,15 0,73 0,66 4,30 0,08 2,95 0,68 11 U Th/U ¹⁰⁷ Ph/ ¹³⁶ U 15 ¹³⁶ Ph/ ¹³⁶ U 15 Klu	12,04 40,771 237,46 1,56 0,67 3,91 0,66 2,70 0,69 16,48 20,77 132,20 1,53 0,65 4,36 0,08 3,17 0,73 13,93 216,40 107,90 2,01 0,64 5,98 0,08 2,94 0,49 7,71 51,96 71,25 0,73 0,66 4,36 0,08 2,95 0,68 7,71 51,96 71,25 0,73 0,66 4,36 0,08 2,95 0,68 5,71 51,96 71,25 0,73 0,66 4,36 0,08 2,95 0,68 7,71 51,96 71,25 0,73 0,66 4,36 0,08 2,95 0,68	(39 32.04 40.71 257.46 1,56 0.67 3.91 0.06 2.70 0.69 (33 16,48 201.77 132.20 1,53 0.65 4.36 0.06 3.17 0.73 (38 13.93 216,40 107.90 2,01 0.66 4.36 0,06 3.94 0,49 (13 7.71 51.96 71.25 0,73 0.66 4.36 0,06 2.94 0,49 (13 7.71 51.96 71.25 0,73 0.66 4.36 0,06 2.95 0.68 (12 7.71 51.26 71.25 0,73 0.66 4.36 0,06 2.95 0.68 (146) 7.71 51.26 71.25 0.73 0.66 4.36 0,06 2.95 0.68 (126) 7.71 51.26 7.10 1.0.75 0.66 4.36 0.06 2.95 0.68 (126) 7.71 51.26 7.10
	0,73	17 0,73 ,94 0,49 ,95 0,68 Is Rh	317 0,73 2.94 0,49 2.95 0,68 7.84	0,08 3,17 0,73 0,08 2,94 0,49 0,08 2,95 0,68 ³⁰⁹ Pb/ ⁷³⁸ U 15 Ru	4,36 0,08 3,17 0,73 5,98 0,08 2,94 0,49 4,36 0,08 2,95 0,68 1,38 ¹⁰⁶ Pb/ ¹³⁸ U 15 Ru	0.65 4,36 0,08 3,17 0,73 0,66 4,36 0,08 2,95 0,68 0,66 4,36 0,08 2,95 0,68 0,66 4,36 1,08 2,95 0,68	1,53 0.65 4,36 0,08 3,17 0,73 2,01 0,54 5,98 0,08 2,94 0,49 0,73 0,66 4,36 0,08 2,95 0,68 1,70 ¹⁰⁷ P0/ ¹²⁶ U 15 ¹⁰⁶ P0/ ¹²⁶ U 15 Ru	132.20 1.53 0.65 4.36 0.08 3.17 0.73 107.90 2.01 0.64 5.98 0.08 2.94 0.49 71.25 0.73 0.66 4.36 0.08 2.95 0.68 U Th/U ¹⁰⁷ Ph/ ²³⁵ U 15 ¹⁰⁶ Ph/ ²⁸⁶ U 15 Rh	201,77 132,20 1,53 0,65 4,56 0,08 3,17 0,73 216,40 107,90 2,01 0,64 5,98 0,08 2,94 0,49 51,98 71,25 0,73 0,66 4,36 0,08 2,95 0,68 71,2 U Th/U ¹⁰⁷ P0, ⁰¹⁵ U Is ¹⁰⁶ P0, ⁰²⁶ U Is RAM	16,48 201,77 132,20 1,53 0,65 4,36 0,08 3,17 0,73 13,93 216,40 107,90 2,01 0,64 5,98 0,08 2,94 0,49 7,71 51,96 71,25 0,73 0,66 4,36 0,08 2,95 0,68 7,72 57BD2 57BD2 57BD2 57BD2	(13) 16,45 20,77 132,20 1,53 0,65 4,36 0,08 3,17 0,73 (38) 13,93 216,40 107,90 2,01 0,64 5,98 0,08 2,94 0,49 (13) 7,71 51,96 71,25 0,73 0,66 4,36 0,08 2,95 0,68 (14) 6,098 71,25 0,73 0,66 4,36 0,08 2,95 0,68 (14) 7,71 1,21 0,12 0,73 0,66 4,36 0,08 2,95 0,68 (16) 2,94 0,94 0,94 0,94 0,96 1,36 0,96 1,36 0,68 (16) 1,0900 1,0900 1,0900 1,0900 1,090 1,0900 1,0900 1,0900 1,0900 1,0900 1,0900 1,0900 1,0900 1,0900 1,0900 1,0900 1,0900 1,0900 1,0900 1,00000 1,0000 1,0000 1,0000 1,0000 1,00
	0,49	,94 0,49 ,95 0,68 Is Rho	2.04 0,49 2.05 0,65 ²³⁸ U 15 Rho	0,08 2.94 0,49 0,08 2.95 0,68 ³⁶ Pb/ ³⁸ U 15 R.hu	5,88 0,08 2,94 0,49 4,36 0,08 2,95 0,68 15 ¹⁰⁶ Pb/ ¹³⁸ U 15 Rue	0,64 5,58 0,08 2,94 0,49 0,66 4,36 0,08 2,95 0,68 ¹⁰⁷ Pb/ ¹³⁸ U 15 Mho	201 0.64 5.82 0.08 2.94 0.49 0.73 0.66 4.36 0.08 2.95 0.65 ThU ³⁰² Pb/ ³² U 15 ³⁰⁶ Pb/ ³³ U 15 Rho	107,50 2.01 0.64 5.88 0.08 2.64 0.49 71.15 0.73 0.66 4.36 0.08 2.55 0.68 U Th/U ¹⁰⁷ Ph/ ^{A25} U 15 ¹⁰⁶ Ph/ ^{A86} U 15 Rho (mm) Th/U ¹⁰⁵ Ph/ ^{A25} U 15 ¹⁰⁶ Ph/ ^{A86} U 15 Rho	216.40 107.90 2.01 0.64 5.98 0.08 2.94 0.49 51.98 71.25 0.73 0.66 4.36 0.08 2.95 0.68 Th U Th/U ¹⁰⁷ Ph/ ²³⁵ U Is ¹⁰⁶ Ph/ ²³⁶ U Is Rhe	13.93 216.40 107.90 2.01 0.64 5.98 0.08 2.94 0.49 7.71 51.98 71.25 0.73 0.66 4.36 0.08 2.95 0.68 57B02 57B02 5002 5002 5000 5000 5000 5000 5000 5	(38 13,93 216,40 107,90 2,01 0,64 5,98 0,08 2,94 0,49 (33 7,71 51,98 71,25 0,73 0,66 4,36 0,08 2,95 0,68 (J-Pb GPB02 206 Pb Th U Th/U ³⁰ Pp, ¹³⁵ U 1 ₅ ³⁶ Pb, ¹³⁵ U 1 ₅ Rhu (ppm) (ppm) (ppm)
	0,68	,95 0,68 Is Rho	2,95 0,68 ²³⁸ U 15 Rho	0,08 2,55 0,68 ³⁶⁴ Pb/ ³³⁸ U 15 Ruo	4,36 0.05 2.95 0.65 15 ¹⁰⁶ Pb/ ¹³⁸ U 15 Rito	0.66 4,36 0,08 2,95 0,68 Pho ¹³⁸ U 15 ³³⁶ Pho ¹³⁸ U 15 Rho	0,73 0.66 4,36 0.08 2.95 0.68 ThU ³²⁵ Pb/ ³²⁵ U 15 ³⁶⁶ Pb/ ³²⁶ U 15 Rho	71.1.5 0,73 0.66 4.16 0.08 2.95 0.68 U Th/U ¹⁰⁷ Ph/ ^{ABS} U 15 ¹⁰⁶ Ph/ ^{ABG} U 15 Rho (mm) Th/U ¹⁰⁸ Ph/ ^{ABS} U 15 (9 ₆₄] Rho	51,98 71,25 0,73 0,66 4,36 0,08 2,95 0,68 11,1 11,1 11,1 11,1 19,10,050 15 166	7.71 51.98 71.25 0.73 0.66 4.36 0.08 2.95 0.68 5PB02 Porton 114/U ¹⁹⁷ Pb/ ^{105/U} 15 ¹⁹⁶ Pb/ ^{108/U} 15 Ruo	(13 7.71 51.96 71.25 0.73 0.66 4.36 0.06 2.95 0.68 (J-Pb GPB02 206 Pb Th U Th/U ¹⁰⁷ Pb/ ²⁵⁶ U 15 ¹⁰⁶ Pb/ ⁴⁵⁸ U 15 Rho (ppm) (ppm) . [%6]
		Is Rho	28U Is Rhot	¹⁰⁶ Pb/ ^{ASU} U Is Rhoo	15 ³⁰⁶ Pb/ ^{A38} U 15 Rho	²¹⁰ Pho ²²⁵ U 15 ²¹⁰ U 15 Klov	Th/U ³⁰⁷ Pb/ ¹³⁵ U 1s ³⁰⁶ Pb/ ¹³⁵ U 1s Rho	Unter 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1	T Dec 21 Dec 21 Dec 21 Dec 22	5PB02 <u>P</u> The U Th/U ³⁰⁷ Ph/ ³¹⁵ U 15 ³⁰⁶ U 15 ³⁰⁶ U 15 Khot totant (recent) (J-Pb GPB02 206 Pb Th U Th/U ³⁰⁶ Pb/ ³³⁵ U 1s ³⁶⁶ Pb/ ³³⁶ U 1s Rhot (9pm) (9pm) (150)
		Is Rho	²²⁸ U Is Rho	206Pb/28U Is Rhot	Is 200 Pb/28U Is Rhow	207Ph/235U 1s 206Ph/235U 1s Rhot	Th/U 207Pb/255U Is 200Pb/255U Is Rhot	U Th/U ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U 1s ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U 1s Rhot (nonn) [0 ₆ b] [0 ₆ b]	The U Th/U 207Pb/235U Is 206Pb/235U Is Rho	Pb Th U Th/U ²⁶⁷ Pb/ ²⁵⁵ U 15 ²⁰⁶ Pb/ ²⁵⁸ U 15 Rhot noom (noom) (noom) (noom)	206 Pb Th U Th/U ²⁰ Pb/ ²²⁵ U Is ²⁰⁶ Pb/ ²³⁶ U Is Rhot (ppm) (ppm) [946]
-	Rho	[0.6]	0.0	[0 ⁶]	10.4	0.h	[00] [00]		(nom) (nom) [46] [46]	TUTUE APPROX. APPROX. APPROX.	
	0,99	937 0,99	20°0 75°0 80	0,00 75,0 0,00	94,0 75,0 80,0 84,9	0,64 9,48 0,08 9,37 0,99	0,68 0,64 9,48 0,08 9,37 0,99	611,73 0,68 0,64 9,48 0,08 9,37 0,99	413,36 611,73 0,68 0,64 9,48 0,08 9,37 0,99	59,14 413,36 611,73 0,68 0,64 9,48 0,08 9,37 0,96	8,00 59,14 413,36 611,73 0,68 0,64 9,48 0,08 9,37 0,59
	0,55	5,05 0,85	08 5,05 0,83	0,08 5,05 0,85	5,73 0,08 5,05 0,85	0,62 5,73 0,08 5,05 0,88	0,41 0,62 5,73 0,08 5,05 0,85	262,26 0,41 0,62 5,73 0,08 5,05 0,81	108,21 262,26 0,41 0,62 5,73 0,08 5,05 0,85	21,46 108,21 262,26 0,41 0,62 5,73 0,08 5,05 0,85	8,31 21,46 108,21 262,26 0,41 0,62 5,73 0,08 5,05 0,85
	0,87	4,26 0,87	08 4,26 0,87	0,08 4,26 0,87	4,91 0,08 4,26 0,87	0,61 4,91 0,08 4,26 0,87	0,61 0,61 4,91 0,08 4,26 0,87	291,13 0,61 0,61 4,91 0,08 4,26 0,87	177,78 291,13 0,61 0,61 4,91 0,08 4,26 0,87	23,53 177,78 291,13 0,61 0,61 4,91 0,08 4,26 0,87	8,01 23,53 177,78 291,13 0,61 0,61 4,91 0,08 4,26 0,87
723	0,87	4,97 0,87	08 4,97 0,87	0,08 4,97 0,87	5,74 0,08 4,97 0,87	0,65 5,74 0,08 4,97 0,87	0,39 0,65 5,74 0,08 4,97 0,87	142,93 0,39 0,65 5,74 0,08 4,97 0,87	55,72 142,93 0,39 0,65 5,74 0,08 4,97 0,87	12,60 55,72 142,93 0,39 0,65 5,74 0,08 4,97 0,87	8,44 12,60 55,72 142,93 0,39 0,65 5,74 0,08 4,97 0,87
-	0,84	5,70 0,84	08 5,70 0,84	0,08 5,70 0,84	6,77 0,08 5,70 0,84	0,66 6,77 0,08 5,70 0,84	0,18 0,56 6,77 0,08 5,70 0,84	245,92 0,18 0,66 6,77 0,08 5,70 0,84	43,68 245,92 0,18 0,66 6,77 0,08 5,70 0,84	20,59 43,68 245,92 0,18 0,66 6,77 0,08 5,70 0,84	8,56 20,59 43,68 245,92 0,18 0,66 6,77 0,08 5,70 0,84
	0,91	3,99 0,91	10'0 60'E 80	0,08 3,99 0,91	4,37 0,08 3,99 0,91	0,64 4,37 0,08 3,99 0,91	0,32 0,64 4,37 0,08 3,99 0,91	383,70 0,32 0,64 4,37 0,08 3,99 0,91	121,17 383,70 0,32 0,64 4,37 0,08 3,99 0,91	32,05 121,17 383,70 0,32 0,64 4,37 0,08 3,99 0,91	7,41 32,05 121,17 383,70 0,32 0,64 4,37 0,08 3,99 0,91
-	0,90	3,47 0,90	08 3,47 0,90	0,08 3,47 0,90	3,86 0,08 3,47 0,90	0,65 3,26 0,08 3,47 0,90	0,54 0,65 3,86 0,08 3,47 0,90	222,85 0,54 0,65 3,86 0,08 3,47 0,90	119,61 222,85 0,54 0,65 3,86 0,08 3,47 0,90	11,01 119,61 222,85 0,54 0,65 3,86 0,08 3,47 0,90	0,05 11,01 119,61 222,85 0,54 0,65 3,86 0,08 3,47 0,90
	0,90	2,34 0,80	08 2,34 0,80	0,08 2,34 0,80	2,91 0,08 2,34 0,80	0,65 2,91 0,08 2,34 0,80	0,44 0,65 2,91 0,08 2,34 0,80	270,06 0,44 0,65 2,91 0,08 2,34 0,80	117,78 270,06 0,44 0,65 2,91 0,08 2,34 0,80	23,68 117,78 270,06 0,44 0,65 2,91 0,08 2,34 0,80	7,58 23,68 117,78 279,06 0,44 0,65 2,91 0,08 2,34 0,80
-	0.77	2,91 0,77	08 2,91 0,77	0,08 2,91 0,77	3,77 0,08 2,91 0,77	0,63 3,77 0,08 2,91 0,77	0,83 0,63 3,77 0,08 2,91 0,77	138,36 0,83 0,63 3,77 0,08 2,91 0,77	114,65 138,36 0,83 0,63 3,77 0,08 2,91 0,77	12,58 114,65 138,36 0,83 0,63 3,77 0,08 2,91 0,77	7,45 12,58 114,65 138,36 0,83 0,63 3,77 0,08 2,91 0,77
	0,8	3,24 0,8	0.8, 3,24 0,8	0,08 3,24 0,8	3,93 0,08 3,24 0,8	0,64 3,93 0,08 3,24 0,8	0,84 0,64 3,93 0,08 3,24 0,8	169,46 0,84 0,64 3,93 0,08 3,24 0,8	141,77 169,46 0,84 0,64 3,93 0,08 3,24 0,8	15,28 141,77 169,46 0,84 0,64 3,93 0,08 3,24 0,8	7,22 15,28 141,77 169,46 0,84 0,64 3,93 0,08 3,24 0,8

Resultado das análises U-Pb por LA-ICP-MC-MS para todas as amostras. Os dados exibidos foram os utilizados para confecção dos Diagramas Concórdia para cada amostra.

APÊNDICE I:

	1700	Pb	4	D	ThU	Dstr/9dier	R	196Pb/288U	15	Rhod	MPb/Meph	15	Derz/9dagy	15	Decz/9d.02	15	9dgez/9d2ez	15	9/6
		(mdd)	(mdd)	(uidd)			6.6		0.6			0/0		abs		abs		abs	Concf
1	15,11	25,39	269,74	178,59	1,51	0,66	6,63	0,03	4,66	0,70	0,06	4,72	508,66	23,70	512,67	34,01	530,60	25,06	95,87
	15,98	38,22	215,00	278,97	0,77	0,66	5,68	0,08	3,74	0,66	90'00	4,27	518,67	19,38	19'215	29,39	\$12,95	21,93	101,12
m	16,27	52,52	337,47	374,16	06'0	0,66	7,06	0,08	6,21	0,85	0,06	3,36	511,83	31,76	513,13	36,21	518,92	17,43	98,63
4	16,70	70,14	348,06	546,07	0,64	0,63	5,64	80'0	4,61	0,82	0,06	3,25	491,43	22,64	498,82	28,12	532,89	17,32	92,22
9	15,62	31,62	227,50	237,48	0,96	0,65	5,41	0,08	4,06	0,75	0,06	3,58	512,19	20,79	508,79	27,55	15'86#	17,68	103,79
60	17,50	77,18	23,57	632,99	0,04	0,64	4,22	0,08	15,51	0,59	0,06	3,30	496,15	12,45	500,74	21,13	521,78	17,71	95,09
48	16,76	49,69	141,45	521,14	0,27	0,65	6,87	0,08	5,85	0,85	0,06	3,59	507,90	29,73	508,52	34,91	16,112	18,35	55'66
8	17,42	56,44	18,72	588,48	60,03	0,65	5,00	0,08	40,4	0,81	90'0	2,94	507,36	20,52	508,79	25,45	515,23	15,17	74,80
nálise	dd-U	GPBB	101																
liro)	1206	Pb	đ	A	DAT	nsg/qdia	Is	Datt/9dat	1s	Rhod	9dee/9diss	Is	Aggs/9days	Is	Astr/9d.st	15	qdggj/qd.gr	15	9.6
		(mdd)	(mdd)	(undd)			0.0		0.0			0/6		abs		abs		abs	Concf
m	18,51	24,00	41,00	205,17	0,20	0,68	3,23	60'0	2,56	62'0	0,06	1,97	526,08	13,44	526,49	16,99	528,29	10,42	99,58
+	18,24	25,00	67,97	212,97	26,0	0,67	3,25	0.06	2,62	18'0	0,06	1,93	522,38	13,68	522,10	16,98	520,85	10,05	100,29
s	18,48	43,00	120,49	359,96	55,0	69'0	3,08	60'0	2,57	0,84	90'0	1,69	530,44	13,66	530,48	16,33	530,65	8,96	96'66
9	16,10	11,00	123,48	85,35	1,45	0.64	3,78	0,08	2,65	0,70	0,06	2,69	12,724	13,17	499,85	18,87	509,64	13,72	97,66
18	17,29	48,00	74,76	421,07	0,15	0,66	4,60	0,03	3,94	0,86	0'00	2,37	513,90	20,25	517,42	23,80	533,02	12,64	96,41
#	16,99	44,00	116,30	393,78	05'0	0,66	4,59	0,08	3,75	0,82	0,06	2,64	506,76	19,00	\$12,72	23,51	539,37	14,25	93,95
8B	14,35	45,00	801,26	353,06	2,27	0,63	4,97	0,03	4,28	0,86	90'0	2,54	497,09	21,26	497,97	24,76	502,02	12,73	99,02

		(undd)	(mdd)	(mdd)		A INT	[0/0]	n int	[0/0]	DOTA	0Ji0J	[9/0]	0.01	abs	0	abs	Q.Just/Q.J. or	abs	Conc
m	16,89	10,14	72,55	11,621	0.59	0,62	4,96	0,03	3,39	0,68	90'0	3,62	494,47	16,76	492,49	# 2	483,33	17,52	102,30
10	17,01	11,02	131,18	121,51	1,08	0,61	3,52	0,03	2,54	0,72	0'00	2,43	486,57	12,38	484,49	17,04	474,65	11,53	102,51
9	17,68	13,87	102,88	163,54	69'0	0,61	4,01	0,08	3,22	08'0	0'00	2,39	484,94	15,59	484,66	19,42	483,34	11,56	100,33
2	17,69	20,07	138,17	235,64	0,59	0,63	3,57	0,08	2,88	0,81	0.06	2,11	496,02	14.30	497,14	17,76	502,31	10,59	98,75
0.	16,24	6,28	35,00	69,92	1,26	0.61	4,62	0,08	3,30	12'0	90'0	3,23	486,71	16,05	436,65	22,48	486,42	15,73	100,06
10	15,71	11,18	95,23	93,46	1,02	0,65	4,72	0,05	4,14	0,88	90'0	2,27	510,24	21,10	508,38	23,99	500,02	11,36	102,04
11	15,73	56'2	15,20	62,14	1,54	19'0	5,30	0,03	4,06	0,77	90'0	3,40	500,73	20,32	16,205	26,63	512,85	17,45	97,64
8	16,90	14.4	67,77	\$6,11	0,79	0,64	5,09	0,05	4,21	0,83	90'0	2,86	501,63	21,13	501,64	25,54	501,72	14,34	56'66
13	2,77	18,03	103,53	260,93	0,40	0,65	4,32	0,08	4,10	56'0	90'0	1,35	500,65	20.92	506,76	21,91	493,74	69'9	103,22
1	13,23	10,53	200,16	73,66	2,72	0,66	5,16	0,08	3,95	11.0	0,06	3,32	512,41	20,24	512,75	26,44	514,25	17,05	59'64
15	18'5	5,69	37,25	60,78	1,44	0,63	5,36	0,05	3,83	12'0	90'0	3,75	407,14	19,04	497,55	26,68	109,44	18,74	99,54
16	0,21	10,16	\$2,89	168,20	0,49	0,64	4,20	20'0	3,89	50'0	90'0	1,58	504,29	19,61	503,72	21,15	501,10	7,94	100,64
17	8,93	9/16	182,41	85,75	2,13	0,65	4,66	0,05	3,68	0,79	90'0	2,86	506,94	18,67	510,59	23,79	526,97	15,05	96,20
Inálise	dd-U	GPBH	10																
Tiro	f206	Ph (ppm)	(mqq)	(mdd)	Th/U	Dstr/9d.us	1s [96]	Ast/9daor	1s [9/6]	Rhod	9d ₉₀₂ /9d ₁₀₅	1s [9/6]	Deer/9daar	1 s abs	Asp/94.00	1 s abs	9d907/9d_02	1 s abs	99 Conci
1	18,60	27,37	39,28	317,07	0,12	0,65	4,00	0,05	3,33	0,83	90'00	2,21	511,44	17,01	509,59	20,36	501,31	11,10	102,02
61	18,80	30,28	25,61	365,70	0,07	0,64	2,76	80'0	1,94	0,70	90'0	1,96	36'E05	62,9	504,83	13,92	508,70	96'6	99,07
m	18,50	23,05	70,02	273,44	0,26	19'0	2,70	0,05	1,72	0,64	90'00	2,07	499,34	3,60	15,502	13,57	522,47	10,84	95,57
4	18,41	20,26	53,79	241,11	0,22	0,65	2,57	0,03	1,54	09'0	0.06	2,05	504,90	7,80	509,19	13,09	528,52	10,86	95,53
5	18,26	13,54	34,07	160,34	0,21	0,67	3,09	0,08	1,72	0,56	90'0	2,57	£605	8,75	518,10	16,01	556,94	14,31	91,45
9	18,57	23,10	38,52	275,76	0,14	0.67	2,99	0,08	2,21	0,74	0,06	2,01	\$73' 4	11,59	523,47	15,64	515,30	10,37	101,95

The	2000	10	1	;	The At	100 mm 135m	-	BKDA (38++	-	- Tur	With Alling	-	Bline, 2811	-	20704 (2051)	-	STRA METR	-	14
	1 200	(mdd)	(mdd)	(mdd)	100		-		[96]	nonv	10.10	[96]	-	sde		s da	10. 10	sqe	Conct
13	15,24	5,06	65,58	29,42	223	0,65	65.9	0,08	3,97	0,62	0,06	5,01	495,42	19,69	508,44	32,50	567,44	14,81	1573
#	15,86	6,17	63,26	32,38	1.65	0.64	60'9	0,05	3,63	0.60	0.06	4,39	493.95	17.92	501.57	30,53	536,53	26.22	92,06
15	16.33	6.59	65.92	59,63	1,66	0,64	5,92	0.08	3,21	0.54	0.06	4.97	484.53	15.58	502.65	29.77	586.02	29,14	\$2.68
16	15,01	3,43	44,49	20,16	12,2	0,66	6,86	0,05	3.27	0,48	0,06	6,03	458,60	15,96	512,40	35,16	620,05	37,41	78,80
m	15,13	4,81	61.18	31,32	1.89	0.64	5,10	0.08	3,72	0.73	0.06	3,49	491,16	18.26	500,44	25,52	543,12	18.96	90,43
	15,23	6.14	70,00	41,75	1.68	0,66	6.28	0.05	3,51	0.56	0.06	5,20	497,67	17,46	512.54	32,17	579,42	30.15	\$5,89
0	17.71	31,77	148,50	29,92	0,62	10.0	3,73	0,05	3,39	16'0	0.06	1,55	20,402	117/1	503,79	18,80	502,72	7,80	100,26
Análi	se U-Po	FAV01	_																
Tire	f 206	Pb (mdd)	Th (ppm)	U (maa)	Th/U	Apro/94,st	15	Ast/9dat	15	Rhod	qdiot/qd (ot	15	Dist /9date	1 s abs	Den/qd.or	1 s abs	qdag/qdist	1 s abs	49 Concf
-	17,925	22.41	178,24	357,66	0,69	0,63	3.06	0.08	2,661	0.87	0,06	1.51	496.74	13,22	498,11	15,25	504,39	7,63	98.48
m	13,01	22.54	146.55	266.01	0.55	0,62	2.97	0.08	2.615	0.88	0.06	1.42	492.18	12,87	492.71	14,65	495,20	10'2	65.99
9	17,851	42,74	260.85	486.81	0.54	0.64	2.45	0.08	2.076	0.85	0.06	1.30	504,62	10,47	503,48	11.33	498,32	6.48	101.26
-	16,899	11.31	161.85	130,20	1.24	0.62	4,49	0.05	2,532	0.56	0,06	3.70	490,10	12,41	491,17	22.04	496,14	18.38	98.78
60	17,841	05.62	191,23	338,77	0,56	0,62	2,61	0,05	2,159	0,83	0,06	1,47	35'63+	10,55	492,27	12,85	503,40	7,38	97,31
2	16,853	11,65	108.55	78,46	1,38	50	3,83	0.08	1,536	0,40	0.06	3,51	510.64	7,84	502,12	EC.01	463,50	16,26	110,17
8	18,135	31,96	117,83	135,41	0.5	0,65	1.53	0.05	1.594	0.63	90'0	1,96	\$07,08	3,05	505,72	11.78	499.57	9,80	101.50
Análi	se U-Pb	FAVO	0																
Tire	f 206	er (mpg)	(ppm)	(mqq)	Th/U	Dect/9d.us	15 [96]	Derr/qdyst	15 [06]	Rhod	qdant/qd_in	15	Dast/Qdmt	1 sds	Dec/94	1 s abs	qd _{ag} /qd _{int}	1 s abs	49 Concf
-	12,28	4,39	82,36	32,77	2,51	0,60	11.52	0,08	5,26	0,46	0,06	10,26	484,55	25,47	480,17	55,34	459,34	11,74	105,49
~	12,67	5,13	98,57	38,36	1.57	0.62	11,90	0.08	4,35	0.37	0.06	11.08	403,35	21,44	488,73	58.17	467,05	51.75	105.63
m	13,04	6,92	128,17	50,67	2.53	09'0	\$.60	0.08	4,16	0,48	0.05	7,53	495,95	20.62	479,92	41.30	404.05	30,44	122,74
Gh.	13.17	5.40	93,09	41.58	124	0,63	9.13	0,08	4,43	0.48	0.06	8.04	477.70	21.16	403,88	45,34	19'695	45,80	83,86
8	13.14	5.74	105.64	42.79	2.47	0.61	12,28	0.08	4.05	650	0.06	11.59	479.60	19.41	483.33	59.33	201.06	58,07	52,22
86	16.09	25,90	204.10	222,50	16.0	19.0	5.62	0,08	4,62	0,82	0.06	3,19	488,34	22.58	486.51	27.34	477,93	15.27	102,15
81	14,06	5,38	70,15	43,18	1.63	0,65	S.89	0,05	5,00	0.56	0.06	735	500,53	25.04	467.34	44,21	482,65	35,47	103.70

	U/PI			Amostra	(Razões Atuais		0	HUR	MU	Amostra (Ra	nzões Inic	(sini	DM
liro	Idade (Ma)	±2s	JH _{UI} /JH ₉₁₁	₽SE	176Lu/177H	ST∓ I	3E 176H	0 ¹⁷⁷ Hf (t)	(1) HH_11/HH	$^{1\%}\mathrm{Hf}^{17}\mathrm{Hf}\left(\mathrm{t}\right)$	zHf(t)	±2SE	Idade Modelo (Ga)
1	515	7	0,281781	2,38E-04	8,57E-04	7,95E	0 90-2	82460	0,282875	0,281773	-24,3	0,58	2,71
0	515	2	0,282101	1,69E-04	1,12E-03	4,08E	E-05 0,2	82460	0,282875	0,282090	-13,1	0,67	2,09
m	515	7	0,282145	1,56E-04	1,02E-03	5,09E	-00 90-E	82460	0,282875	0,282135	-11,5	0,22	2,00
4	515	7	0.282394	1,39E-04	1.16E-03	2,39E	T-02 0	\$2460	0,282875	0,282383	-2.8	0.10	1.51
5	515	L	0,282290	1,24E-04	1,31E-03	7,1E	-06 0.1	82460	0,282875	0,282277	-6,5	0,13	1,72
9	515	2	0,281797	9,41E-05	6,82E-04	4,97	S-06 0.5	82460	0,282875	0,281791	-23,7	0,50	2,68
-	515	L	0,282090	2.09E-04	9.11E-04	8,97E	E-05 0.2	282460	0,282875	0,282082	-13,4	1.51	2,11
6	515	7	0,282354	2,52E-04	1,42E-03	2,32E	E-05 0.1	282460	0,282875	0,282340	4,2	0,13	1,59
	D/D	Ph		Amostra (Ra	izões Atuais)		CHUR	MU	An	nostra (Razões In	iciais)		DM
Tiro	Idade (Ma)	#26	JH _{LLI} /JH _{9LI}	±2SE	$\mathrm{JH}_{\mathrm{LL}}/\mathrm{nT}_{\mathrm{SLI}}$	₹SE	(i) (i)	()) H_11/JH941	f ^{TT6} Hf ¹⁷⁷]	Hf (t) 8Hi	∓ ())	TSE	Idade Modelo (Ga)
1	503	5	0,282554	1,98E-04	1,33E-03	7,49E-05	0,282468	0,282884	0,2825	541 2,	9	0,17	1,20
2	503	5	0.282618	1,16E-04	9,89E-04	6,33E-05	0,282468	0,282884	0,2826	5, 5,	0	0,37	1,06
m	503	\$	0,282570	1,08E-04	1,19E-03	8,2E-06	0,282468	0,282884	0,2825	558 3.	5	0,06	1,16
4	503	5	0.282500	1.12E-04	9.47E-04	1,06E-04	0.282468	0.282884	0,2824	191 0.	00	0,10	1.30
5	503	5	0,282532	1,49E-04	1,50E-03	9.9E-05	0,282468	0,282884	0,2825	517 1,	00	0,13	1,24
9	503	5	0.282534	1,48E-04	1.11E-03	2.21E-05	0.282468	0,282884	0.2825	524 2.0	0	0.06	1,23
5	503	5	0,282880	1,61E-04	1,11E-03	1,86E-05	0,282468	0,282884	0,2828	14, 14,	2	0,39	0,53
00	503	5	0,282520	1,62E-04	6,50E-04	1,39E-05	0,282468	0,282884	0,2825	513 1,	9	0.05	1,25
0	102	۷	0722020	10.000							3	-	

Resultado das análises Lu-Hf para as amostras GPB01, GPB01, GPBB02, GPBH02, FAV01 E FAV02.

APÊNDICE II:

69

São Paulo, UNESP, Geociências, v. 39, n. 4, p. 903 - 923, 2020

921

	N	Pb		Amostra (R.	azões Atuais)		CHUR	MU	Am	ostra (Razões Ini	iciais)		DM	
Tiro	Idade (Ma)	±1s	JH _{LLI} /JH _{9LI}	±2SE	176Lu/177Hf	±2SE	176Hf ^{dT} H	(1) HH _{LLP} JH _{9LI} J	176H£/177H	I (t) EHI	Ŧ (I)	SE	Idade Modelo (Ga)	
1	497	4	0,282524	1,79E-04	5,17E-04	1,02E-05	0,282472	0,282888	0,28251	9 1.7	1	0,05	1,24	
5	497	4	0,282604	1,84E-04	6,27E-04	3,45E-05	0,282472	0,282888	0,28255	19 4,5	5	0,29	1,08	
e	497	4	0,282696	8,55E-05	3.18E-04	1,9E-05	0,282472	0,282888	0,28265	7,8		0,53	0.89	
4	497	4	0,282634	1,29E-04	7,30E-04	6,47E-05	0,282472	0,282888	0,28262	17 5,5	5	53	1,03	
5	497	4	0,282647	1,32E-04	7,43E-04	1,82E-05	0,282472	0,282888	0,28264	10 6,0	0	0,20	1,00	
9	497	4	0.282606	1.09E-04	3,51E-04	1,12E-05	0,282472	0.282888	0,28260	12 4,6	5	0,19	1.08	
5	497	4	0,282512	1,57E-04	6,43E-04	2.07E-05	0,282472	0,282888	0,28250	1,2	2	3,05	1,27	
60	497	4	0,282628	1,30E-04	7,48E-04	4,76E-05	0,282472	0,282888	0,28262	11 5,3	5	0,38	1,04	
6	497	4	0,282675	1.79E-04	4,11E-04	1,13E-05	0,282472	0,282888	0,28267	1,0,7	0	0,26	0,94	
10	497	4	0,282716	1.51E-04	6,59E-04	3,48E-05	0,282472	0,282888	0,28271	0 8.4	+	0,52	0.86	
nálise	En-Hf G	PBH02												
	U/Pb			Amostra	(Razões Atuai	(5	89	CHUR	DM	Amostra (Ra	nzões Inic	iais)	DM	
Tiro	Idade (Ma)	±2s	176Hf/177Hf	±1SE	176Lu/177	Hr ±1	ISE	(1) JH ₍₁₁₎ JH ₉	176Hf ¹⁷⁷ Hf (t)	(1) JH _{JLI} /JH _{SLI}	EHf(t)	±2SE	Idade Modelo (Ga)	
-	504	0	0,282036	3,72E-04	5,98E-0	14 3,22	3E-05	0,282467	0,282883	0,282031	-15,5	0,85	2,21	
2	504	0	0,282402	2,13E-04	8,29E-0	1.45	3E-05	0,282467	0,282883	0,282394	-2.6	0,05	1,49	
3	504	0	0,281863	1,53E-04	8,59E-0	14 4,01	IE-05	0,282467	0,282883	0,281855	-21,7	1,02	2,56	
5	504	0	0.282104	3.92E-04	8.60E-0	1,44	IE-05	0.282467	0,282883	0.282096	-13,1	0.24	2.08	
9	504	0	0,282361	4,13E-04	3,62E-0	14 4,31	1E-06	0,282467	0,282883	0,282358	-3,9	0,05	1,56	
5	504	0	0,282485	6,35E-04	9,61E-0	14 2,11	IE-05	0,282467	0,282883	0,282476	0,3	0,01	1,33	
80	504	0	0,282381	1,76E-03	8,01E-0	14 0,00	0105	0,282467	0,282883	0,282373	-3,3	0,46	1,53	
6	504	0	0.281877	3.88E-04	7,23E-0	1,26	SE-05	0,282467	0,282883	0,281871	-21.1	0,40	2,53	
10	504	0	0.282292	2 03E-03	5.96E-0	4 4.17	TE-05	0.282467	0.282883	0.282286	-6.4	0.49	1.71	
	UP	9		Amostra (Ra	izões Aruais)		CHUR	D	M	Amostra (Ra	120es Inici	inis)	DM	Model
------	---------------	-----	----------	-------------	-----------------	----------	----------	---------------	-----------------------------	---	-------------	------------	------	------------------------
Tiro	Idade (Ma)	±2s	JH441/JH	±2SE	116Lu/177	±2SE	H71/177H	f (t) 176HL/I	(i) HH _{LL}	(i) JH ₁₁₁ /JH ₉₀	EHf(t)	±2SE	I	lade Ga)
5	501	4	0,282763	1,21E-04	5,36E-04	4,92E-06	0,28246	9 0,28	2885	0,282758	10,2	0.18	0	,76
3	501	4	0,282681	1,44E-04	4,97E-04	6,03E-06	0,28246	9 0,28.	2885	0,282676	7,3	0,15	0	,93
4	501	4	0,282927	1,45E-04	1,20E-03	5,16E-06	0,28246	9 0,28.	2885	0,282916	15,8	0,20	0	,44
5	501	4	0,282810	1,66E-04	8,06E-04	1,47E-05	0,28246	9 0,28	2885	0,282803	11,8	0,32	0	1,67
60	501	4	0,282409	9,53E-05	4,77E-04	3,54E-06	0,28246	9 0,28.	2885	0,282405	-2,3	0,04	1	.47
6	501	4	0,282845	6,03E-04	4,82E-04	9,62E-06	0,28246	9 0,28.	2885	0,282840	13,1	0,40	0	,59
10	501	4	0,282317	2,13E-04	5,64E-04	1,29E-05	0,28246	9 0,28	2885	0,282312	-5,6	0.18	-	,66
	D	Pb		Amost	tra (Razões Att	inis)		CHUR	DM	Amo	stra (Razi	ões Inicia	ais)	Md
Tiro	Idade (Ma)	Ŧ	5 176HE	Hf ±2Si	E 176Lu	HLup	±2SE	(1) JH_11 (1)	176Hf/177Hf	(I) INHOL	(i) JH	eHf(t)	±2SE	Idade Model (Ga)
-	486	80	0,28235	0 1,41E	-04 6,091	E-04 9,	58E-06	0,282479	0,282896	5 0,282	344	4,8	0,16	1,60
2	486	60	0,28191	3 1,07E	-04 3,531	E-04 1,	87E-06	0,282479	0,282896	5 0,281	606	-20,2	0,45	2,46
ŝ	486	00	0,28201	3 1,20E	-04 4,541	E-04 1.	19E-05	0,282479	0,28289	5 0,282	600	-16,6	0,72	2,26
4	486	00	0,28192	1,19E	-04 3,031	E-04 5,	77E-06	0,282479	0,28289	5 0,281	920	-19,8	0.71	2,44
5	486	60	0,28184	S 1,16E.	-04 4,37	E-04 5,	18E-06	0,282479	0,28289	5 0,281	S44	-22,5	0,65	2,59
9	486	00	0,28172	6 1,21E	-04 3,131	E-04 6,	12E-06	0,282479	0,28289	5 0,281	723	-26,8	86'0	2,82
2	486	00	0,28187	6 1,61E	-04 4,851	E-04 5,	83E-06	0,282479	0,28289	5 0,281	872	-21,5	0,62	2,53
60	486	60	0,28174	1,10E	-04 3,631	E-04 2.	27E-06	0.282479	0,28289	5 0,281	739	-26.2	0.61	2.79
6	486	00	0,28205	1,23E	-04 6,111	E-04 1.	57E-06	0,282479	0,28289	5 0,282	046	-15,3	0,30	2,19
10	486	00	0 28172	1 1.50E	-04 5.411	5-04	18E-05	0.282479	0.282896	5 0.281	716	-27.0	1.05	2.84