



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
FACULDADE DE GEOLOGIA**

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

**GEOCRONOLOGIA U-Pb EM MONAZITA E ZIRCÃO DO
METAMORFISMO DE ALTO GRAU DO COMPLEXO
TARTARUGAL GRANDE, REGIÃO CENTRO-LESTE DO
AMAPÁ**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado por:

SARAH SILVA MIRANDA

Orientador: Prof. Dr. João Marinho Milhomem Neto (UFPA)

Coorientador: Prof. Dr. Jean-Michel Lafon (UFPA)

**BELÉM – PARÁ
2023**



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
FACULDADE DE GEOLOGIA**

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

**GEOCRONOLOGIA U-Pb EM MONAZITA E ZIRCÃO DO
METAMORFISMO DE ALTO GRAU DO COMPLEXO
TARTARUGAL GRANDE, REGIÃO CENTRO-LESTE DO
AMAPÁ**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado por:

SARAH SILVA MIRANDA

Orientador: Prof. Dr. João Marinho Milhomem Neto (UFPA)

Coorientador: Prof. Dr. Jean-Michel Lafon (UFPA)

**BELÉM – PARÁ
2023**

**Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP) de acordo com ISBD
Sistema de Bibliotecas da Universidade Federal do Pará
Gerada automaticamente pelo módulo Ficat, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)**

M672g Miranda, Sarah Silva.
Geocronologia U-Pb em monazita e zircão do metamorfismo de alto grau do Complexo Tartarugal Grande, região centro-leste do Amapá / Sarah Silva Miranda. — 2023.
xvii, 76 f. : il. color.

Orientador(a): Prof. Dr. João Marinho Milhomem Neto
Coorientador(a): Prof. Dr. Jean Michel Lafon
Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) - Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Faculdade de Geologia, Belém, 2023.

1. Geocronologia U-Pb em zircão e monazita. 2. LA-ICP-MS. 3. Sudeste do Escudo das Guianas. 4. Complexo Tartarugal Grande. I. Título.

CDD 551.701



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
FACULDADE DE GEOLOGIA

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

**GEOCRONOLOGIA U-Pb EM MONAZITA E ZIRCÃO DO
METAMORFISMO DE ALTO GRAU DO COMPLEXO
TARTARUGAL GRANDE, REGIÃO CENTRO-LESTE DO
AMAPÁ**

Apresentado por:

SARAH SILVA MIRANDA

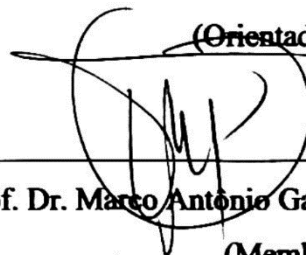
Como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia, área de
Geoquímica, linha de pesquisa em Geocronologia e Geoquímica Isotópica

Data da aprovação: 15/02/2023

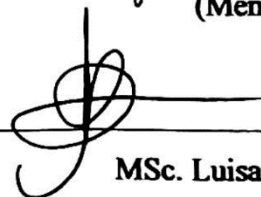
Banca Examinadora:



Prof. Dr. João Marinho Milhomem Neto
(Orientador-UFPA)



Prof. Dr. Marco Antonio Galarza Toro
(Membro-UFPA)



MSc. Luisa Dias Barros
(Membro-UFPA)

À minha família, que sempre me apoiou
e contribuiu para a minha caminhada.

AGRADECIMENTOS

Agradeço à Universidade Federal do Pará (UFPA), ao Instituto de Geociências (IG) e à Faculdade de Geologia (FAGEO), pela oportunidade e pela infraestrutura que permitiu a execução deste trabalho;

Aos projetos de apoio à pesquisa: SAXI (The South American Exploration Initiative) – fase II, AMIRA P1061B; CNPq-UNIVERSAL 423625/2018-7, intitulado “Implantação de metodologias U-Pb *in situ* em minerais acessórios por LA-ICP-MS no Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA e sua aplicação à evolução crustal da Amazônia Oriental”; e ao projeto PRONEX/FAPESPA/CNPq 062/2022, intitulado “Geoquímica Isotópica Aplicada a Estudos Ambientais, Paleoambientais, Metalogenia e Evolução Crustal”, que foram responsáveis pelo suporte financeiro para a realização deste trabalho;

Ao Laboratório de Microanálises do IG/UFPA, pela aquisição das imagens e análises por microscopia eletrônica de varredura (MEV). Ao Laboratório de Microanálise do Condomínio de Laboratórios Multiusuários das Geociências (CLGeo) da Universidade Federal de Sergipe (UFS), pelo imageamento dos cristais de zircão por MEV. E ao Laboratório de Análises Minerais da Superintendência de Belém do Serviço Geológico do Brasil (LAMIN-BE), pela obtenção de imagens e análises químicas por MEV;

Ao Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA (Pará-Iso), pela infraestrutura laboratorial e equipe técnica que permitiu realizar a preparação das amostras e a execução das análises isotópicas;

Ao meu orientador, João Milhomem Neto, agradeço por toda orientação, dedicação, apoio, paciência e didática, desde o início da minha trajetória de Iniciação Científica e durante a execução deste trabalho. Agradeço, também, ao professor Jean Michel Lafon por toda orientação e ajuda. Obrigada por terem contribuído para o meu desenvolvimento científico-profissional. E ao Professor Paulo Sérgio Gorayeb pela cessão de amostras, fotos de campo e lâminas do trabalho de mestrado da geóloga Hanna Paiva;

Aos membros do grupo de pesquisa “Amaparaenses”, agradeço o acolhimento e toda a ajuda com a metodologia e bibliografias desta pesquisa. Em especial a Dominique Ferreira pela dissertação de mestrado intitulada “Implantação da metodologia U-Pb em monazita por LA-ICPMS no Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA (Pará-Iso): aplicação em rochas de alto grau metamórfico da região central do Amapá, sudeste do Escudo das Guianas”, que

realizou a implementação do método U-Pb em monazita, sendo de fundamental importância para que os resultados deste trabalho fossem obtidos;

À minha família, que me incentivou, apoiou e confiou na minha trajetória e nos meus sonhos. Agradeço em especial à minha mãe Suely, por toda sua dedicação, carinho, e por ter sido, desde sempre, a minha principal incentivadora. Ao meu pai Leonardo, por todo cuidado, e por ser minha inspiração profissional. À minha vó Zeneide, por todo o carinho e cuidado. Ao meu irmão Gregory, por toda amizade e ajuda e ao Luiz Felipe por ter sido um grande presente da geologia, obrigada pelo apoio e carinho;

À Geo 17 por ter sido minha segunda família durante os anos de graduação. Vocês tornaram essa caminhada mais leve. Agradeço em especial aos meus trios, equipes e duplas. Foi uma honra poder trabalhar e aprender com vocês: Adriane, Giovanna, Victor, Maria Laura, Raiene, Sara e Júlio. Agradeço, também, aos meus amigos Carol e Heron pelo companheirismo e ajuda, principalmente na reta final deste trabalho;

Meus sinceros agradecimentos a todos que contribuíram direta e indiretamente para que eu chegasse até aqui. O apoio de vocês foi fundamental para o encerramento deste ciclo.

*“You can beat the clock
You can move a mountain
You can break rocks
You can be a master
Don’t wait for luck
Dedicate yourself and you can find yourself”
Hall Of Fame – The Script*

RESUMO

O Complexo Tartarugal Grande (CTG) está inserido no contexto do sudeste do Escudo das Guianas (SEG), na porção nordeste do Cráton Amazônico. No estado do Amapá, o SEG é compartimentado no domínio paleoproterozoico Lourenço (norte), que apresenta evolução envolvendo estágios de subducção em ambiente de arco de ilha e/ou arcos magmáticos continentais e no bloco arqueano Amapá (sul), retrabalhado durante o ciclo orogênico Transamazônico (2,26-1,95 Ga). O CTG está situado na região de transição entre esses dois domínios. Consiste de corpos alongados seguindo o *trend* regional NW-SE e representa uma associação metamórfica constituída por granulitos félsicos e leucognaisses, por vezes migmatizados, além de rochas máficas ocorrendo de forma subordinada. Possuem protólitos Arqueanos e Paleoproterozoicos. Essa unidade foi envolvida em um evento tectono-termal no final do Riáciano (~2,10-2,05 Ga) que gerou o metamorfismo regional em fácies anfibolito alto a granulito, deformação com caráter heterogêneo em litotipos pré-existentes e reequilíbrio de minerais. Neste trabalho, um neossoma de um leucognaisse migmatítico do CTG foi datado pelo método U-Pb em monazita e zircão por LA-ICP-MS para investigar e comparar a idade de metamorfismo obtida com esses minerais acessórios, com os dados disponíveis para a unidade e com os eventos metamórficos registrados no SEG. Esse neossoma apresenta composição quartzo-feldspática, granulação grossa, e ocorre como bolsões no granada-biotita leucognaisse (paleossoma) que faz contato com um granulito enderbítico. Os dados U-Pb obtidos a partir de monazitas do neossoma apresentaram uma idade média ponderada $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2058 ± 7 Ma ($n = 30$, MSWD = 0,15), que foi correlacionado com dados da literatura e interpretada como a idade do pico de metamorfismo regional registrado nas rochas do CTG. As idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ concordantes obtidas em zircão apresentaram-se em um intervalo de 2064 ± 16 a 2167 ± 28 Ma ($n = 18$), não sendo possível calcular uma idade média. As idades mais novas foram interpretadas como resultantes da reabertura do sistema U-Pb pelo metamorfismo e as mais velhas como remanescentes do protólito. Apenas um ponto apresentou idade neoarqueana de 2676 ± 26 Ma, interpretada como herdada. Os resultados obtidos neste trabalho confirmam que esse evento metamórfico registrado no CTG é coevo ao evento de metamorfismo de ultra-alta temperatura do Cinturão Bakhuis, no Suriname, e ao evento metamórfico já registrado no sudoeste do Bloco Amapá.

Palavras-chave: geocronologia U-Pb em zircão e monazita; LA-ICP-MS; Sudeste do Escudo das Guianas; Complexo Tartarugal Grande.

ABSTRACT

The Tartarugal Grande Complex (TGC) is inserted in the context of the southeastern Guiana Shield (SGS), in the northeastern portion of the Amazonian Craton. In the state of Amapá, the SGS is divided into the Paleoproterozoic Lourenço domain (north), which evolution involved subduction stages in an island arc environment and/or continental magmatic arcs, and in the Archean Amapá block (south), reworked during the Transamazonian orogeny (2.26-1.95 Ga). The TGC is situated in the transition region between these two domains. This unit consists of elongated bodies following the NW-SE regional trend and represents a metamorphic association of felsic granulites and leucogneisses, sometimes migmatized. In addition, mafic rocks occur subordinately. The TGC presents both Archean and Paleoproterozoic protoliths. This unit was involved in a tectono-thermal event at the end of the Rhyacian (~2.10-2.05 Ga) that generated regional metamorphism in upper amphibolite to granulite facies, deformation with heterogeneous character in pre-existing lithotypes and rebalancing of minerals. In this work, the neosome of a migmatitic leucogneiss from the CTG was dated using the U-Pb method in monazite and zircon by LA-ICP-MS to investigate and compare the age of metamorphism obtained with these accessory minerals, with the previous data available for the unit and with those of the metamorphic events recorded in the SGS. This neosome has a quartz-feldspathic composition, coarse granulation, and occurs as pockets in a garnet-biotite leucogneiss (paleosome) that makes contact with an enderbitic granulite. The U-Pb data obtained on monazites from the neosome yielded a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ weighted average age of 2058 ± 7 Ma ($n = 30$, MSWD = 0.15), which was correlated with data from the literature and interpreted as the age of the peak of regional metamorphism recorded in CTG rocks. The concordant $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages obtained on zircon ranged from 2064 ± 16 to 2167 ± 28 Ma ($n = 18$), making it impossible to calculate an average age. The younger ages are interpreted as resulting from the reopening of the U-Pb system by metamorphism and the older ones as remnants of the protolith. Only one zircon grain had a Neoproterozoic age of 2676 ± 26 Ma, interpreted as inherited. The results obtained in this work confirm that this metamorphic event registered in the TGC is coeval with the ultra-high temperature metamorphism event of the Bakhuis Belt, in Suriname, and with the metamorphism event already registered in the southwest of the Amapá Block.

Keywords: U-Pb geochronology in zircon and monazite; LA-ICP-MS; Southeast Guiana Shield; Tartarugal Grande Complex.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo, na região centro-leste do Estado do Amapá, incluindo os pontos de coleta e afloramento das rochas abordadas neste trabalho, na Pedreira Buriti (HP-09C) e nas margens do Rio Tartarugal Grande (HP-02), no município de Tartarugalzinho.....3
- Figura 2 - Distribuição dos cristais da fração 250-175 μm , separados e fixados em fita dupla face adesiva sobre lâmina de vidro para a confecção dos mounts. (A) Cristais de zircão da amostra HP-09C; (B) Cristais de monazita da amostra HP-09C; (C) Cristais de monazita da amostra HP-02.....10
- Figura 3 - Imagens dos mounts de zircão analisados no LA-Q-ICP-MS, obtidas com a câmera do laser LSX-213 G2 da marca CETAC. (A) Mapa da distribuição dos mounts da amostra HP-09C e dos zircões de referência GJ1 e BB. (B) Cristais de zircão da amostra HP-09C, fração 250-175 μm , contendo a localização dos spots realizados (círculo tracejado amarelo) na etapa de datação.....14
- Figura 4 - Compartimentação geotectônica da Plataforma Sul Americana, localizada a leste do domínio dos Andes e a norte da Plataforma Patagônica. Contendo a localização dos escudos sul-americanos: (I) Guianas, (II) Brasil-Central e (III) Atlântico (Schobbenhaus & Brito Neves 2003).16
- Figura 5 - Mapa geológico simplificado do Escudo das Guianas, com destaque para a região do Estado do Amapá (Fraga & Cordani 2019).19
- Figura 6 - Contextualização geográfica e geológica da área abordada no estudo. (A) Principais associações tectono-estratigráficas do sudeste do Escudo das Guianas no extremo norte do Brasil, com destaque para a localização da área onde foi realizada a amostragem (Modificado de Rosa-Costa et al. 2014). (B) Compartimentação dos domínios tectônicos do sudeste do Escudo das Guianas nos estados do Amapá e noroeste do Pará (Modificado de Rosa-Costa et al. 2014).21
- Figura 7 - Recorte do mapa geológico da Folha Rio Araguari (1:250.000; Rosa-Costa et al. 2014) com a localização da área de estudo (ao norte de Ferreira Gomes-AP), incluindo a indicação dos pontos de coleta das amostras estudadas (adaptado de Rosa-Costa et al. 2014).22

- Figura 8 - Aspectos de campo do Complexo Tartarugal Grande em afloramento artificial (Pedreira Buriti-amostra HP-09). (A) Visão geral da Pedreira Buriti; (B) e (C) relações de contato (linha tracejada vermelha) entre os litotipos encontrados no afloramento, sendo granulito enderbítico (HP-09A), granada-biotita-leucognaisse (HP-09B) e o neossoma na forma de bolsão (HP-09C; linha tracejada preta), que foi abordado neste trabalho. Fonte: Adaptado de Paiva (2016).29
- Figura 9 - Amostra de mão do granada-biotita leucognaisse migmatítico. (A) Destaque para a relação de contato entre o leucognaisse (paleossoma) e o leucossoma quartzo-feldspático, separados pelo melanossoma (linha tracejada amarela) marcado por uma concentração preferencial de granada e biotita; (B) detalhe de um concentrado de máficos constituído por granada e biotita (melanossoma); (C) visão de detalhe da disposição dos cristais no leucognaisse.30
- Figura 10 - Fotomicrografias representativas do leucossoma (HP-09C). (A) Textura granular hipidiomórfica interlobada gerada pelos contatos irregulares entre os cristais de quartzo e plagioclásio. Polarizadores cruzados (NX); (B) Orientação de cristais de biotita que evidenciam um bandamento incipiente (S1) e uma textura localmente lepidoblástica. Polarizadores paralelos (N//); (C) Inclusões de zircão em um cristal de quartzo, e sericitização do plagioclásio (NX); (D) Cristal de granada parcialmente circundado por biotita (NX); (E) Cristais de monazita inclusos no quartzo e ocorrendo nas bordas de granadas. (NX); (F) Monazitas com halo pleocróico (N//).33
- Figura 11 - Aspectos gerais da ocorrência do granulito charnoenderbítico (HP-02) em leito de rio. (A) Lajedos da amostra no leito do Rio Tartarugal Grande; (B) visão de detalhe da rocha em campo. (C) Amostra de mão. Fonte: Acervo de Paulo Sérgio Gorayeb – GPEC/UFPA.34
- Figura 12 - Aspectos texturais e mineralógicos do granulito charnoenderbítico (HP-02). (A) Textura granoblástica interlobada gerada pelos contatos irregulares entre os cristais de quartzo, plagioclásio e microclina. Polarizadores cruzados (NX); (B) Orientação dos cristais de biotita evidenciando um bandamento incipiente (S1) e uma textura lepidoblástica. Polarizadores paralelos (N//); (C) Granada em equilíbrio com cristais de biotita. (N//); (D) Cristais de quartzo com contato serrilhado entre os cristais de

- quartzo com extinção ondulante. (NX); (E) Zircão intersticial ao quartzo. (NX); (F) Cristal de monazita com formação de halo pleocróico e hábito granular.....37
- Figura 13 - Imagens de "VPG3 SE" dos cristais de monazita, obtidas em MEV, e diagramas composicionais obtidos a partir das análises pontuais por EDS. A) Cristal de monazita (Stub 1, cristal A13) com um ponto de análise química semiquantitativa, e ao lado, o resultado da análise composicional desse ponto. B) Cristal (Stub 1, cristal B1) com dois pontos de análise química, e ao lado, seus respectivos resultados composicionais que mostraram que no ponto 1 era monazita e no ponto 2 era uma inclusão de apatita.39
- Figura 14 - Imagens de Elétrons Retroespalhados (ERE) de três cristais de monazita da amostra de neossoma (HP-09C) que apresentaram caráter homogêneo nas imagens.40
- Figura 15 - Cristais de monazita da amostra HP-09C com zoneamento concêntrico (delimitados por linhas brancas).41
- Figura 16 - Imagens de ERE representativas de monazitas do granulito charnoenderbítico (HP-02), com destaque para as variações de domínios (delimitados por linhas tracejadas brancas).42
- Figura 17 - Exemplo de dados químicos semi-quantitativos obtidos por EDS na amostra HP-02. (A) Cristal de monazita da fração 250-175 μm com a localização dos cinco pontos de análise química e linhas tracejadas destacando leves zoneamentos dados por variação nas tonalidades de cinza da imagem; (B) a (F) Dados químicos dos pontos 1 a 5, exibindo as porcentagens dos elementos maiores em cada ponto.43
- Figura 18 - Mapa de distribuição elementar do cristal 6 da fração 250-175 μm da amostra HP-02, obtido com o sistema EDS e indicando a sobreposição espacial do P, La, Ce, Th, Sm e Nd na estrutura da monazita44
- Figura 19 - Perfil composicional obtido por EDS no cristal 6 da amostra HP-02. (A) visão geral do cristal e localização da seção; (B) e (C) Diagramas composicionais obtidos, em diferentes escalas e elementos, mostrando a variação dos elementos na monazita analisada.45

- Figura 20 - Imagens em "VPG3 SE" (A-C) e fotomicrografia (D) de lâminas delgadas das amostras abordadas neste trabalho. (A) Cristal de monazita da amostra HP-02 com a localização dos três pontos de análise química semiquantitativa que comprovaram que era monazita. (B) Diferença composicional gerando diferença na coloração dos cristais de monazita e de zircão. (C) e (D) Comparativo dos cristais nas imagens no MEV e na luz natural no microscópio óptico.....46
- Figura 21 - Imagens ERE representativas de cristais de monazita do neossoma (HP-09C) do CTG, analisados para U-Pb por LA-MC-ICP-MS. Círculos amarelos (10 μm) indicam aproximadamente as posições e os diâmetros dos furos das análises in situ. As idades apresentadas são aquelas calculadas a partir das razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$48
- Figura 22 - Diagramas obtidos a partir das análises in situ nos cristais de monazita da amostra HP-09C. (A) Diagrama de idade de média ponderada $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ dos dados agrupados das análises; (B) Diagrama Concórdia para as análises U-Pb.49
- Figura 23 - Imagens (CL) dos cristais de zircão da fração 175-125 μm da amostra HP-09C analisados in situ por LA-Q-ICP-MS, que apresentaram idades concordantes. Os círculos amarelos (25 μm) indicam as posições aproximadas e o diâmetro do spot realizado durante a etapa de datação. As idades indicadas são calculadas a partir das razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtidas.51
- Figura 24 - Diagramas Concórdia gerados a partir das análises U-Pb in situ em: A) 19 análises pontuais em zircão (250-175-125 μm) do neossoma do leucognaisse migmatítico (HP-09C) do CTG. B) Detalhe dos resultados dos 18 spots riacianos concordantes, mostrando a distribuição dos pontos sobre a Concórdia e o intervalo de idades obtido.52

LISTA DE TABELAS

Tabela 1- Síntese de dados geocronológicos para granulitos e gnaisses do Complexo Tartarugal Grande (modificada de Gorayeb et al. 2021 e Ferreira 2022).	26
Tabela 2- Amostras abordadas neste trabalho, com as coordenadas geográficas, localização dos pontos de coleta e os respectivos procedimentos analíticos realizados e resultados a serem apresentados neste tópico.....	28

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
EPÍGRAFE	vii
RESUMO	viii
ABSTRACT	ix
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	x
LISTA DE TABELAS	xiv
1INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO	1
1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO.....	2
1.3 PROBLEMÁTICA CIENTÍFICA E JUSTIFICATIVA	3
1.4 OBJETIVOS.....	5
1.5 MATERIAIS E MÉTODOS	6
1.5.1 Levantamento Bibliográfico	6
1.5.2 Seleção das Amostras	6
1.5.3 Análise Petrográfica	7
1.5.4 Preparação de Amostras	7
1.5.5 Microscopia Eletrônica de Varredura	10
1.5.5.1 Neossoma HP09C.....	11
1.5.5.2 Granulito charnoenderbítico HP-02.....	12
1.5.6 Geocronologia U-Pb	12
1.5.6.1 U-Pb em monazita por LA-MC-ICP-MS	12
1.5.6.2 U-Pb em zircão por LA-Q-ICP-MS	13
2CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	15
2.1 CRÁTON AMAZÔNICO	15

2.2 SUDESTE DO ESCUDO DAS GUIANAS.....	18
2.3 UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS DA ÁREA DE ESTUDO	21
2.3.1 Fragmentos neorqueanos retrabalhados no Riachiano	22
2.3.2 Sequências Metavulcanossedimentares.....	23
2.3.3 Magmatismo Orogênico.....	23
2.3.4 Coberturas sedimentares do Fanerozoico.....	24
2.4 COMPLEXO TARTARUGAL GRANDE	24
3 RESULTADOS.....	28
3.1 ASPECTOS DE CAMPO E PETROGRÁFICOS.....	28
3.1.1 Neossoma de leucognaisse migmatítico (HP-09C).....	28
3.1.2 Granulito charnoenderbítico (HP-02).....	34
3.2 ANÁLISES POR MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA	38
3.2.1 Neossoma de leucognaisse migmatítico (HP-09C).....	38
3.2.1.1 Análises por EDS	38
3.2.1.2 Imageamento por elétrons retroespalhados em monazitas	39
3.2.2 Granulito Charnoenderbítico HP-02	41
3.2.3 Análises por EDS em lâmina delgada	46
3.3 U-Pb EM MONAZITA POR LA-MC-ICP-MS.....	47
3.4 U-Pb EM ZIRCÃO POR LA-Q-ICP-MS.....	50
4 DISCUSSÕES.....	53
5 CONCLUSÕES	58
REFERÊNCIAS	59
APÊNDICE A- Dados isotópicos U-Pb obtidos a partir de monazitas da amostra HP-09C analisadas por LA-MC-ICP-MS.	65
APÊNDICE B- Dados isotópicos U-Pb obtidos a partir de zircões da fração 175-125 da amostra HP-09C analisados por LA-Q-ICP-MS.....	69

ANEXO A - Resumo submetido e aceito para apresentação em formato pôster no “XVIII Congresso Brasileiro de Geoquímica (CBGQ)” que ocorreu no período de 22 a 24 de agosto de 2021.....	75
--	-----------

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

A região centro-leste do estado do Amapá, no extremo norte do Brasil, encontra-se inserida no setor norte do Cráton Amazônico, dentro do contexto do sudeste do Escudo das Guianas. Essa região faz parte da chamada província geotectônica/geocronológica Maroni-Itacaiúnas (2,26 – 1,95 Ga) (Tassinari & Macambira 2004) ou Transamazonas (Santos 2003). Essa província foi formada a partir do processo de acreção/retrabalhamento crustal ocorrido durante o evento Transamazônico (2,26-1,95 Ga), incluindo o retrabalhamento de núcleos crustais arqueanos (Avelar 2002, Delor *et al.* 2003a, Rosa-Costa *et al.* 2014, Milhomem Neto & Lafon 2019, 2020).

O Escudo das Guianas, em território brasileiro, especificamente no estado do Amapá, é individualizado em dois domínios geotectônicos, a saber: domínio paleoproterozoico Lourenço, na região centro-norte do Amapá, resultado de sucessivos processos de acreção tectônica e magmática que ocorreram durante o Paleoproterozoico (Rosa-Costa *et al.* 2014, Vianna *et al.* 2020) e o bloco arqueano Amapá, localizado na região centro-sul do estado, intensamente retrabalhado durante o evento Transamazônico (Rosa-Costa *et al.* 2006, 2014). Neste contexto, a unidade de interesse deste trabalho, o Complexo Tartarugal Grande (CTG), está situada no extremo sudeste do Domínio Lourenço, na zona de transição com o bloco arqueano Amapá, no norte do município de Ferreira Gomes.

O CTG foi proposto por Rosa-Costa *et al.* (2014), para abranger a unidade que apresenta uma associação de rochas de alto grau metamórfico, com gêneses e idades distintas, incluindo rochas granulíticas (predominantemente), gnáissicas e graníticas deformadas, datadas do Riáciano, mas com a presença de relíquias arqueanas. Anteriormente, essa unidade era definida como Suíte Metamórfica Tartarugal Grande (Jorge João *et al.* 1979) para designar uma associação de rochas metamórficas de alto grau que afloravam ao longo das bacias dos rios Tartarugal Grande e Falsino. Esse conjunto de rochas foi submetido a um evento tectono-termal de idade neoriáciana (2,05-2,10 Ga), responsável pelo evento de metamorfismo regional na fácies anfibolito alto a granulito, e pela deformação em rochas pré-existentes, além da formação de novos litotipos, gerando assim a complexidade e diversidade de rochas e idades associadas na área (Rosa-Costa *et al.* 2014, Paiva 2016, Gorayeb *et al.* 2021).

Este trabalho de conclusão de curso buscou investigar a cronologia do evento de metamorfismo registrado nas rochas do CTG, a exemplo de estudos anteriores (Enjolvy 2008, Gorayeb *et al.* 2021, Ferreira 2022), para contribuir com a discussão sobre a duração e pico do metamorfismo de alto grau do CTG e suas correlações no Escudo das Guianas. Para tanto, foram selecionados dois litotipos abundantes dentro do contexto dessa unidade, um neossoma de um leucognaisse migmatítico, e um granulito charnoenderbítico, que foram caracterizados petrograficamente e preparados para análises geocronológicas com a separação dos minerais pesados de interesse (monazita e zircão), além da caracterização dos cristais por meio de Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) com a realização de análises químicas semiquantitativas, perfis e mapas composicionais, e imageamento. As idades foram obtidas a partir da aplicação do sistema isotópico urânio-chumbo (U-Pb) em cristais de monazita e zircão analisados por espectrometria de massa com plasma indutivamente acoplado e sistema de ablação a laser (LA-ICP-MS).

Esta pesquisa foi financiada e vinculada ao projeto de pesquisa de Cooperação Internacional SAXI (The South American Exploration Initiative) – fase II, AMIRA P1061B, módulo 7a, da agência Australiana AMIRA Internacional, com financiamento de diversas empresas de mineração; ao Projeto CNPq-UNIVERSAL 423625/2018-7 intitulado “Implantação de metodologias U-Pb *in situ* em minerais acessórios por LA-ICP-MS no Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA e sua aplicação à evolução crustal da Amazônia Oriental”; e ao projeto PRONEX/FAPESPA/CNPq, intitulado “Geoquímica Isotópica Aplicada a Estudos Ambientais, Paleoambientais, Metalogenia e Evolução Crustal”, com termo de outorga 062/2020. Projetos coordenados pelo Prof. Dr. Jean-Michel Lafon.

1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A unidade alvo deste estudo, o CTG, está geograficamente situada na porção centro-leste do estado do Amapá, no município de Tartarugalzinho, distante cerca de 231 km, por estrada, da capital Macapá. A área de estudo está cartografada na folha Rio Araguari (Na-22-Y-B; Rosa-Costa *et al.* 2014), com escala 1:250.000. O acesso à área de estudo pode ser realizado via terrestre através da BR-210 que conecta a capital do estado à BR-156, que liga Ferreira Gomes à Tartarugalzinho. Para acessar alguns afloramentos usaram-se estradas vicinais e ramais, como o Ramal do Cedro que apresenta confluência com o Rio Tartarugal Grande (Figura 1).

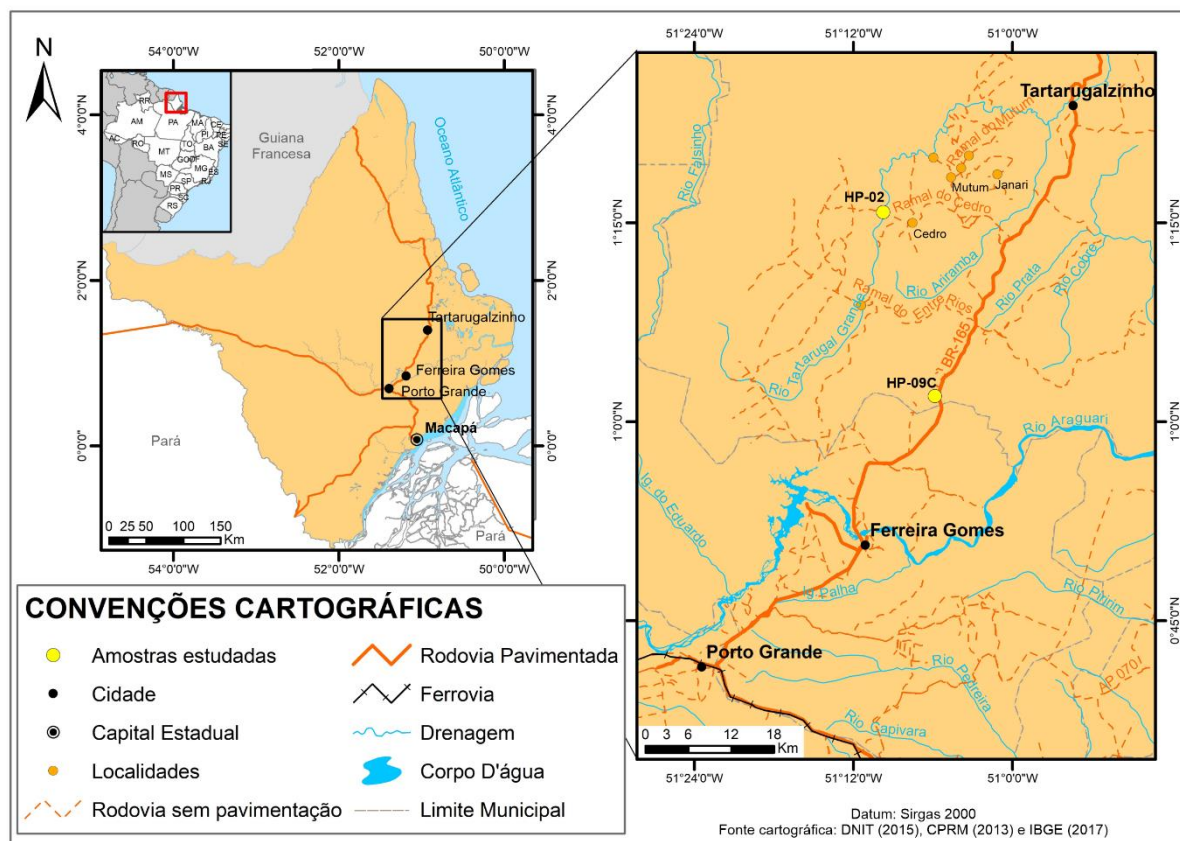


Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo, na região centro-leste do Estado do Amapá, incluindo os pontos de coleta e afloramento das rochas abordadas neste trabalho, na Pedreira Buriti (HP-09C) e nas margens do Rio Tartarugal Grande (HP-02), no município de Tartarugalzinho.

1.3 PROBLEMÁTICA CIENTÍFICA E JUSTIFICATIVA

Os litotipos predominantes no CTG são granulitos enderbíticos, charnoquíticos e charnoenderbíticos, por vezes migmatizados, com leitos e lentes de granulitos máficos e anfibolitos ocorrendo mais localmente, além de leucognaisses. Inclui corpos de charnoquitos e granitos com estruturas magmáticas preservadas. Gabros deformados ocorrem ocasionalmente. Abrange uma associação de rochas de alto grau metamórfico, em fácies granulito, localmente retrometamorfizada para fácies anfibolito (Rosa-Costa *et al.* 2014, Gorayeb *et al.* 2021) (Ver detalhes no tópico 2.4).

Para rochas do CTG, Faraco *et al.* (2004) obtiveram idades Pb-Pb em zircão entre 2125 ± 4 e 2065 ± 5 Ma para granulitos, e Lafon *et al.* (2000) apresentaram idades U-Pb em zircão (SHRIMP) de 2623 ± 13 , 2602 ± 12 e 2085 ± 24 Ma para um granulito félsicos com granada, um granulito charnockítico migmatizado e seu neossoma leucocrático, respectivamente. Enjoly (2008) obteve idades entre 2,48 e 2,68 Ga para zircões de um granulito félsico datado

pelo método U-Pb por LA-ICP-MS, indicando protólitos arqueanos para as rochas da unidade. Rosa-Costa *et al.* (2014) a partir zircões de granulitos charnockíticos a enderbíticos, obtiveram idades Pb-Pb de 2100 ± 4 , 2092 ± 7 e 2078 ± 4 Ma e U-Pb por LA-ICP-MS de 2671 ± 15 e 2597 ± 55 Ma. Paiva (2016) e Gorayeb *et al.* (2021) a partir de análises geocronológicas U-Pb *in situ* em zircão por LA-ICP-MS obtiveram idades para um um granulito enderbítico ($2084 \pm 7,9$ Ma), um granada-biotita leucognaisse (2617 ± 25 Ma) e um granulito charnoquítico (2671 ± 10 Ma).

Todos esses dados geocronológicos sugerem que o CTG abrange principalmente rochas formadas durante o Riáciano, além de incorporar relíquias de rochas neoarqueanas. O registro do envolvimento de fontes neo-paleoarqueanas na formação dessas rochas é dado pelas idades-modelo Nd- T_{DM} entre 2,55 e 3,29 Ga e os valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ de -4,47 a 1,52 (Avelar *et al.* 2003, Faraco *et al.* 2004, Oliveira *et al.* 2008, Rosa-Costa *et al.* 2014). Idades modelo Hf- T_{DM}^C variando de 2,99 a 3,97 Ga, obtidas por Milhomem Neto & Lafon (2019), indicaram que durante o Arqueano pelo menos dois importantes períodos de extração mantélica e formação de crosta continental ocorreram no sudeste do Escudo das Guianas, o primeiro ocorreu no Eoarqueano (~4.0 Ga) e o segundo, marcado como um importante período de acreção crustal em todo o mundo, ocorreu no Mesoarqueano (~3.0-3.1 Ga).

Conforme apresentado, a maioria dos dados e estudos isotópicos aplicados às rochas metamórficas do CTG envolveu a investigação da idade de cristalização de seus protólito magmáticos, o que pode ser explicado pela falta de ferramentas geocronológicas adequadas para se estudar o metamorfismo. Até o momento, foram poucas as tentativas de datar o evento de metamorfismo atuante na unidade, como no trabalho de Oliveira *et al.* (2008) que apresentaram idades isocrônicas Sm-Nd em rocha total-granada entre 2037 ± 8 Ma e 1982 ± 3 Ma para granulitos félsicos dessa unidade, o que foi interpretado como indicativo de uma idade tardi-Transamazônica para o evento de alto grau metamórfico. Enjoly (2008) realizou a datação de um granulito félsico pelo método U-Pb por LA-ICP-MS de monazitas que forneceu uma idade média de 2043 ± 8 Ma, e também obteve pelo método Ar-Ar em biotita a idade de 1966 ± 13 Ma, interpretada como correspondente ao resfriamento metamórfico. Além destes, Paiva (2016) também tentou, mas não obteve uma idade com significado geológico para zircões do neossoma de um granada-biotita leucognaisse pelo método U-Pb por LA-ICP-MS objetivando a determinação da idade do metamorfismo. Gorayeb *et al.* (2021) interpretou a idade de 2045 ± 14 Ma, obtida a partir da datação U-Pb em zircão de um granulito

charnoenderbítico como correspondente ao metamorfismo granulítico regional. Ferreira (2022) obteve as idades U-Pb por LA-ICP-MS, de 2058 ± 19 Ma e 2037 ± 4 Ma para monazitas de um granada-biotita gnaisse, as quais foram interpretadas como sendo do pico de metamorfismo granulítico. Além disso, um intervalo de idades entre 2096-2056 Ma obtido para monazitas de um leucognaisse, foi interpretado como uma reabertura parcial e progressiva do sistema U-Pb até o pico de metamorfismo.

Desta forma, a obtenção de novas idades para o evento de metamorfismo do CTG é de fundamental importância para a discussão sobre a cronologia de eventos e para ratificar as idades registradas na literatura, assim como estabelecer a correlação deste com o evento metamórfico do final da orogenia transamazônica em um contexto mais amplo dentro do sudeste do Escudo das Guianas (Delor *et al.* 2003b, De Roever *et al.* 2003, Rosa-Costa *et al.* 2008, Klaver *et al.* 2015, Kroonenberg *et al.* 2016).

Para investigar a idade desse evento de metamorfismo de alto grau buscou-se, portanto, aplicar a datação radiométrica pelo método U-Pb por LA-ICP-MS, que pode proporcionar um resultado robusto e confiável, pois permite a seleção dos melhores domínios e porções dos cristais analisados (Kohn & Vervoot 2008). Tal técnica está atualmente em rotina no Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA (Pará-Iso; Milhomem Neto & Lafon 2019, Ferreira 2022), é amplamente utilizada para a datação pelos laboratórios do mundo, e sua aplicação na região sudeste do Escudo das Guianas em território nacional ainda é restrita. Sendo assim, neste trabalho foi aplicada uma nova abordagem para a datação dos eventos metamórficos do CTG, a partir da aquisição conjunta e comparativa das idades pontuais U-Pb obtidas em monazita e zircão metamórfico.

1.4 OBJETIVOS

O presente trabalho teve como principal objetivo investigar a cronologia do evento de metamorfismo de alto grau atuante no Complexo Tartarugal Grande, em relação ao Evento Transamazônico e aos eventos metamórficos já registrados no sudeste do Escudo das Guianas. Para atingir os resultados, o estudo envolveu os seguintes objetivos específicos:

- (a) Determinação da idade do metamorfismo aplicando-se o método U-Pb em monazita por LA-MC-ICP-MS;

- (b) Definição da idade do metamorfismo aplicando-se o método U-Pb em zircão (metamórfico ou em bordas metamórficas) por LA-Q-ICP-MS, de modo a ratificar a idade do metamorfismo obtida pela monazita;
- (c) A partir das análises obtidas, comparar e correlacionar com as já existentes na literatura e com os modelos evolutivos vigentes para o sudeste do Escudo das Guianas.

1.5 MATERIAIS E MÉTODOS

Para o desenvolvimento deste trabalho, as etapas realizadas incluíram: i) Levantamento bibliográfico; ii) Seleção das amostras; iii) Análise petrográfica (macro e microscópica); iv) Preparação de amostras para análises por MEV e LA-ICP-MS; v) análises químicas semiquantitativas, perfis e mapas composicionais, e imageamento por MEV; vi) análises U-Pb em monazita e zircão por LA-ICP-MS.

1.5.1 Levantamento Bibliográfico

Foram consultados artigos, relatórios técnicos, dissertações e teses que abordam o contexto geológico regional da porção centro-leste do Amapá e do sudeste do Escudo das Guianas, bem como materiais acerca da interpretação e caracterização de feições em lâminas petrográficas. Foram utilizados também artigos que descrevem a caracterização morfológica/cristaloquímica de monazita e zircão, a fim de obter informações sobre a estrutura e comportamento dos cristais. Além disso, verificou-se trabalhos relacionados aos princípios e métodos da geocronologia U-Pb em monazita e zircão por LA-ICP-MS.

1.5.2 Seleção das Amostras

As duas amostras estudadas neste trabalho foram selecionadas no acervo do Pará-Iso/UFGA, tendo sido coletadas no período de 10 a 17 de setembro de 2014, no âmbito do desenvolvimento da dissertação de mestrado da geóloga Hanna Sales Paiva (Paiva 2016). Foram assim escolhidos um neossoma de um leucognaisse migmatítico (HP-09C) e um granulito charnoenderbítico (HP-02), pertencentes ao Complexo Tartarugal Grande.

1.5.3 Análise Petrográfica

Para a caracterização petrográfica das amostras selecionadas foram realizadas descrições macroscópicas de amostras de mão e microscópicas de lâminas delgadas. A análise petrográfica em microscópio ótico envolveu 4 lâminas delgadas, sendo uma correspondente à amostra do granulito charnoenderbítico HP-02, e três amostras do neossoma HP-09C (duas correspondentes ao leucossoma e uma ao melanossoma). Duas dessas lâminas (HP-02 e HP-09C) foram selecionadas no acervo do Grupo de Pesquisa em Petrologia e Evolução Crustal (GPEC) da UFPA, e as outras duas foram confeccionadas no Laboratório de Laminação do Instituto de Geociências (IG) da UFPA.

As lâminas delgadas foram analisadas em microscópio ótico do Laboratório de Petrografia Ensino Graduação I (LABPETRO I) do IG/UFPA. Esta etapa consistiu de análise da assembleia mineralógica, identificação de paragênese principal e acessória, caracterização microtextural, quantificação modal e classificação das rochas, além da obtenção de fotomicrografias de porções representativas das lâminas. A captura das fotomicrografias foi realizada por meio de microscópio petrográfico da marca *ZEISS Axio Lab.A1* acoplado a uma câmera e conectado a um computador com o *software ZEN*. Referências bibliográficas de apoio, como Raith *et al.* (2014) foram utilizadas para auxiliar na identificação mineralógica e interpretação de feições. Os dados do percentual mineralógico foram obtidos por estimativa visual, e as rochas foram classificadas seguindo o sistema de nomenclatura proposto pela Subcomissão Internacional de Sistematização das Rochas Metamórficas (SSRM) da União Internacional das Ciências Geológicas (IUGS) (Streckeisen 1976, Fettes & Desmons 2007).

1.5.4 Preparação de Amostras

A etapa de preparação de amostras para as análises por MEV e posteriormente para geocronologia *in-situ* em monazita e zircão seguiu os protocolos descritos previamente por Milhomem Neto & Lafon (2019) e Ferreira (2022). A preparação consistiu das seguintes etapas:

i) **Britagem e Pulverização:** as amostras HP-09C e HP-02 passaram pelo processo de britagem e pulverização com o auxílio de dois britadores de mandíbula, sendo o primeiro responsável pela trituração da amostra de mão, e o segundo responsável pela trituração do material resultante da etapa anterior, em um tamanho menor que 1cm, e para a pulverização

do material utilizou-se moinho de anel *Shatterbox*, que ao final do processo promoveram a diminuição suficiente do tamanho da amostra para que chegasse ao tamanho ideal entre 250 e 125 μm para a sua utilização. Essa etapa foi realizada na Oficina de Preparação de Amostras (OPA) do IG-UFPA.

ii) **Peneiramento:** a próxima etapa de preparação consistiu no peneiramento do material processado na etapa anterior utilizando peneiras de *nylon* descartáveis e metálicas de 250, 175 e 125 μm . As amostras foram peneiradas via úmida e duas frações granulométricas diferentes foram coletadas: 250-175 μm e 175-125 μm . A fração restante do peneiramento foi armazenada e guardada para eventuais estudos futuros. Já o material argiloso que estava em suspensão, foi descartado. Essa e as seguintes etapas citadas até o item “vi” foram realizadas na Sala de Separação de Minerais do Pará-Iso (IG-UFPA). Devido ao pequeno volume de amostras, a etapa de bateamento com bateia metálica e água não foi realizada.

iii) **Microbateamento com água:** tal processo foi realizado com o auxílio de microbatéia de porcelana, um pirex redondo (15 cm de diâmetro) e água. Aos poucos, as amostras já peneiradas foram sendo colocadas na microbatéia pequena (6 cm de diâmetro). Em seguida, essa microbatéia foi parcialmente submersa em um pirex redondo cheio de água e realizou-se movimentos circulares para que houvesse a concentração dos minerais pesados, de onde são separados os cristais de monazita e zircão. Os minerais mais leves saem da microbatéia e são depositados no fundo do pirex, enquanto os pesados são concentrados no fundo da microbatéia, perfazendo assim uma separação do tipo gravimétrica. O conteúdo depositado no fundo do pirex foi microbateado novamente de 3 a 5 vezes, até chegar a um concentrado reduzido de minerais pesados.

iv) **Separação de minerais magnéticos e máficos:** o material pesado concentrado resultante da etapa anterior foi colocado para secagem em estufa a 100°C. Após à secagem, com o auxílio de imã de mão envolvido por uma folha de papel manteiga para facilitar o desprendimento do material, o mesmo foi passado sobre a amostra a certa distância para que não houvesse contato direto. Os cristais magnéticos são atraídos pelo imã e separados dos outros minerais pesados. Após esse processo, utilizou-se o imã de neodímio, também envolvido por folha de papel, para realizar a separação dos minerais máficos que são atraídos. Sendo assim, o produto resultante dessa separação de magnéticos e máficos, é um concentrado de minerais pesados não magnéticos de onde os cristais de monazita e zircão são retirados.

v) **Microbateamento com álcool:** com o concentrado quase totalmente livre de minerais magnéticos e máficos, o material foi colocado em uma placa de Petri, e foi adicionado álcool

etílico (92,8° INPM). A partir de movimentos curtos de “vai e vem” repetitivos com a placa de Petri próximo da horizontal, os minerais pesados foram concentrados nas extremidades da placa, enquanto os minerais mais leves (principalmente quartzo e feldspato) se dispersam no centro da placa, circundando os pesados. Com o auxílio de uma micropipeta descartável é realizada a retirada do material mais leve do concentrado, restando apenas os minerais pesados. Ao final, os dois concentrados foram colocados para secar em estufa a 100°C.

vi) **Separação eletromagnética:** Após esses processos, o centrado foi novamente submetido à separação magnética, mas desta vez utilizando o separador eletromagnético *Isodynamic Frantz*, com inclinação longitudinal de 20°, e transversal de 10°, em duas etapas: na primeira utilizou-se o equipamento com 0,5A (ampere), onde dessa porção magnética retirou-se cristais de granada da amostra HP-09C e algumas monazitas com inclusões; na segunda etapa, a porção não magnética a 0,5A foi passada novamente no separador, mas submetida a um campo magnético de 1A. Dessa última fração magnética foram retirados os cristais de monazita e da não magnética os cristais de zircão.

vii) **Separação da Monazita e Zircão:** Essa e a próxima etapa foram realizadas na sala de lupas do Pará-Iso/UFGPA. A placa de Petri, contendo o concentrado de minerais pesados devidamente seco, foi posta sob estereomicroscópio binocular (lupa) da marca *Leica*, modelo *EZ4HD*. Os cristais de monazita e zircão foram separados com o auxílio de uma agulha de aço e colocados em tubo de centrífuga tipo *ependorf*, com álcool isopropílico para desgrudá-los da agulha. Os cristais de monazita foram selecionados manualmente dando preferência para aqueles que não apresentavam inclusões visíveis, e os cristais de zircão foram separados dando preferência àqueles sem indícios de metamitização. Os zircões da amostra HP-02 não foram separados pois apresentam-se metamitizados.

viii) **Confeção de Mounts e Pastilhas:** Para a realização de análises de EDS (Energy Dispersive Spectroscopy) no MEV, foram confeccionados dois *stubs* contendo monazitas da fração 250-175 µm da amostra HP-09C (*Stub* 1 com 144 cristais, e *stub* 2 com 121 cristais). Os cristais são fixados em fita de carbono com auxílio de agulha e colocados na forma de fileiras paralelas. Para a amostra HP-02 foram confeccionados dois *stubs*, sendo o primeiro constituído por 47 cristais de monazita da fração 250-175 µm e o segundo contendo 33 cristais da fração 175-125 µm.

Esta etapa foi realizada para confirmação, por meio de análises químicas semiquantitativas pontuais, que os cristais selecionados eram de monazitas, visto que morfológicamente pode ser confundida com outros cristais presentes no concentrado de

minerais pesados da rocha. Os *stubs* foram enviados ao Laboratório de Microanálises do IG-UFGA, e analisados no Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV).

Após a confirmação por EDS de que eram monazitas, os cristais analisados foram retirados da fita de carbono e fixados em fita dupla face colada em lâmina delgada (base) para a confecção de pastilhas em resina epóxi (*mounts*). Da amostra HP-09C, 100 cristais de monazita da fração 250-175 μm foram organizados em colunas e filas 10x10, onde os maiores foram colocados nas porções mais próximas a borda e os menores na porção central, para evitar e reduzir perdas de cristais durante processo de polimento das pastilhas. Para os zircões dessa amostra foram separados 100 cristais da fração 250-175 μm e 70 da 175-125 μm . Da amostra HP-02 foram confeccionadas duas pastilhas, uma da fração 250-175 μm contendo 22 cristais de monazita, e outra da fração 172-125 μm contendo 21 cristais.

Essas pastilhas confeccionadas (Figura 2) foram enviadas ao Laboratório de Laminação do IG-UFGA onde foram preenchidas com resina epóxi e polidas, permitindo assim que fossem realizadas as próximas etapas de aquisição de imagens de catodoluminescência (CL) e Elétrons Retro Espalhado (ERE) em MEV dos cristais escolhidos, e posteriormente as análises pontuais por LA-ICP-MS.

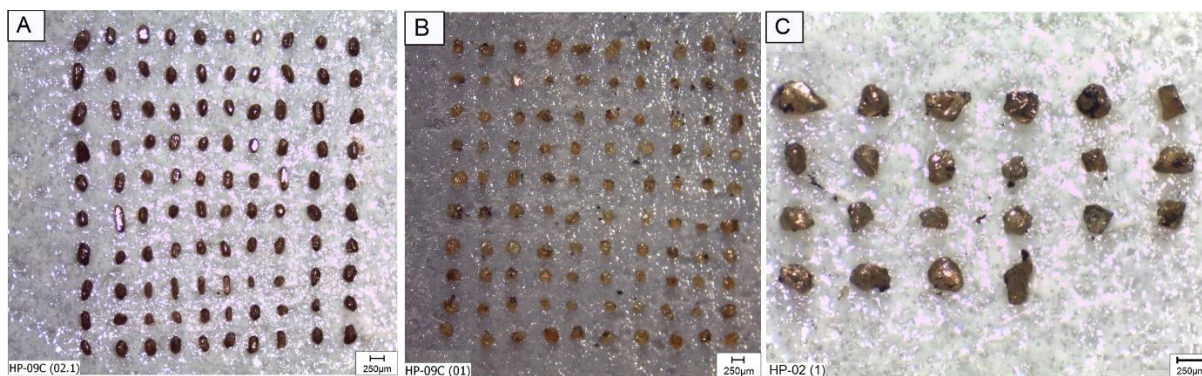


Figura 2 - Distribuição dos cristais da fração 250-175 μm , separados e fixados em fita dupla face adesiva sobre lâmina de vidro para a confecção dos *mounts*. (A) Cristais de zircão da amostra HP-09C; (B) Cristais de monazita da amostra HP-09C; (C) Cristais de monazita da amostra HP-02.

1.5.5 Microscopia Eletrônica de Varredura

A etapa de MEV foi realizada para a obtenção de imagens de elétrons retro espalhados (ERE), catodoluminescência (CL), análises químicas semiquantitativas pontuais por *Energy*

Dispersive Spectroscopy (EDS), e para obtenção de mapas e perfis composicionais. Essas análises ajudaram na seleção dos melhores cristais e porções para a realização das análises isotópicas pontuais. Permitem a identificação e visualização da superfície polida, inclusões, zoneamentos, fraturas e outras estruturas internas que podem interferir nos dados das análises isotópicas e alterar a confiabilidade dos resultados.

O imageamento por ERE permite através de variações de tons de cinza por pixel analisados, indicar variações no número atômico médio (Z) dos elementos encontrados nos cristais. Tal técnica permite verificar possíveis variações composicionais internas (domínios) nos cristais de monazita através de variações de tons de cinza, o que ocorre, por exemplo, nos casos de núcleo e borda (Gonçalves 2015).

Foram obtidas imagens em “VPG3 SE” (Detector de elétrons de pressão variável) de porções de lâminas delgadas das amostras HP-09C e HP-02 que foram demarcadas durante a descrição petrográfica com o microscópio de luz polarizada, para que houvesse confirmação a partir de análises químicas semiquantitativas pontuais de que os cristais identificados e descritos como monazitas, eram de fato monazitas, visto que algumas propriedades não puderam ser identificadas em lâmina para diferenciar dos cristais de zircão que podem ser confundidos.

1.5.5.1 Neossoma HP09C

O *mount* com cristais de monazita (fração 250-175 μm) da amostra HP-09C foi metalizado em carbono a partir de um metalizado da marca *Quorum*, modelo *Q150T-ES*, utilizando 5 pulsos de 2 segundos (aprox. 20 nm). As imagens de ERE foram obtidas com MEV da marca *Zeiss*, modelo *SIGMA-VP* pertencentes ao Instituto Tecnológico Vale (ITV), cedido e instalado no Laboratório de Microanálises do IG-UFGA. O MEV atuou com os seguintes parâmetros de funcionamento: corrente de feixe de elétrons = 80 μA , voltagem de aceleração constante = 20 kv e distância de trabalho = 8,5 mm. Além do imageamento dos cristais por ERE, também foram realizadas análises semiquantitativas pontuais por EDS.

O imageamento dos zircões da amostra HP-09C foi realizado por catodoluminescência (CL) pancromática com faixa espectral de 350-650 μm , e foi realizada no Laboratório de Microanálises do Condomínio de Laboratórios Multiusuários das Geociências (CLGeo) da Universidade Federal de Sergipe (UFS). O MEV da marca *Tescan*, modelo *Vega 3*, operou

com as seguintes condições: intensidade de corrente = 10 – 20 nA, voltagem de aceleração constante = 20 kv, distância de trabalho = 8 – 15 mm e diâmetro do feixe = 0,4 – 1 μm .

1.5.5.2 Granulito charnoenderbítico HP-02

As análises e imageamento dos *mounts* de monazita da amostra HP-02 foram realizadas no Laboratório de Análises Minerais da Superintendência de Belém (LAMIN-BE) do Serviço Geológico do Brasil (CPRM). Os *mounts* contendo os cristais de monazita das duas frações granulométricas da amostra HP-02, foram metalizados com ouro, para melhorar o nível de emissão de elétrons secundários e facilitar a construção da imagem. Esse recobrimento foi realizado com um metalizador da marca *Q150T-Es*, com as seguintes condições: Corrente 25 μA , tempo de 30 segundos, vácuo de 1×10^{-2} mbar e espessura de 10 nm.

O MEV utilizado foi o do modelo *EVO LS-15* da marca *Zeiss*, do LAMIN-BE. Atuou com os seguintes parâmetros de funcionamento: corrente de feixe de elétrons = 35,6 μA , Voltagem de aceleração constante = 20 kV, distância de trabalho = 8,5 mm, *spot size* = 400 e ampliação de 500 vezes para a fração 250-175 μm e de 1000 vezes para a fração 175-125 μm . Para essa amostra foram obtidos dados de EDS, mapas e perfis composicionais, além da obtenção de imagens de ERE.

1.5.6 Geocronologia U-Pb

1.5.6.1 U-Pb em monazita por LA-MC-ICP-MS

Esta etapa foi realizada no Laboratório Pará-Iso/UFPA durante uma seção analítica efetuada no dia 11 de novembro de 2020. A metodologia aplicada obedeceu aos procedimentos implantados no laboratório e descritos por Ferreira (2022). Utilizou-se um espectrômetro de massa multicoletor de alta resolução com fonte plasma indutivamente acoplado, da marca *Thermo-Finnigan* modelo *Neptune*, equipado com uma microsonda de ablação a *laser Nd:YAG 213 nm*, fabricada pela *CETAC*, modelo *LSX-213 G2* (LA-MC-ICP-MS). O uso da microsonda permite a seleção precisa de diferentes domínios dentro de um mesmo cristal, podendo registrar diferentes eventos. O espectrômetro apresenta nove coletores *Faraday* e seis canais contadores de íons (MIC'S) que permitem medir simultaneamente a

concentração dos isótopos de U, Th, Pb e Hg. As análises foram realizadas com as seguintes condições de funcionamento: fluxo de gás hélio (He), responsável por garantir o transporte do material da ablação para o ICP-MS, com 450 mL/min; furos com 10 µm de diâmetro (Spot size) para as monazitas da amostra HP-09C e de 25 µm para as monazitas de referência, frequência de 10 Hz e potência de 55%.

Para realizar a validação e certificação das leituras e dados, foram realizadas análises simultâneas de duas monazitas de referência: Monazita Diamantina (idade média $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $495,26 \pm 0,54$ Ma, Gonçalves *et al.* 2018) e Monazita Bananeira (idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $513,6 \pm 1,2$ Ma, Gonçalves *et al.* 2016) com idades conhecidas e publicadas na literatura, para comparação. A idade média $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ obtida para as análises do material de referência secundário, a monazita Diamantina, foi de $495,1 \pm 9,8$ Ma (MSWD=0,02, n=4, 2σ), mostrando-se idêntica à idade obtida por Gonçalves *et al.* (2018). Os conjuntos de análises foram realizados seguindo a seguinte sequência: (1°) leitura de branco analítico (*background*), (2°) monazita de referência primária (Bananeira), (3°) monazitas da amostra HP-09C (9 análises pontuais), (4°) monazita de referência secundária (Diamantina), (5°) *background* e (6°) monazita de referência primária (Bananeira).

Os dados analíticos U-Pb fornecidos com as análises *in-situ* nos cristais de monazita foram processados e tratados em macro *Microsoft Excel* para o cálculo das idades e correção de erros analíticos, a partir do lançamento dos resultados isotópicos no diagrama Concórdia por meio do suplemento do *Microsoft Excel*, o *Isoplot* versão 3.0 (Ludwig 2003).

1.5.6.2 U-Pb em zircão por LA-Q-ICP-MS

Foi realizada no Pará-Iso/UFPA, utilizando-se um ICP-MS quadrupolo (Q) modelo *iCAP-Q* da *ThermoScientific* equipado com a sonda de ablação a laser utilizada nas análises de monazita no *Neptune* ICP-MS. As análises foram realizadas com os seguintes parâmetros do laser: fluxo de gás hélio (He) com 480 mL/min; furos com 25 µm de diâmetro (*Spot size*) para os zircões da amostra (Figura 3) e de 50 µm para os zircões de referência, frequência de 10 Hz, potência de 55 % e ablação de 40 s, *Burst Count* de 420. Os materiais de referência internacionais utilizados foram: Zircão GJ-01 (idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de $608,5 \pm 0,4$ Ma, Jackson *et al.* 2004) e Zircão BB (idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 562 ± 9 Ma, Santos *et al.* 2017). As análises no zircão de referência secundário BB forneceram a idade média $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de $565,8 \pm 4,4$ Ma

(2σ , $n=11$, $MSWD = 3,1$), que dentro dos limites de erro, concorda com a idade obtida por Santos *et al.* (2017), garantindo assim a reprodutibilidade e confiabilidade das análises. Os conjuntos de análise seguiram a seguinte sequência: (1°) Zircão de referência primário GJ-1; (2°) zircão de referência secundário BB; (3°) zircões da amostra HP-09C (10 pontos); (4°) zircão de referência BB; e (5°) zircão de referência GJ-1.

Os dados analíticos U-Pb obtidos foram processados e tratados em macro *Microsoft Excel* (metodologia adaptada de Milhomem Neto & Lafon 2019). O cálculo das idades, erros analíticos e valores de *mean square weighted deviation* (MSWD) foram realizados com o lançamento dos dados isotópicos obtidos, no diagrama Concórdia, a partir de um suplemento do *Microsoft Excel*, o *Isoplot* versão 3.0 (Ludwig 2003).

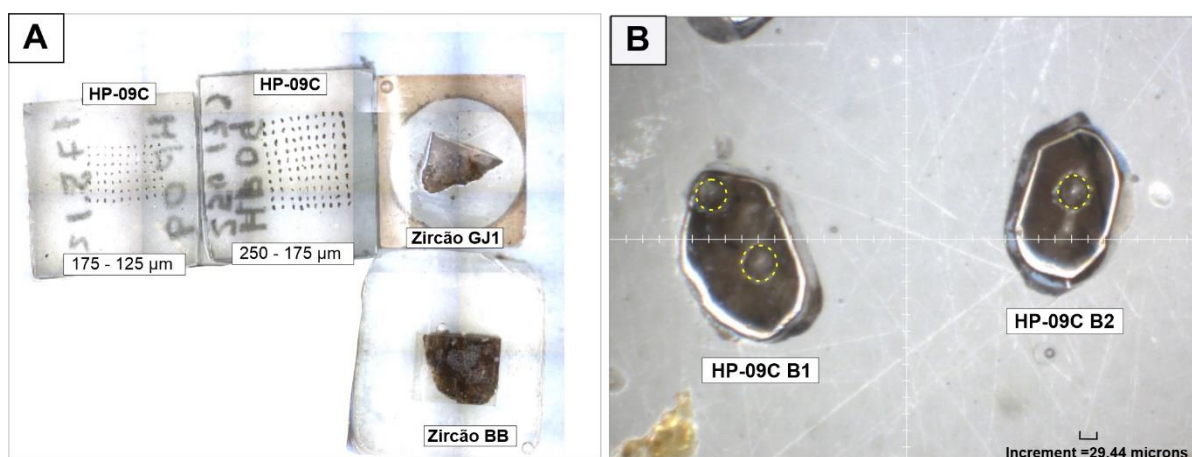


Figura 3 - Imagens dos *mounts* de zircão analisados no LA-Q-ICP-MS, obtidas com a câmera do laser *LSX-213 G2* da marca *CETAC*. (A) Mapa da distribuição dos *mounts* da amostra HP-09C e dos zircões de referência GJ1 e BB. (B) Cristais de zircão da amostra HP-09C, fração 250-175µm, contendo a localização dos spots realizados (círculo tracejado amarelo) na etapa de datação.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 CRÁTON AMAZÔNICO

O território brasileiro, quanto à compartimentação tectônica, ocupa grande parte da Plataforma Sul-americana. Essa plataforma é constituída por três escudos pré-cambrianos, denominados Brasil Central (ou Guaporé), das Guianas e Atlântico (Figura 4), além da presença de coberturas plataformais fanerozoicas que ocupam grandes áreas e estão acumuladas em bacias sedimentares. O Cráton Amazônico é uma das principais unidades tectônicas da Plataforma Sul-Americana, sendo constituído pelos escudos das Guianas (ao norte) e Brasil Central (ao sul), separados pelas bacias paleozoicas do Solimões e Amazonas (Almeida *et al.* 1981, Tassinari *et al.* 2000). Esse Cráton está localizado na porção norte da América do Sul, e é uma das áreas cratônicas mais extensas do mundo, cobrindo uma área de aproximadamente 4.500.000 km², o que inclui a porção norte do Brasil, Guiana Francesa, Guiana, Suriname, Venezuela, Colômbia e Bolívia. Representa uma grande placa continental, composta por várias províncias crustais com diferentes idades, do Arqueano ao Mesoproterozoico, estabilizada tectonicamente em torno de 1,0 Ga, tendo se comportado como uma placa estável no Neoproterozoico, durante o desenvolvimento das faixas orogênicas marginais brasileiras (Brito Neves & Cordani 1991).



Figura 4 - Compartimentação geotectônica da Plataforma Sul Americana, localizada a leste do domínio dos Andes e a norte da Plataforma Patagônica. Contendo a localização dos escudos sul-americanos: (I) Guianas, (II) Brasil-Central e (III) Atlântico (Schobbenhaus & Brito Neves 2003).

Diversos modelos de compartimentação tectônica foram propostos para o Cráton Amazônico. Dentre as propostas mais discutidas, destacam-se a de Santos (2003) e Tassinari & Macambira (2004), que são similares, mas apresentam discordâncias principalmente em relação a localização dos limites, extensões e idades das províncias tectônicas, mas concordam que a evolução do Cráton Amazônico é resultante de sucessivos episódios de acreção e retrabalhamento crustal durante o Paleo- e o Mesoproterozoico, em volta de um núcleo mais antigo, estabilizado no final do Arqueano (Vasquez *et al.* 2008).

Tassinari & Macambira (2004) adotaram a compartimentação do Cráton Amazônico em seis províncias geocronológicas: Amazônia Central- PAC ($> 2,6$ Ga), Maroni-Itacaiúnas-PMI (2,25 – 2,05 Ga), Ventuari-Tapajós – PVT (1,98- 1,81 Ga), Rio Negro-Juruena – PRNJ (1,78-1,55 Ga) Rondoniana-San Ignácio – PRSI (1,55-1,30 Ga) e Sunsás – PS (1,28-0,95 Ga), com idades atualizadas segundo Cordani *et al.* (2009). Santos (2003) e Santos *et al.* (2006) dividem o Cráton em sete províncias tectônicas ou geocronológicas: Carajás (3,0 – 2,5 Ga), Amazônia Central (supostamente arqueana), Transamazonas (2,26 – 2,01 Ga), Tapajós – Parima (2,03 – 1,88 Ga), Rondônia – Juruena (1,82 – 1,52 Ga), Rio Negro (1,82 – 1,54 Ga) e Sunsás/K'Mudku (1,45 – 1,10 Ga). Cada província geotectônica/geocronológica foi segmentada em domínios tectônicos levando em consideração padrões geocronológicos, associações litológicas, *trends* estruturais, assinaturas geofísicas e evoluções geológicas distintas em relação aos domínios adjacentes (Vasquez *et al.* 2008).

A Província Maroni-Itacaiúnas (Tassinari & Macambira 2004) ou Província Transamazonas (Santos 2003), está inserida no contexto geológico do setor oriental do Escudo das Guianas. Representa uma faixa móvel paleoproterozoica que em território brasileiro prolonga-se pelos estados do Amapá, seguindo a direção NW-SE, e Pará, até os limites com a Província Amazônia Central. Essa província é definida por terrenos gnáissico-migmatíticos e granulíticos, além de rochas metavulcânicas e metassedimentares deformadas e metamorfizadas nas fácies xisto-verde a anfíbolito (*greenstone belts*), e granitoides associados (magmatismo TTG e granítico) (Tassinari & Macambira 2004). Dois principais domínios arqueanos foram documentados nas porções noroeste e sudeste da PMI, o Bloco Imataca, na Venezuela, e o Bloco Amapá, no norte do Brasil (Rosa-Costa *et al.* 2006, Milhomem Neto & Lafon 2019). Sendo assim, a PMI consiste de uma crosta paleoproterozoica, envolvendo localmente núcleos de crosta arqueana retrabalhados pelo evento Transamazônico (2,26- 1,95 Ga) (Avelar 2002, Delor *et al.* 2003a, Rosa Costa *et al.* 2014, Milhomem Neto & Lafon 2019, 2020).

A Província Maroni-Itacaiúnas, em território brasileiro, foi compartimentada em cinco domínios tectônicos: Bloco Amapá, e nos domínios Carecuru, Lourenço, Bacajá e Santana do Araguaia (Rosa-Costa *et al.* 2006, 2014). Esses domínios representam terrenos riacianos, cuja evolução está associada a estágios de subducção de litosfera oceânica em ambientes de arcos de ilha e/ou arcos magmáticos continentais, e com porções remanescentes de crosta continental arqueana retrabalhadas. O Bloco Amapá representa um segmento continental

arqueano retrabalhado no Paleoproterozoico durante o evento Transamazônico (Rosa-Costa *et al.* 2014). A unidade de interesse neste trabalho, o CTG, ocorre no extremo sudeste do Domínio Lourenço, na zona de transição com o bloco arqueano Amapá.

2.2 SUDESTE DO ESCUDO DAS GUIANAS

O Escudo das Guianas representa a porção norte do Cráton Amazônico e distribui-se por mais de 1,5 milhões de Km², abrangendo a Colômbia, Venezuela, Guiana, Suriname, Guiana Francesa e o extremo norte do território brasileiro (Figura 5). É um dos terrenos pré-cambrianos menos estudados do mundo visto que as condições de acesso são limitadas em razão da vasta cobertura vegetal da floresta amazônica. Entretanto, esse cenário vem sendo modificado nas últimas décadas com a aplicação, integração e evolução dos conhecimentos por meio de dados aerogeofísicos, mapeamento geológico e estudos geocronológicos (Fraga & Cordani 2019, Vianna *et al.* 2020).

A geologia do Escudo das Guianas (Figura 5; Fraga & Cordani 2019) é caracterizada pela ocorrência de núcleos arqueanos (Bloco Amapá, a sudeste, e Complexo Imataca, a noroeste), separados por um cinturão de *greenstones* e granitoides riacianos, que se estende em direção NW-SE pela borda leste do escudo, com registros de rochas metavulcânicas félsicas intrudidas por granitos rasos do Cinturão Oracaima, parcialmente recoberto por rochas sedimentares do Supergrupo Roraima, granitoides e gnaisses orosirianos dos Arcos Anauá e Trairão, rochas supracrustais de alto grau metamórfico do Cinturão Cauarane-Coeroeni, além de granitoides e gnaisses do Cinturão Ígneo Rio Urubu e rochas vulcânicas félsicas e intrusões graníticas pertencentes ao cinturão Iricoumé-Jatapu (ou magmatismo Uatumã) (Kroonenberg *et al.*, 2016).

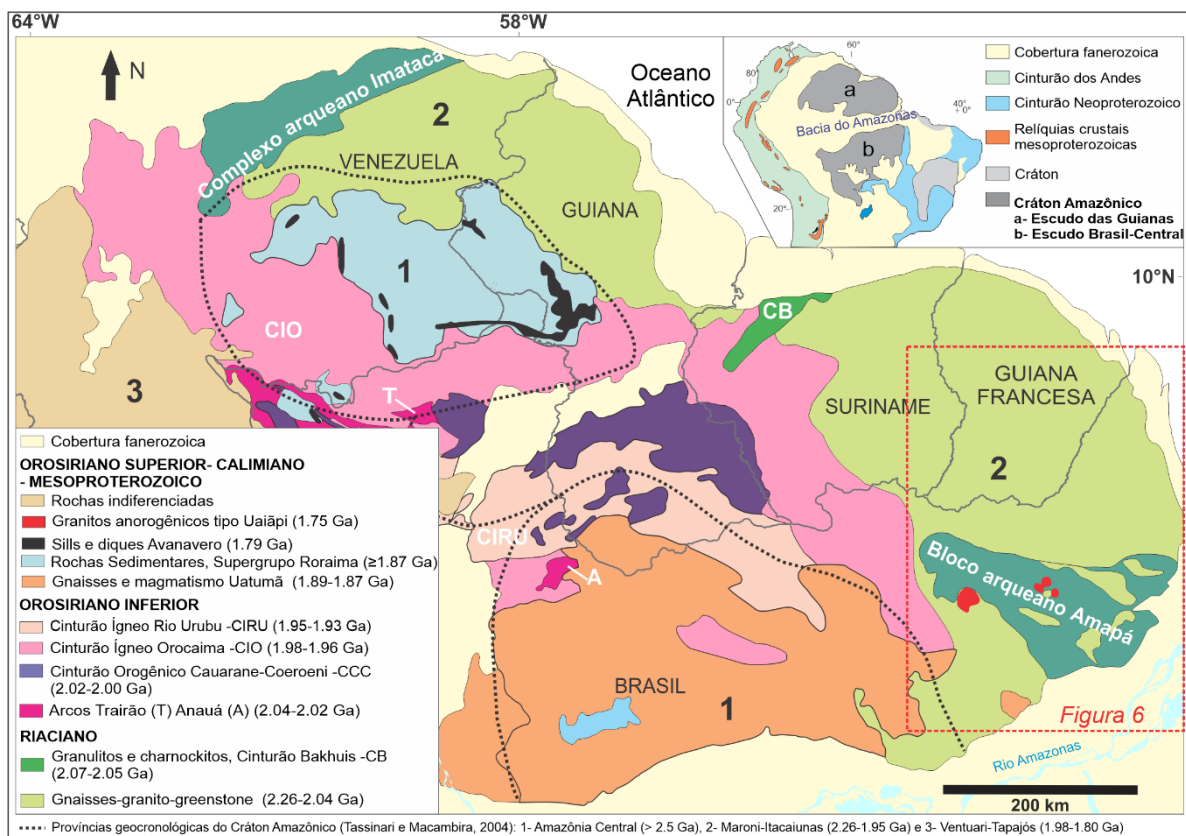


Figura 5 - Mapa geológico simplificado do Escudo das Guianas, com destaque para a região do Estado do Amapá (Fraga & Cordani 2019).

Segundo Vanderhaeghe *et al.* (1998) e Delor *et al.* (2003a), com base principalmente na geologia da Guiana Francesa, a evolução transamazônica no sudeste do Estado das Guianas envolveu estágios de formação e crescimento crustal, com retrabalhamento de crosta arqueana e processos de acreção juvenil e de reativação termotectônica no Paleoproterozoico. A evolução geodinâmica inicia-se com a formação de crosta oceânica juvenil caracterizada por uma sequência vulcânica toleítica, em torno de 2,26 – 2,20 Ga. Foi gerada a partir do processo de rifteamento da porção norte do Cráton Amazônico e do Cráton da África Ocidental que oceanizaram a região (Delor *et al.* 2003a). O segundo estágio (D1) é marcado por colisões em ambiente de arco de ilha e pela formação simultânea de sequências *greenstone belt* e magmatismo mesoriaciano (2,18 – 2,13) de natureza tonalítica-trondhjemitica-granodiorítica (TTG) (Vanderhaeghe 1998, Delor *et al.* 2003a). O estágio seguinte (D2a) apresentou o fechamento das bacias do arco e a evolução do cenário geotectônico de subdução para um processo de transcorrência sinistral dos blocos continentais convergentes, gerando magmatismo essencialmente granítico, além de intrusões básicas associadas (~2,11- 2,09 Ga) e bacias preenchidas por detritos. O processo de migmatização teria acontecido de maneira

contemporânea ao evento magmático, atingindo as sequências TTG-Greenstone (Delor *et al.* 2003a, Gorayeb *et al.* 2021). O último estágio (D2b) refere-se a uma fase orogênica tardia (2,08-2,06 Ga) marcada pela intrusão de granitos metaluminosos próximos à zonas de cisalhamento dextrais e por metamorfismo de alto grau e migmatização em escala regional. Esse estágio é considerado contemporâneo ao evento metamórfico de ultra-alta temperatura registrado no oeste do Suriname (cinturão granulítico Bakhuis 2,07 – 2,05 Ga) e no extremo sudeste do Escudo das Guianas, no Brasil (Delor *et al.* 2003a, Ferreira 2022).

Em território brasileiro do Escudo das Guianas, no estado do Amapá (Figura 6), são individualizados dois domínios geotectônicos: o domínio paleoproterozoico Lourenço (região centro-norte) e o bloco arqueano Amapá (região centro-sul) (Rosa-Costa *et al.* 2006, 2014). O Bloco Amapá apresenta seu embasamento constituído por uma associação granulito-gnaiss-migmatito, com metamorfismo atuante variando da fácies anfíbolito a granulito, e retratada por complexos metamórficos e granitoides deformados. Tratam-se de rochas com idades neo- e mesoarqueanas (entre 2,85 e 2,60 Ga). Localmente encontram-se relíquias de crosta meso-paleoarqueana (3,19 e 3,32 Ga e núcleos de zircão herdados de até 3,49 Ga; Rosa-Costa *et al.* 2014, Milhomem Neto & Lafon 2019). Ao longo do Ciclo Transamazônico, este bloco experimentou intenso retrabalhamento e foi seccionado por corpos plutônicos, geralmente graníticos (2,26 e 1,99 Ga), que refletem estágios distintos da evolução orogênica transamazônica, desde pré-colisionais a tardi-orogênicos. Também ocorrem faixas de rochas metavulcanossedimentares paleoproterozoicas (Grupos Vila Nova e Pitinga) principalmente nas porções sul e norte do bloco (Rosa-Costa *et al.* 2008, 2014).

O Domínio Lourenço é representado por terrenos predominantemente riacianos, constituídos essencialmente por uma associação litológica do tipo granitoide-*greenstone*, com faixas de rochas metavulcanossedimentares associadas a corpos granitoides cálcio-alcálicos, por vezes metamorfizados em condições de fácies xisto verde a anfíbolito, localmente granulito, e com idades que variam desde 2,20 até 2,05 Ga. Tem evolução relacionada a vários estágios de subducção de crosta litosférica oceânica em ambiente de arco magmático em margem continental, e participação de crosta continental arqueana retrabalhada, cuja formação foi seguida por um estágio colisional de acreção tectônica de arcos magmáticos (Rosa-Costa *et al.* 2014, Vianna *et al.* 2020, Milhomem Neto & Lafon 2020).

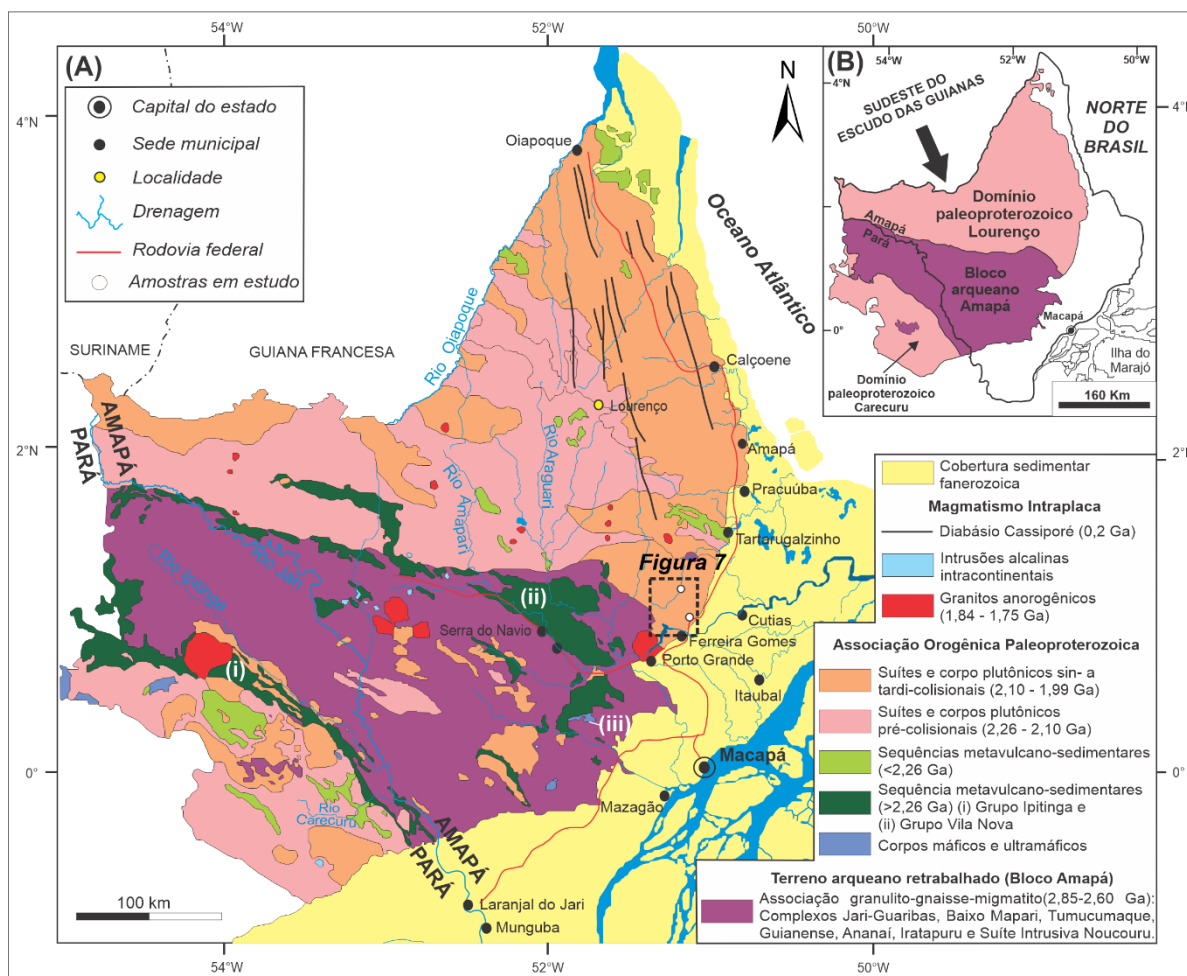


Figura 6 - Contextualização geográfica e geológica da área abordada no estudo. (A) Principais associações tectono-estratigráficas do sudeste do Escudo das Guianas no extremo norte do Brasil, com destaque para a localização da área onde foi realizada a amostragem (Modificado de Rosa-Costa *et al.* 2014). (B) Compartimentação dos domínios tectônicos do sudeste do Escudo das Guianas nos estados do Amapá e noroeste do Pará (Modificado de Rosa-Costa *et al.* 2014).

2.3 UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS DA ÁREA DE ESTUDO

Na área alvo deste estudo (Figura 7), as principais unidades litoestratigráficas do Domínio Lourenço e Bloco Amapá associadas ao CTG, segundo Rosa-Costa *et al.* (2014), são: O Complexo Guianense e o Metagranitoide Pedra do Meio (Fragmentos neoproterozoicos retrabalhados no Riáciano), a Formação Santa Maria do Vila Nova (Rochas metavulcanossedimentares riácianas), o Tonalito Papa Vento (Magmatismo orogênico mesoriáciano) e as coberturas sedimentares do Fanerozoico.

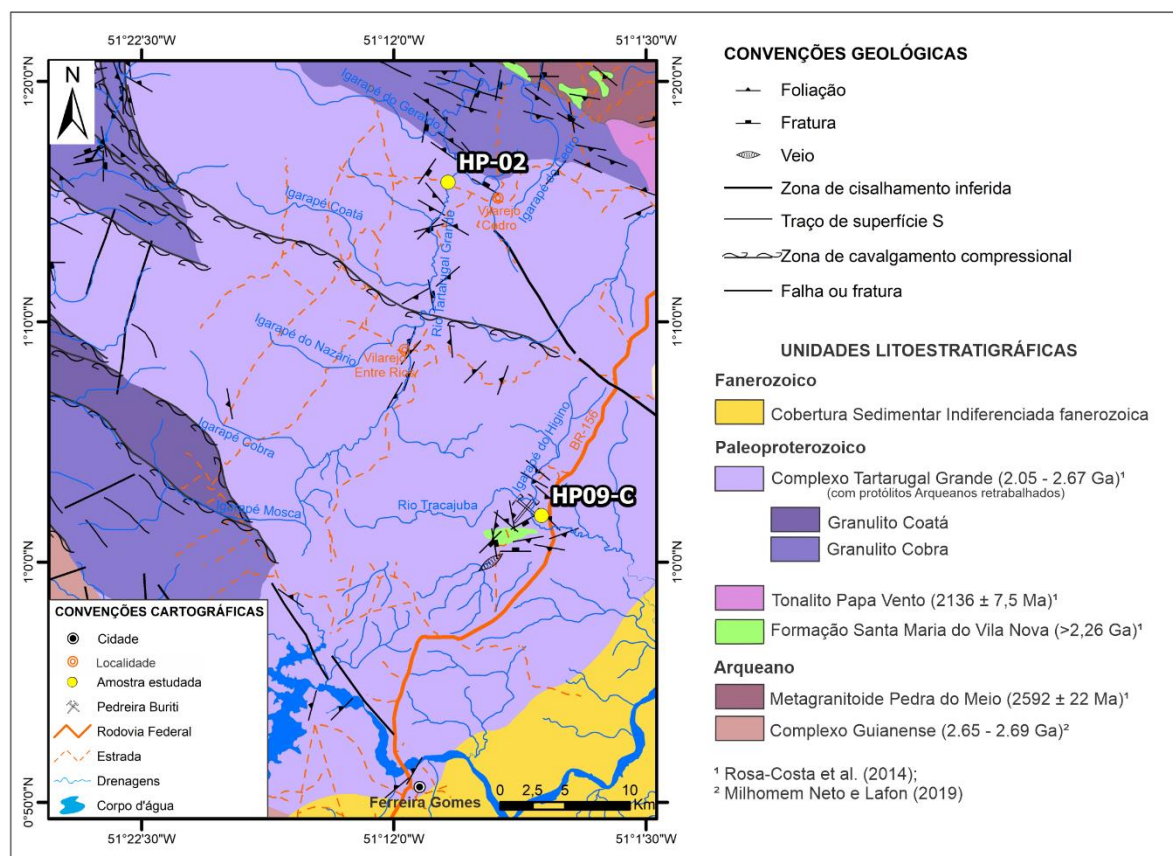


Figura 7 - Recorte do mapa geológico da Folha Rio Araguari (1:250.000; Rosa-Costa *et al.* 2014) com a localização da área de estudo (ao norte de Ferreira Gomes-AP), incluindo a indicação dos pontos de coleta das amostras estudadas (adaptado de Rosa-Costa *et al.* 2014).

2.3.1 Fragmentos neorqueanos retrabalhados no Riáciano

O Complexo Guianense compõe a assembleia de embasamento do Bloco Amapá, e é constituído por gnaisses predominantemente ortoderivados, de composição diorítica a granodiorítica, com variáveis graus de migmatização e metamorfizados em fácies anfibolito a granulito (Lima *et al.* 1974, Ricci *et al.* 2001, Rosa-Costa *et al.* 2014). Rosa-Costa *et al.* (2001) obtiveram a idade de 2652 ± 4 Ma para um biotita-gnaisse granodiorítico pelo método Pb-Pb em zircão, indicando uma idade neorqueana para o protólito magmático dessa rocha. Para um ortognaisse tonalítico e um ortognaisse granodiorítico, Milhomem Neto & Lafon (2019) obtiveram, respectivamente, as idades de 2689 ± 11 Ma e 2650 ± 23 Ma pelo método U-Pb em zircão por LA-ICP-MS.

O Metagranitoide Pedra do Meio é representado por um corpo de forma elíptica alongado na direção NW-SE, constituído por granitoides com indícios de migmatização localizados, além de ocorrência de charnockitos na porção central do corpo (Rosa-Costa *et al.*

2014). Para um charnockito desse corpo, Rosa-Costa *et al.* (2014) obtiveram a idade de 2592 ± 22 Ma pelo método U-Pb em zircão por LA-ICP-MS, interpretada como correspondente a idade de cristalização.

2.3.2 Sequências Metavulcanossedimentares

As rochas do Grupo Vila Nova apresentam características semelhantes a sequências do tipo *greenstone-belts*. Abrange um conjunto de rochas metamáficas, metaultramáficas e metassedimentares clásticas e químicas, distribuídas como faixas alongadas seguindo o *trend* principal NW-SE, intensamente controladas por zonas de cisalhamento e metamorfizadas em fácies xisto verde a anfibolito (Lima *et al.* 1974, Ricci *et al.* 2001, Barreto *et al.* 2009, Rosa-Costa *et al.* 2014). Para a área da Folha Rio Araguari, Rosa-Costa *et al.* (2014) compartimentaram esse Grupo nas formações Jornal e Santa Maria do Vila Nova para agrupar a associação de rochas metamáficas e metassedimentares, respectivamente.

A idade mínima relativa desta unidade foi definida a partir da relação de contato com plútons do Diorito Rio Santo Antônio que estão colocados de maneira intrusiva no Grupo Vila Nova e apresentaram idades de até 2,26 Ga pelo método Pb-Pb em zircão em um hornblenda tonalito desse plúton (Barreto *et al.* 2009). Dessa forma acredita-se que o Grupo Vila Nova é mais antigo que 2,26 Ga (Rosa-Costa *et al.* 2014). Tavares (2009) obteve a idade isocrônica Sm-Nd de 2059 ± 15 Ma a partir de granada e rocha total de um biotita xisto, interpretada como reabertura do sistema isotópico dessas rochas durante evento de metamorfismo tardi-transamazônico.

2.3.3 Magmatismo Orogênico

O Tonalito Papa Vento é constituído por gnaisses e granitoides de composição predominantemente tonalítica, e granodiorítica e monzogranítica ocorrendo subordinadamente, além de ocorrências de dioritos. São alongados segundo a direção NW-SE e intensamente controlados por zonas de cisalhamento, marcando o contato dessa unidade com a Suíte Intrusiva Flexal e com os complexos Rio Araguari e Tartarugal Grande (Rosa-Costa *et al.* 2014). Para amostras de gnaisses tonalíticos dessa unidade, Rosa-Costa *et al.* (2014) obtiveram as idades de 2136 ± 8 Ma pelo método U-Pb em zircão por LA-ICP-MS, e

2130 ± 20 Ma por evaporação de Pb em zircão por TIMS, além de idades-modelo Nd- T_{DM} de 2,7 e 2,51 Ga e um valor negativo de $\epsilon_{Nd(t)}$ de -4,5.

2.3.4 Coberturas sedimentares do Fanerozoico

São expostas na porção sudeste da área de estudo, representando uma extensa faixa que recobre parcialmente conjuntos de rochas metamórficas. Abrange os litotipos das coberturas sedimentares indiferenciadas e os sedimentos aluviais e coluviais. Tratam-se de sedimentos areno-argilosos, arenosos e microconglomeráticos, coesos, submetidos à intensa ferruginização (Rosa-Costa *et al.* 2014).

2.4 COMPLEXO TARTARUGAL GRANDE

O Complexo Tartarugal Grande é caracterizado por uma faixa de aproximadamente 60 km de largura e mais de 90 km de comprimento, alongada na direção NW-SE, de rochas metamórficas de alto grau que se prolongam da região de Tartarugal Grande até oeste ao longo do rio Falsino. Compreende uma associação de granulitos de composição enderbítica, charnoquítica e charnoenderbítica, porfiríticos a porfiroblásticos, com retrometamorfismo de fácies anfíbolito, além de leucognaises aluminosos, por vezes com registros de migmatização. Granulitos máficos ocorrem subordinadamente na área, na forma de lentes encaixadas nos granulitos charnoquíticos/enderbíticos (Rosa-Costa *et al.* 2014).

Os granulitos e gnaisses ocorrem na forma de corpos alongados e são fortemente deformados ao longo de lineamentos NW-SE de natureza compressiva e transcorrente. Também ocorrem granitoides deformados, mas que em alguns pontos preservam suas estruturas ígneas (Gorayeb *et al.* 2021). Segundo Rosa-Costa *et al.* (2014), dois corpos granulíticos foram individualizados no CTG como Granulito Cobra (enderbítico) e Granulito Coatá (charnockítico), que foram inicialmente referidos por Jorge João *et al.* (1979).

Segundo Gorayeb *et al.* (2021) os aspectos estruturais identificados apontam para um caráter heterogêneo da deformação, evidenciada pela presença da alternância entre domínios com alta deformação e domínios com deformação incipiente, que chegam a preservar algumas características primárias de seus protólito. São identificadas localmente estruturas deformacionais com orientação NE-SW cortando estruturas que seguem o *trend* principal

(NW-SE), sendo interpretadas como correspondente a uma fase deformacional tardia dos eventos tectono-metamórficos gerados pela tectônica colisional do Riacciano, responsável pela exposição de segmentos infracrustais metamórficos de alto grau para níveis mais rasos da crosta (Rosa-Costa *et al.* 2012). Dois principais estágios de deformação são identificados em rochas da unidade: (i) associada à tectônica compressiva, responsável pela geração de zonas de empurrão com foliações de baixo ângulo, dobras associadas e lineação de estiramento com alto ângulo; (ii) deformação direcional do tipo não-coaxial, marcada por zonas de cisalhamento transcorrente sinistrais aproximadamente paralelas às zonas de empuxo (Gorayeb *et al.* 2021).

As rochas do Complexo Tartarugal Grande foram formadas durante um evento tectono-termal no Riacciano, com relíquias de rochas neoarqueanas incorporadas. Essas rochas foram submetidas a processos de metamorfismo granulítico, gerando deformações de tipos pré-existentes e reequilíbrio dos minerais, resultando em uma complexa associação formada por granulitos e gnaisses de diferentes idades, origens e intensidades de deformação (Rosa-Costa *et al.* 2014, Paiva 2016). Uma síntese dos dados geocronológicos disponíveis para os granulitos e gnaisses do CTG encontra-se na Tabela 1.

As paragêneses metamórficas obtidas em granulitos félsicos e máficos e em leucognaisses associados permitiram interpretar que as condições metamórficas do evento atuante na unidade atingiram temperaturas em torno 800 ± 20 °C e pressões médias estimadas entre 6 e 7 Kbar (Gorayeb *et al.* 2021). Esse evento é contemporâneo ao evento metamórfico de ultra alta temperatura (UHT) do cinturão granulítico Bakhuis (2,09-2,03 Ga), identificado na região noroeste do Suriname (Delor *et al.* 2003b, Oliveira *et al.* 2008). Análises Sm-Nd em rocha total apontaram idades arqueanas, entre 3,29 e 2,55 Ga, indicando que a origem das rochas do CTG envolve herança de crosta continental arqueana (Rosa-Costa *et al.* 2014).

Tabela 1 - Síntese de dados geocronológicos para granulitos e gnaisses do Complexo Tartarugal Grande (modificada de Gorayeb *et al.* 2021 e Ferreira 2022).

(continua)

Tipo de Rocha	Idade	Método	Interpretação	Ref.
Granada-biotita gnaisse	>2.58 Ga	Pb-Pb zircão (TIMS)	Herança	1
Granulito charnockítico	>2.60 Ga	Pb-Pb zircão (TIMS)	Idade mínima (protólito)	1
Granulito charnockítico	2053 ± 1 Ma	Pb-Pb zircão (TIMS)	Cristalização sin-metamórfica	1
Granulito Charnoenderbítico	2078 ± 4 Ma	Pb-Pb zircão (TIMS)	Cristalização do protólito	2
Granulito enderbítico	2100 ± 4 Ma	Pb-Pb zircão (TIMS)	Cristalização do protólito	2
Granulito enderbítico	2092 ± 7 Ma	Pb-Pb zircão (TIMS)	Cristalização do protólito	2
Granulito charnockítico	2597 ± 55 Ma (2.77Ga)	U-Pb zircão (LA-ICP-MS)	Cristalização do protólito	2
Granulito charnockítico	2671 ± 15 Ma	U-Pb zircão (LA-ICP-MS)	Cristalização do protólito	2
Granulito félsico	2623 ± 13 Ma	U-Pb zircão (SHRIMP)	Cristalização do protólito	3
Granulito félsico	2.67–2.48 Ga	U-Pb zircão (LA-ICP-MS)	Herança arqueana	4
Granulito félsico	2043 ± 8 Ma	U-Pb monazita (LA-ICP-MS)	Idade do metamorfismo	4
Granulito félsico	1966 ± 13 Ma	⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar biotita	Idade do resfriamento metamórfico	4
Granulito félsico	2037 ± 8 a 2017 ± 12 Ma	Sm-Nd rocha total-granada (TIMS)	Idade do metamorfismo	5
Granada-biotita gnaisse	2018 ± 2 a 1982 ± 3Ma	Sm-Nd rocha total-granada (TIMS)	Idade do metamorfismo	5
Granulito enderbítico	2084 ± 8 Ma	U-Pb zircão (LA-ICP-MS)	Cristalização do protólito	6

(conclusão)

Tipo de Rocha	Idade	Método	Interpretação	Ref.
Granulito charnoenderbítico	2045 ± 14 Ma	U-Pb zircão (LA-ICP-MS)	Idade do metamorfismo	6
Granada-biotita leucognaisse	2096 ± 16 a 2056 ± 16 Ma	U-Pb monazita (LA-ICP-MS)	Reajuste do sistema U-Pb dos grãos magmáticos do protólito durante o metamorfismo	7
Granada-biotita leucognaisse	2058 ± 19 Ma	U-Pb monazita (LA-ICP-MS)	Idade do metamorfismo	7
Neossoma de leucognaisse migmatítico	2058 ± 7 Ma	U-Pb monazita (LA-ICP-MS)	Idade do metamorfismo	8
Neossoma de leucognaisse migmatítico	2167 ± 28 a 2064 ± 16 Ma	U-Pb zircão (LA-ICP-MS)	Intervalo de idades entre a cristalização dos protólitos e o metamorfismo	8

1 - Avelar (2002); 2 - Rosa-Costa *et al.* (2014); 3 - Milhomem Neto & Lafon (2019); 4 - Enjolvy (2008); 5 - Oliveira *et al.* (2008); 6 - Gorayeb *et al.* (2021); 7- Ferreira (2022); 8 - Este trabalho.

3 RESULTADOS

Os resultados obtidos neste trabalho encontram-se sumarizados na tabela 2, incluindo petrografia, caracterização por MEV e geocronologia U-Pb.

Tabela 2 - Amostras abordadas neste trabalho, com as coordenadas geográficas, localização dos pontos de coleta e os respectivos procedimentos analíticos realizados e resultados a serem apresentados neste tópico.

Litologia/ Amostra	Coordenadas	Localização	Petrografia	Análise por MEV	U-Pb em Monazita	U-Pb em Zircão
Neossoma de leucognaisse migmatítico (HP-09C)	01°01'56.3'' N 51°05'51.1'' W	Pedreira Buriti, à margem da BR-156;	-	-	-	-
Granulito Charnoenderbítico (HP-02)	01°15'48.6'' N 51°09'44.7'' W	Ramal do Vilarajo Cedro, na confluência com o Rio Tartarugal Grande;	-	-		

3.1 ASPECTOS DE CAMPO E PETROGRÁFICOS

3.1.1 Neossoma de leucognaisse migmatítico (HP-09C)

A amostra HP-09C corresponde a um neossoma de um leucognaisse migmatítico associado ao Complexo Tartarugal Grande. Foi coletada na Pedreira Buriti (01°01'56.3 N"/51°05'51.1"W), localizada próximo da margem esquerda da BR-156 no sentido Ferreira Gomes-Tartarugalzinho. O neossoma quartzo-feldspático (leucossoma) ocorre na forma de leitões concordantes ao bandamento ou em veios e bolsões, como resultado da fusão parcial do leucognaisse. Nas paredes e bancadas da pedreira é possível identificar a relação de contato entre o material resultado da fusão (neossoma), a rocha migmatizada ou paleossoma (granada-biotita leucognaisse migmatítico) e o granulito enderbítico que também ocorre na área.

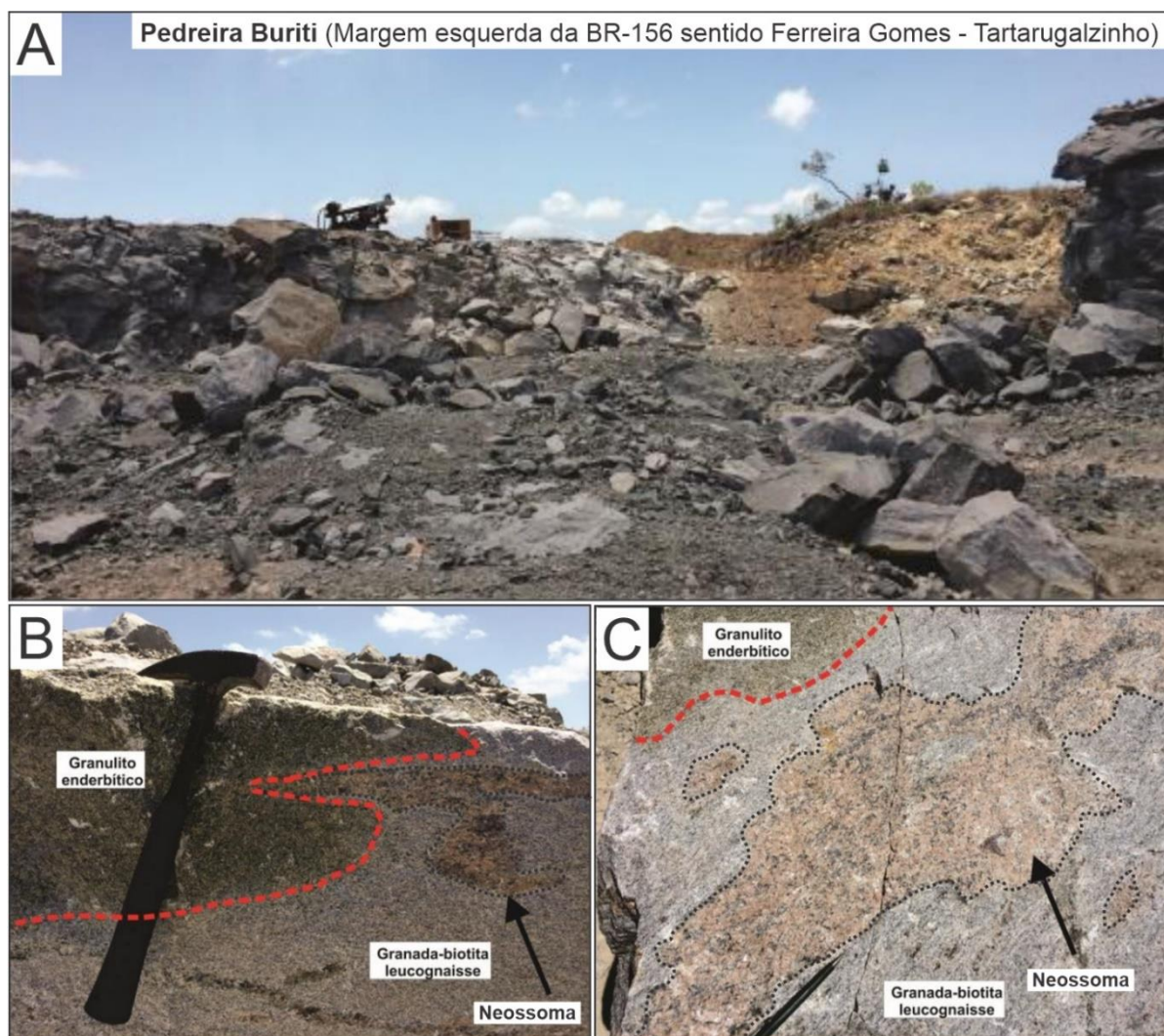


Figura 8 - Aspectos de campo do Complexo Tartarugal Grande em afloramento artificial (Pedreira Buriti-amostra HP-09). (A) Visão geral da Pedreira Buriti; (B) e (C) relações de contato (linha tracejada vermelha) entre os litotipos encontrados no afloramento, sendo granulito enderbítico (HP-09A), granada-biotita-leucognaisse (HP-09B) e o neossoma na forma de bolsão (HP-09C; linha tracejada preta), que foi abordado neste trabalho. Fonte: Adaptado de Paiva (2016).

O paleossoma, leucognaisse migmatítico, macroscopicamente apresenta cor cinza e granulação média, com cristais que encontram-se predominantemente entre 1 e 5 mm. Sua associação mineralógica é constituída predominantemente por minerais félsicos como plagioclásio e quartzo, além de minerais máficos como biotita e granada ocorrendo subordinadamente. Apresenta bandas composicionais incipientes e restritas, marcadas pela alternância entre bandas predominantemente félsicas, e finos leitões de minerais máficos. Foi classificado petrograficamente como um granada-biotita leucognaisse por Paiva (2016).

Macroscopicamente os cristais de plagioclásio perfazem de 45 a 50 % do paleossoma, apresentam cor cinza esbranquiçada e cristais principalmente anédricos, dispersos na rocha com tamanho médio de 5 mm. O quartzo ocupa proporção de 30 a 35 % na amostra e

apresenta-se na forma hialina, com cristais anédricos de dimensão média próxima de 5 mm. A biotita ocupa entre 8 e 10 % e exibe cristais lamelares de brilho micáceo com orientação incipiente em algumas porções. A Granada apresenta coloração avermelhada, cristais anédricos de tamanho próximo a 1 mm, dispersos na rocha, ocupando de 4-5 %.

Para o neossoma foi possível identificar o melanossoma e o leucossoma. A porção caracterizada como melanossoma se refere ao segmento constituído por minerais máficos com biotita e granada que estão dispersos ou concentrados e orientados formando uma trilha preferencial (Figura 9). Essa porção marca o contato entre o paleossoma e o leucossoma.

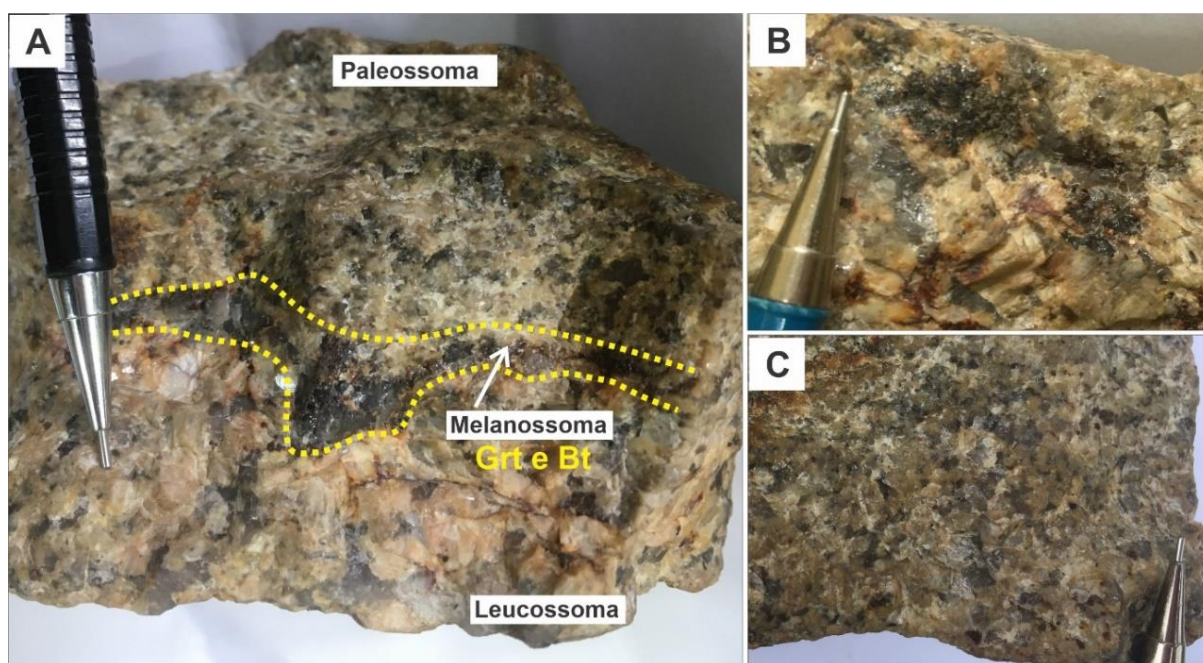


Figura 9 - Amostra de mão do granada-biotita leucognaisse migmatítico. (A) Destaque para a relação de contato entre o leucognaisse (paleossoma) e o leucossoma quartzo-feldspático, separados pelo melanossoma (linha tracejada amarela) marcado por uma concentração preferencial de granada e biotita; (B) detalhe de um concentrado de máficos constituído por granada e biotita (melanossoma); (C) visão de detalhe da disposição dos cristais no leucognaisse.

O leucossoma macroscopicamente apresenta coloração rosa avermelhada, granulação grossa, estrutura predominantemente isotrópica, mas com porções contendo uma orientação incipiente de minerais máficos, e é constituído essencialmente por k-feldspato e quartzo. O k-feldspato possui coloração rosa avermelhada e exibe cristais subédricos. O quartzo ocorre na forma hialina e com cristais subédricos. Biotita e granada ocorrem de forma dispersa na rocha.

Microscopicamente, a textura do leucossoma é predominantemente do tipo granular hipidiomórfica (Figura 10A) interlobada marcada pelo arranjo dos cristais de quartzo, k-

feldspato e plagioclásio que exibem contatos lobados. Apresenta orientação de finas lamelas de biotita que caracterizam uma foliação magmática localmente (Figura 10B), e que definem a foliação da rocha. Quanto a sua assembleia mineralógica, foi possível identificar k-feldspato, quartzo e plagioclásio como minerais essenciais, a biotita e granada como varietais, além de zircão, monazita e minerais opacos como fases acessórias perfazendo cerca de 4% da rocha. Como mineral secundário observou-se a sericita e argilominerais, formados a partir da alteração do plagioclásio e k-feldspato.

O k-feldspato (~ 45 %) é a fase dominante, apresenta faces cristalinas subédricas a anédricas, marcadas por formas tabulares e birrefringência de primeira ordem. Apresentam bordas irregulares, e frequentemente apresentam feições de exsolução (pertitas). Em algumas seções mostram-se pouco alterados para sericita e argilominerais.

O quartzo (~ 30%) ocorre como cristais anédricos, com extinção ondulante em alguns cristais e birrefringência de primeira ordem. Em algumas porções é possível identificar agregados de quartzo. Os contatos são interlobados entre si e com os outros minerais. Apresenta inclusões de biotita e zircão (Figura 10C).

A granada (9%) ocorre na forma de cristais subédricos fraturados (Figura 10D), sendo algumas dessas fraturas preenchidas por biotita. Em alguns cristais forma textura semelhante a corona, definida pela substituição de biotita nas bordas da granada. É isótropa, apresenta hábito granular e alguns cristais são levemente orientados com as aspecto alongado. Exibe inclusões de quartzo e monazita.

O plagioclásio (8%) ocorre como cristais subédricos, hábito tabular com extinção ondulante e birrefringência de primeira ordem. Apresenta maclamento do tipo albita. Quanto à composição, não foi possível determinar, visto que os cristais estão bastante alterados e seus planos de maclamento não estão bem evidentes e uniformes. Alguns cristais exibem feições de intercrescimento mimerquítico que ocorrem na borda do plagioclásio, exibindo intercrescimento de quartzo na forma vermiforme. Alguns cristais estão pouco alterados para sericita.

Os cristais de biotita (4%) apresentam forte pleocroísmo, variando de amarelo pálido (X) a marrom avermelhado (Y, Z), predominantemente subédricos, hábito lamelar marcado pela presença de cristais mais retangulares, apresenta extinção reta mosqueada característica

das micas, e birrefringência entre 3ª e 4ª ordem. Apresenta contato reto com os cristais de quartzo e plagioclásio. Exibe orientação incipiente.

A monazita ocorre como cristais predominantemente granulares, na forma de inclusão no k-feldspato, granada e quartzo (Figura 10E), e forma um halo pleocróico no entorno, em razão de apresentar isótopos radioativos em sua composição (Figura 10F).

O zircão ocorre como finos cristais subédricos, com hábito prismático, sendo encontrados na forma de inclusões presentes no quartzo e na granada. Os minerais opacos ocorrem como cristais subédricos a anédricos e estão principalmente associados com bordas e clivagens de biotitas.

A lâmina (HP-09C.1) correspondente ao contato entre o leucossoma e o melanossoma apresenta a mesma assembleia mineralógica da seção do leucossoma (HP-09C), mas apresentou maiores proporções de cristais de monazita e granada.

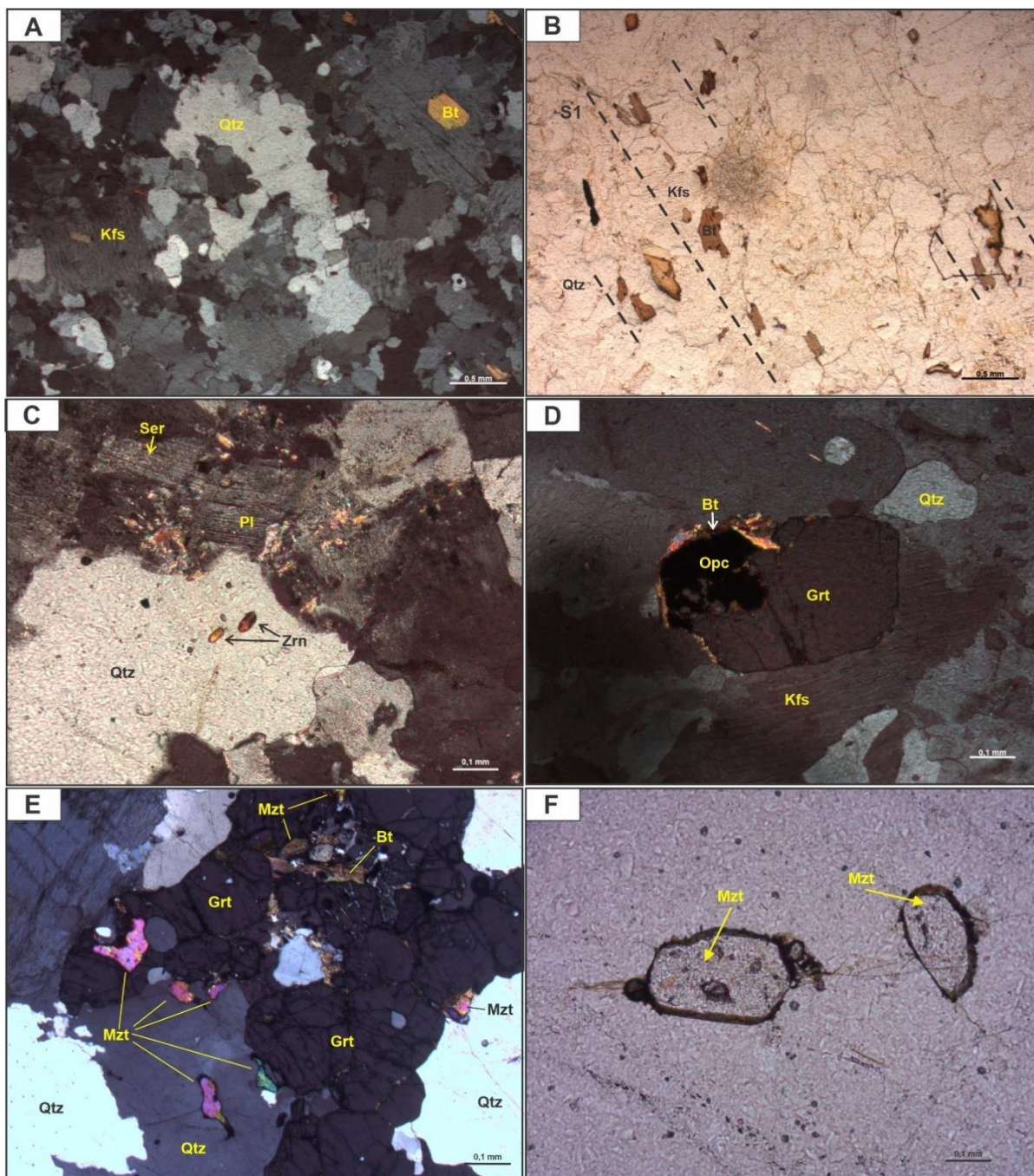


Figura 10 - Fotomicrografias representativas do leucossoma (HP-09C). (A) Textura granular hipidiomórfica interlobada gerada pelos contatos irregulares entre os cristais de quartzo e plagioclásio. Polarizadores cruzados (NX); (B) Orientação de cristais de biotita que evidenciam um bandamento incipiente (S1) e uma textura localmente lepidoblástica. Polarizadores paralelos (N//); (C) Inclusões de zircão em um cristal de quartzo, e sericitização do plagioclásio (NX); (D) Cristal de granada parcialmente circundado por biotita (NX); (E) Cristais de monazita inclusos no quartzo e ocorrendo nas bordas de granadas. (NX); (F) Monazitas com halo pleocróico (N//).

3.1.2 Granulito charnoenderbítico (HP-02)

A amostra HP-02 corresponde a um granulito charnoenderbítico que foi coletado no ramal do Vilarejo Cedro, em um lajedo nas margens do Rio Tartarugal Grande ($01^{\circ}15'48.6''\text{N}/51^{\circ}09'44.7''\text{W}$) (Figura 11). O granulito aflora em corpos anisotrópicos estruturados seguindo o *trend* regional NW-SE, ocorrendo como faixas alongadas por centenas de metros a quilômetros.



Figura 11 - Aspectos gerais da ocorrência do granulito charnoenderbítico (HP-02) em leito de rio. (A) Lajedos da amostra no leito do Rio Tartarugal Grande; (B) visão de detalhe da rocha em campo. (C) Amostra de mão. Fonte: Acervo de Paulo Sérgio Gorayeb – GPEC/UFPA.

Macroscopicamente, o granulito apresenta cor cinza, granulação média e foliação incipiente, dada pela orientação de minerais máficos. Sua associação mineralógica essencial é caracterizada por minerais félsicos como quartzo, plagioclásio e k-feldspato, além de minerais máficos como biotita e piroxênio. Essa rocha foi classificada petrograficamente como um granulito charnoenderbítico por Paiva (2016) e Gorayeb *et al.* (2021).

Microscopicamente, a mineralogia deste litotipo é caracterizada pela predominância de quartzo, seguida por plagioclásio, biotita, e microclina em menores proporções, além de biotita e ortopiroxênio. A mineralogia acessória identificada foi granada, zircão, monazita, apatita e minerais opacos. A mineralogia secundária derivada de alteração é a sericita, argilominerais e clorita. A rocha apresenta textura predominantemente do tipo granoblástica inequigranular, caracterizada pela disposição dos contatos irregulares entre os cristais de quartzo, microclina e plagioclásio. Localmente exhibe textura lepidoblástica marcada pela orientação preferencial de lamelas de biotita.

O quartzo compõe de cerca de 44 % da rocha. Apresenta cristais com extinção ondulante e geralmente xenoblásticos. Localmente ocorre de maneira intersticial ao plagioclásio, também ocorre na forma de subgrãos e apresentam contatos serrilhados entre si.

O plagioclásio compõe aproximadamente 30 % da rocha e apresenta formas subdioblásticas e xenoblásticas, maclamento polissintético, além de inclusões de quartzo, zircão, monazita e biotita. Localmente exhibe intercrescimento no quartzo, caracterizando a presença de textura mimerquítica. Alguns cristais registram o processo de alteração secundária por reação com fluidos aquosos, a sericitização.

A microclina perfaz cerca de 7 % da rocha, e está na forma de cristais subdioblásticos e com maclamento xadrez. Apresenta feições de intercrescimento perítico, e ocorre com alterações para argilominerais.

A biotita (15 %) está na forma de cristais subdioblásticos e hábito lamelar, forte pleocroísmo variando de bege (X) a marrom avermelhado (Y, Z) e extinção mosqueada. Alguns cristais estão orientados, evidenciando a presença de foliação incipiente formando uma textura lepidoblástica localmente. Alguns minerais opacos encontram-se associados às biotitas, e outros ocorrem como inclusão. Alguns cristais estão alterados para clorita (cloritização da biotita), indicando alteração secundária por reação com fluidos aquosos durante o metamorfismo regressivo. Nesta porção da rocha não foram identificados muitos

cristais de ortopiroxênio, o que pode ser explicado pela alteração deles para biotita, registrada em outras lâminas de granulitos da região descritas em Paiva (2016) e Gorayeb *et al.* (2021).

Os minerais opacos (2%) apresentam formas subdioblásticas e xenoblásticas, ocorrem associados a biotita, embora na maioria das vezes ocorra isolado entre os cristais de plagioclásio e quartzo. Foram identificados nos concentrados de minerais durante a separação: pirita e magnetita, que podem representar os minerais opacos identificados na lâmina.

A granada ocupa apenas 1% da rocha. Apresenta-se como cristais fraturados, hábito granular e forma xenoblástica. Ocorre em equilíbrio com cristais de biotita. A apatita ocorre como inclusão no plagioclásio, apresenta forma subdioblástica e cristais em seção longitudinal.

O zircão ocorre com coloração amarronzada, relevo elevado, cristais com forma arredondada ou subdioblástica, hábito prismático (bipiramidais com terminações arredondadas) e geralmente ocorrem como inclusões no plagioclásio e na biotita.

A monazita ocorre com hábito granular, incolor, relevo alto, forma um halo pleocróico no seu entorno. Para confirmação, a lâmina foi submetida a análises semiquantitativas pontuais (EDS) para descobrir através da composição química.

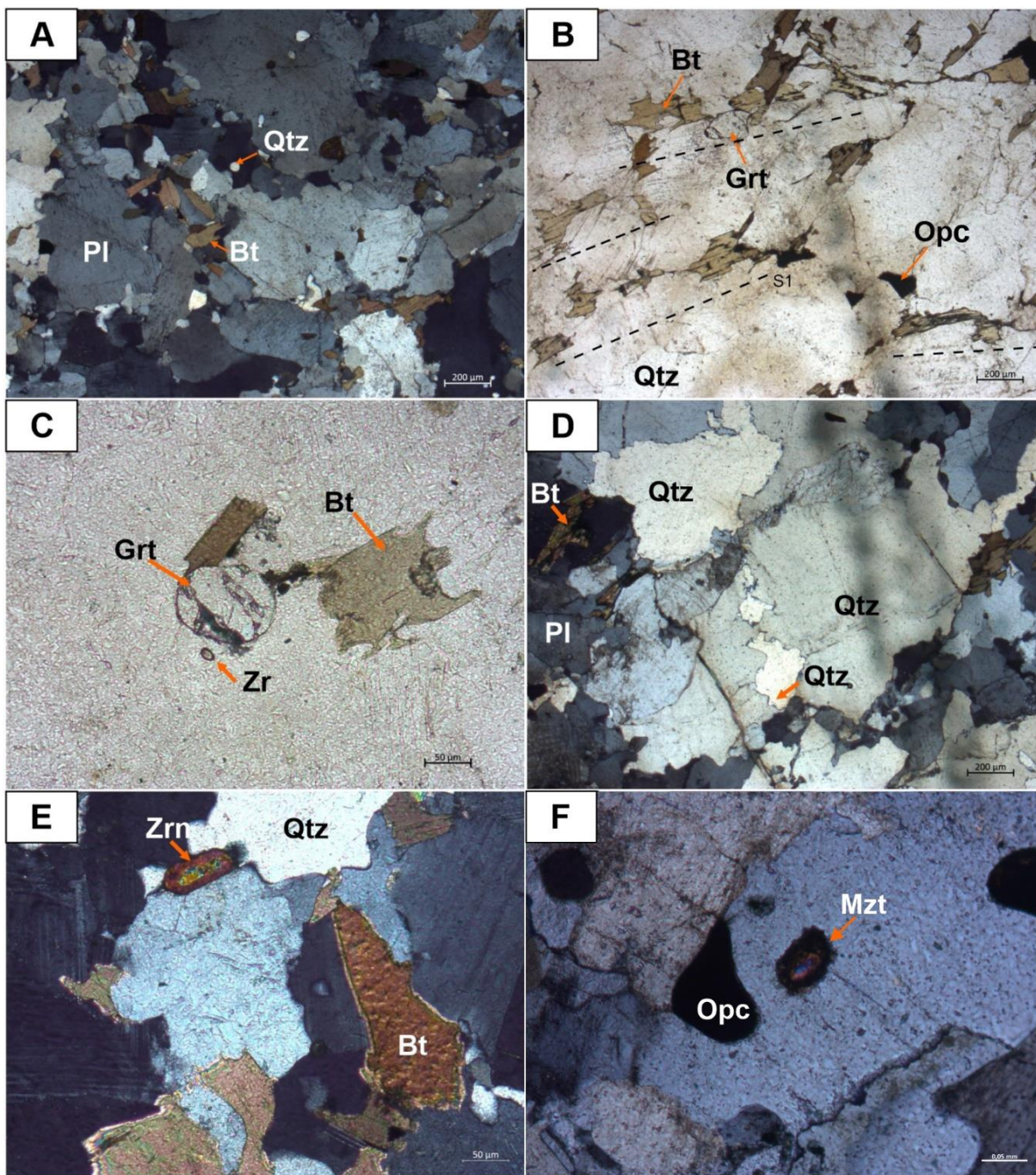


Figura 12 - Aspectos texturais e mineralógicos do granulito charnoerbítico (HP-02). (A) Textura granoblástica interlobada gerada pelos contatos irregulares entre os cristais de quartzo, plagioclásio e microclina. Polarizadores cruzados (NX); (B) Orientação dos cristais de biotita evidenciando um bandamento incipiente (S1) e uma textura lepidoblástica. Polarizadores paralelos (N//); (C) Granada em equilíbrio com cristais de biotita. (N//); (D) Cristais de quartzo com contato serrilhado entre os cristais de quartzo com extinção ondulante. (NX); (E) Zircão intersticial ao quartzo. (NX); (F) Cristal de monazita com formação de halo pleocróico e hábito granular.

3.2 ANÁLISES POR MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA

3.2.1 Neossoma de leucognaisse migmatítico (HP-09C)

3.2.1.1 Análises por EDS

Foram obtidas imagens gerais em “VPG3 SE” (Detector de elétrons de pressão variável) dos cristais de monazita e diagramas composicionais a partir de análises químicas pontuais por EDS acoplado em MEV. Os cristais para a avaliação foram organizados em dois *stubs* (*Stub* 1: 144 cristais; *stub* 2: 121 cristais).

A partir dos diagramas composicionais obtidos em cada um dos 265 cristais analisado, foi possível identificar a presença de picos de elementos Terras Raras (Ce, La, Nd, Th), além de óxido de fósforo (P) (Figura 13), o que indicou que tratavam-se de monazitas. Na Figura 13B foram realizados dois pontos, o primeiro mostrou composicionalmente que o grão era monazita, já o segundo mostrou que tratava-se de uma inclusão de apatita [fórmula geral: $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH}, \text{F}, \text{Cl})$], visto os picos de Ca, P e O neste cristal.

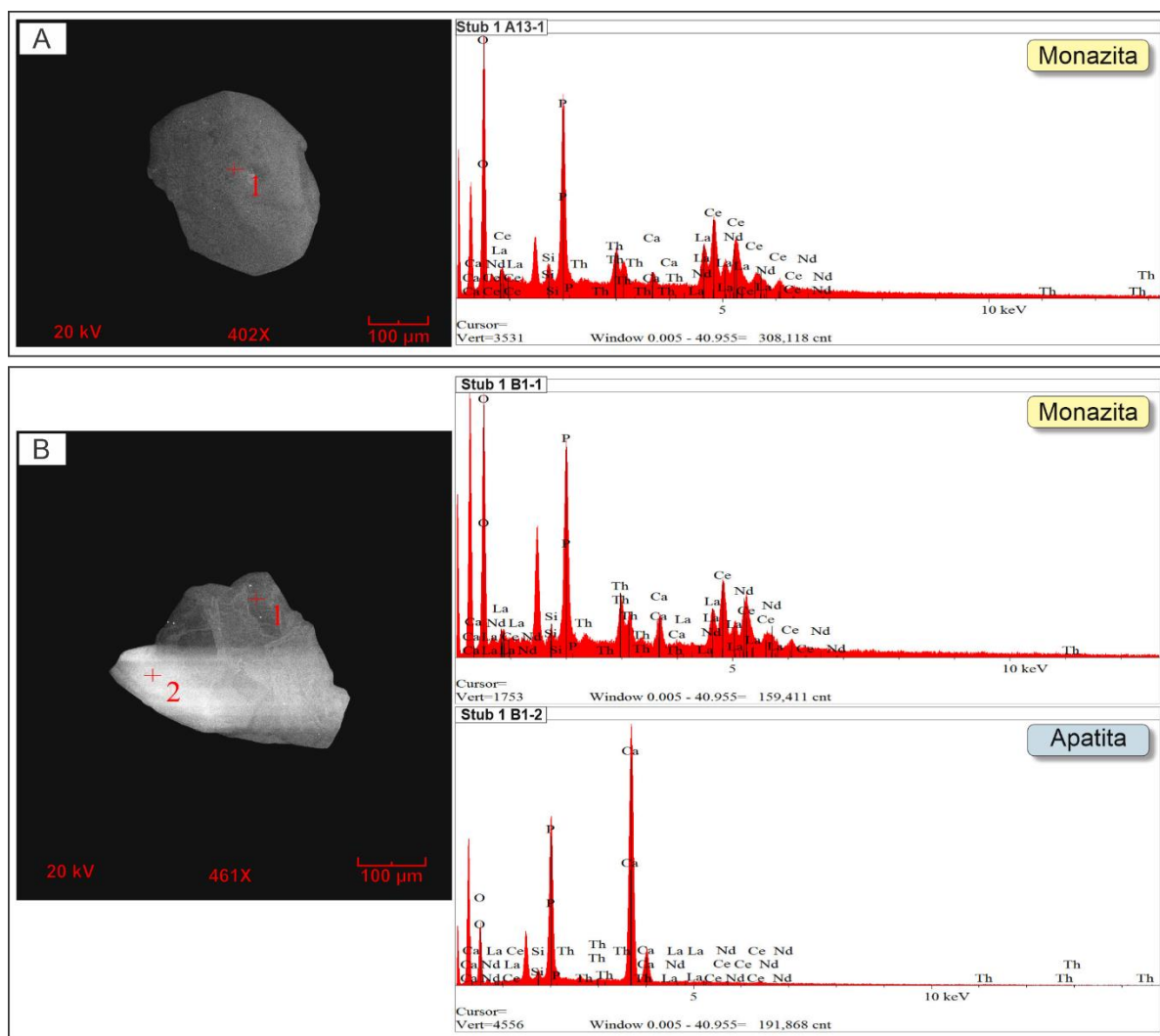


Figura 13 - Imagens de "VPG3 SE" dos cristais de monazita, obtidas em MEV, e diagramas composicionais obtidos a partir das análises pontuais por EDS. A) Cristal de monazita (*Stub 1*, cristal A13) com um ponto de análise química semiquantitativa, e ao lado, o resultado da análise composicional desse ponto. B) Cristal (*Stub 1*, cristal B1) com dois pontos de análise química, e ao lado, seus respectivos resultados composicionais que mostraram que no ponto 1 era monazita e no ponto 2 era uma inclusão de apatita.

3.2.1.2 Imageamento por elétrons retroespalhados em monazitas

As imagens ERE foram obtidas para 100 cristais de monazita da amostra HP-09C e, conforme identificado na Figura 14, indicam que existem grãos de monazita uniformes na intensidade da escala de cinza, o que sugere que são composicionalmente homogêneos.

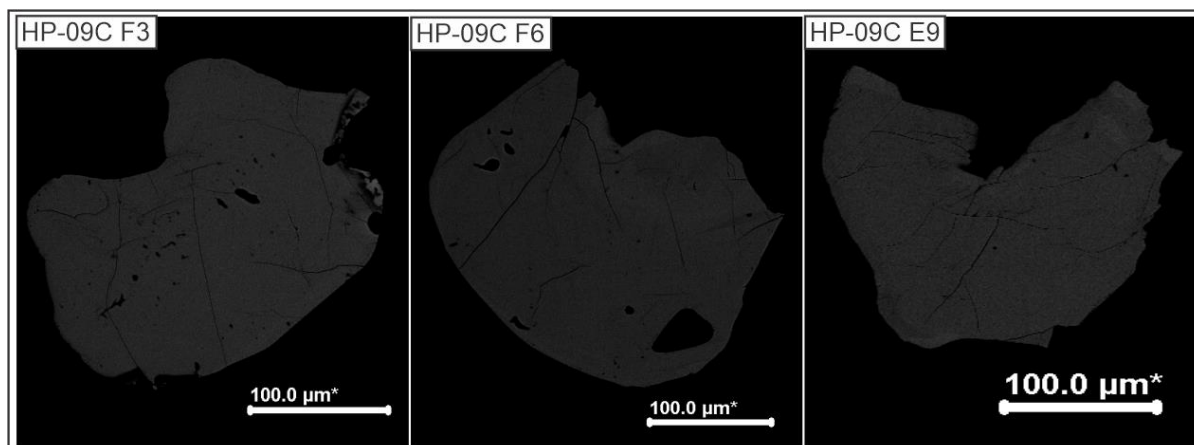


Figura 14 - Imagens de Elétrons Retroespalhados (ERE) de três cristais de monazita da amostra de neossoma (HP-09C) que apresentaram caráter homogêneo nas imagens.

Segundo Zhu & O’Nions (1999), o zoneamento petrográfico que reflete a química composicional dos cristais de monazita, pode ser classificado com base nas imagens ERE, como: (1) zoneamento concêntrico, (2) zoneamento irregular e (3) zoneamento de intercrescimento. Alguns mecanismos possíveis para a formação de zoneamento em monazitas incluem: (1) intercrescimento de cristais de monazita com composição diferente; (2) crescimento episódico ou recrescimento de monazita em resposta à mudanças nas condições ambientais durante o (s) evento (s) térmico (s), que podem envolver recristalização ou substituição dos cristais originais. Na amostra estudada também foram identificados cristais com zoneamento concêntrico (Figura 15), de acordo com a classificação de Zhu & O’Nions (1999).

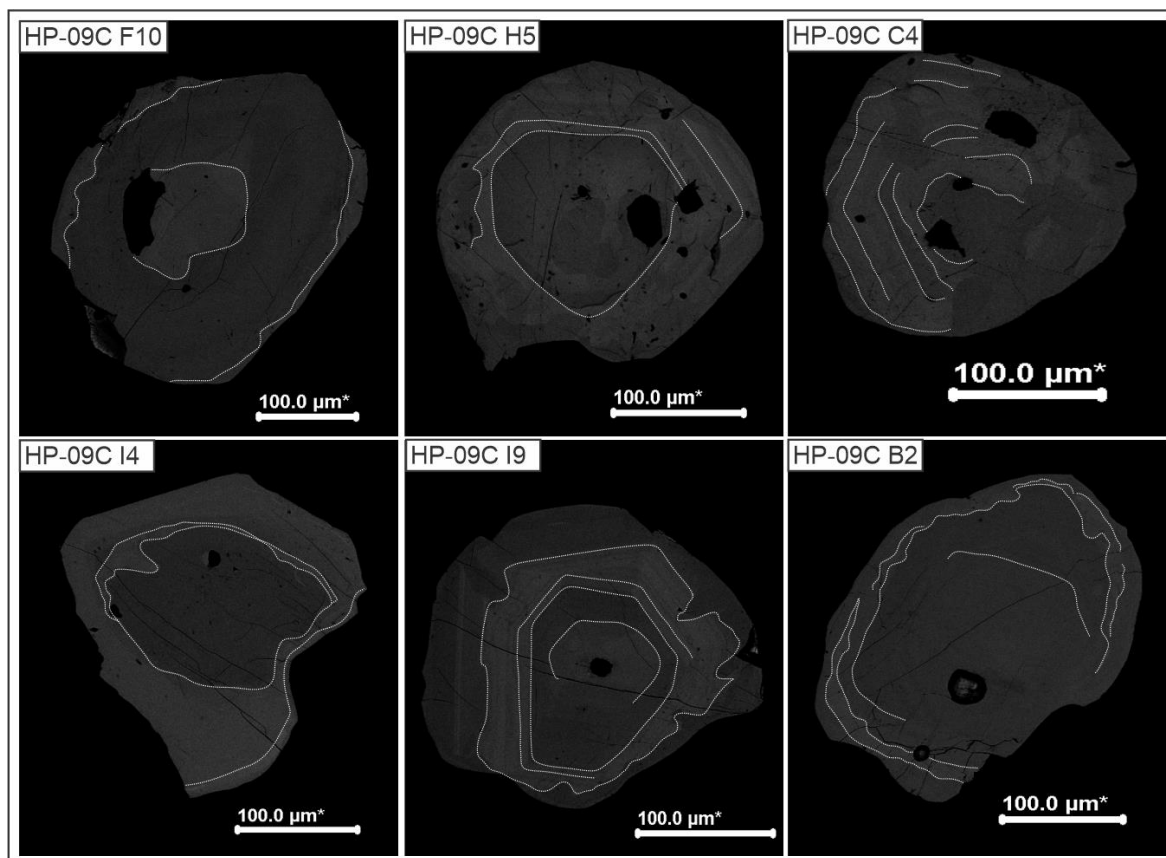


Figura 15 - Cristais de monazita da amostra HP-09C com zoneamento concêntrico (delimitados por linhas brancas).

3.2.2 Granulito Charnóenderbítico HP-02

Para a caracterização química das monazitas da amostra HP-02 foram realizadas capturas de imagens ERE, mapas composicionais, perfis químicos e análises EDS. Foram obtidas análises EDS em 17 cristais de monazita da fração 250-175 μm e de 12 da fração 175-125 μm . Esses cristais foram selecionados com base em variações de tons de cinza nas imagens de ERE (Figura 16), para verificar e quantificar possíveis variações composicionais. Por meio desse imageamento de ERE, foi possível verificar principalmente cristais com monodomínio, além de cristais que exibem um domínio mais claro na borda e outros com zoneamento do tipo concêntrico.

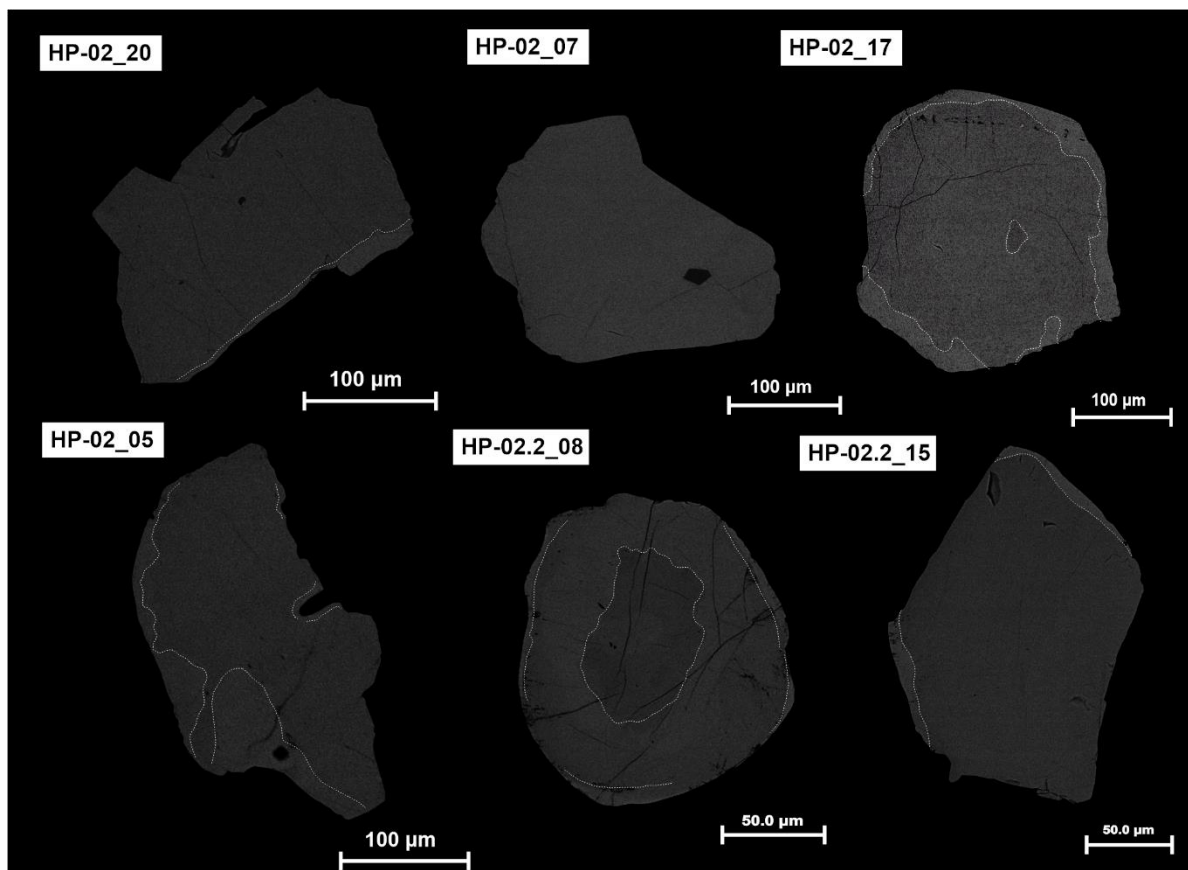


Figura 16 - Imagens de ERE representativas de monazitas do granulito charnoenderbítico (HP-02), com destaque para as variações de domínios (delimitados por linhas tracejadas brancas).

Por meio das análises químicas semiquantitativas foi possível verificar que nos cristais da amostra HP-02 não há variação química expressiva nos grãos analisados. Esses cristais revelaram baixos teores em Elementos Terras Raras Pesados (ETRP) e elevados teores em Elementos Terras Raras Leves (ETRL), o que é característico desse mineral e condizente com sua fórmula química. Na maioria dos pontos o elemento Ce predomina, seguido por La e Nd. A maior variação composicional identificada foi a do tório (Th), para o qual, nos domínios com tons de cinza mais claro, o teor desse elemento é superior aos demais domínios mais escuros nas imagens ERE, conforme é mostrado na Figura 17, onde as análises nos pontos 1, 4 e 5 apresentaram teor superior em Th. Essa relação também é identificada nos perfis e mapas composicionais.

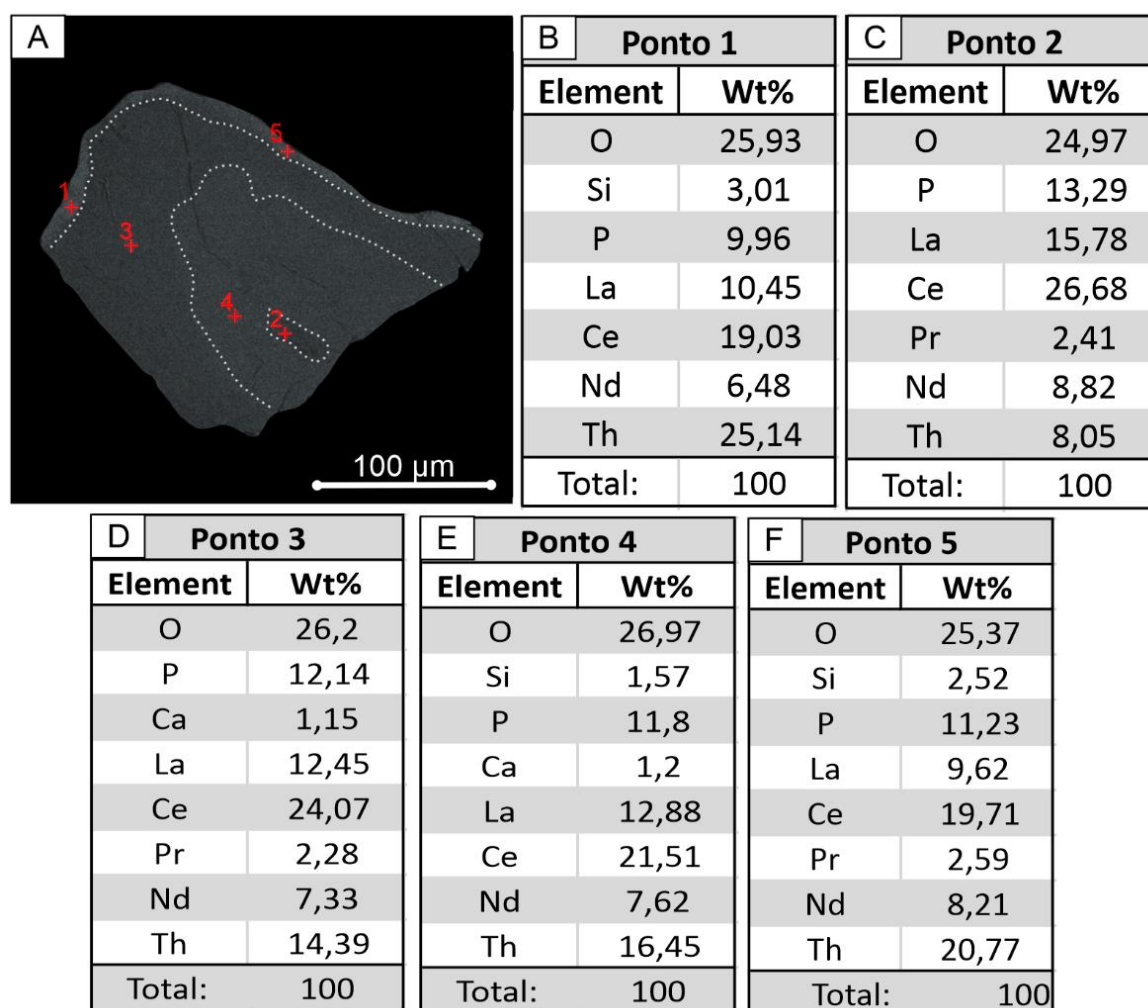


Figura 17 - Exemplo de dados químicos semi-quantitativos obtidos por EDS na amostra HP-02. (A) Cristal de monazita da fração 250-175 µm com a localização dos cinco pontos de análise química e linhas tracejadas destacando leves zoneamentos dados por variação nas tonalidades de cinza da imagem; (B) a (F) Dados químicos dos pontos 1 a 5, exibindo as porcentagens dos elementos maiores em cada ponto.

O mapa geoquímico (Figura 18) quantifica a composição de uma área mineral exposta ao feixe de elétrons. Dessa forma torna possível representar a distribuição dos elementos nos cristais de monazita, permitindo que seja correlacionada a metalografia eletrônica com suas informações microcomposicionais detalhadas (Duarte *et al.* 2003). Por meio da avaliação dos mapas químicos verificou-se que a maioria dos cristais apresentam composição homogênea (monodomínio), mesmo com sutis variações de tonalidade de cinza nas imagens de ERE.

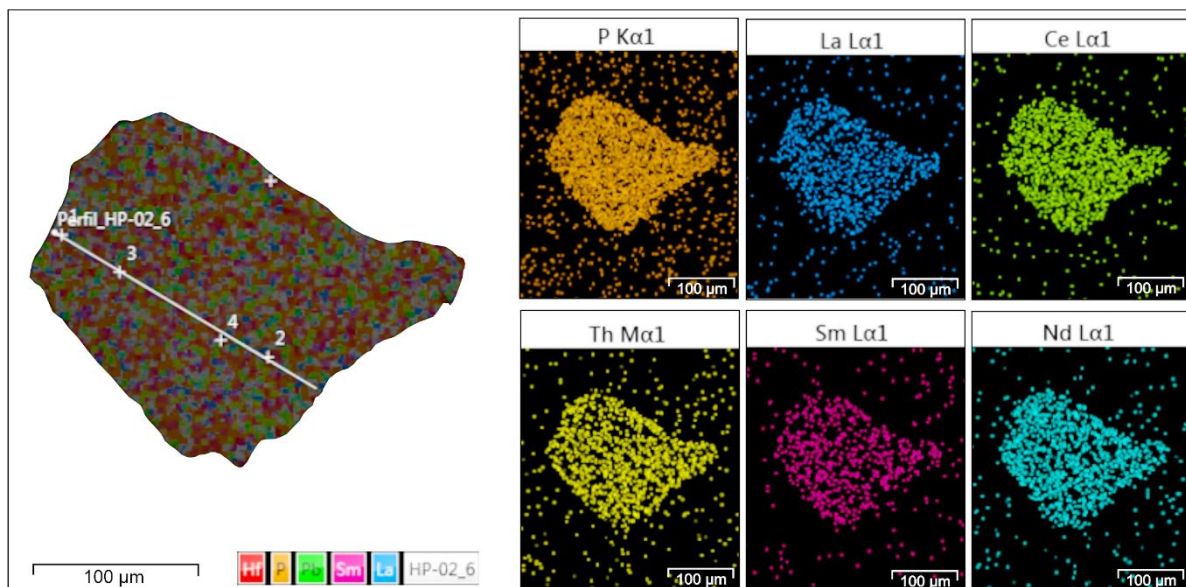


Figura 18 - Mapa de distribuição elemental do cristal 6 da fração 250-175 μm da amostra HP-02, obtido com o sistema EDS e indicando a sobreposição espacial do P, La, Ce, Th, Sm e Nd na estrutura da monazita

O perfil químico determina a variação da composição do cristal ao longo de uma linha pré-estabelecida, que neste caso foi borda-núcleo. Notou-se a influência da concentração de tório na coloração dos domínios (Figura 19). Nos domínios mais escuros observa-se a redução na concentração de tório e urânio. Os ETR apresentam uma leve tendência de aumento da borda para o núcleo.

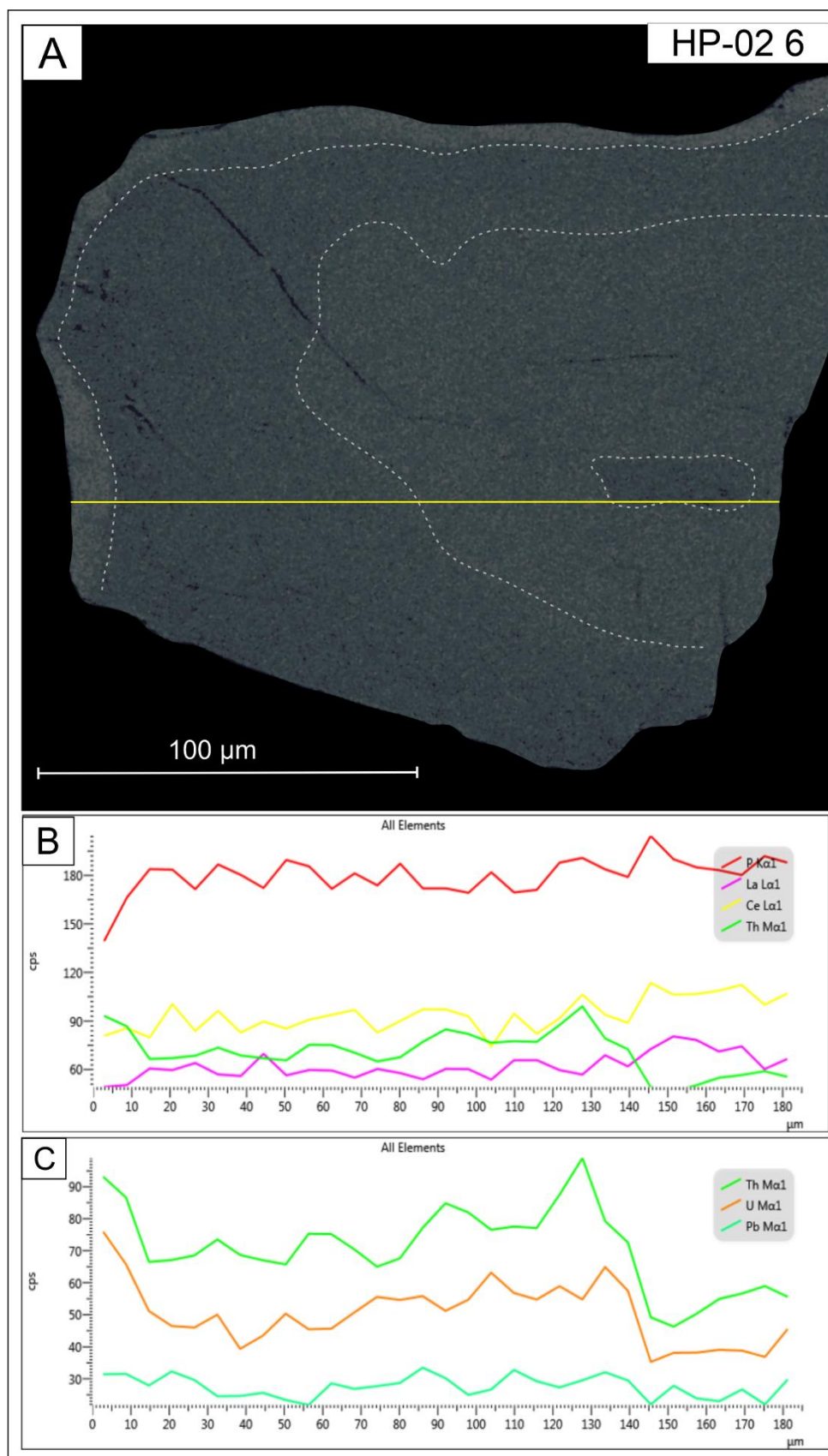


Figura 19 - Perfil composicional obtido por EDS no cristal 6 da amostra HP-02. (A) visão geral do cristal e localização da seção; (B) e (C) Diagramas composicionais obtidos, em diferentes escalas e elementos, mostrando a variação dos elementos na monazita analisada.

3.2.3 Análises por EDS em lâmina delgada

Foram obtidas imagens em “VPG3 SE” (Figura 20) de porções que foram demarcadas durante a descrição petrográfica com o microscópio de luz polarizada, para que houvesse confirmação a partir de análises químicas semiquantitativas pontuais de que os minerais identificados e descritos como monazitas, eram de fato monazitas, visto que algumas propriedades não puderam ser identificadas em lâmina para assim diferenciar dos cristais de zircão que podem ser confundidos.

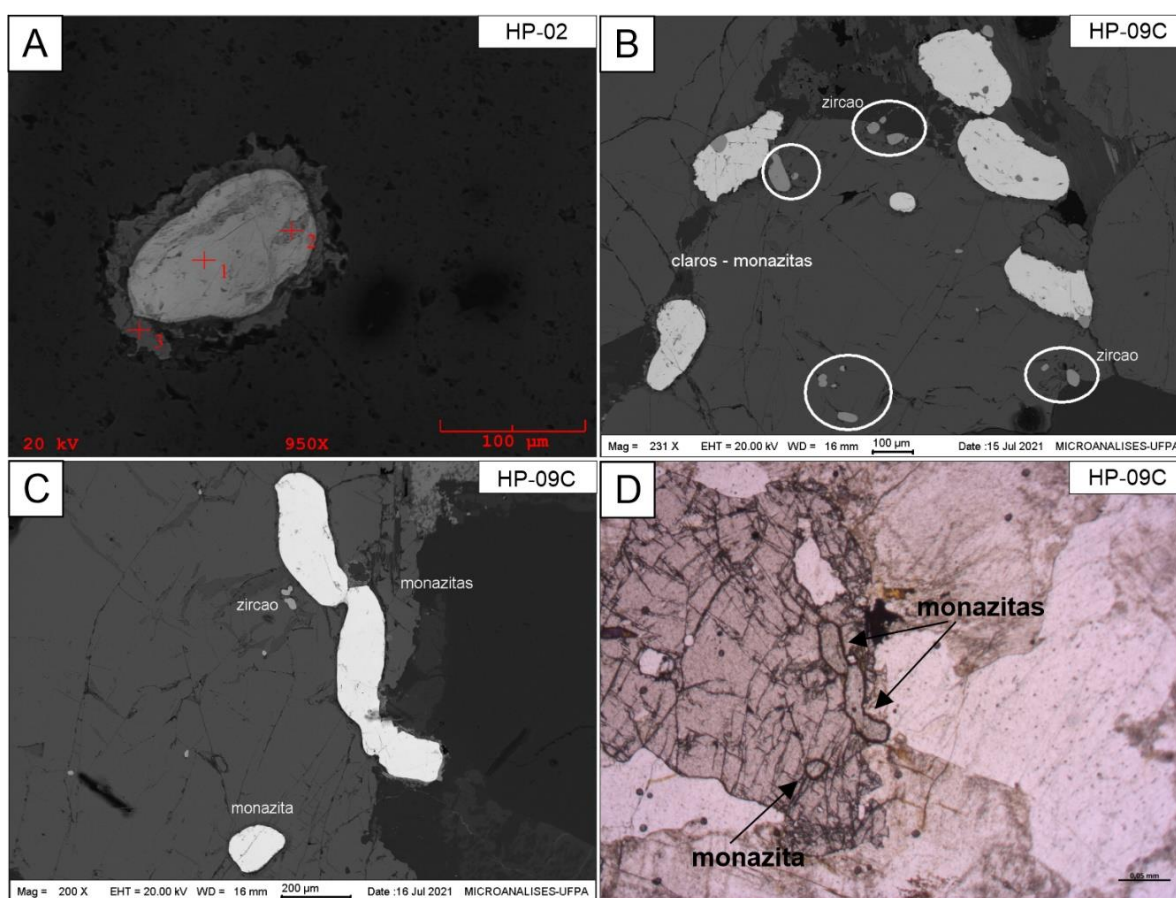


Figura 20 - Imagens em "VPG3 SE" (A-C) e fotomicrografia (D) de lâminas delgadas das amostras abordadas neste trabalho. (A) Cristal de monazita da amostra HP-02 com a localização dos três pontos de análise química semiquantitativa que comprovaram que era monazita. (B) Diferença composicional gerando diferença na coloração dos cristais de monazita e de zircão. (C) e (D) Comparativo dos cristais nas imagens no MEV e na luz natural no microscópio óptico.

3.3 U-Pb EM MONAZITA POR LA-MC-ICP-MS

As análises isotópicas U-Pb *in situ* em monazita por LA-MC-ICP-MS foram realizadas ao longo de uma seção analítica em 11 de novembro de 2020, onde foi analisado um *mount* contendo 100 cristais da fração granulométrica 250-175 μm , da amostra de neossoma (HP-09C) do CTG. As monazitas da amostra de granulito (HP-02), fixadas em *mounts* e caracterizadas por MEV, não puderam ser analisadas por problemas técnicos envolvendo o *Neptune* MC-ICP-MS. Serão analisadas em trabalhos futuros quando o equipamento estiver novamente em condições de realizar análises U-Pb.

Foram realizadas 36 análises pontuais (*spots*) nas monazitas da amostra HP-09C em 31 cristais da fração 250-175 μm (ver tabela de dados no Apêndice A). As imagens de ERE (Figura 21) auxiliaram na escolha das melhores porções do cristal para as análises pontuais, permitindo identificar a presença de algumas inclusões, como zircão, além de micro fraturas em alguns cristais. Algumas análises foram feitas em diferentes domínios do mesmo cristal (p.e. cristal B2, Figura 21) para se avaliar a homogeneidade na composição isotópica e consequentemente da idade.

Os cristais de monazita são granulares, castanho amarelados, e apresentam brilho vítreo. Dos 36 *spots* realizados nestes cristais, 30 foram selecionados para o cálculo de idade por apresentarem grau de discordância inferior a $\pm 2\%$ e erro analítico sobre a razão isotópica $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ menor que 3%. Assim, a média ponderada das razões isotópicas $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ das análises filtradas forneceu uma idade de $2058,2 \pm 6,9$ Ma (MSWD=0,15; n=30; 2σ), conforme se apresenta na Figura 22A. Para o mesmo conjunto de dados foi calculada uma idade concordante de $2056,2 \pm 4,6$ Ma (MSWD=0,31; n=30; 2σ ; Figura 22B), a qual é idêntica à idade média ponderada considerando-se os limites dos erros.

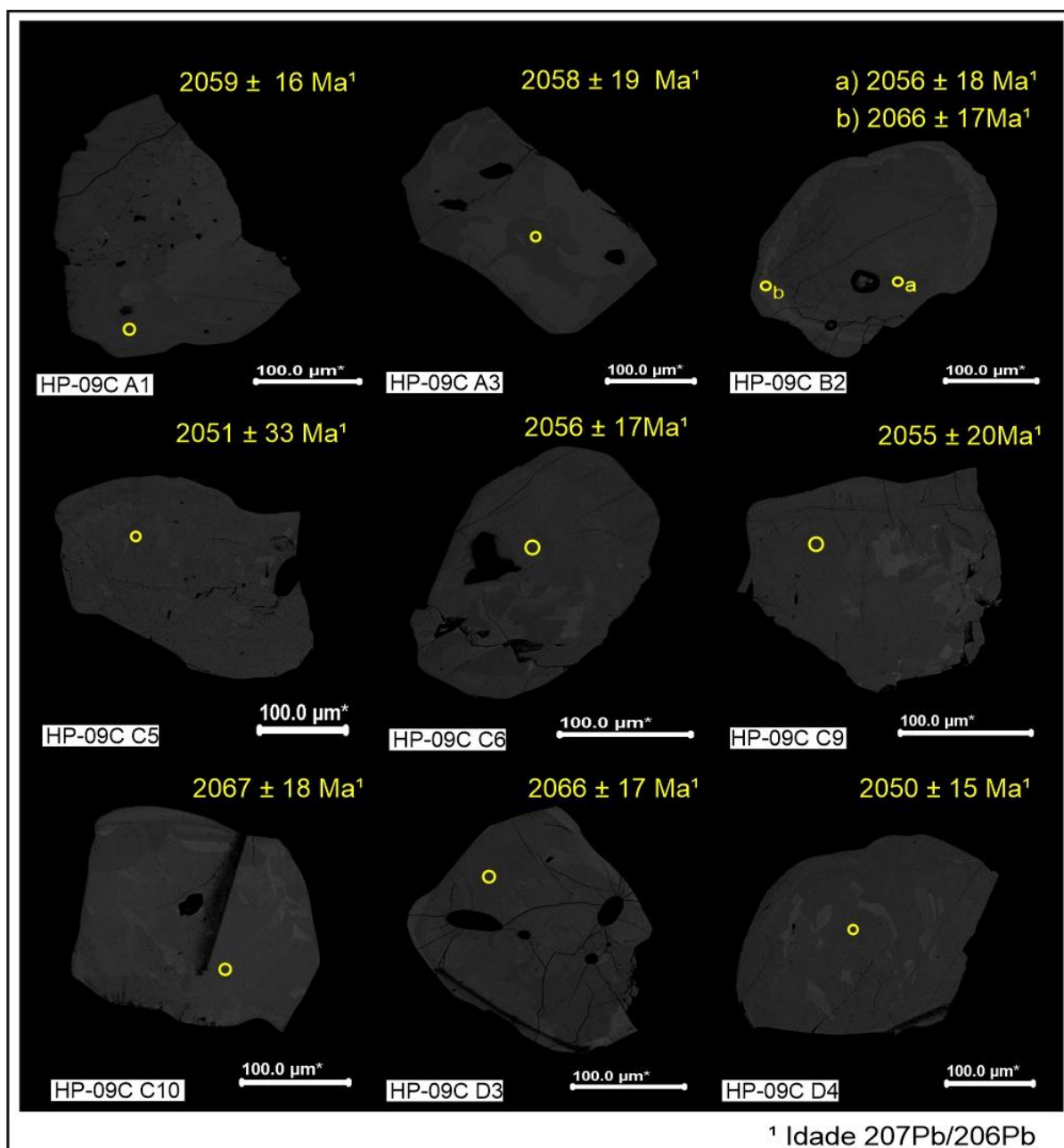


Figura 21 - Imagens ERE representativas de cristais de monazita do neossoma (HP-09C) do CTG, analisados para U-Pb por LA-MC-ICP-MS. Círculos amarelos (10 μm) indicam aproximadamente as posições e os diâmetros dos furos das análises *in situ*. As idades apresentadas são aquelas calculadas a partir das razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

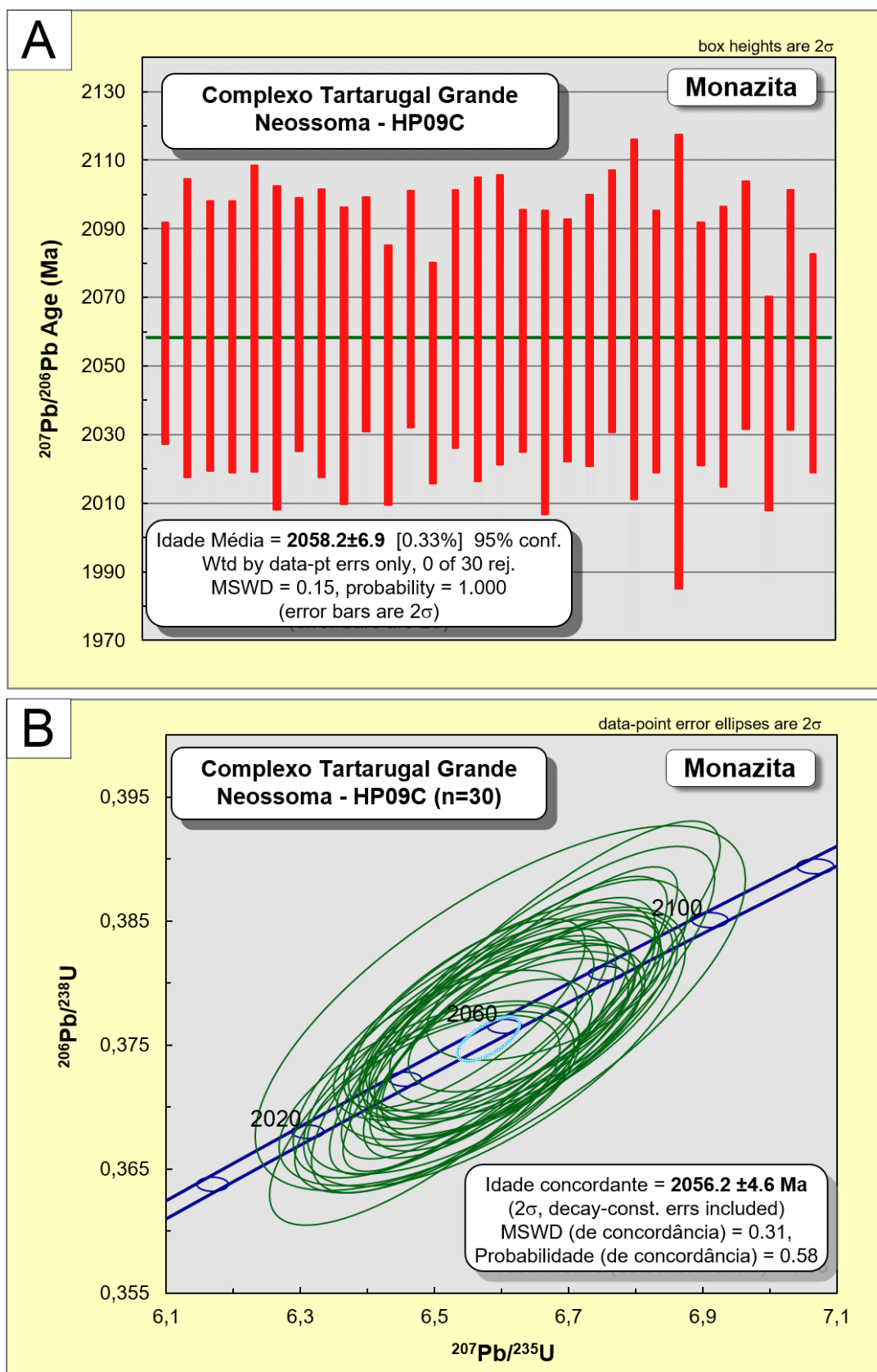


Figura 22 - Diagramas obtidos a partir das análises *in situ* nos cristais de monazita da amostra HP-09C. (A) Diagrama de idade de média ponderada $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ dos dados agrupados das análises; (B) Diagrama Concordância para as análises U-Pb.

3.4 U-Pb EM ZIRCÃO POR LA-Q-ICP-MS

As análises isotópicas U-Pb *in situ* em zircão por LA-Q-ICP-MS da amostra de neossoma do CTG (HP-09C), foram realizadas ao longo de duas seções analíticas. Em 07/12/2021 foi analisado o *mount* da fração 250-175 μm com três conjuntos de 30 análises no total; e no dia 27/07/2022 foi analisado da fração 175-125 μm , com três conjuntos de 30 análises no total. A seleção dos melhores zircões foi realizada com base em imagens de CL obtidas por MEV, que permitiram também a seleção de domínios cristalinos internos, além de ajudar a evitar inclusões, fraturas e feições de metamitização que poderiam causar alterações nas idades obtidas (Figura 23).

Os cristais de zircão são em geral subédricos, prismáticos alongados e outros com faces arredondadas e curtas. Apresentam coloração variando de alaranjada, acinzentada e amarronzada, além de inclusões, microfraturas e indícios de metamitização em alguns cristais.

Dos 100 cristais fixados na pastilha da fração 250-175 μm , foram realizados 30 *spots* (em 20 cristais) e desses, 7 *spots* forneceram idades concordantes ($< \pm 2\%$ de discordância). Dos 70 cristais correspondentes à fração 175-125 μm , 29 foram analisados (30 *spots*) e desses, 12 *spots* forneceram idades concordantes ($< \pm 2\%$ de discordância). Todos os resultados analíticos (Apêndice B) apresentaram baixo conteúdo de Pb comum ($f^{206} < 1\%$) e erros das razões isotópicas menores que 2%. Juntando as análises das duas frações, as idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ concordantes variaram entre 2064 ± 16 e 2167 ± 28 Ma, e foi obtida uma idade neoarqueana de 2676 ± 26 Ma em um cristal da amostra (Figura 24).

Em alguns cristais foram realizados mais de um ponto de análise, a fim de verificar se apresentavam alteração significativa na idade de borda e núcleo entre diferentes domínios no mesmo cristal (Figura 23). Alguns cristais não apresentaram variações, enquanto outros geralmente indicaram bordas mais novas do que o núcleo.

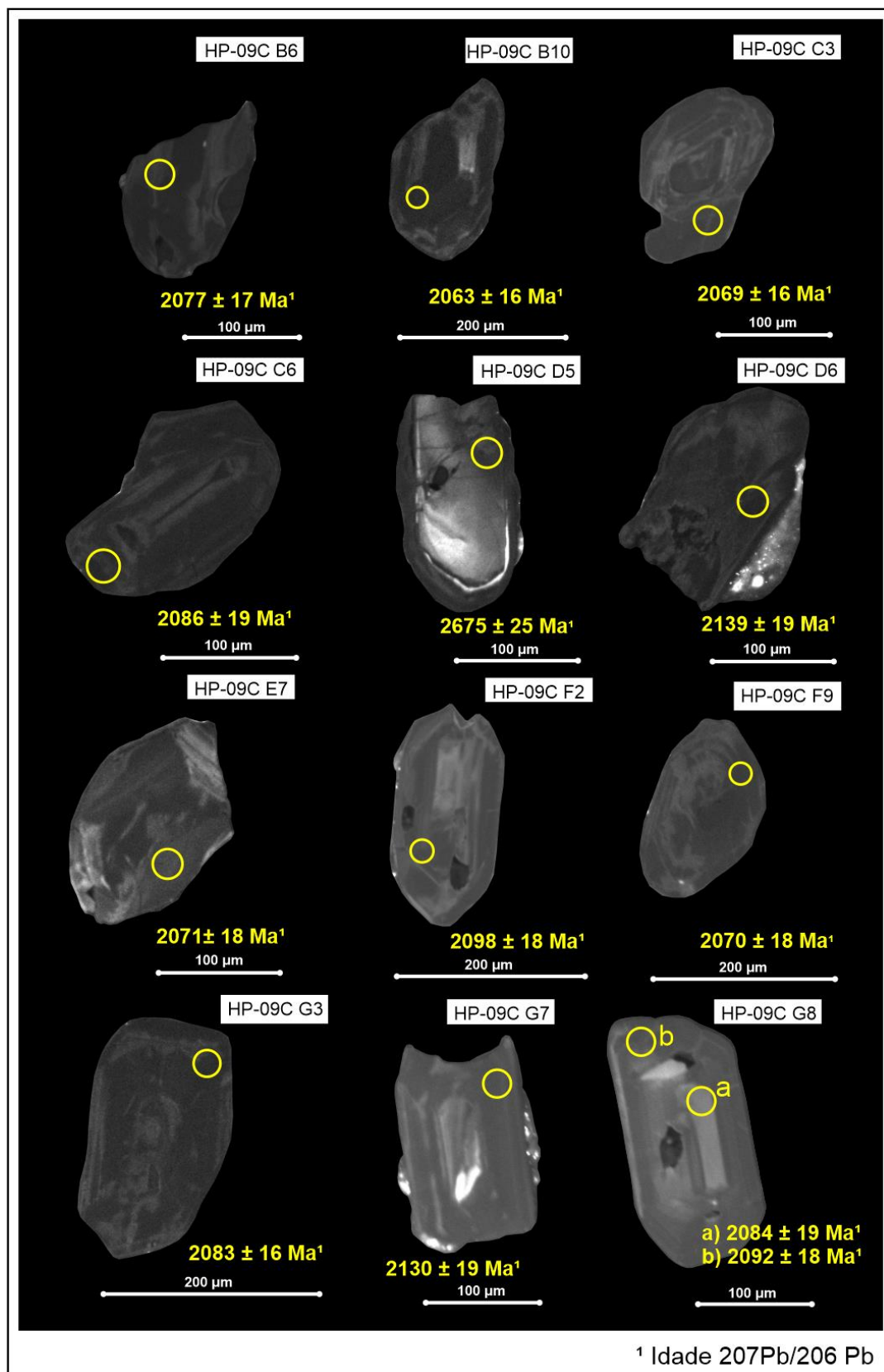


Figura 23 - Imagens (CL) dos cristais de zircão da fração 175-125 μm da amostra HP-09C analisados *in situ* por LA-Q-ICP-MS, que apresentaram idades concordantes. Os círculos amarelos (25 μm) indicam as posições aproximadas e o diâmetro do *spot* realizado durante a etapa de datação. As idades indicadas são calculadas a partir das razões ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb obtidas.

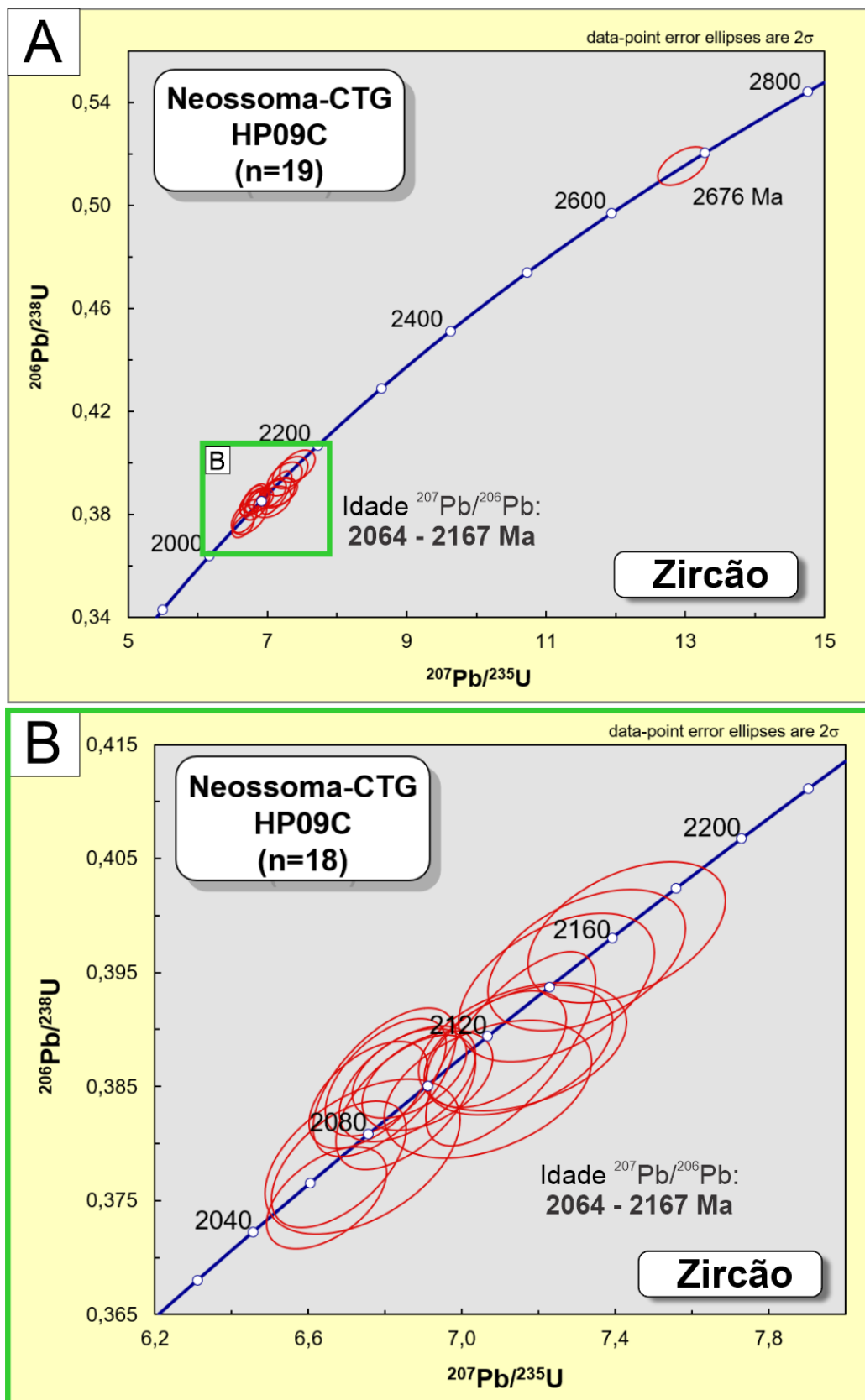


Figura 24 - Diagramas Concórdia gerados a partir das análises U-Pb *in situ* em: A) 19 análises pontuais em zircão (250-175-125 μm) do neossoma do leucognaisse migmatítico (HP-09C) do CTG. B) Detalhe dos resultados dos 18 *spots* riacianos concordantes, mostrando a distribuição dos pontos sobre a Concórdia e o intervalo de idades obtido.

4 DISCUSSÕES

A paragênese mineral $Kfs + Qtz + Grt + Pl \pm Bt$ identificada na amostra do neossoma HP-09C, indicou que a rocha estudada apresenta um protólito provavelmente pelítico ou granitoide do tipo S, visto seu caráter aluminoso. Por meio da petrografia foi possível identificar a presença de feições texturais relacionadas a processos pós-pico metamórfico, como pertitas e mimerquitas. As pertitas podem indicar crescente resfriamento, já que esse intercrescimento é atribuído a reações no estado sólido, onde há a exsolução das lamelas do cristal hospedeiro. Segundo Vernon (2018), grande parte do intercrescimento simplectítico (mimerquítico), é formado em reações metamórficas de estado sólido ou pela presença de pequenas quantidades de magma residual em resfriamento de rochas ígneas, e crescem em temperaturas entre 450-670°C, sendo assim um indício de equilíbrio em temperaturas mais baixas. As feições de substituição de granadas por biotita e o intercrescimento mimerquítico, segundo Gorayeb *et al.* (2021) são indicativos de retrometamorfismo e resfriamento durante a exumação tectônica dessas rochas para níveis crustais mais rasos.

Os estudos petrográficos do granulito charnoenderbítico (HP-02) apontaram para uma paragênese de $Qtz + Pl + Mc + Bt \pm Opx \pm Grts$ e apresentaram indicativos de feições deformacionais que podem ser associadas à evolução dos terrenos granulíticos do CTG, como por exemplo a forte extinção ondulante no quartzo e a presença de subgrãos, com características que indicam a presença de processos de recuperação e recristalização. A extinção ondulante trata-se da primeira feição indicativa de deformação plástica intracristalina, e ocorre quando há distorções ou pequenas rotações da rede cristalina, resultando em mudança de orientação cristalográfica, gerando variáveis posições de extinção (Blenkinsop 2000). São identificados cristais de quartzo com rotação de subgrãos formados a partir da desorientação progressiva gerada pela migração dos defeitos intracristalinos para os limites dos subgrãos (Passchier & Trouw 2005). Essa rocha também apresentou intercrescimento mimerquítico.

Segundo Williams *et al.* (2007) e Hetherington (2017), a monazita em muitas rochas metamórficas é caracterizada pela presença de domínios composicionais, onde alguns deles podem preservar registros de eventos geológicos e idades distintas. Essas idades podem ser interpretadas como eventos formadores de monazitas, assumindo que eles não são produto de alteração ou recristalização parcial. Os eventos de crescimento refletem reações que levaram à produção de monazita. Esses eventos podem ser resultados de várias reações de formação

de monazita dentro de uma mesma faixa P-T, podem refletir infiltração de fluido ou possível precipitação de dissolução induzida por deformação sem uma mudança nas condições P-T ou podem resultar de reações dentro de mais de uma faixa P-T, por exemplo, durante eventos metamórficos (Williams *et al.* 2007). Apesar da presença de monazitas com domínios composicionais distintos em imagens de ERE, as análises isotópicas U-Pb indicaram uma homogeneidade de idades mesmo com diferentes domínios analisados dentro de um mesmo cristal.

As análises isotópicas U-Pb *in situ* nas monazitas do neossoma (amostra HP-09C) forneceram uma idade média ponderada $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de $2058,8 \pm 6,9$ Ma, indicando a idade de formação do neossoma durante a anatexia. Essa idade mostra-se de acordo com os intervalos reportados na literatura para as rochas do CTG por meio de monazita e zircão metamórfico, obtidos por Enjolvy (2008), Gorayeb *et al.* (2021) e Ferreira (2022), e com a idade de colocação de um corpo charnockítico do CTG (Avelar, 2002). Esses resultados em conjunto (ver Tabela 1) apontaram para um pico de metamorfismo de alto grau em torno de 2,06-2,04 Ga.

Segundo Ferreira (2022), o intervalo entre 2,1 a 2,04 Ga, obtido por monazitas de rochas do CTG, pode representar o intervalo de crescimento prolongado desses cristais dentro do contexto de metamorfismo e deformação que ocorreu em escala regional e gerou o CTG. Mas também pode representar uma reabertura parcial do sistema U-Pb de cristais magmáticas oriundos do protólito, durante o episódio de metamorfismo.

As análises isotópicas U-Pb em zircão do neossoma (HP-09C) forneceram idades que se espalharam em um intervalo de ~110 Ma (2,06 a 2,17 Ga) no Diagrama Concórdia. Apenas um cristal apresentou idade neoarqueana concordante (2676 ± 26 Ma). Em alguns cristais as análises das porções internas e externas (núcleo e borda) apresentaram variações, sendo geralmente a porção interna mais antiga. O que sugere núcleos preservados dos protólitos riacianos e bordas rejuvenescidas pela atuação do metamorfismo.

Essa variação de idades reveladas pelos zircões da amostra pode ser um indicativo dos efeitos do metamorfismo de alto grau nos cristais de zircão do protólito dessa rocha. Nesse caso, interpreta-se esse intervalo de idades como o rejuvenescimento do sistema U-Pb dos zircões herdados, porém em grau variável de um cristal para outro. Assim, alguns cristais

ainda preservam a idade de cristalização magmática enquanto outros tiveram seu sistema U-Pb parcialmente a totalmente reaberto durante o metamorfismo.

Nesse contexto, as idades mais antigas de 2,17 a 2,08 Ga podem ser interpretadas como remanescentes dos protólitos, enquanto as idades mais novas de 2,06-2,07 Ga são interpretadas como idades do evento metamórfico, resultante da reabertura do sistema U-Pb. Esse aponta para um protólito magmático riaciano, provavelmente um granito pré-colisional do orógeno transamazônico (Rosa-Costa *et al.* 2014, Milhomem Neto & Lafon 2020, Vianna *et al.* 2020). A idade de 2,06 Ga para o evento metamórfico é similar aquelas previamente obtidas em zircão e monazita por Enjolvy (2008), Gorayeb *et al.* (2021), Ferreira (2022), além de ser concordante à idade obtida com a datação das monazitas da mesma amostra.

Alternativamente, o intervalo de idades obtido poderia representar diferentes fontes para zircões detríticos da amostra, uma vez que o leucognaisse migmatítico (HP-09) é considerado de origem sedimentar (Paragnaisse). De qualquer maneira, as idades mais novas (~2,06-2,07 Ga) não condizem com aquelas de unidades do entorno que poderiam ser a fonte desses zircões na amostra. Reforçando a atuação do metamorfismo para produzir essas idades mais novas.

As idades obtidas neste trabalho estão de acordo com as idades entre 2,04 e 1,98 Ga obtidas por Oliveira *et al.* (2008) a partir da datação Sm-Nd em granada e rocha total de granulitos félsicos, que foram interpretadas como correspondentes ao episódio de metamorfismo de alto grau do CTG, na região nordeste do bloco arqueano Amapá, comprovando uma idade tardi-transamazônica para esse evento. A diferença entre as idades deve-se a diferença nas temperaturas de fechamento do zircão e da monazita, pois a temperatura de fechamento para o sistema da granada é mais baixa, sendo assim representa o resfriamento após o pico metamórfico quando a temperatura de fechamento do sistema Sm-Nd nas granadas é atingida em torno de 600°C (Metzger *et al.* 1992, Gorayeb *et al.* 2021).

A proposta de evolução aborda que a região teve uma evolução no final do Riáciano e início do Orosiriano marcada por um intenso magmatismo entre ~2,10 e 2,08 Ga, responsável pela colocação de plutons graníticos como o Granito Bom Jesus (Vianna *et al.* 2020) e o Granito Porto Grande (Batista 2021), e pela colocação dos protólito ígneos riacianos das rochas de alto grau do CTG (Rosa-Costa *et al.* 2014, Gorayeb *et al.* 2021), além de gerar aquecimento regional. Esse magmatismo foi seguido por um evento metamórfico de alta

temperatura e pressão intermediária que afetou tanto rochas orto e paraderivadas arqueanas, quanto granitoides riacianos.

O pico desse evento metamórfico foi em torno de $\sim 2,06$ - $2,04$ Ga, atingindo pressões de $800 \pm 20^\circ\text{C}$ e pressões de 6-7 Kbar (Gorayeb *et al.* 2021), gerando as rochas granulíticas, anatexia e intrusão de plútons charnockíticos na região. O resfriamento ocorreu entre $\sim 2,04$ e $\sim 1,98$ Ga até alcançar temperatura abaixo de 300°C ($325 \pm 25^\circ\text{C}$ -Harrison *et al.* 1985) por volta de 1,96 Ga (Ar-Ar em biotita por Enjolvy 2008).

A partir de idades obtidas por zircão e monazitas de rochas granulíticas do sudoeste do Bloco Amapá, Rosa-Costa *et al.* (2008) identificaram que houve uma sobreposição de eventos metamórficos no embasamento arqueano durante a orogênese Transamazônica, registrando assim dois principais eventos tectono-termais. O primeiro foi obtido através da datação de monazitas que forneceram idades de 2096 ± 6 , 2093 ± 8 , 2088 ± 8 , 2087 ± 3 e 2086 ± 8 Ma, e pela idade de 2091 ± 5 Ma que foi obtida pela datação de zircão. Essas idades forneceram uma estimativa confiável do tempo do metamorfismo de fácies granulito que atingiu o sudoeste do Bloco Amapá, e sugeriu que foi contemporâneo ao desenvolvimento de um sistema de empuxo associado ao estágio colisional do orógeno Transamazônico, por volta de 2,10-2,09 Ga. O segundo evento atingiu a fácies anfíbolito, e foi datado a partir de monazitas que forneceram idades de 2056 ± 7 Ma e 2038 ± 6 Ma, que indicam um estágio orogênico tardio marcado pela colocação granítica e migmatização do embasamento arqueano ao longo de zonas de cisalhamento. Sendo assim, a idade obtida para as monazitas da amostra HP-09C, associada as idades obtidas por Ferreira (2022), indicam que tanto o 1° quanto o 2° evento registrados no sudoeste do bloco Amapá também são encontrados nas rochas do CTG.

Os dados geocronológicos U-Pb em monazita e zircão reforçam que esse evento metamórfico orogênico tardio também é registrado em outra porção do sudeste do Escudo das Guianas, como no cinturão granulítico Bakhuis (De Roever *et al.* 2003) no Suriname. Delor *et al.* 2003a propuseram que o estiramento crustal orogênico tardio e o cisalhamento sinistral prolongado durante uma fase de colisão continental oblíqua poderiam explicar a configuração estrutural de colocação dos terrenos granitoides-*greenstones* do Escudo das Guianas, limitados por cinturões de rochas granulíticas (Complexo Imataca, cinturão granulítico de Bakhuis e o TGG). Sugerem que as condições de UHT e o caminho P-T do metamorfismo granulítico registrado no Cinturão Bakhuis, foram causados pela ressurgência do manto em uma zona de adelgaçamento crustal associado à processos de tectônica vertical.

Sendo assim, o episódio de metamorfismo registrado no CTG (2,06-2,04 Ga) é coevo ao metamorfismo UHT do cinturão granulítico Bakhuis (2,09-2,03 Ga; De Roever *et al* 2003, 2019, Klaver *et al.* 2015), no final do Riáciano, mas não significa que foram formados pelos mesmos processos metamórficos. Vianna *et al.* (2020) propôs um modelo geotectônico mais atual envolvendo a geração de um arco magmático continental Mesoriáciano de longa duração (~2,20-2,13 Ga) que evoluiu para um cenário colisional com a agregação de terrenos paleoproterozoico ao bloco arqueano durante o Neoriáciano (2,11-2,08 Ga). Um cenário de *slab break-off* teria sido responsável pelas condições de alto grau metamórfico no CTG. Entretanto, o processo de subdução findou em cerca 2,11 Ga, seria um intervalo de aproximadamente 50 Ma entre o final da subdução e o *slab break-off* parece ser muito longo, logo não favorece esse modelo de evolução. O contexto de *slab break-off* ainda é coerente em partes, mas a proposta de Delor *et al.* (2003a) ainda é a que mais se aplicaria para explicar a formação do CTG (Gorayeb *et al.* 2021, Ferreira 2022).

5 CONCLUSÕES

A etapa de geocronologia *in situ* pelo método U-Pb por LA-ICP-MS em monazita e zircão, de um neossoma de um leucognaisse migmatítico, permitiu a obtenção de um conjunto de idades robusto para o metamorfismo no CTG. A monazita forneceu uma idade média ponderada $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de $2058,8 \pm 6,9$ Ma, e o zircão apresentou idades que espalharam em um intervalo de 2,06 a 2,17 Ga, além de um ponto concordante de 2,68 Ga. A idade da monazita e a dos zircões mais novos se mostraram concordantes dentro do mesmo intervalo, e foram interpretadas como correspondente ao pico de metamorfismo granulítico (2,06-2,04) que ocorreu no final do orógeno riaciano e está registrado no CTG, e estão de acordo com os intervalos previamente obtidos para a unidade por Oliveira *et al.* (2008), Enjolvy (2008), Gorayeb *et al.* (2021) e Ferreira (2022). As idades de 2,08 a 2,17 Ga obtidas em zircão foram interpretadas como correspondente aos protólitos, e a de 2,68 Ga como herança arqueana.

No contexto do sudeste do Escudo das Guianas, os dados analíticos obtidos concordam que o evento de metamorfismo de alto grau do CTG é coevo ao evento de metamorfismo de ultra-alta temperatura registrado no cinturão granulítico Bakhuis (De Roever *et al.* 2003, 2019, Klaver *et al.* 2015), e ao evento metamórfico registrado no sudoeste do Bloco Amapá por Rosa-Costa *et al.* (2008).

As idades determinadas neste trabalho, bem como a interpretação dos dados petrográficos e analíticos obtidos contribuíram para o entendimento do quadro geocronológico do metamorfismo no CTG e sua relação com os eventos já registrados no Sudeste do Escudo das Guianas.

REFERÊNCIAS

Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck P.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Reviews*, **17**: 1-29.

Avelar V.G. 2002. *Geocronologia Pb-Pb em zircão e Sm-Nd rocha total da porção centro-norte do Estado do Amapá-Brasil*: Implicações para a evolução geodinâmica do setor oriental do Escudo das Guianas. PhD Thesis, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 213p.

Avelar V.G., Lafon J.M., Delor C., Guerrot C., Lahondère D. 2003. Archean crustal remnants in the easternmost part of the Guiana Shield: Pb-Pb and Sm-Nd geochronological evidence for Mesoarchean versus Neoproterozoic signatures. *Geologie de la France*, (2-3-4): 83-100.

Barreto C., Lafon J.M., Rosa-Costa L.T. 2009. Magmatismo eoríaciano (2,26 Ga) na porção norte do Bloco arqueano Amapá, Região central do Amapá: nova evidência e implicações geodinâmicas. In: SBG - Núcleo Norte, 9º Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus. *Anais[...]* Manaus, 1 CD-ROM.

Batista P.H.M. 2021. *Geocronologia U-Pb e geoquímica isotópica Hf- Nd do granito Porto Grande, Centro-leste do Amapá*. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) - Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Faculdade de Geologia, Belém, 102 p.

Blenkinsop T. 2000. Deformation microstructures and mechanisms in mineral and rocks. Dordrecht, Kluwer Academic Press. 169p.

Brito Neves B. B. & Cordani U. G. 1991. Tectonic evolution of South American during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, **53** (1-2), 23-40.

Cordani U.G., Teixeira W., D'Agrella-Filho M.S., Trindade R.I. 2009. The position of the Amazonian Craton in supercontinents. *Gondwana Research*, **15**: 396-407.

De Roever E.W.F., Lafon J.M., Delor C., Cocherie A., Rossi P., Guerrot C., Potrel A. 2003. The Bakhuis ultrahigh-temperature granulite belt (Suriname): I. Petrological and geochronological evidence for a counterclockwise P-T path at 2.07–2.05 Ga. *Géol. France 2-(2-3-4)*: 175–205.

De Roever E.W.F., Beunk F.F., Yi K., Groot K., Klaver M., Nanne J.A.M., Steeg W., Thijssen A.C.D., Uunk B., Vos H., Davies G.R., Brouwer F.M. 2019. The Bakhuis Granulite Belt in W Surinam, its development and exhumation. In: 11th Guiana geol conference: the tectonics and resource potential of NE south America, Paramaribo. Geol. Mijnbouwkd. Dienst Suriname Meded. **29**:53–58.

Delor C., Lahondère D., Egal E.; Lafon J.M., Cocherie A., Guerrot C., Rossi P., Truffert C., Theveniaut H., Phillips D., Avelar V.G. 2003a. Transamazonian Crustal growth and reworking as revealed by the 1:500.000 – scale geological map of French Guiana (2nd edition). *Géologie de la France – Special Guiana Shield*. BRGM – SGF Editor. **2-3-4**: 5-58.

Delor C., Roeber E.W.F., Lafon J.M., Lahondère D., Rossi P., Cocherie A., Guerrot C., Potrel A. 2003b. The Bakhuil ultrahigh-temperature granulite belt (Suriname): II. Implications for late Transamazonian crustal stretching in a revised Guiana Shield framework. *Géologie de la France – Special Guiana Shield.*, BRGM – SGF Editor, **2-3-4**: 207-230.

Duarte L.C., Juchem P.L., Pulz G.M., Brum T.M.M., Chodur N., Liccardo A., Fischer A. C., Acauan R. B. 2003. Aplicações de Microscopia Eletrônica de Varredura e Sistemas de Energia Dispersiva (EDS) no Estudo de Gemas: exemplos brasileiros. *Pesquisas em geociências*, **30**(2): 3-15.

Enjolvy R., 2008. *Processus d'accrétion crustale et régimes thermiques dans le bouclier des Guyanes*: assinaturas geoquímicas e termocronológicas au Transamazonien (2250-1950 Ma). PhD Thesis, Universidade de Montpellier II, França, 305 p.

Faraco M.T.L., Marinho P.A.C., Costa E.J.S., Vale A.G. 2004. Folha NA.22-Macapá. In: Schobbenhaus C., Gonçalves J.H., Santos J.O.S., Abram M.B., Leão Neto R., Matos G.M.M., Vidotti R.M., Ramos M.A.B., Jesus J.D.A. *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo*: sistema de informações geográficas - SIG. Brasília, DF, CPRM. (Programa Geologia do Brasil).

Ferreira D.P.A. *Implantação da metodologia U-Pb em monazita por LA-ICP MS no Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA (Pará-Iso)*: aplicação em rochas de alto grau metamórfico da região central do Amapá, Sudeste do Escudo das Guianas. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 121 p.

Fettes D. & Desmons J. 2007. *Metamorphic rocks: classification and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks*. Cambridge University Press, 244 p.

Fraga L.M. & Cordani U. 2019. Early Orosirian tectonic evolution of the Central Guiana Shield: insights from new U-Pb SHRIMP data. In: Saxi- XI Inter Guiana Geological Conference. Paramaribo, Suriname. *Extended abstract*, p. 59–62.

Gonçalves G.O. 2015. *Desenvolvimento de padrão para geocronologia U-Pb e traçador isotópico Sm-Nd em monazita por LA-ICP-MS, Orógeno Araçuaí, leste do Brasil*. MS Dissertation, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Minas Gerais, 193p.

Gonçalves G.O., Lana C., Scholz R., Buick I.S., Gerdes A., Kamo S.L., Corfu F., Marinho M.M., Chaves A.O., Valeriano C., Nalini H.A. Jr. 2016. An assessment of monazite from the Itambé pegmatite district for use as U-Pb isotope reference material for microanalysis and implications for the origin of the “Moacyr” monazite. *Chemical Geology*, **424**: 30–50. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2015.12.019>

Gonçalves G.O., Lana C., Scholz R., Buick I.S., Gerdes A., Kamo S.K., Corfu F., Rubatto D., Wiedenbeck M., Nalini Jr H.A., Oliveira L.C.A. 2018. The Diamantina Monazite: a new low-th reference material for microanalysis. *Geostandards and Geoanalytical Research*, **42** (1): 25-47. <https://doi.org/10.1111/ggr.12192>

Gorayeb P.S.S., Paiva H.P.S., Lafon J.M., Rosa-Costa L.T., Dantas E.L. 2021. Petrology and crustal evolution of the Tartarugal Grande Granulitic Complex - Northeastern Amazonian Craton. *Journal of South American Earth Sciences*, **112**:103549. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103549>

Harrison T.M., Duncan I., Mc Dougall I. 1985. Diffusion of ^{40}Ar in biotite: temperature, pressure and compositional effects. *Geochim. Cosmochim Acta*, **49** (11): 2461-2468. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(85\)90246-7](https://doi.org/10.1016/0016-7037(85)90246-7)

Hetherington C.J., Backus E.L., McFarlane C.R., Fisher C.M., Pearson D.G. 2018. Origins of textural, compositional, and isotopic complexity in monazite and its petrochronological analysis. In: Moser D. E., Corfu F., Darling J. R., Reddy S. M., Tait K. (ed.). *Microstructural geochronology: planetary records Down to Atom Scale*. Flórida, John Wiley & Sons, p. 63-90. (*Geophysical Monograph*, 232).

Horstwood M.S.A., Kosler J., Gehrels G., Jackson S.E., McLean N.M., Paton C., Pearson N.J., Sircombe K., Sylvester P., Vermeesch P., Bowring J.F., Condon, D.J., Schoene, B., 2016. Community-derived standards for LA-ICP-MS U-Th-Pb geochronology e uncertainty propagation, age interpretation and data reporting. *Geostandards and Geoanalytical Research*, **40**(3): 311-332. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2016.00379.x>

Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, **211**:47–69. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.06.017>

Jorge João X.S.J., Carvalho J.M.A., Vale A.G., Frizzo S.J., Martins R.C. 1979. Projeto Rio Falsino (relatório final). Belém, DNPM-CPRM, v.1A, 199p.

Klaver M., Roever E.W.F., Nanne J.A.M., Mason P.R.D., Davies G.R., 2015. Charnockites and UHT metamorphism in the Bakhuis Granulite Belt, western Suriname: Evidence for two separate UHT events. *Precambrian Research*, **262**: 1–19.

Kohn M.J. & Vervoot J.D. 2008. U-Th-Pb dating of monazite by single-collector ICP-MS: Pitfalls and potential. *Geochemistry, Geophysics and Geosystems*, **9** (4): 1-16. <https://doi.org/10.1029/2007GC001899>

Kroonenberg S.B., De Roever E.W.F., Fraga L.M., Reis N.J., Faraco M.T., Lafon J.M., Cordani U., Wong T.E. 2016. Paleoproterozoic evolution of the Guiana Shield in Suriname: A revised model. *Netherlands Journal of Geosciences*, **95** (4): 491-522. <https://doi.org/10.1017/njg.2016.10>

Lafon J.M., Avelar V.G., Rossi P., Delor C., Guerrot C., Pidgeon R.T. 2000. Geochronological evidence for reworked neoproterozoic crust during Transamazonian orogeny (2.1 Ga) in southeastern Guiana shield. In: SBG, 31o International Geological Congress. *Anais[...]*, Rio de Janeiro, 1 CD-ROM.

Lima M.I.C., Montalvão R.M.G., Issler R.S., Oliveira A.S., Basei M.A.S., Araújo J.F.V., Silva G.G. 1974. Geologia. *In: Brasil Projeto RADAM. Folha NA/NB 22 Macapá*. Rio de Janeiro, v. 6, 120p.

Ludwig K.R. 2003. *User's Manual for Isoplot/Ex version 3.00* – a geochronology Toolkit for Microsoft Excel, No. 4. Berkeley Geochronological Center, Special Publication, 70p.

Metzger K., Essene E.J., Halliday A.N. 1992. Closing temperatures of the Sm-Nd system in metamorphic garnets. *Earth Planet Sci. Lett.* **113**: 397-409. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(92\)90141-H](https://doi.org/10.1016/0012-821X(92)90141-H)

Milhomem Neto J.M. & Lafon J.M. 2019. Zircon U-Pb and Lu-Hf isotope constraints on Archean crustal evolution in Southeastern Guyana Shield. *Geoscience Frontiers*, **10**: 1477-1506.

Milhomem Neto J.M. & Lafon J.M. 2020. Crustal growth and reworking of Archean crust within the Rhyacian domains of the southeastern Guiana Shield, Brazil: Evidence from zircon U-Pb-Hf and whole-rock Sm-Nd geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, **103**: 102740.

Oliveira E.C, Lafon J.M, Gioni S.M.C.L, Pimentel M.M. 2008. Datação Sm-Nd em rocha total e granada do metamorfismo granulítico da região de Tartarugal Grande, Amapá Central. *Revista Brasileira de Geociências*, **38** (1): 116-129.

Paiva H.P.S. 2016. *Caracterização petrográfica, geoquímica e geocronológica U-Pb das rochas de alto grau metamórfico do Complexo Tartarugal Grande, sudeste do Escudo das Guianas, Amapá*. MS Dissertation, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 89 p.

Passchier C. W. & Trouw R.A.J. 2005. *Microtectonics*, 2nd ed. Germany, Springer Science & Business Media, 366p.

Ricci P.S.F., Carvalho J.M.A., Rosa-Costa L.T., Klein E.L., Vasquez M.L., Vale A.G., Macambira E.B.M., Araújo O.J.B. 2001. *Geologia e recursos minerais do Projeto RENCA – Fase I*. Belém, CPRM – Serviço Geológico do Brasil.

Raith M., Raase, P., Reinhardt, J. 2014. *Guia para microscopia de minerais em lâminas delgadas* (Tradução para o Português: Maria do Carmo Gastal & Márcia Elisa B. Gomes. 126 p. e-Book ISBN 978-3-00-046279-5 (PDF).

Rosa-Costa L.T., Vasquez M.L., Carvalho J.M.A., Ricci P.S.F., Lafon J.M. 2001. Geocronologia preliminar do Arqueano e Paleoproterozoico do NW do Pará/SW do Amapá – Escudo das Guianas. *In: SBG-NO, 7º Simpósio de Geologia da Amazônia. Resumos Expandidos*, Belém, 1 CD ROM.

Rosa-Costa L.T., Lafon J.M., Delor C. 2006. Zircon geochronology and Sm-Nd isotopic study: Further constraints for the Archean and Paleoproterozoic geodynamical evolution of the southeastern Guiana Shield, north of Amazonian Craton, Brazil. *Gondwana Research*, **10**: 277- 300.

Rosa-Costa L.T., Lafon J.M., Cocherie A., Delor C. 2008. Electron microprobe U-Th-Pb monazite dating of the transamazonian metamorphic overprint on Archean rocks from the Amapá Block, southeastern Guiana Shield, northern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **26**: 445- 462.

Rosa-Costa L.T., Silva C.M.G., Barbosa J.P.O., Costa Neto M.C. 2012. Programa Geologia do Brasil-PGB. Rio Araguari. Folha NA.22-Y-B. Estado do Amapá. Carta Geológica. Belém: CPRM, 1 mapa colorido, 120 x 85 cm. Escala 1:250.000.

Rosa-Costa L.T., Chaves C.L., Klein E.L. 2014. *Geologia e recursos minerais da Folha Rio Araguari (NA.22-Y-B: Estado do Amapá: escala 1:250.000)*. Belém, CPRM, 159 p.

Santos J.O.S. 2003. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central. In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (eds.). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. Brasília, DF, CPRM.

Santos J.O.S., Hartmann L.A., Faria M.S., Riker S.R., Souza M.M., Almeida M.E., McNaughton N.J. 2006. A compartimentação do cráton amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000–2006. In: SBG-NO, 9º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, *Anais*[...].

Santos M.M., Lana C., Scholz R., Buick I., Schmitz M.D., Kamo S.L., Gerdes A., Corfu F., Tapster S., Lancaster P., Storey C.D., Basei M.A.S., Tohver E., Alkmim A., Nalini H., Krambrock K., Fantini C., Wiedenbeck M. 2017. A new appraisal of Sri Lankan BB zircon as a reference material for LA-ICP-MS U-Pb geochronology and Lu-Hf isotope tracing. *Geostandards & Geoanalytical Research*, **41**: 335-358.

Schobbenhaus C. & Brito Neves B.B. 2003. A Geologia do Brasil no contexto da Plataforma Sul-Americana. In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (eds.). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. Brasília, DF, CPRM. 673 p.

Stacey J.S. & Kramers J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, **26**(2):207–221. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(75\)90088-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(75)90088-6)

Streckeisen, A.L. 1976. Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. *N. Jahrb. Miner. Abh.*, **107**: 144-240.

Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito Neves B.B. (ed.). *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Ed. Beca, p. 471-485.

Tassinari C.C.G., Bettencourt J.S., Geraldés M.C., Macambira M.J.B., Lafon J.M. 2000. The Amazonian Craton. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (eds.). *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31st International Geological Congress, p. 41-95.

Tavares R. P. S. 2009. Granitoides e anfibolitos da Serra do Navio, borda norte do Bloco Arqueano Amapá: caracterização petrográfica e geoquímica, geocronologia Pb-Pb em zircão e isótopos de Nd. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 114 p.

Vanderhaeghe O., Ledru P., Thiéblemont D., Egal E., Cocherie A., Tegye M., Milési J. 1998. Contrasting mechanism of crustal growth Geodynamic evolution of the Paleoproterozoic granite–greenstone belts of French Guiana. *Precambrian Research*, **92**: 165- 193.

Vasquez M. L. & Rosa-Costa L.R. (org.) 2008. *Geologia e recursos minerais do estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará*. Organizadores, Vasquez ML, Rosa-Costa LT Escala 1.1.000: 000.

Vernon R.H. 2018. A practical guide to rock microstructure. 2nd ed. Cambridge, Cambridge university press. 594 p. doi:10.1017/9781108654609.

Vianna S.Q., Lafon J.M., Milhomem Neto J.M., Silva D.P.B., Barros C.E.M. 2020. U-Pb geochronology, Nd-Hf isotopes, and geochemistry of Rhyacian granitoids from the Paleoproterozoic Lourenço domain (Brazil), southeastern Guiana Shield. *Journal of South American Earth Sciences*, **104**: 102937. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102937>

Williams M.L., Jercinovic M.J., Hetherington C.J. 2007. Microprobe monazite geochronology: understanding geologic processes by integrating composition and chronology. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* **35**: 137-175.

Zhu X.K. & O'niions R.K. 1999. Zonation of monazite in metamorphic rocks and its implications for high temperature thermocronology: a case study from the Lewisian terrain. *Earth and Planetary Science Letters*, **171**: 209-220.

APÊNDICE A - Dados isotópicos U-Pb obtidos a partir de monazitas do neossoma (HP-09C) analisadas por LA-MC-ICP-MS.

Spot	f_{206}^a	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U ^b	Razões isotópicas ^c					Idades (Ma)					Conc. ^e (%)				
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 σ (%)	Rho ^c	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^d	1 σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 σ (abs)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 σ (abs)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1 σ (abs)	(²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U)/ (²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb)	
Neossoma HP-09C monazita (Fração 01: 250-175 μm)																				
HP-09C A1	0,0003	365	3741	104	36.30	6,61	1,54	0,38	1,33	0,86	0,13	0,79	2062,7	27,4	2061,1	31,8	2059,6	16,2	100,1	
HP-09C A2	0,0002	656	7891	140	56.80	6,61	1,29	0,38	0,74	0,58	0,13	1,05	2059,1	15,3	2060,1	26,6	2061,1	21,7	99,9	
HP-09C A3	0,0001	830	9622	268	36.22	6,53	1,13	0,37	0,60	0,53	0,13	0,96	2042,4	12,2	2050,6	23,1	2058,8	19,7	99,2	
HP-09C A4	0,0001	565	6398	221	29.18	6,49	1,24	0,37	0,79	0,63	0,13	0,96	2030,5	16,0	2044,5	25,5	2058,6	19,8	98,6	
HP-09C A5n	0,0007	266	2930	71	41.36	6,62	1,46	0,38	0,98	0,67	0,13	1,08	2061,4	20,3	2062,7	30,2	2063,9	22,4	99,9	
HP-09C A6	0,0003	579	6592	243	27.27	6,49	1,41	0,37	0,82	0,58	0,13	1,15	2034,5	16,7	2044,8	28,9	2055,3	23,6	99,0	
HP-09C A7	0,0008	548	6529	112	58.79	6,60	1,20	0,38	0,80	0,67	0,13	0,90	2057,9	16,5	2060,0	24,8	2062,1	18,5	99,8	
HP-09C A8	0,0003	430	4825	211	23.06	6,51	1,25	0,37	0,72	0,58	0,13	1,02	2034,9	14,7	2047,2	25,6	2059,6	21,0	98,8	
HP-09C A9	0,0001	439	3736	409	9.20	6,60	1,42	0,38	0,95	0,67	0,13	1,05	2065,8	19,6	2059,4	29,2	2053,0	21,6	100,6	
HP-09C A10	0,0004	526	5644	225	25.26	6,63	1,01	0,38	0,58	0,58	0,13	0,83	2060,3	12,0	2062,7	20,9	2065,1	17,1	99,8	
HP-09C B1	0,0003	545	5574	311	18.04	6,53	1,14	0,37	0,66	0,58	0,13	0,93	2052,8	13,5	2050,1	23,3	2047,5	18,9	100,3	

Spot	f_{206}^a	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U ^b	Razões isotópicas ^c						Idades (Ma)						Conc. ^e (%)	
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 σ (%)	Rho ^c	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^d	1 σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 σ (abs)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 σ (abs)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1 σ (abs)	(²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U)/ (²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb)
HP-09C B2b	0,0002	454	4201	350	12.08	6,61	1,19	0,38	0,85	0,71	0,13	0,83	2053,9	17,5	2060,2	24,6	2066,6	17,2	99,4
HP-09C B3n	0,0003	685	6573	489	13.55	6,56	1,09	0,38	0,75	0,69	0,13	0,79	2060,6	15,5	2054,3	22,3	2048,0	16,1	100,6
HP-09C B3b	0,0004	464	4800	219	22.04	6,66	1,08	0,38	0,58	0,53	0,13	0,91	2072,3	12,0	2068,0	22,3	2063,7	18,9	100,4
HP-09C B4.1	0,0021	258	2881	39	74.80	6,62	1,85	0,38	1,51	0,82	0,13	1,07	2062,6	31,2	2061,6	38,2	2060,7	22,1	100,1
HP-09C B4.2	0,0013	394	4227	123	34.54	6,61	1,26	0,38	0,74	0,58	0,13	1,02	2056,6	15,1	2060,1	26,0	2063,6	21,1	99,7
HP-09C B5	0,0011	328	3566	93	38.60	6,55	1,13	0,37	0,74	0,65	0,13	0,86	2046,2	15,1	2053,2	23,2	2060,3	17,7	99,3
HP-09C B6	0,0030	331	3550	79	45.31	6,54	1,57	0,37	1,14	0,73	0,13	1,08	2051,4	23,3	2051,3	32,2	2051,1	22,1	100,0
HP-09C B7n	0,0004	321	2432	339	7.22	6,61	1,33	0,38	1,01	0,76	0,13	0,86	2065,0	20,8	2061,3	27,3	2057,6	17,7	100,4
HP-09C B7b	0,0009	196	1662	191	8.77	6,65	1,37	0,38	0,97	0,71	0,13	0,96	2073,1	20,1	2066,7	28,2	2060,3	19,8	100,6
HP-09C B9	0,0011	358	4197	105	40.38	6,64	1,34	0,38	0,97	0,72	0,13	0,92	2060,1	19,9	2064,5	27,6	2068,9	19,1	99,6
HP-09C B10	0,0042	300	3646	56	65.58	6,59	1,77	0,37	1,23	0,70	0,13	1,27	2052,3	25,2	2057,9	36,4	2063,6	26,2	99,5
HP-09C C3	0,0010	345	3879	97	40.25	6,63	1,80	0,38	1,54	0,86	0,13	0,93	2070,8	31,8	2064,0	37,1	2057,2	19,1	100,7
HP-09C C5	0,0026	260	2825	41	69.34	6,60	2,26	0,38	1,59	0,70	0,13	1,61	2066,8	32,8	2059,1	46,6	2051,4	33,0	100,8

Spot	f_{206}^a	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U ^b	Razões isotópicas ^c						Idades (Ma)						Conc. ^e (%)	
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 σ (%)	Rho ^c	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^d	1 σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 σ (abs)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 σ (abs)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1 σ (abs)	(²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U)/ (²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb)
HP-09C C6	0,0006	381	3415	212	16.23	6,60	1,51	0,38	1,23	0,82	0,13	0,86	2063,3	25,5	2059,9	31,0	2056,4	17,7	100,3
HP-09C C9	0,0005	354	3426	180	19.17	6,51	1,62	0,37	1,28	0,79	0,13	0,99	2039,5	26,2	2047,6	33,2	2055,7	20,4	99,2
HP-09C C10	0,0010	284	2918	82	35.67	6,62	1,34	0,38	1,01	0,76	0,13	0,87	2056,5	20,8	2062,1	27,6	2067,7	18,0	99,5
HP-09C D2	0,0002	562	5052	492	10.34	6,54	1,13	0,38	0,82	0,73	0,13	0,77	2064,8	17,0	2051,9	23,1	2039,0	15,6	101,3
HP-09C D3	0,0005	270	2594	144	18.11	6,61	1,36	0,38	1,07	0,78	0,13	0,85	2056,3	22,0	2061,3	28,1	2066,4	17,5	99,5
HP-09C D4	0,0006	248	2494	200	12.58	6,58	1,14	0,38	0,83	0,73	0,13	0,78	2061,4	17,1	2056,2	23,4	2050,9	15,9	100,5
<i>HP-09C A5b</i>	<i>0,0001</i>	<i>0,0</i>	<i>0,0</i>	-	<i>0,00</i>	<i>7,08</i>	<i>1,17</i>	<i>0,40</i>	<i>0,71</i>	<i>0,61</i>	<i>0,13</i>	<i>0,93</i>	<i>2189,9</i>	<i>15,5</i>	<i>2122,0</i>	<i>24,8</i>	<i>2056,8</i>	<i>19,1</i>	<i>106,5</i>
<i>HP-09C B2n</i>	<i>0,0001</i>	<i>0,0</i>	<i>0,0</i>	-	<i>0,00</i>	<i>6,77</i>	<i>1,20</i>	<i>0,39</i>	<i>0,80</i>	<i>0,67</i>	<i>0,13</i>	<i>0,89</i>	<i>2107,7</i>	<i>17,0</i>	<i>2081,7</i>	<i>24,9</i>	<i>2056,0</i>	<i>18,2</i>	<i>102,5</i>
<i>HP-09C C2</i>	<i>0,0023</i>	<i>0,0</i>	<i>0,0</i>	-	<i>0,00</i>	<i>6,17</i>	<i>1,62</i>	<i>0,36</i>	<i>1,00</i>	<i>0,61</i>	<i>0,12</i>	<i>1,28</i>	<i>1973,5</i>	<i>19,7</i>	<i>2000,3</i>	<i>32,4</i>	<i>2028,0</i>	<i>25,9</i>	<i>97,3</i>
<i>HP-09C C7</i>	<i>0,0036</i>	<i>0,0</i>	<i>0,0</i>	-	<i>0,00</i>	<i>10,52</i>	<i>3,12</i>	<i>0,47</i>	<i>1,54</i>	<i>0,49</i>	<i>0,16</i>	<i>2,72</i>	<i>2480,2</i>	<i>38,1</i>	<i>2481,9</i>	<i>77,5</i>	<i>2483,3</i>	<i>67,4</i>	<i>99,9</i>
<i>HP-09C D5</i>	<i>0,0025</i>	<i>0,0</i>	<i>0,0</i>	-	<i>0,00</i>	<i>6,83</i>	<i>2,35</i>	<i>0,39</i>	<i>0,95</i>	<i>0,41</i>	<i>0,13</i>	<i>2,14</i>	<i>2125,7</i>	<i>20,3</i>	<i>2089,7</i>	<i>49,0</i>	<i>2054,4</i>	<i>44,0</i>	<i>103,5</i>
<i>HP-09C D9</i>	<i>0,0042</i>	<i>0,0</i>	<i>0,0</i>	-	<i>0,00</i>	<i>6,60</i>	<i>3,66</i>	<i>0,38</i>	<i>1,93</i>	<i>0,53</i>	<i>0,13</i>	<i>3,11</i>	<i>2068,2</i>	<i>39,9</i>	<i>2059,0</i>	<i>75,3</i>	<i>2049,9</i>	<i>63,7</i>	<i>100,9</i>

Os resultados em azul representam dados que foram utilizados no cálculo da idade, e em itálico estão os cristais que não foram considerados no cálculo das idades. n= núcleo; b= borda

^a Fração do ²⁰⁶Pb não-radiogênico do ponto da monazita analisada, onde $f_{206} = \frac{[^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_c}{[^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_a}$ (a=comum; s=amostra)

^b Concentrações de Pb, Th e U (ppm) e a Razão Th/U calculadas com base na monazita Bananeira;

^c Rho é a correlação de erro definido como quociente dos erros propagados das razões ²⁰⁶Pb/²³⁸U e ²⁰⁷Pb/²³⁵U;

^d Corrigida para o fracionamento de massa (*mass-bias*) por normalização a monazita Bananeira e para o Pb comum usando o modelo de evolução de Pb de Stacey & Kramers (1975);

^e Grau de concordância, $(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) / (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) = (\text{idade } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} * 100) / (\text{idade } ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$, segundo Horstwood *et al.* 2016.

APÊNDICE B - Dados isotópicos U-Pb obtidos a partir de zircões do neossoma (HP-09C) analisados por LA-Q-ICP-MS.

Spot	f_{206}^a	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U ^b	Isotope ratios ^c						Ages (Ma)						Conc. ^f (%)	
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 σ (%)	Rho ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	1 σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 σ (abs)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 σ (abs)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1 σ (abs)	(²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U)/ (²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb)
Neossoma HP-09C zircão (Fração 01: 250 – 175 μm)																			
HP09C A7	0,0047	54,8	44,8	117,2	0,38	7,16	1,55	0,39	0,59	0,38	0,13	1,43	2115,9	12,5	2131,4	33,0	2146,4	30,7	98,6
HP09C A8(n)	0,0025	109,1	113,4	233,4	0,49	7,19	1,53	0,38	0,64	0,42	0,14	1,39	2083,2	13,2	2135,6	32,7	2186,4	30,5	95,3
HP09C A8(b)	0,0022	72,6	64,2	151,6	0,43	7,07	1,56	0,38	0,64	0,41	0,13	1,43	2098,6	13,5	2120,1	33,2	2141,1	30,5	98,0
HP09C B1(b)	0,0021	92,9	80,6	203,1	0,40	6,93	1,58	0,38	0,68	0,43	0,13	1,42	2054,1	13,9	2101,9	33,1	2149,0	30,6	95,6
HP09C B1(n)	0,0016	144,4	156,8	307,4	0,51	6,94	1,55	0,37	0,69	0,44	0,14	1,39	2017,9	13,9	2104,1	32,7	2189,6	30,5	92,2
HP09C B2(n)	0,0014	118,4	119,7	250,6	0,48	7,07	1,57	0,37	0,70	0,45	0,14	1,41	2049,1	14,3	2119,8	33,3	2189,1	30,8	93,6
HP09C B6(b)	0,0015	76,5	66,5	167,5	0,40	6,90	1,56	0,36	0,69	0,44	0,14	1,40	1994,7	13,7	2098,6	32,8	2202,2	30,9	90,6
HP09C B6(n)	0,0016	110,6	117,3	230,8	0,51	7,02	1,56	0,37	0,70	0,45	0,14	1,39	2042,8	14,3	2113,9	33,0	2183,8	30,4	93,5
HP09C C2	0,0018	97,0	96,8	222,2	0,44	6,55	1,60	0,35	0,73	0,46	0,14	1,42	1933,8	14,2	2052,6	32,8	2174,1	30,9	88,9
HP09C C3(b)	0,0015	88,7	69,0	197,5	0,35	6,93	1,58	0,37	0,68	0,43	0,14	1,42	2038,3	13,9	2102,3	33,2	2165,6	30,8	94,1
HP09C C3(n)	0,0022	82,7	67,5	181,1	0,38	6,94	1,46	0,38	0,65	0,45	0,13	1,31	2054,1	13,4	2104,0	30,7	2153,1	28,1	95,4

Spot	f_{206}^a	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U ^b	Isotope ratios ^c						Ages (Ma)						Conc. ^f (%)	
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 σ (%)	Rho ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	1 σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 σ (abs)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 σ (abs)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1 σ (abs)	(²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U)/ (²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb)
HP09C D2(b)	0,0019	91,6	69,3	194,0	0,36	7,19	1,42	0,39	0,69	0,49	0,13	1,25	2109,2	14,6	2135,0	30,4	2159,9	26,9	97,7
HP09C D2(n)	0,0021	103,1	131,2	278,8	0,47	5,10	1,68	0,28	1,01	0,60	0,13	1,34	1609,2	16,3	1835,9	30,8	2103,7	28,1	76,5
HP09C D10(b)	0,0017	67,9	50,6	145,4	0,35	7,16	1,41	0,38	0,66	0,47	0,14	1,25	2082,0	13,7	2131,3	30,1	2179,2	27,2	95,5
HP09C D10(n)	0,0017	79,1	89,7	176,6	0,51	6,38	1,48	0,35	0,76	0,51	0,13	1,27	1925,1	14,5	2029,2	30,0	2136,8	27,1	90,1
HP09C E5	0,0018	93,0	46,2	202,5	0,23	7,18	1,40	0,39	0,64	0,46	0,13	1,25	2103,5	13,5	2133,5	30,0	2162,5	27,0	97,3
HP09C E10(b)	0,0025	45,8	20,9	100,6	0,21	7,14	1,44	0,39	0,70	0,49	0,13	1,26	2104,9	14,8	2129,3	30,7	2152,9	27,2	97,8
HP09C E10(b)	0,0027	72,2	51,6	161,7	0,32	7,02	1,46	0,38	0,72	0,50	0,13	1,27	2072,9	15,0	2114,4	31,0	2155,1	27,4	96,2
HP09C F3(b)	0,0016	68,6	52,6	145,4	0,36	7,43	1,42	0,40	0,64	0,45	0,14	1,27	2162,3	13,8	2164,6	30,7	2166,8	27,5	99,8
HP09C F3(n)	0,0010	118,5	119,6	251,7	0,48	6,98	1,43	0,38	0,68	0,48	0,13	1,26	2064,4	14,1	2108,9	30,3	2152,5	27,1	95,9
HP09C F5(b)	0,0031	127,0	113,2	255,1	0,45	7,06	1,47	0,38	0,68	0,46	0,13	1,31	2091,7	14,2	2119,5	31,2	2146,5	28,0	97,4
HP09C F6	0,0017	81,2	53,3	175,4	0,31	7,32	1,41	0,39	0,64	0,45	0,14	1,26	2114,3	13,5	2151,7	30,4	2187,5	27,6	96,7
HP09C G1	0,0012	75,4	52,6	160,9	0,33	7,34	1,47	0,39	0,67	0,46	0,14	1,31	2122,4	14,3	2154,0	31,7	2184,3	28,5	97,2
HP09C H6	0,0011	84,2	73,6	178,9	0,41	7,17	1,40	0,38	0,63	0,45	0,14	1,25	2088,6	13,2	2133,0	29,9	2176,1	27,2	96,0

Spot	f_{206}^a	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U ^b	Isotope ratios ^c						Ages (Ma)						Conc. ^f (%)	
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 σ (%)	Rho ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	1 σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 σ (abs)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 σ (abs)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1 σ (abs)	(²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U)/ (²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb)
HP09C H9	0,0012	91,5	77,3	191,4	0,41	7,15	1,41	0,39	0,60	0,42	0,13	1,28	2114,5	12,7	2130,0	30,0	2145,0	27,4	98,6
HP09C I6(b)	0,0015	85,8	71,6	177,4	0,41	7,32	1,44	0,40	0,64	0,45	0,13	1,29	2151,0	13,8	2151,8	30,9	2152,7	27,7	99,9
HP09C I6(n)	0,0012	116,9	119,8	248,4	0,49	7,14	1,40	0,38	0,62	0,45	0,14	1,25	2079,1	13,0	2129,6	29,7	2178,6	27,2	95,4
HP09C J5.1	0,0014	86,4	62,2	182,4	0,34	7,25	1,44	0,39	0,67	0,47	0,13	1,27	2140,0	14,4	2142,2	30,8	2144,4	27,3	99,8
HP09C J5.2	0,0012	91,8	69,1	192,4	0,36	6,74	1,54	0,38	0,73	0,48	0,13	1,36	2070,9	15,2	2078,1	32,0	2085,2	28,3	99,3
HP09C J7	0,0009	95,0	68,6	204,0	0,34	6,42	1,75	0,41	0,67	0,38	0,11	1,62	2229,1	14,8	2035,3	35,7	1844,3	29,9	120,9
Neossoma HP-09C zircão (Fração 02: 175 – 125 μm)																			
HP09C.2 A2	0,0012	73,0	36,1	250,8	0,14	5,23	1,14	0,27	0,67	0,59	0,14	0,92	1537,3	10,3	1857,9	21,1	2238,4	20,5	68,7
HP09C.2 A4	0,0006	81,4	55,6	340,5	0,16	3,30	1,10	0,19	0,71	0,65	0,13	0,84	1111,8	7,9	1482,2	16,3	2061,6	17,3	53,9
HP09C.2 B2	0,0008	100,7	101,8	253,7	0,40	5,89	1,03	0,34	0,53	0,51	0,13	0,88	1884,5	9,9	1960,4	20,2	2041,5	18,1	92,3
HP09C.2 B4	0,0007	80,6	69,3	159,2	0,44	6,95	0,91	0,40	0,42	0,46	0,13	0,81	2160,8	9,2	2105,2	19,2	2051,4	16,6	105,3
HP09C.2 B6	0,0009	81,6	68,9	177,0	0,39	6,65	0,96	0,38	0,49	0,51	0,13	0,83	2054,0	10,0	2065,7	19,8	2077,4	17,2	98,9
HP09C.2 B8	0,0022	37,7	24,1	74,3	0,33	7,36	0,94	0,43	0,52	0,56	0,13	0,78	2284,0	12,0	2156,2	20,3	2036,6	15,9	112,2

Spot	f_{206}^a	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U ^b	Isotope ratios ^c						Ages (Ma)						Conc. ^f (%)	
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 σ (%)	Rho ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	1 σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 σ (abs)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 σ (abs)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1 σ (abs)	(²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U)/ (²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb)
HP09C.2 B10	0,0008	69,1	59,7	143,5	0,42	6,76	0,93	0,38	0,50	0,53	0,13	0,79	2096,1	10,5	2079,9	19,4	2063,8	16,3	101,6
HP09C.2 C1	0,0070	104,4	17,2	379,1	0,05	3,97	1,43	0,20	0,99	0,69	0,14	1,03	1186,9	11,8	1627,9	23,3	2256,5	23,2	52,6
HP09C.2 C3	0,0009	69,1	12,2	155,6	0,08	6,80	0,95	0,39	0,55	0,58	0,13	0,77	2103,3	11,5	2086,0	19,8	2069,0	16,0	101,7
HP09C.2 C4	0,0011	67,3	32,5	129,6	0,25	7,39	0,96	0,42	0,58	0,61	0,13	0,76	2259,8	13,2	2159,6	20,7	2065,7	15,7	109,4
HP09C.2 C6	0,0014	79,6	77,4	175,1	0,45	6,86	1,06	0,39	0,54	0,51	0,13	0,91	2100,5	11,3	2093,2	22,1	2086,0	19,0	100,7
HP09C.2 C9	0,0005	83,2	60,5	168,1	0,36	7,23	1,00	0,40	0,46	0,46	0,13	0,89	2189,0	10,1	2139,9	21,5	2093,1	18,7	104,6
HP09C.2 D1	0,0030	17,6	14,1	19,0	0,75	18,88	0,83	0,66	0,42	0,51	0,21	0,71	3265,7	13,8	3035,6	25,2	2886,6	20,6	113,1
HP09C.2 D5	0,0015	46,9	37,1	78,0	0,48	12,96	1,12	0,52	0,59	0,53	0,18	0,95	2678,6	15,9	2676,9	30,1	2675,5	25,5	100,1
HP09C.2 D6	0,0021	63,9	22,9	134,8	0,17	7,13	1,27	0,39	0,90	0,71	0,13	0,90	2114,9	18,9	2127,5	27,0	2139,6	19,2	98,8
HP09C.2 D8	0,0006	91,2	74,4	191,0	0,39	7,20	1,10	0,40	0,53	0,48	0,13	0,96	2184,2	11,5	2136,6	23,4	2091,1	20,1	104,5
HP09C.2 E5	0,0037	88,3	28,6	188,6	0,15	6,26	1,04	0,29	0,64	0,62	0,15	0,82	1660,6	10,6	2012,8	20,9	2396,4	19,6	69,3
HP09C.2 E8	0,0013	76,5	72,6	178,6	0,41	5,61	1,14	0,32	0,70	0,61	0,13	0,90	1784,8	12,4	1917,0	21,9	2063,1	18,6	86,5
HP09C.2 F2	0,0012	64,2	42,0	137,0	0,31	6,91	1,01	0,39	0,46	0,46	0,13	0,90	2102,0	9,7	2100,0	21,2	2098,0	18,9	100,2

Spot	f_{206}^a	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U ^b	Isotope ratios ^c						Ages (Ma)						Conc. ^f (%)	
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 σ (%)	Rho ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	1 σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 σ (abs)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 σ (abs)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1 σ (abs)	(²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U)/ (²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb)
HP09C.2 E2	0,0031	54,8	17,3	137,5	0,13	6,10	1,01	0,35	0,41	0,41	0,13	0,92	1913,2	7,9	1990,2	20,1	2071,1	19,1	92,4
HP09C.2 E7	0,0012	74,6	57,2	155,8	0,37	6,68	1,07	0,38	0,60	0,56	0,13	0,89	2067,7	12,3	2069,8	22,2	2071,9	18,5	99,8
HP09C.2 F9	0,0009	182,6	906,5	242,0	3,77	6,80	1,12	0,39	0,69	0,61	0,13	0,88	2101,3	14,5	2085,6	23,4	2070,1	18,3	101,5
HP09C.2 G2	0,0028	63,4	34,5	158,6	0,22	7,95	0,98	0,34	0,58	0,59	0,17	0,80	1887,5	10,9	2225,8	21,9	2553,6	20,3	73,9
HP09C.2 G3	0,0008	60,6	43,3	136,1	0,32	6,86	0,89	0,39	0,42	0,47	0,13	0,79	2104,9	8,8	2093,9	18,7	2083,1	16,4	101,0
HP09C.2 G4	0,0010	83,0	69,6	172,6	0,41	7,29	0,99	0,41	0,50	0,50	0,13	0,86	2222,2	11,1	2147,3	21,3	2076,5	17,8	107,0
HP09C.2 G5	0,0032	73,1	21,4	339,4	0,06	4,85	1,30	0,24	0,72	0,56	0,15	1,07	1399,6	10,1	1794,3	23,2	2290,0	24,6	61,1
HP09C.2 G6	0,0015	81,0	56,5	172,6	0,33	7,19	0,97	0,40	0,48	0,49	0,13	0,84	2167,2	10,3	2135,0	20,7	2104,2	17,8	103,0
HP09C.2 G7	0,0009	87,0	86,1	175,9	0,49	7,09	1,05	0,39	0,54	0,52	0,13	0,90	2114,9	11,4	2122,8	22,2	2130,4	19,1	99,3
HP09C.2 G8 (n)	0,0011	90,2	77,1	192,9	0,40	7,01	1,07	0,39	0,52	0,49	0,13	0,94	2142,6	11,2	2113,1	22,7	2084,4	19,6	102,8
HP09C.2 G8 (b)	0,0014	64,4	55,7	135,8	0,41	6,85	1,08	0,38	0,63	0,58	0,13	0,88	2093,1	13,1	2092,7	22,7	2092,2	18,4	100,0

Os resultados em azul representam dados que foram utilizados no cálculo da idade. n= núcleo; b= borda

- ^a Fração do ²⁰⁶Pb não radiogênico no ponto do zircão analisado, onde $f_{206} = \frac{[^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_c}{[^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_a}$ (c=comum; a=amostra)
- ^b Razão Th/U e concentração de Pb, Th e U (em pmm) são calculadas com base no zircão de referência GJ-1.
- ^c Corrigidas para o branco analítico (*background*), para o fracionamento interno Pb/U e normalizadas ao zircão de referência GJ-1 (ID-TIMS valores/valores medidos); ²⁰⁷Pb/²³⁵U calculada usando a equação $(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) * (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) * (137.88)$
- ^d Rho é a correlação de erro definido como quociente dos erros propagados das razões ²⁰⁶Pb/²³⁸U e ²⁰⁷/²³⁵U.
- ^e Corrigida para o fracionamento de massa (*mass-bias*) por normalização ao zircão de referência GJ-1 e para o Pb comum usando o modelo de evolução de Pb de Stacey & Kramers (1975)
- ^f Grau de concordância = $(\text{idade } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} * 100) / (\text{idade } ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$, de acordo com Horstwood *et al.* 2016.

ANEXO A - Resumo submetido e aceito para apresentação em formato pôster no “XVIII Congresso Brasileiro de Geoquímica (CBGQ)” que ocorreu no período de 22 a 24 de agosto de 2021.



GEOCRONOLOGIA U-Pb EM MONAZITA POR LA-ICP-MS DE MIGMATITO DO COMPLEXO TARTARUGAL GRANDE, AMAPÁ, SUDESTE DO ESCUDO DAS GUIANAS

Autores Sarah Miranda ^{1,2}, João Milhomem Neto ^{1,2}, Jean Lafon ^{1,2}

Instituição ¹ UFPA - Universidade Federal do Pará (R. Augusto Corrêa, 01 - Guamá, Belém - PA, 66075-110), ² Pará-Iso - Laboratório de Geologia Isotópica do Instituto de Geociências da UFPA (R. Augusto Corrêa, 01 - Guamá, Belém - PA, 66075-110)

Resumo

Aporção centro-leste do Amapá está inserida no contexto geológico do sudeste do Escudo das Guianas (SEG), setor norte do Cráton Amazônico. Esta região consiste basicamente de complexos gnáissicos-migmatíticos-granulíticos, rochas metassedimentares e metavulcânicas, e granitoides gerados principalmente no Riáciano pelo processo de acreção e retrabalhamento crustal de núcleos arqueanos durante o evento Transamazônico (2,26-1,95 Ga). O SEG, no estado do Amapá, é compartimentado no domínio paleoproterozoico Lourenço (norte), que apresenta evolução envolvendo estágios de subducção em ambiente de ilha e/ou arcos magmáticos continentais, e no bloco Amapá (centro-sul), que representa um bloco continental arqueano retrabalhado durante o evento Transamazônico. A área deste estudo está situada na zona de transição entre esses dois domínios. O Complexo Tartarugal Grande (CTG) abrange um conjunto de rochas de alto grau metamórfico, dominado por granulitos enderbíticos, charnoenderbíticos e charnockíticos, por vezes ocorrendo migmatizados, com leitos e lentes de granulitos máficos, além de leucognaisses. Inclui corpos de charnoquitos e granitos com estruturas magmáticas preservadas. Esse complexo foi envolvido em um evento tectono-termal, ocorrido no final do Riáciano (~2,10-2,05 Ga), que foi responsável pelo metamorfismo regional na fácies anfibolito alto a granulito e pela deformação e reequilíbrio de minerais de rochas pré-existentes, gerando uma associação de rochas com idades, origens e respostas distintas à deformação. Estudos geocronológicos anteriores apontaram protólitos riácianos e neoarqueanos para rochas desse complexo. Entretanto a idade do episódio metamórfico de alto grau ainda não foi claramente estabelecida. Este estudo buscou determinar a idade desse episódio aplicando-se o método U-Pb em monazita por LA-ICP-MS em um neossoma de um leucognaisse migmatítico do CTG, aplicando-se o método U-Pb em monazita por LA-ICP-MS. Em campo, o leucossoma quartzo-feldspático ocorre na forma de bolsões, de granulação grossa, com concentrações de minerais máficos (melanossoma) no contato com o paleossoma, aflorantes na Pedreira Buriti, em Ferreira Gomes-AP. O neossoma como um todo é constituído por k-feldspato, quartzo, plagioclásio, granada, biotita, monazita, zircão e minerais opacos. Imagens de ERE/MEV permitiram identificar cristais de monazita homogêneos, sem zoneamento, e secundariamente com zoneamento concêntrico e irregular. As análises isotópicas U-Pb *in situ* nas monazitas realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica do IG-UFPA (Pará-Iso), forneceram uma idade média ponderada $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de $2058,2 \pm 6,9$ Ma (MSWD = 0,15) para 30 pontos concordantes. Não foi identificada nenhuma variação significativa de idade entre domínios distintos dos cristais. Este resultado está de acordo com intervalos de idade reportados na literatura para um evento tectono-termal de metamorfismo relacionado ao evento Transamazônico registrado no SEG. Análises pelo método Sm-Nd em granada e rocha total, de estudo anterior, indicaram idades isocrônicas entre 2,04 e 1,99 Ga para o evento de alto grau metamórfico do CTG. A diferença entre a idade U-Pb em monazita e a Sm-Nd em granada e rocha total, pode ser explicada pelas distintas temperaturas de fechamento desses sistemas isotópicos.

Palavras-chaves: Geocronologia U-Pb, Monazita, Escudo das Guianas



SARAH SILVA MIRANDA^{1,2}, JOÃO MARINHO MILHOMEM NETO^{1,2}, JEAN MICHEL LAFON^{1,2}
¹UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ- UFPA;
² LABORATÓRIO DE GEOLOGIA ISOTÓPICA -PARÁ-ISO/IG-UFPA

INTRODUÇÃO

O Complexo Tartarugal Grande (CTG) está inserido na região centro-leste do estado do Amapá, no contexto da Província Maroni-Itacaiúnas (Tassinari e Macambira, 2004), sudeste do Escudo das Guianas (SEG). Essa província foi formada por acreção/retrabalhamento crustal durante o evento Transamazônico (2,26-1,95 Ga). O CTG abrange uma associação de rochas de alto grau metamórfico riacianas, com relíquias arqueanas, reunindo predominantemente granulitos e leucognaisses. Foi envolvido em um evento tectono-termal responsável pelo metamorfismo regional na fácies anfibolito alto a granulito (Rosa-Costa et al., 2014). Esse evento ocorreu no final do Riáciano (~2,10-2,05 Ga), porém sua idade não foi estabelecida com precisão. O objetivo deste estudo foi determinar a idade do episódio de metamorfismo de alto grau com a datação U-Pb por LA-ICP-MS em monazitas de um leucognaise migmatítico do CTG.

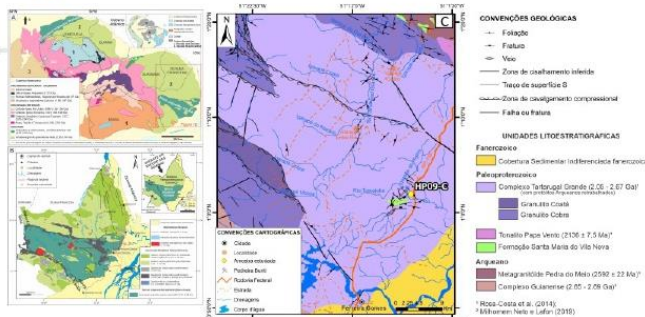


Figura 1- Contextualização geográfica e geológica da área de estudo. (A) Associações tectono-estratigráficas do Escudo das Guianas. (B) Mapa de domínios tectônicos da porção SEG no Amapá. (C) Mapa de unidades litostratigráficas, com a indicação do ponto de coleta da amostra estudada (Modificado de Rosa-Costa et al., 2014; Vianna et al., 2020).

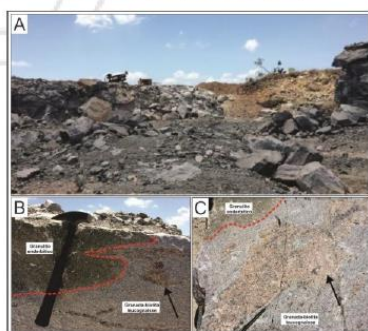


Figura 2- Aspectos de campo do afloramento estudado. (A) visão geral da Pedreira Buriti (01°01'56.3"/51°05'51.1"). (B) e (C) relações de contato (linha vermelha) entre o granulito enderbítico, granada-biotita-leucognaise e o neossoma na forma de bolsão (seta preta) (Fonte: Paiva, 2016).

MÉTODOS

Os procedimentos analíticos foram baseados na metodologia descrita por Milhomem Neto & Lafon (2019) e Gonçalves et al. (2016, 2017). As imagens dos cristais de monazita (elétrons retroespalhados – ERE) foram obtidas com o microscópio eletrônico de varredura modelo SIGMA-VP do Laboratório de Microanálises do IG-UFPA. As análises U-Pb foram realizadas com um espectrômetro de massa ICP-MS (Thermo Finnigan Neptune) com sistema de laser ablation (CETAC LS-213) do Laboratório de Geologia Isotópica do IG-UFPA.

RESULTADOS PETROGRAFIA

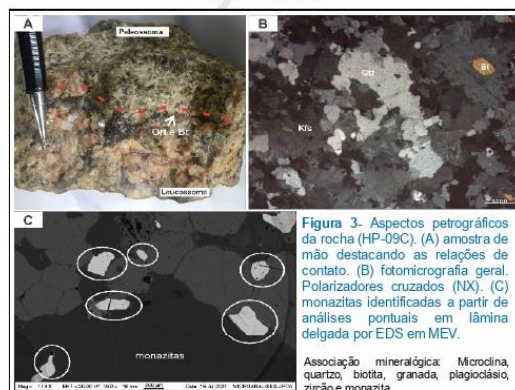


Figura 3- Aspectos petrográficos da rocha (HP-09C). (A) amostra de mão destacando as relações de contato. (B) fotomicrografia geral. Polarizadores cruzados (NX). (C) monazitas identificadas a partir de análises pontuais em lâmina delgada por EDS em MEV.

GEOCRONOLOGIA U-Pb EM MONAZITA

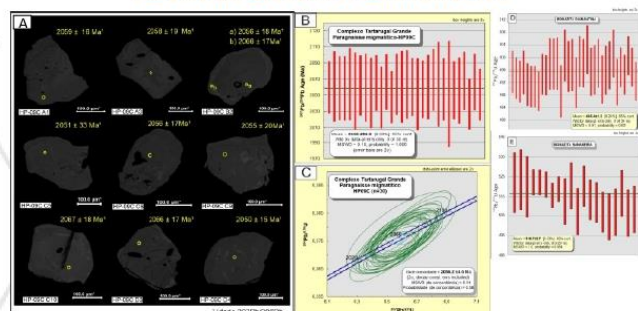


Figura 2- (A) Imagens ERE de cristais de monazita da amostra analisados *in situ* por LA-ICP-MS. Círculos amarelos (10 µm) indicam as posições aproximadas e os diâmetros dos furos. (B) diagrama de idade média ponderada ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb e (C) diagrama concórdia. Diagramas de idade média ponderada ²⁰⁷Pb/²³⁸U dos dados agrupados para os materiais de referência internacional: (D) Monazita Diamantina e (E) Monazita Bananeira, analisados durante a seção analítica da amostra estudada.

Localização	Rocha	Idade	Método	Ref
Monte Bakhuis (Suriname)	Granulitos	2,07 – 2,05 Ga	Pb-Pb, zircão	1
Complexo Imataca (Venezuela)	granulitos	2,05 – 1,98 Ga	U-Pb, zircão Sm-Nd, granada e granada	2
Sudeste do Bloco Amapá	Granulitos	2,05 – 2,03 Ga	U-Th-Pb (EPMA), Monazitas	3
CTG	Leucognaisses e granulitos	2,04 – 1,98 Ga	Sm-Nd, granada e rocha total	4
CTG	Necossoma de leucognaise migmatítico	2,06 Ga	U-Pb, monazita	

Tabela 1- Sumário de dados geocronológicos do metamorfismo do SEG. 1- Roeber et al. (2003); 2- Tassinari et al. (2004); 3- Rosa-Costa et al. (2008); 4- Oliveira et al. (2008).

CONCLUSÃO

A idade U-Pb em monazita 2058.2 ± 6.9 Ma é interpretada como sendo a idade do pico de metamorfismo registrado no CTG. Esse evento metamórfico de alto grau é contemporâneo aos eventos metamórficos de alto grau tardi-orogênicos do final do Riáciano, previamente registrados no SEG, no suriname (Montes Bakhuis) e na Venezuela (Complexo Imataca).

REFERÊNCIAS

- Milhomem Neto J.M., Lafon J.M. 2019. Zircon U-Pb and Lu-Hf isotope constraints on Archean crustal evolution in Southeastern Guyana Shield. *Geoscience Frontiers*, 10: 1477- 1506.
- Rosa-Costa L.T., Chaves C.L., Klein E.L. 2014. *Geologia e recursos minerais da Folha Rio Araguari – NA.22-Y-B, Estado do Amapá: escala 1:250.000*. Belém, CPRM. 159 p.
- Gonçalves G.O., Lana C., Scholz R., Buick I.S., Gerdes A., Kamo S.L., Corfu F., Marinho M.M., Chaves A.O., Valeriano C., Nalini H.A. Jr. 2016. An assessment of monazite from the Iambé pegmatite district for use as U-Pb isotope reference material for microanalysis and implications for the origin of the “Moacyr” monazite. *Chemical Geology*, 424: 30–50.
- Gonçalves G.O., Lana C., Scholz R., Buick I.S., Gerdes A., Kamo S.K., Corfu F., Rubatto D., Wiedenbeck M., Nalini Jr H.A., Oliveira L.C.A. 2017. The Diamantina Monazite: A New Low-Th Reference Material for Microanalysis. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 42 (1): 25-47.

