



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**

TESE DE DOUTORADO Nº 131

**U-Pb e Lu-Hf EM ZIRCÃO POR LA-MC-ICP-MS:
METODOLOGIA E APLICAÇÃO NO ESTUDO DA
EVOLUÇÃO CRUSTAL DA PORÇÃO SUDESTE DO ESCUDO
DAS GUIANAS**

Tese apresentada por:

JOÃO MARINHO MILHOMEM NETO

Orientador: Prof. Dr. Jean Michel Lafon (UFPA)

**BELÉM
2018**

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)

Biblioteca do Instituto de Geociências/SIBI/UFPA

Milhomem Neto, João Marinho, 1984-

U-Pb e Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICP-MS: metodologia e aplicação no estudo da evolução crustal da porção sudeste do Escudo das Guianas / João Marinho Milhomem Neto. - 2018

xix, 204 f. ; 30 cm

Inclui bibliografias

Orientador: Jean Michel Lafon

Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2018.

1. Zircão – Planalto das Guianas. 2. Datação radioativa – Planalto das Guianas. 3. Método urânio-chumbo. 4. Geocronologia. 5. Crátons - Amazônia. I. Título.

CDD 22. Ed.:549.620988

Elaborado por
Hélio Braga Martins
CRB-2/698



Universidade Federal do Pará

Instituto de Geociências

Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica



**U-Pb e Lu-Hf EM ZIRCÃO POR LA-MC-ICP-MS:
METODOLOGIA E APLICAÇÃO NO ESTUDO DA
EVOLUÇÃO CRUSTAL DA PORÇÃO SUDESTE DO ESCUDO
DAS GUIANAS**

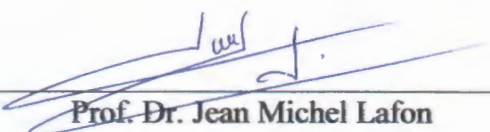
TESE APRESENTADA POR:

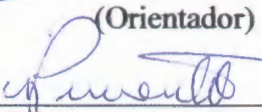
JOÃO MARINHO MILHOMEM NETO

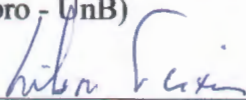
**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Doutor em Ciências na Área de
GEOQUÍMICA E PETROLOGIA**

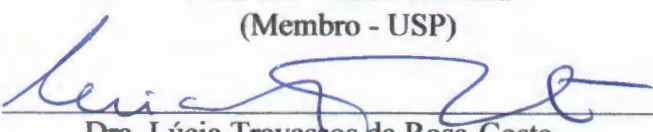
Data de Aprovação: 06 / 04 / 2018

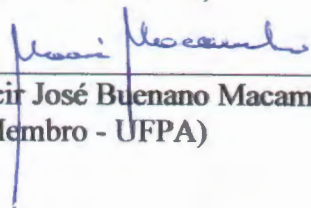
Banca Examinadora:


Prof. Dr. Jean Michel Lafon
(Orientador)


Prof. Dr. Márcio Martins Pimentel
(Membro - UnB)


Prof. Dr. Wilson Teixeira
(Membro - USP)


Dra. Lúcia Travassos da Rosa-Costa
(Membro - CPRM)


Prof. Dr. Moacir José Buenano Macambira
(Membro - UFPA)

*À minha família:
João e Sandra, meus pais
Luciana e Susana, minhas irmãs
Camila, Alessandro e Heitor, meus sobrinhos.*

AGRADECIMENTOS

Registro meus sinceros agradecimentos às pessoas e instituições que colaboraram de alguma maneira para a realização deste trabalho, em especial:

- À Universidade Federal do Pará (UFPA), Instituto de Geociências (IG) e ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) pela infraestrutura disponibilizada para realização desta pesquisa;

- À CAPES e ao CNPq (141778/2016-4) pela concessão de bolsa de estudo;

- Ao Projeto Universal CNPq (485539/2012-8), coordenado por Jean Michel Lafon, e ao Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia (GEOCIAM), coordenado por Roberto Dall'Agnol, pelo financiamento dos trabalhos de campo;

- Ao Laboratório de Laminação da Faculdade de Geologia (FAGEO) do IG/UFPA, coordenado pela técnica Joelma Lobo, pela confecção das seções delgadas e, principalmente, das seções polidas com zircões (*mounts*), essenciais para o desenvolvimento deste trabalho;

- Ao Laboratório de Microanálises do IG/UFPA, coordenado pelo Prof. Dr. Cláudio Nery Lamarão e Geólogo Msc. Gisele Tavares Marques, pela obtenção das preciosas imagens de catodoluminescência e elétrons retro espalhados por Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV), de fundamental importância para a realização deste trabalho. Extendendo esses agradecimentos ao Geólogo Msc. Luciano Castro da Silva da CPRM/Belém também pela aquisição de imagens por MEV de algumas amostras;

- Ao Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA (Pará-Iso), por toda a infraestrutura e suporte instrumental disponibilizado para realização das análises isotópicas, em especial aos professores, técnicos e bolsistas por toda atenção e grande ajuda;

- Ao meu orientador Prof. Dr. Jean Michel Lafon (UFPA) por sua confiança, paciência e amizade demonstrados ao longo do desenvolvimento deste trabalho. Também pelo convite para ministrar em parceria o curso especial “Geocronologia U-Pb e Lu-Hf em zircão por LA-ICP-MS: fundamentos teóricos, procedimentos experimentais e processamento de dados” no PPGG/UFPA, estimulando minha formação docente e profissional;

- Ao Prof. Dr. Marco Antonio Galarza (UFPA) pelo suporte técnico durante a implantação e desenvolvimento da metodologia U-Pb-Lu-Hf em zircão por LA-ICP-MS no Pará-Iso, pelos ensinamentos e discussões sobre o tratamento de dados brutos nos macros do *Excel* e pela amizade construída nos últimos dez anos;

- Ao Prof. Dr. Candido Moura (UFPA) pelo convite, ainda no início de 2014, para retornar ao Pará-Iso e ao PPGG como doutorando. Também agradeço pela parceria em outros

trabalhos desenvolvidos na Faixa Araguaia e pela orientação durante o estágio docente na disciplina “Mapeamento Geológico II” da FAGEO no ano de 2016, permitindo minha reaproximação com o ambiente da graduação e com a geologia da Província Borborema;

- Ao Prof. Dr. Moacir Macambira (UFPA) por ter disponibilizado um cristal centimétrico do zircão *Monastery* que foi utilizado como um material internacional de referência de Hf;

- Ao Prof. Dr. Mauro Geraldês (UERJ) por ter fornecido alguns fragmentos do zircão *Mud Tank*, um material internacional de referência U-Pb-Hf também utilizado, e ao Prof. Dr. Elton Dantas (UnB) por ter participado como membro examinador do exame de qualificação, trazendo novas ideias e sugestões para o desenvolvimento desta Tese;

- À Dra. Lúcia Travassos da Rosa-Costa (CPRM/Belém) por ter cedido os zircões remanescentes de sua Tese e permitido a consulta e descrição de lâminas delgadas das amostras do Domínio Carecuru e do sudoeste do Bloco Amapá;

- À minha querida Eunice, por todo amor, carinho e compreensão dispensados, principalmente no período de fechamento da Tese. Agradecimento esse extensivo a toda família Oliveira que me acolheu e tem me incentivado e apoiado nessa caminhada;

- Aos meus pais, João e Sandra, por todos os ensinamentos de vida e por entenderem a importância desta jornada em busca da realização profissional, e as minhas irmãs, Luciana e Susana, por serem sempre presentes na minha vida e por todo apoio e incentivo;

- Aos amigos da turma de 2005 da graduação em Geologia da FAGEO/UFPA pela amizade sempre constante, em especial aos camaradas de todas as horas: Diogo Santos, Jeremias Feitosa, Eduardo Souza, Patrick dos Santos e Fabrício da Silva;

- Aos nobres colegas mestrands e doutorandos do PPGG/UFPA, em especial ao agora Dr. Marcos José Ramalho Teódulo (“Alemão da Paraíba”), ao doutorando Geólogo Msc. Felipe Grandjean da Costa (CPRM/Fortaleza) e a também quase Dra. Mayara Fraeda Barbosa Teixeira pelas intermináveis conversas geológicas, dúvidas, auxílios e trocas de experiências, que contribuíram para o meu aprendizado e crescimento;

- Aos colegas professores da FAGEO, Drs. Arnaldo Queiroz, Carlos Marcello Fernandes, Fábio Domingues e Paulo Gorayeb, pela amizade, incentivo e momentos de descontração.

Finalmente, agradeço a todos que participaram direta ou indiretamente para realização deste trabalho e já adianto minhas desculpas pelos que aqui não foram citados por mero esquecimento, mas que com certeza foram importantes para a finalização desta Tese.

RESUMO

Análises combinadas U-Pb e Lu-Hf *in situ* em uma mesma população de zircão de rochas magmáticas por LA-MC-ICP-MS permitem determinar a idade e assinatura isotópica dessas rochas, fornecendo valiosas informações para estudos de evolução crustal. A aplicação dessa sistemática, devido a sua relativa simplicidade, sensibilidade e rapidez das análises representa atualmente uma das ferramentas mais eficazes e amplamente utilizadas para estudos isotópicos e geocronológicos. O sudeste do Escudo das Guianas (EG) está em grande parte inserido na Província geotectônica/geocronológica Maroni-Itacaiúnas (PMI) do Cráton Amazônico (CA). A PMI representa uma expressiva faixa orogênica consolidada no Paleoproterozoico, durante o ciclo orogênético Transamazônico (2,26 - 1,95 Ga), que consiste em grandes extensões de crosta juvenil riaciana e alguns remanescentes arqueanos retrabalhados. É formada principalmente por complexos granulíticos-migmatíticos-gnáissicos, rochas metavulcânicas e metassedimentares deformadas e metamorforizadas na fácies xisto-verde a anfibolito (*greenstone belts* paleoproterozoicos) e granitoides riacianos (magmatismo TTG e granítico). Três domínios tectônicos são individualizados na PMI/EG em território brasileiro: o Bloco Amapá (BA), na região centro-sul do Amapá e noroeste do Pará, o Domínio Lourenço (DL), no centro-norte do Amapá, e o Domínio Carecuru (DC), no noroeste do Pará. O BA é um bloco continental neo-mesoarqueano intensamente retrabalhado no Paleoproterozoico durante o Ciclo Transamazônico, enquanto o DL e o DC representam terrenos predominantemente riacianos, com evolução envolvendo estágios de subducção de litosfera oceânica em ambientes de arcos de ilha e/ou arcos magmáticos continentais, e com relíquias retrabalhadas de crosta continental arqueana, seguida por acreção tectônica desses arcos magmáticos. O objetivo desta Tese foi implantar o protocolo experimental da metodologia combinada U-Pb e Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICP-MS no laboratório Pará-Iso/UFPA e investigar, a luz dos novos dados U-Pb e Lu-Hf, os processos de acreção e retrabalhamento crustal durante o Arqueano e Paleoproterozoico no extremo sudeste do EG. Além do BA, alguns remanescentes esporádicos e zircões arqueanos herdados têm sido encontrados em granitoides paleoproterozoicos e levantam questionamentos quanto ao envolvimento e extensão da crosta continental arqueana nos domínios DL e DC. Dados Sm-Nd em rocha total têm confirmado o caráter juvenil de grande parte da PMI. Entretanto, para o DL e DC, recorrentes idades-modelo Nd- T_{DM} arqueanas têm sido identificadas e também apontam participação e/ou mistura de material crustal neo-mesoarqueano na formação das rochas destes domínios. Embora inúmeros estudos isotópicos e geocronológicos já tenham

sido realizados na região sudeste do EG, a aplicação de análises combinadas U-Pb e Lu-Hf em zircão ainda é inédita. A implantação das metodologias Lu-Hf e U-Pb *in situ* em zircão, foi realizada utilizando-se um MC-ICP-MS de alta resolução da marca *Thermo Finnigan* modelo *Neptune*, equipado com uma microsonda a laser Nd:YAG 213 nm modelo *LSX-213 G2* da marca *CETAC*. Os parâmetros de instrumentação e operação do ICP-MS e do laser foram estabelecidos após várias seções analíticas de modo a se alcançar uma configuração de rotina satisfatória. Os resultados obtidos para os materiais internacionais de referência reproduziram os valores da literatura com a precisão, acurácia e reprodutibilidade necessárias ao estabelecimento em rotina da metodologia combinada U-Pb e Lu-Hf no Pará-Iso/UFPA para análises *in situ* de zircões por LA-MC-ICP-MS. A descrição do protocolo experimental e instrumentação utilizada para cada método, bem como os resultados das primeiras aplicações desenvolvidas em zircões de granitoides/metagranitoides distribuídos nos três domínios tectônicos supracitados foram publicados na forma de capítulos de livro. Na sequência, foram realizadas análises isotópicas em zircões de dezoito amostras de unidades do BA e do DL/DC. Os novos dados U-Pb consolidaram a identificação dos principais episódios magmáticos do extremo sudeste do EG. Destacam-se os eventos arqueanos identificados no BA, dois no Mesoarqueano (~3,2 e 2,85 Ga) e um no Neoarqueano (2,65-2,69 Ga), bem como aqueles riacianos no DL (~2,18, 2,14, e 2,12-2,09 Ga) e DC (2,15-2,14 Ga). Os dados Lu-Hf apontaram para o predomínio de processos de retrabalhamento crustal ($\epsilon_{\text{Hf}(t)} < 0$) durante a formação do BA e do DL/DC. As idades-modelo Hf- T_{DM}^{C} variaram de 2,99 até 3,97 Ga para o BA e subsidiaram a identificação de dois períodos de formação de crosta continental, um no Eoarqueano (~4.0 Ga) e outro no Mesoarqueano (3,0-3,1 Ga). Este último reconhecido em escala global como um importante período de acreção crustal. O episódio Eoarqueano é inédito para o sudeste do EG e indica que o crescimento crustal no CA se iniciou pelo menos 500 Ma antes do que previamente sugerido (3,51 Ga, Nd- T_{DM} em rocha total). Nos domínios riacianos (DL/DC), as idades-modelo Hf- T_{DM}^{C} revelaram-se arqueanas (98,4%) e, junto com as assinaturas isotópicas Nd-Hf, apontaram a participação de material crustal do BA por incorporação de sedimentos em ambiente de arco de ilha (noroeste do DL), como igualmente registrado no noroeste do Suriname e nos terrenos Birimianos em Gana (Craton Oeste Africano), assim como por assimilação de crosta arqueana de diferentes idades e proporções em ambiente de arco magmático continental no sul/sudeste do DL e no DC.

Palavras-chave: U-Pb e Lu-Hf em zircão. LA-MC-ICP-MS. Província Maroni-Itacaiúnas. Escudo das Guianas. Cráton Amazônico.

ABSTRACT

Combined U-Pb and Lu-Hf in situ analyzes on zircon of magmatic rocks by LA-MC-ICP-MS allow to determine the age and isotopic signature of these rocks, providing valuable information for crustal evolution studies. The application of this systematic, due to its relative simplicity, sensitivity and speed of analysis, is currently one of the most efficient and widely used tools for isotopic and geochronological studies. The southeastern Guiana Shield (GS) is part of the Maroni-Itacaiúnas geotectonic/geochronological Province (MIP) of the Amazonian Craton (AC). The MIP represents an expressive orogenic belt consolidated in the Paleoproterozoic during the Transamazonian orogenic cycle (2.26-1.95 Ga), that includes large segments of Rhyacian juvenile crust and some reworked Archean remnants. It consists mainly of Paleoproterozoic granulitic-migmatitic-gneissic complexes, deformed and metamorphosed metavolcanic and metasedimentary rocks and granitoids (granitic and TTG magmatism). Three tectonic domains are individualized in Brazilian territory of the MIP/GS, called Amapá Block (AB), south-central Amapá and northwest of Pará region, Lourenço Domain (LD), north-central Amapá, and Carecuru Domain (CD), northwest of Pará. The AB is a Neo-Mesoarchean continental block intensely reworked during the Transamazonian Cycle, while the other two domains represent dominantly Rhyacian landmass, with evolution involving stages of subduction of oceanic lithosphere in island and/or continental magmatic arc environments, with relics of reworked Archean continental crust, followed by a collisional stage of tectonic accretion of the magmatic arcs. The objective of this thesis was to implement the experimental procedures of the combined U-Pb and Lu-Hf methodology in zircon by LA-MC-ICP-MS at the Pará-Iso/UFPA laboratory and to investigate, in the light of the new U-Pb and Lu-Hf data, the crustal reworking and accretion processes during the Archean and Paleoproterozoic at the southeastern GS. In addition to the AB, some sporadic remnants and inherited Archean zircons have been found in Paleoproterozoic granitoids and raise questions about the involvement and extension of the Archean continental crust in the LD and CD. Whole-rock Sm-Nd data have confirmed the juvenile character of much of MIP. However, for the LD and CD, recurrent Archean Nd- T_{DM} model ages have been identified and also indicate a participation and/or mixing of Neo-Mesoarchean crustal material in the formation of the rocks of these domains. Although several isotopic and geochronological studies have already been carried out in the southeastern GS, the application of combined U-Pb and Lu-Hf analyzes in zircon is still unprecedented. The implantation of Lu-Hf and U-Pb in situ methods in zircon was carried out using a high-resolution Neptune Thermo Finnigan MC-ICP-MS,

equipped with a CETAC Nd: YAG 213 nm laser microprobe model LSX-213 G2. ICP-MS and laser instrumentation and operation parameters were established after several analytical sections in order to achieve a satisfactory routine configuration. The results obtained for international reference materials reproduced the literature values with the precision, accuracy and reproducibility necessary for the routine establishment of both U-Pb and Lu-Hf procedures for in situ analyzes of zircons by LA-MC-ICP-MS at the Pará-Iso/UFPA. The description of the experimental protocol and instrumentation for each method, as well as the first results performed on zircon from granitoids/metagranitoids distributed in the three tectonic domains mentioned above were published as two book chapters. Next, isotopic analyzes were performed on zircon of eighteen samples of the AB and LD/CD units. The new U-Pb data consolidated the identification of the main magmatic episodes in the southeasternmost part of the GS. In the AB, two Mesoarchean (~ 3.2 and 2.85 Ga) and one Neoarchean (2.65 - 2.69 Ga) magmatic events were identified, as well as those in the LD (~ 2.18 , 2.14 , and 2.12 - 2.09 Ga) and CD (2.15 - 2.14 Ga). The Lu-Hf data pointed to the predominance of crustal reworking processes ($\epsilon_{\text{Hf}(t)} < 0$) during the AB and LD/CD formation. The $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ model ages ranged from 2.99 to 3.97 Ga for AB and subsidized the identification of two periods of continental crust formation, one in the Eoarchean (~ 4.0 Ga) and the other in the Mesoarchean (3.0 - 3.1 Ga). The latter is recognized at a global scale as an important period of crustal accretion. The Eoarchean episode is unprecedented for the southeast of GS and indicates that the crustal growth in the AC started at least 500 Ma earlier than previously suggested (3.51 Ga, whole-rock Nd- T_{DM}). In the Rhyacian domains (LD/CD), the $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ model ages were found to be mostly Archean (98.4%). Together with the Nd-Hf isotopic signatures, they indicated the participation of AB crustal material by sediments incorporation in island arc environment in the northwest of the LD, as it has also been recorded in the northwest of Suriname and in the Birimian terrains in Ghana (West African Craton). In the south/southeast of the LD and in the CD assimilation of Archean crust of different ages and proportions in a continental magmatic arc environment may account for the Hf-Nd isotopic signatures and $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ model ages of Rhyacian magmatism.

Keywords: U-Pb and Lu-Hf on zircon. LA-MC-ICP-MS. Maroni-Itacaiúnas Province. Guiana Shield. Amazonian Craton.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

CAPÍTULO 1

Figura 1.1- (A) Mapa de localização do Cráton Amazônico com ênfase para o Escudo das Guianas e para a região foco deste trabalho (retângulo vermelho), (B) mapa esquemático mostrando a distribuição das províncias geocronológicas do Cráton Amazônico, com destaque para a Província Maroni-Itacaiúnas, e (C) mapa de localização da área de trabalho.....	4
--	---

CAPÍTULO 2

Figura 2.1- Principais unidades geotectônicas da América do sul .	5
Figura 2.2- Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico.....	7
Figura 2.3- Modelo de evolução geodinâmica para os terrenos riacianos da Guiana Francesa .	8
Figura 2.4- Estágios evolutivos relacionados ao Ciclo Orogênico Transamazônico reconhecidos na região sudoeste do Amapá-noroeste do Pará .	9
Figura 2.5- Associações tectono-estratigráficas e domínios tectônicos da borda oriental do Escudo das Guianas em território brasileiro. As amostras estudadas estão localizadas no mapa.....	10

CAPÍTULO 8

Figure 1- (A) Amazonian Craton map with emphasis on the Guyana Shield and studied area (red dotted square), (B) Schematic map showing the distribution of the geochronological provinces of the Amazonian Craton, highlighting the Maroni-Itacaiúnas and Central Amazonian provinces, (C) Map of Paleoproterozoic (Lourenço and Carecuru domains) and Archean (Amapá Block) tectonic domains and (D) Tectono-stratigraphic associations of the southeastern Guyana Shield with the location of the studied samples	71
--	----

- Figure 2- Tectono-stratigraphic associations of the Amapá Block in the studied area. Some ages cited in the legend were obtained in the current work and others are from literature..... 74
- Figure 3- Thin section microphotographs of representative petrographic features of the studied rocks. Parallel (n//) and crossed (nx) nicols. Left and middle views are of the same area, and right is a mineral detail (Qz-quartz, Pl-plagioclase, Kfs-K-feldspar, Bi-biotite, Hbl- hornblende, Gr-garnet, Opx- orthopyroxene, Zr-zircon). 78
- Figure 4- Backscattered electrons (BSE) images of representative SJJ05 Porfírio Gneiss zircon grains. Circles indicate spot locations, small one: U–Pb and dashed larger: Lu–Hf. Results in italic denote discarded analyses. Zircons codes refer to analytical ID in U–Pb and Lu–Hf data tables..... 88
- Figure 5- Catodoluminescence (CL) images of representative CA17A Tumucumaque Complex zircon grains. Circles indicate spot locations, small one: U–Pb and dashed larger: Lu–Hf. Results in italic denote discarded analyses. Zircons codes refer to analytical ID in U–Pb and Lu–Hf data tables. 89
- Figure 6- Backscattered electrons (BSE) images of representative SJJ08 Guianense Complex zircon grains. Circles indicate spot locations, small one: U–Pb and dashed larger: Lu–Hf. Results in italic denote discarded analyses. Zircons codes refer to analytical ID in U–Pb and Lu–Hf data tables..... 90
- Figure 7- Catodoluminescence (CL) images of representative LT40 Guianense Complex zircon grains. Circles indicate spot locations, small one: U–Pb and dashed larger: Lu–Hf. Results in italic denote discarded analyses. Zircons codes refer to analytical ID in U–Pb and Lu–Hf data tables..... 91
- Figure 8- Catodoluminescence (CL) images of representative MV18A Noucoursu Intrusive Suite zircon grains. Circles indicate spot locations, small one: U–Pb and dashed larger: Lu–Hf. Results in italic denote discarded analyses. Zircons codes refer to analytical ID in U–Pb and Lu–Hf data tables..... 92

- Figure 9- Backscattered electrons (BSE) images of representative CA13A Tartarugal Grande Complex zircon grains. Circles indicate spot locations, small one: U–Pb and dashed larger: Lu–Hf. Results in *italic* denote discarded analyses. Zircons codes refer to analytical ID in U–Pb and Lu–Hf data tables. 93
- Figure 10- Catodoluminescence (CL) images of representative CA18 Mungubas Granite zircon grains. Circles indicate spot locations, small one: U–Pb and dashed larger: Lu–Hf. Results in *italic* denote discarded analyses. Zircons codes refer to analytical ID in U–Pb and Lu–Hf data tables. 94
- Figure 11- Concordia diagrams (A-H) presenting zircon U–Pb results for the Amapá Block units. Red ellipses indicate points discarded from the age calculations. 102
- Figure 12- $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ versus time (Ma) evolution diagram for the Amapá Block studied units. The dotted lines represent crustal evolution trends, calculated using $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ of 0.015 for the average continental crust. 107
- Figure 13- ϵ_{Nd} versus time (Ma) diagram showing the evolution trends for the studied samples which characterize the Archean crust of the Amapá Block. 109
- Figure 14- Diagrams showing the relationship between zircon Hf and whole rock Nd isotopes. A) zircon $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ vs whole-rock Nd-T_{DM} ; B) zircon $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ vs whole rock $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ values. 113
- Figure 15- $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ model ages of the Amapá Block compared with the growth rate of continental crust through time (with $\delta^{18}\text{O}$ data filtered to include only mantle sources). Blue and red bars indicate analytical points with negative and positive $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ values, respectively. 116

CAPÍTULO 9

- Figura 9.1- Fotomicrografias das rochas estudadas do Domínio Lourenço. Nicóis paralelos (n//) e (nx) cruzados. Imagens da esquerda e da direita são da mesma área (Qz-quartzo, Pl-plagioclásio, Kfs-feldspato potássico, Bi-biotita e All-allanita). 134

- Figura 9.2- Fotomicrografias das rochas estudadas do domínio paleoproterozoico Carecuru. Nicóis paralelos (n//) e (nx) cruzados. Imagens da esquerda e da direita são da mesma área (Qz-quartzo, Pl-plagioclásio, Kfs-feldspato potássico, Bi-biotita, Hbl- hornblenda). 135
- Figura 9.3- Imagens de catodoluminescência de zircões representativos da Suíte Intrusiva Flexal (amostras BA22A e SJJ06). Círculos amarelos e vermelhos indicam, respectivamente, os pontos analisados para U-Pb e Lu-Hf. Resultados em *itálico* destacam análises descartadas. 143
- Figura 9.4- Imagens de catodoluminescência de zircões representativos do Complexo Laussat (amostra B107) e Granitoide “Caraíbe” (amostra B25A). Círculos amarelos e vermelhos indicam, respectivamente, os pontos analisados para U-Pb e Lu-Hf. Resultados em *itálico* destacam análises descartadas. 144
- Figura 9.5- Imagens de catodoluminescência de zircões representativos do Granitoide “Caraíbe” (amostra TH09) e Gabros/tonalitos do sudeste da Guiana Francesa (amostra B91A). Círculos amarelos e vermelhos indicam, respectivamente, os pontos analisados para U-Pb e Lu-Hf. Resultados em *itálico* destacam análises descartadas. 145
- Figura 9.6- Imagens de catodoluminescência de zircões representativos do Complexo Araguari (amostras LT126 e CG07A). Círculos amarelos e vermelhos indicam, respectivamente, os pontos analisados para U-Pb e Lu-Hf. Resultados em *itálico* destacam análises descartadas. 146
- Figura 9.7- Imagens de catodoluminescência de zircões representativos do Granito Cunani (amostra DAC0806). Círculos amarelos e vermelhos indicam, respectivamente, os pontos analisados para U-Pb e Lu-Hf. Resultados em *itálico* destacam análises descartadas. 147
- Figura 9.8- Imagens de catodoluminescência de zircões representativos da Suíte Intrusiva Carecuru (amostras LT202A e LT76). Círculos amarelos e vermelhos indicam,

respectivamente, os pontos analisados para U-Pb e Lu-Hf. Resultados em *itálico* destacam análises descartadas. 148

Figura 9.10- Diagramas $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ *versus* o tempo geológico (Ma) para as unidades representativas dos domínios Lourenço e Carecuru, em comparação com a crosta arqueana do Bloco Amapá (campo em amarelo pálido). O diagrama (B) mostra um detalhamento do intervalo entre 2,05 e 2,25 Ga. As siglas das amostras são as mesmas apresentadas na Figura 9.9..... 151

Figura 9.11- Diagrama $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ *versus* o tempo geológico (Ma) mostrando os *trends* evolutivos para as amostras estudadas as quais caracterizam os domínios paleoproterozoicos Lourenço e Carecuru. O campo em cinza representa a assinatura isotópica de Nd da crosta arqueana do Bloco Amapá, apresentada para comparação. 152

Figura 9.12- Quadro comparativo entre idades obtidas pelo método U-Pb em zircão por LA-ICP-MS e Pb-Pb em zircão por TIMS para as unidades estudadas dos domínios paleoproterozoicos Lourenço e Carecuru. 154

Figura 9.13- Diagrama de distribuição das idades-modelo $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ em zircão (barras verticais) e Nd-T_{DM} em rocha total (linhas contínuas verticais) para as unidades estudadas dos domínios Lourenço e Carecuru. As cores vermelho e preto destacam análises com valores de $\epsilon_{\text{Hf-Nd}}$ positivos e negativos, respectivamente. As linhas pontilhadas verticais indicam os limites entre as Eras do Arqueano e os períodos de tempo do Paleoproterozoico. O campo em cinza representa o intervalo de idades-modelo $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ em zircão das unidades do embasamento do Bloco Amapá. 161

Figura 9.14- Diagrama $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ versus o tempo geológico (Ma). Os valores de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ foram calculados usando as razões $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,0336$ e $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,282785$ para o valor atual do CHUR. Todas as idades de cristalização utilizadas são aquelas interpretadas para cada amostra, exceto para os cristais herdados nas amostras TH09 e CG07A, cujas idades individuais concordantes ou $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ foram utilizadas. As linhas tracejadas vermelha e azul representam *trends* evolutivos segundo uma razão $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ média de 0,015 interceptando, respectivamente, a reta do Manto Empobrecido e a reta Nova Crosta no limite Arqueano-Paleoproterozoico (2,5 Ga). Os dados dos charnoquitos e metagabro Moi-Moi de Kabalebo no Suriname (*Bakhuis Granulite Belt*), bem como o campo da crosta arqueana do Bloco Amapá, são apresentados para comparação. 163

LISTA DE TABELAS

CAPÍTULO 2

Tabela 2.1- Síntese das principais unidades litoestratigráficas da área de estudo.....	23
--	----

CAPÍTULO 5

Tabela 5.1- Identificação, classificação, dados isotópicos e coordenadas geográficas das amostras selecionadas.....	31
---	----

CAPÍTULO 8

Table 1- Compilation of the geochronological results of the main units of the Amapá Block.....	72
Table 2- Neptune MC-ICP-MS and Nd:YAG 213 laser instrumentation parameters and cup configuration for U-Pb analysis.....	80
Table 3- Neptune MC-ICP-MS and Nd:YAG 213 laser instrumentation parameters and cup configuration for Lu-Hf analysis.....	82
Table 4- Zircon U-Pb isotope data from the Amapá Block units.....	95
Table 5- Zircon Lu-Hf isotope data from the Amapá Block units.....	103
Table 6- Whole-rock ID-TIMS Sm-Nd isotope composition from Archean Amapá block units.	108
Table 7- Synthesis of the zircon Pb-Pb and U-Pb ages from the Amapá Block units.....	110

CAPÍTULO 9

Tabela 9.1- Dados U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS para as unidades representativas dos domínios paleoproterozoicos Lourenço e Carecuru.....	186
Tabela 9.2- Dados Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICP-MS para as unidades representativas dos domínios paleoproterozoicos Lourenço e Carecuru.....	199
Tabela 9.3- Dados isotópicos Sm-Nd em rocha total por ID-TIMS para as unidades representativas dos domínios Lourenço e Carecuru.....	204

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
RESUMO	vii
ABSTRACT	ix
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	xi
LISTA DE TABELAS	xvii
1 INTRODUÇÃO	1
2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	5
2.1 CRÁTON AMAZÔNICO E SUDESTE DO ESCUDO DAS GUIANAS	5
2.2 PRINCIPAIS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS DA ÁREA DE ESTUDO	11
3 PROBLEMÁTICA E JUSTIFICATIVA	24
4 OBJETIVOS	26
5 MATERIAIS E MÉTODOS	27
5.1 SELEÇÃO DAS UNIDADES	27
5.2 TRABALHO DE CAMPO E AMOSTRAGEM	27
5.3 ESTUDOS PETROGRÁFICOS	29
5.4 DADOS Pb-Pb POR EVAPORAÇÃO EM ZIRCÃO E Sm-Nd EM ROCHA TOTAL ...	30
6 METODOLOGIA Lu-Hf EM ZIRCÃO POR LA-MC-ICP-MS	33
6.1 Lu-Hf EM ZIRCÃO POR LA-MC-ICP-MS NO LABORATÓRIO PARÁ-ISO (UFPA): METODOLOGIA E PRIMEIRO EXEMPLO DE APLICAÇÃO NA PORÇÃO SUDESTE DO ESCUDO DAS GUIANAS, ESTADO DO AMAPÁ	33
7 METODOLOGIA U-Pb EM ZIRCÃO POR LA-MC-ICP-MS	48
7.1 U-Pb EM ZIRCÃO POR LA-MC-ICP-MS NO LABORATÓRIO PARÁ-ISO (UFPA): METODOLOGIA E APLICAÇÃO NA PORÇÃO SUDESTE DO ESCUDO DAS GUIANAS	48
8 EVOLUÇÃO CRUSTAL ARQUEANA NO SUDESTE DO ESCUDO DAS GUIANAS	63
8.1 ZIRCON U-Pb AND Lu-Hf ISOTOPE CONSTRAINTS ON ARCHEAN CRUSTAL EVOLUTION IN SOUTHEASTERN GUYANA SHIELD	63
9 EVOLUÇÃO CRUSTAL NOS DOMÍNIOS PALEOPROTEROZOICOS LOURENÇO E CARECURU	132

9.1 CARACTERIZAÇÃO DAS AMOSTRAS.....	132
9.2 GEOCRONOLOGIA U-Pb E Lu-Hf EM ZIRCÃO.....	136
9.3 DADOS Sm-Nd EM ROCHA TOTAL.....	152
9.4 DISCUSSÃO.....	153
10 CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	165
REFERÊNCIAS.....	168
ANEXOS.....	179
ANEXO A - MATERIAL SUPLEMENTAR DO CAPÍTULO 8: EVOLUÇÃO CRUSTAL ARQUEANA NO SUDESTE DO ESCUDO DAS GUIANAS.....	180
ANEXO B - TABELAS DE DADOS ANALÍTICOS DO CAPÍTULO 9: EVOLUÇÃO CRUSTAL NOS DOMÍNIOS PALEOPROTEROZOICOS LOURENÇO E CARECURU	186

1 INTRODUÇÃO

Os mecanismos pelos quais os continentes crescem e são reciclados permanecem uma questão fundamental nas Geociências (Belousova *et al.* 2010, Hawkesworth *et al.* 2010, Dhuime *et al.* 2012, Condie 2014). Uma forma eficiente de traçar esse desenvolvimento da crosta continental através do tempo tem sido o uso de sistemas isotópicos preservados no mineral zircão, como uma aproximação quantitativa para o crescimento e retrabalhamento crustal (Hawkesworth & Kemp 2006, Belousova *et al.* 2010, Dhuime *et al.* 2011, 2012, Cawood *et al.* 2013, Iizuka *et al.* 2013, 2017). Análises combinadas dos sistemas U-Pb e Lu-Hf *in situ* em uma mesma população de zircão de rochas magmáticas por espectrometria de massa de fonte ICP com multicoletores e sistema de ablação a laser (LA-MC-ICP-MS) permitem determinar a idade e assinatura isotópica dessas rochas, fornecendo valiosas informações para estudos de evolução crustal (Thirlwall & Walder 1995, Griffin *et al.* 2000, 2002, 2004, Gerdes & Zeh 2006, Hawkesworth & Kemp 2006, Andersen *et al.* 2009, Belousova *et al.* 2009, 2010, Heinonen *et al.* 2010, 2015, Teixeira *et al.* 2015, Iizuka *et al.* 2017). A aplicação conjunta dos métodos U-Pb e Lu-Hf em zircão com LA-MC-ICP-MS, devido a sua relativa simplicidade, sensibilidade e rapidez nas análises, representa atualmente uma das ferramentas mais eficazes e amplamente utilizadas para estudos isotópicos e geocronológicos. A baixa razão Lu/Hf no zircão, que torna a correção do crescimento radiogênico *in situ* desprezível, aliada a alta concentração e a baixa mobilidade do Hf no zircão propiciam razões isotópicas e idades modelos precisas, que podem subsidiar importantes inferências não só quanto à idade de extração mantélica, mas também quanto a sua possível história evolutiva, proveniência e estudos afins (Kinny *et al.* 1991, Blichert-Toft & Albarède 1997, Amelin *et al.* 1999, Vervoort & Blichert-Toft 1999, Nebel *et al.* 2007, 2014). Essa sistemática tem sido usada, como exemplo de destaque dentre vários outros, para definir a composição e idade de formação da crosta mais antiga da Terra, registrada em zircões detríticos hadeanos do conglomerado Jack Hills no oeste da Austrália (Patchett *et al.* 1981, Amelin *et al.* 1999, Griffin *et al.* 2004, Davis *et al.* 2005, Harrison *et al.* 2005, Nebel-Jacobsen *et al.* 2005, Hawkesworth & Kemp 2006, Kemp *et al.* 2010, Nebel *et al.* 2014, Wang & Wilde 2018).

O zircão (ZrSiO_4) é um mineral acessório comum em uma ampla variedade de rochas ígneas, sedimentares e metamórficas. A importância desse mineral deve-se a sua durabilidade físico-química e sua alta resistência a diversos processos geológicos, além de sua capacidade para abrigar altas concentrações de elementos traço, incluindo radionuclídeos de grande

importância em geocronologia, uns do sistema U-Th-Pb e outros do sistema Lu-Hf. Outra característica importante é que o zircão é um mineral altamente refratário com alto conteúdo de Hf (~1% em média), e a metamitização e/ou alteração posterior que poderia afetá-lo, geralmente, não tem nenhum efeito nos isótopos de háfnio (Gerdes & Zeh 2009), visto que é um elemento essencial na estrutura cristalina do zircão com uma abundância de 5.000 a 20.000 ppm ou valores mais altos (Patchett *et al.* 1981, Fujimaki 1986). O zircão proporciona um registro único da história petrogenética das rochas magmáticas que não pode ser obtido a partir da geoquímica isotópica em rocha total, como no caso da metodologia Sm-Nd, cuja composição representa, em geral, uma média homogeneizada das possíveis rochas fontes, o que limita o estudo de terrenos retrabalhados ou de rochas com fontes heterogêneas (Kinny & Maas 2003, Nebel *et al.* 2007, Arvizu & Iriondo 2011).

O Escudo das Guianas representa o segmento setentrional do Cráton Amazônico, localizado no norte do continente Sul-americano, a norte das bacias sedimentares do Marajó, Amazonas e Solimões (Figura 1.1A). Sua porção sudeste consiste de um amplo cinturão paleoproterozoico que engloba o norte do Brasil (Estado do Amapá e noroeste do estado do Pará) e o sul da Guiana Francesa, Suriname e Guiana. É composto principalmente por complexos granulíticos-migmatíticos-gnáissicos, *greenstone belts* e granitoides, com padrões estruturais e assinaturas geoquímicas variáveis, que definem vários episódios evolucionários de acreção crustal juvenil em um contexto de subducção, seguido por retrabalhamento crustal (Teixeira *et al.* 1989, Vanderhaeghe *et al.* 1998, Delor *et al.* 2003, Rosa-Costa *et al.* 2006, 2009). Seu padrão geocronológico, baseado principalmente em dados Rb-Sr, K-Ar e Pb-Pb em zircão, indica que sua evolução ocorreu durante o ciclo orogênico Transamazônico (2,26 – 1,95 Ga), principalmente em tempos riacianos (Vanderhaeghe *et al.* 1998, Avelar *et al.* 2003, Delor *et al.* 2003a,b, Rosa-Costa *et al.* 2006, 2008, 2009, 2014, Barreto *et al.* 2013), sendo em escala global correlacionável ao orógeno Eburneano no Cráton Oeste Africano (Zhao *et al.* 2002, Théveniaut *et al.* 2006). O sudeste do Escudo das Guianas é parte da Província geotectônica/geocronológica Maroni-Itacaiúnas (Tassinari & Macambira 2004, Cordani *et al.* 2009) ou Transamazonas (Santos *et al.* 2000, 2003, 2006) incluindo o terreno arqueano nela contido, o Bloco Amapá (Rosa Costa *et al.* 2006) (Figura 1.1B). A Província Maroni-Itacaiúnas ou Transamazonas compreende áreas extensivas de crosta juvenil paleoproterozoica e foi acrescida a Província Amazônia Central (Tassinari & Macambira 2004, Cordani *et al.* 2009) e/ou Carajás (Santos *et al.* 2000, 2003, 2006) durante o evento Transamazônico. O estado do Amapá e parte da região noroeste do Pará, focos principais

deste trabalho (Figura 1.1C), situam-se no extremo leste-sudeste da Província Maroni-Itacaiúnas.

Esta Tese de doutorado reúne informações e dados obtidos e acumulados durante os 44 meses de seu desenvolvimento e que forneceram elementos suficientes para a elaboração de três artigos científicos, em cumprimento às regras estabelecidas no regimento interno do PPGG-UFPA. Está organizada em dez capítulos que incluem inicialmente uma apresentação geral reunindo a *Introdução* (capítulo 1), o *Contexto Geológico Regional* (capítulo 2), a *Problemática e Justificativa* (capítulo 3), e os *Objetivos* (capítulo 4). O capítulo 5 descreve os *Materiais e Métodos* utilizados para alcançar os objetivos propostos e descrevem os critérios utilizados para a seleção das amostras e unidades, os trabalhos de campo realizados e a amostragem complementar e os estudos petrográficos e geocronológicos prévios (Pb-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total). Os capítulos 6 e 7 apresentam, respectivamente, os protocolos experimentais e a instrumentação das metodologias Lu-Hf e U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS implantadas no Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA (Pará-Iso) e as primeiras aplicações geológicas, a exemplo de trabalhos similares desenvolvidos na Universidade de Brasília (Buhn *et al.* 2009, Matteini *et al.* 2010) e na Universidade Federal do Rio Grande do Sul (Bertotti 2012, Chemale Jr. *et al.* 2012, Bertotti *et al.* 2013), dentre outras. Tais contribuições foram publicadas, separadamente, na forma de dois capítulos de livro no 10º volume do “Contribuições à Geologia da Amazônia”, editado pela Sociedade Brasileira de Geologia-Núcleo Norte. Os capítulos 8 e 9 abordam a interpretação de dados integrados U-Pb e Lu-Hf em zircão e Sm-Nd em rocha total obtidos para as unidades selecionadas do extremo leste-sudeste do Escudo das Guianas em território nacional, enfocando o bloco arqueano Amapá (capítulo 8) e os domínios paleoproterozoicos Lourenço e Carecuru (capítulo 9). O capítulo 8 é apresentado como um artigo científico submetido ao periódico “*Geoscience Frontiers*”. As considerações finais e as principais conclusões alcançadas em cada etapa do desenvolvimento da Tese são sumarizadas no capítulo 10.

Os novos dados obtidos possibilitaram ampliar as interpretações acerca da evolução crustal arqueana e paleoproterozoica da porção mais oriental do Escudo das Guianas. A implantação das metodologias U-Pb e Lu-Hf em zircão permite disponibilizar mais duas importantes ferramentas de investigação isotópica para a comunidade científica, especialmente para o desenvolvimento de estudos na região amazônica, ainda carente deste tipo de dados.

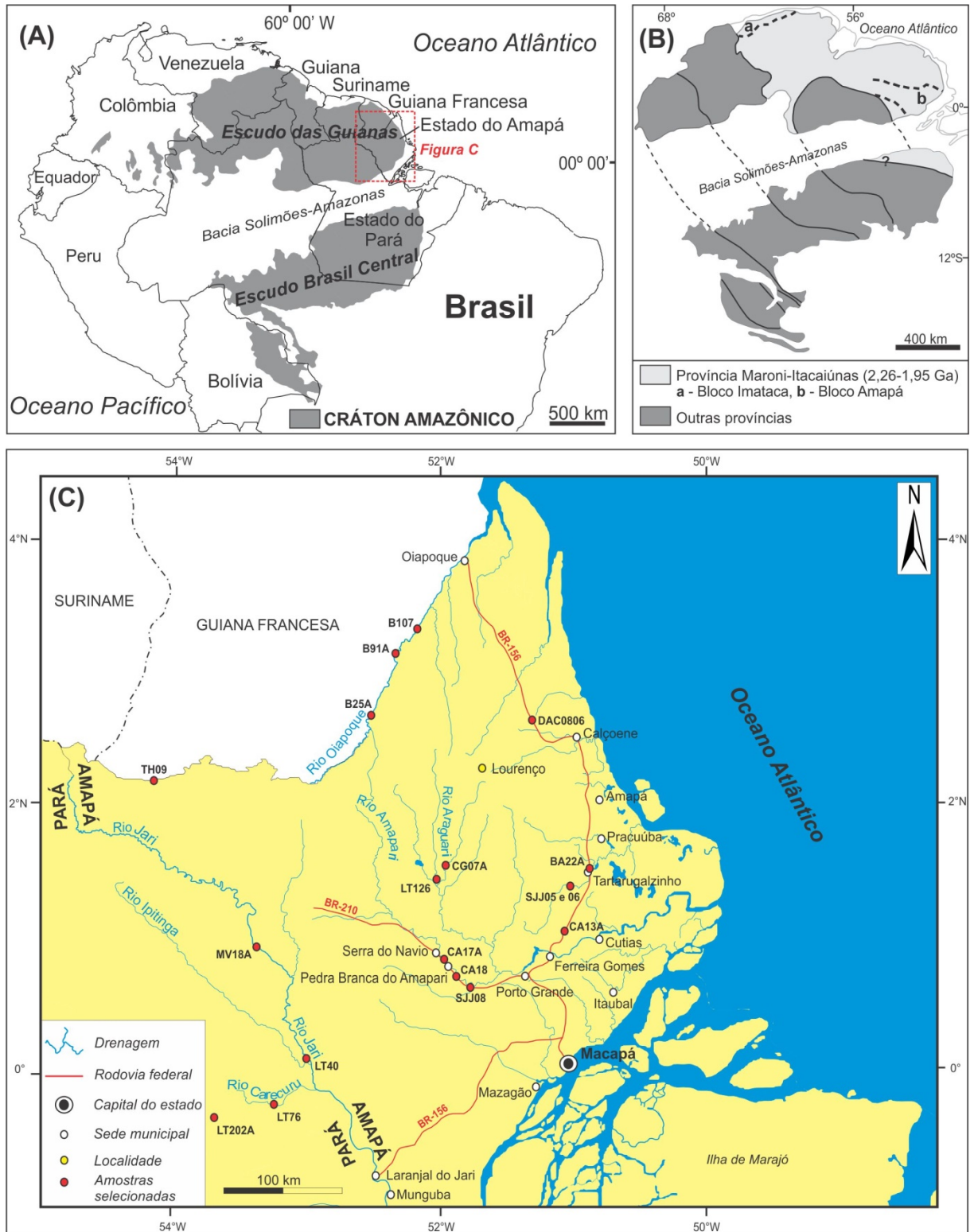


Figura 1.1- (A) Mapa de localização do Crátón Amazônico com ênfase para o Escudo das Guianas e para a região foco deste trabalho (retângulo vermelho), (B) mapa esquemático mostrando a distribuição das províncias geocronológicas do Crátón Amazônico, com destaque para a Província Maroni-Itacaiúnas e (C) mapa de localização da área de trabalho.

Fonte: (A e C) Adaptado de (Rosa-Costa *et al.* 2006, 2014), (B) Modificado de (Tassinari & Macambira 2004)

2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 CRÁTON AMAZÔNICO E SUDESTE DO ESCUDO DAS GUIANAS

O Cráton Amazônico contempla um conjunto de rochas pré-cambrianas, tectonicamente estáveis, que compõem uma das principais unidades geotectônicas da plataforma sul-americana. Trata-se de uma das maiores áreas cratônicas do mundo que abrange uma superfície de aproximadamente $4,3 \times 10^6 \text{ km}^2$ englobando parte das regiões Norte e Centro-Oeste do território brasileiro, Venezuela, Guiana Francesa, Suriname, Guiana, Colômbia e Bolívia (Almeida *et al.* 1981). O Cráton é dividido em dois escudos Pré-cambrianos, o Escudo das Guianas, ao norte e o Escudo Brasil Central ou Guaporé, ao sul (Figura 2.1). O Escudo das Guianas se estende desde a foz do Rio Amazonas até as montanhas andinas da Venezuela e Colômbia.

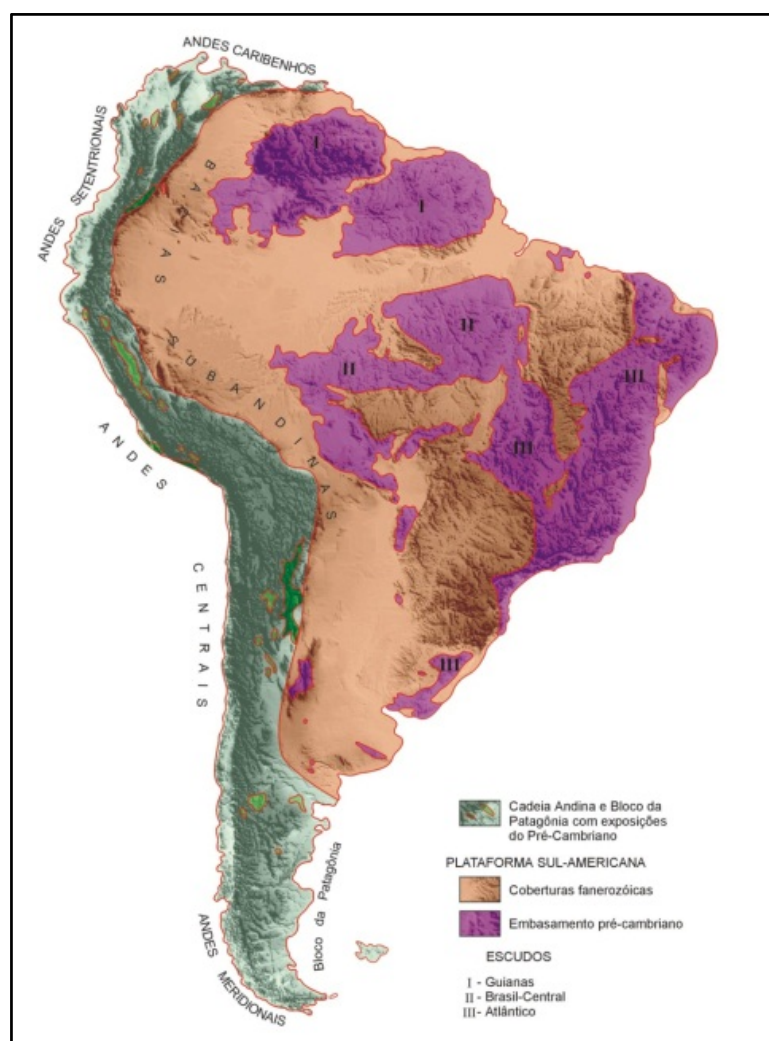


Figura 2.1- Principais unidades geotectônicas da América do sul
Fonte: Schobbenhaus & Brito Neves (2003).

Existem dois modelos principais para a subdivisão do Cráton Amazônico em províncias geocronológicas ou tectônicas: o modelo orogenético-geocronológico (Cordani *et al.* 1979, 2009, Santos *et al.* 2000, 2003, 2006, Tassinari & Macambira 2004) e o modelo geofísico-estrutural (Hasui *et al.* 1984, Costa & Hasui 1997), ambos da escola mobilista. O modelo orogenético-geocronológico foi adaptado e aperfeiçoado ao longo do tempo, principalmente devido à acumulação de novos dados radiométricos, e tem sido o mais utilizado. É baseado nos conceitos atuais das orogenias modernas, nas quais, durante o Arqueano e Paleo-mesoproterozoico, teria ocorrido uma sucessão de arcos magmáticos envolvendo a formação de material juvenil, derivado do manto, como também processos subordinados de retrabalhamento crustal. Nesse modelo, o Cráton é entendido como originado a partir de um núcleo antigo, Amazônia Central ou Província Carajás (Arqueano), em torno do qual diversas faixas móveis foram acrescidas durante o Proterozoico. Muitas áreas do Cráton Amazônico ainda são carentes de informações geocronológicas consistentes e seu atual *status* de entendimento e compartimentação em províncias devem ser entendidos como transitório. Em algumas situações, os limites entre as províncias estão bem marcados por mudanças no padrão estrutural regional. Todavia, em muitas áreas os limites inferidos necessitam ser aperfeiçoados com trabalhos de campo e geocronologia. A porção sudeste do Escudo das Guianas, alvo de investigação deste trabalho, está inserida na Província Maroni-Itacaiunas ou Transamazonas, de acordo com as duas principais propostas de compartimentação vigentes (Figura 2.2).

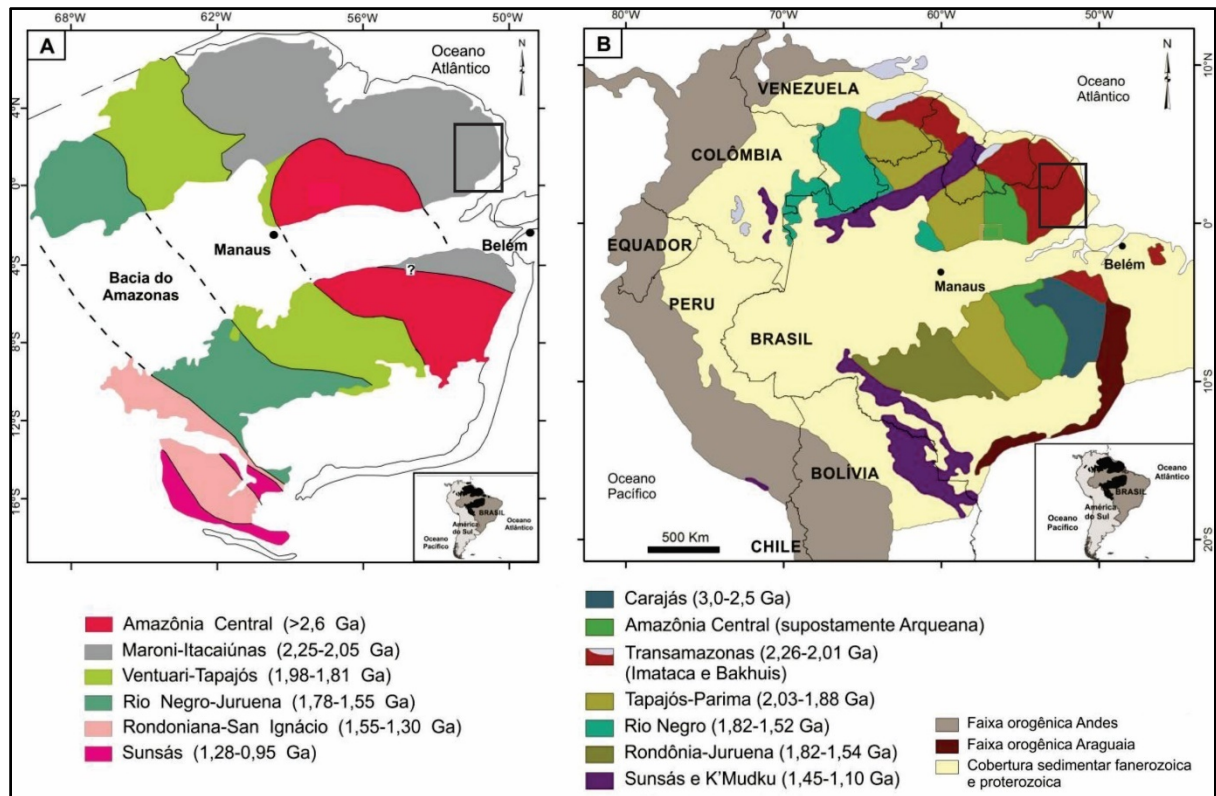


Figura 2.2- Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico.

Fonte: (A) Tassinari & Macambira (2004), com idades atualizadas segundo Cordani *et al.* (2009) e (B) Santos *et al.* (2006).

A Província Maroni-Itacaiúnas ou Transamazonas contorna a Província Amazônia Central e foi concebida como uma expressiva faixa orogênica consolidada no Riáciano, durante o Ciclo orogênico Transamazônico, com limites assumidos entre 2,26 e 1,95 Ga, que consiste em grandes extensões de crosta juvenil paleoproterozoica e alguns remanescentes arqueanos retrabalhados, destacando-se o Bloco Amapá (Vanderhaeghe *et al.* 1998, Avelar *et al.* 2003, Delor *et al.* 2003a,b, Barreto *et al.* 2013, Rosa-Costa *et al.* 2006, 2008a, 2009, 2014). É formada principalmente por complexos granulíticos-migmatíticos-gnáissicos, rochas metavulcânicas e metassedimentares deformadas e metamorizadas na fácies xisto-verde a anfibolito (*greenstone belts*) e granitoides (magmatismo TTG e granítico). Tem sido correlacionada aos terrenos birrimianos do orógeno Eburneano no Cráton Oeste Africano (Zhao *et al.* 2002, Théveniaut *et al.* 2006). O bloco arqueano Amapá, apesar de apresentar idades mesoarqueanas contemporâneas a Província Carajás, experimentou retrabalhamento crustal no Neoarqueano e durante o ciclo orogênico Transamazônico e não tem sido interpretado como uma extensão da crosta arqueana de Carajás para norte (Avelar *et al.* 2003, Rosa-Costa *et al.* 2006). O modelo de evolução geodinâmica vigente para a porção leste do Escudo das Guianas foi proposto por Vanderhaeghe *et al.* (1998) e aprimorado por Delor *et*

al. (2003a) e Rosa-Costa *et al.* (2006), com base em dados geológicos e isotópicos integrados da Guiana Francesa e Brasil (Amapá e noroeste do Pará). Tal modelo envolve estágios de abertura oceânica, formação de crosta continental relacionada a ambiente de subducção em sistemas de arcos de ilha (Guiana Francesa, Figura 2.3) e/ou arco magmático continental (Brasil, Figura 2.4), e também de fechamento oceânico, com retrabalhamento ensialico associado. Todos esses estágios evolutivos ocorreram durante o Ríaciano e parte das rochas originadas teve participação da crosta arqueana do Bloco Amapá (Rosa-Costa *et al.* 2006).

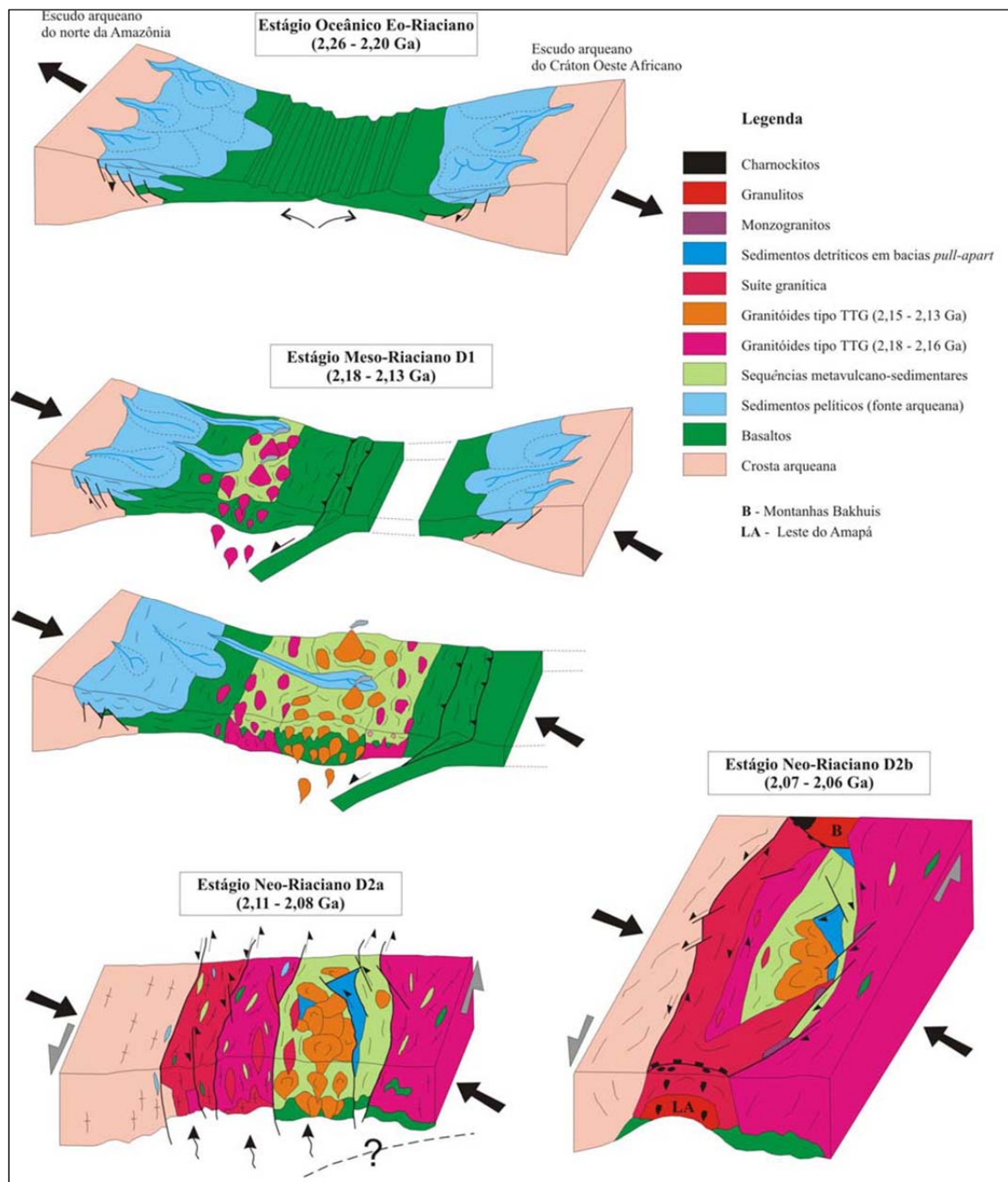


Figura 2.3- Modelo de evolução geodinâmica para os terrenos riacianos da Guiana Francesa.
Fonte: Delor *et al.* (2003a).

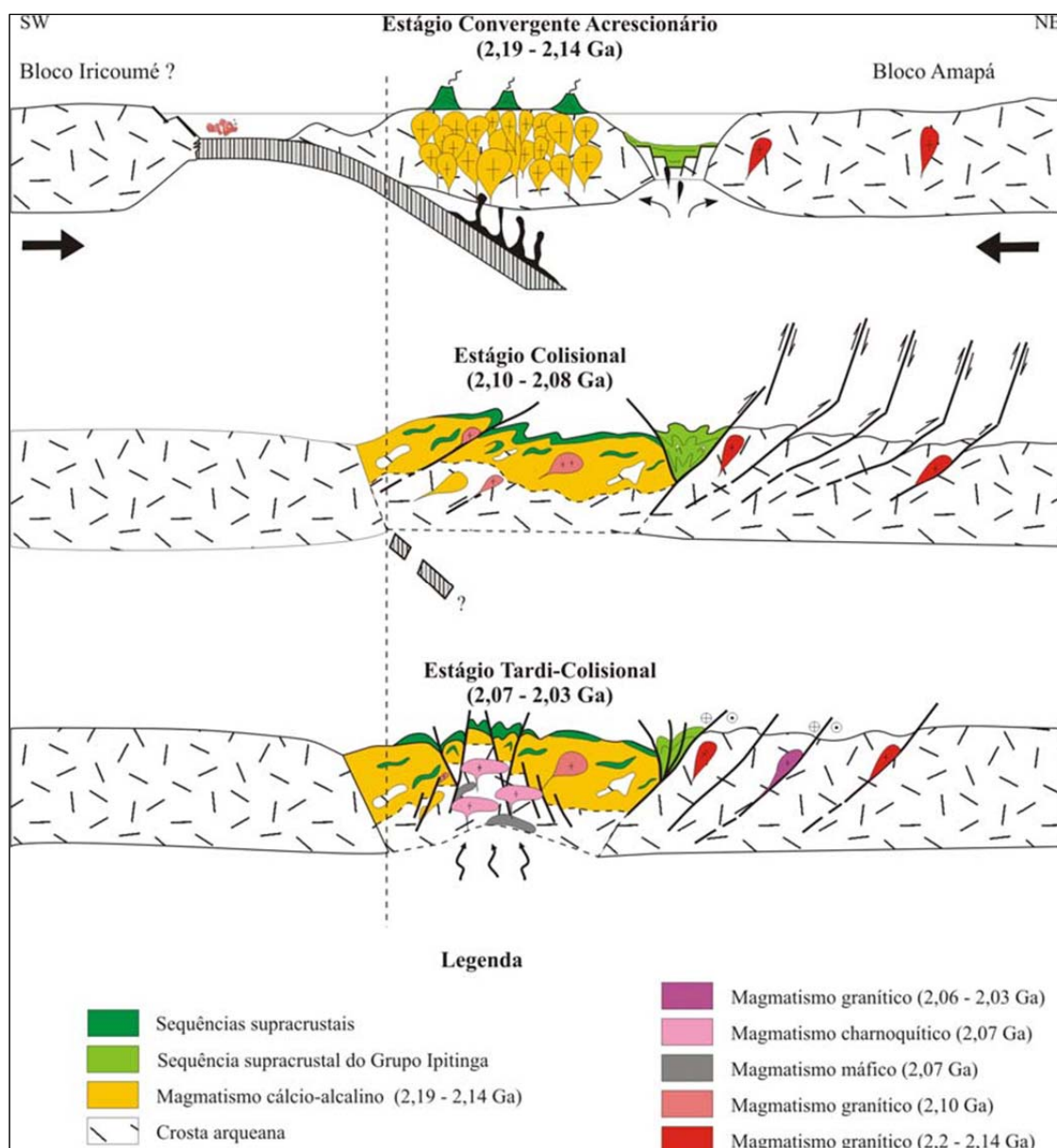


Figura 2.4- Estágios evolutivos relacionados ao Ciclo Orogênico Transamazônico reconhecidos na região sudoeste do Amapá-noroeste do Pará.

Fonte: Rosa-Costa (2006).

Baseando-se em informações geológicas acumuladas a partir de vários trabalhos realizados durante as últimas décadas, tais como diferentes associações litológicas, assinaturas isotópicas e geocronológicas, e histórias evolutivas, Rosa-Costa *et al.* (2014) individualizaram em território brasileiro cinco domínios tectônicos na Província Transamazonas, terminologia adotada pela CPRM, denominados de Bloco Amapá e domínios Carecuru, Lourenço, Bacajá e Santana do Araguaia. Os três primeiros domínios pertencem ao Escudo das Guianas, enquanto que os dois últimos ao Escudo Brasil Central. O Bloco Amapá representa um bloco continental neo-mesoarqueano retrabalhado no Paleoproterozoico durante o Ciclo Transamazônico, enquanto os outros domínios representam terrenos predominantemente

riacianos, com evolução envolvendo estágios de subducção de litosfera oceânica em ambientes de arcos de ilha e/ou arcos magmáticos continentais, e com relíquias retrabalhadas de crosta continental arqueana, ou sideriana. Nesse contexto, a região enfocada no presente trabalho abriga três dos cinco domínios supracitados: o bloco arqueano Amapá e os domínios riacianos Lourenço e Carecuru (Figura 2.5).

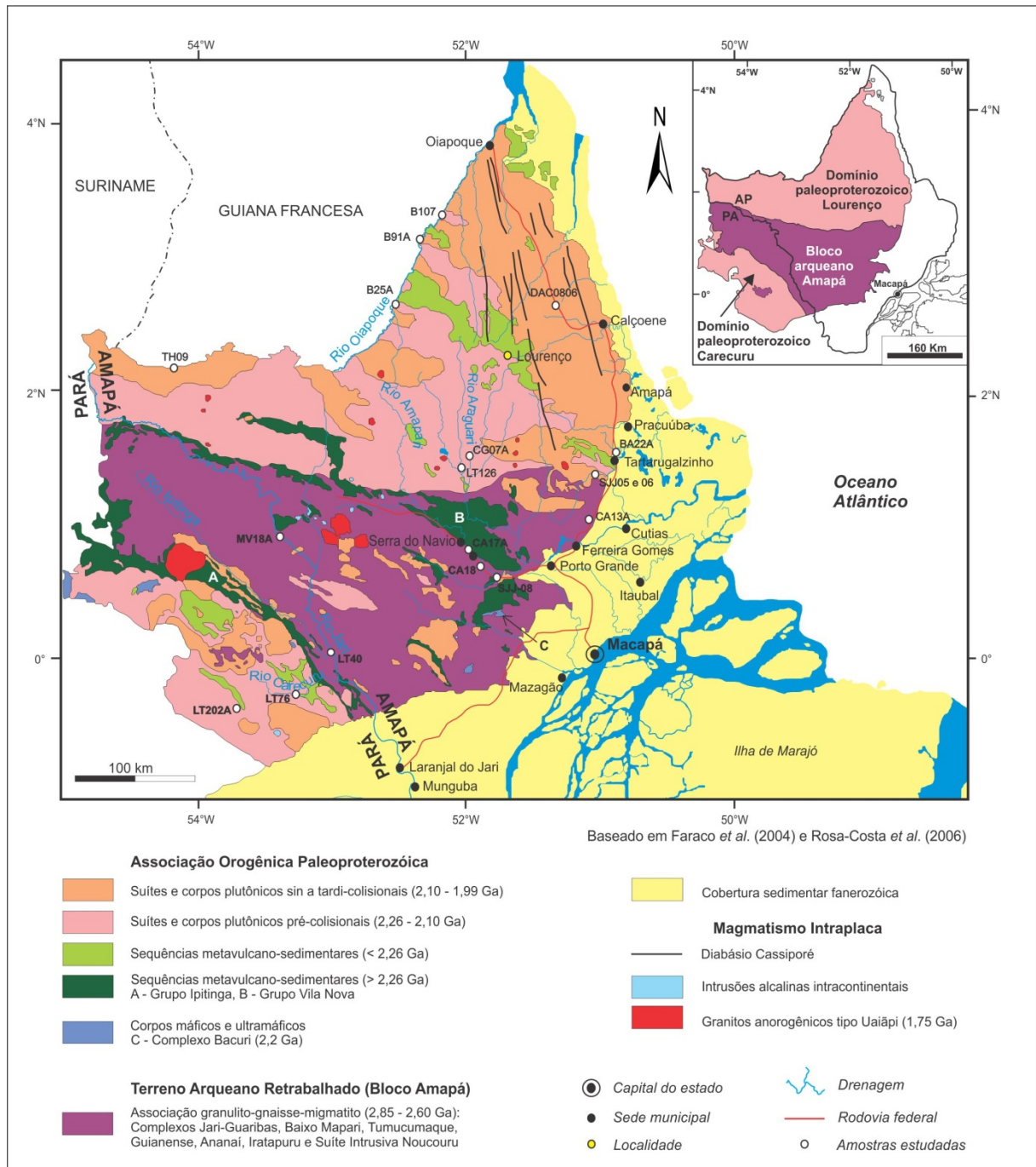


Figura 2.5- Associações tectono-estratigráficas e domínios tectônicos da borda oriental do Escudo das Guianas em território brasileiro. As amostras estudadas estão localizadas no mapa.

Fonte: Adaptado de Rosa-Costa *et al.* (2014).

2.2 PRINCIPAIS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS DA ÁREA DE ESTUDO

As principais unidades litoestratigráficas da área de estudo serão sintetizadas a seguir de acordo com os domínios tectônicos as quais pertencem (Tabela 2.1). Serão destacadas a associação granulítica-gnaíssica-migmatítica do Bloco Amapá, as sequências metavulcano-sedimentares associadas ao Bloco Amapá e as suítes e corpos plutônicos pré a tardi-colisionais dos domínios paleoproterozoicos Lourenço e Carecuru, bem como os remanescentes arqueanos neles contidos. Tais remanescentes são, muito provavelmente, fragmentos do Bloco Amapá que foram separados ou isolados durante a orogenia Transamazônica. Três unidades de interesse pertencentes à Guiana Francesa, na região de fronteira com o Brasil, serão também resumidamente caracterizadas (Complexo Laussat, Gabros/tonalitos do sudeste da Guiana Francesa e Granitoides neoriacianos anteriormente identificados como tipo “Caraíbe” – Delor *et al.* 2003a).

2.2.1 Bloco Amapá

O Bloco Amapá inclui as unidades do embasamento arqueano: Complexo Tumucumaque, Complexo Jari-Guaribas, Complexo Guianense, Suíte intrusiva Noucouru, Complexo Baixo-Mapari, Complexo Iratapuru; e unidades paleoproterozoicas: sequências metavulcano-sedimentares ($> 2,26$ Ga; grupos Ipitinga e Vila Nova), várias suítes de granitoides transamazônicos (Granito Mungubas, Diorito Santo Antônio, Metagranito Sucuriju, Granito Carrapatinho e Granitoides Indiferenciados) e, o Granito Uaiãpi.

O Complexo Tumucumaque representa rochas gnáissicas que ocorrem em faixas alongadas, fortemente tectonizadas, controladas por lineamentos NW-SE que configuram o Cinturão Tumucumaque, proposto por Lima *et al.* (1982). Trata-se de uma unidade tectonoestratigráfica de ocorrência restrita ao Bloco Amapá (Ricci *et al.* 2001, Rosa-Costa *et al.* 2006). É constituído por gnaisses graníticos a dioríticos, metamorfizados em fácies anfibolito, fraca a moderadamente migmatizados, apresentando veios pegmatíticos e lentes anfibolíticas aleitadas concordantemente ao bandamento gnáissico (Avelar 2002, Rosa-Costa *et al.* 2014,). Apresenta idade mesoarqueana de 2849 ± 6 Ma (Avelar *et al.* 2003) obtida em gnaisses tonalítico na região do Rio Água Fria (Amostra CA17A, figura 2.5), destacando-se como a unidade mais antiga do Bloco Amapá. Dados Sm-Nd em rocha total obtidos em gnaisses desta unidade forneceram valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ de -7,1 a +1,0 e idades-modelo Nd- T_{DM}

entre 2,94 e 3,41 Ga, que indicam derivação a partir de fontes meso a paleoarqueanas (Avelar 2002, Pimentel *et al.* 2002, Rosa-Costa *et al.* 2014).

O Complexo Jari-Guaribas, proposto por Ricci *et al.* (2001), compreende um conjunto expressivo de gnaisses metamorfizados na fácies granulito, cuja distribuição se restringe ao sudoeste do Bloco Amapá (Rosa-Costa *et al.* 2006), como corpos lentiformes e faixas alongadas segundo o *trend* estrutural regional NW-SE, balizados geralmente por grandes zonas transcorrentes ou de cavalgamento. Dominam ortogranulitos de composição enderbítica, charnoenderbítica e charnockítica. São rochas com foliação bem definida através do bandamento gnáissico. Ocorrem raros granulitos máficos na forma de leitos concordantes ao bandamento, ou ainda como enclaves isolados nos gnaisses. Dados geocronológicos (Pb-Pb em zircão) apontam idades mínimas de cristalização para os protólitos ígneos de 2797 ± 3 Ma (Gnaiss enderbítico, Rosa-Costa *et al.* 2003), 2790 ± 8 e 2788 ± 2 Ma com zircões herdados de 3238 ± 6 Ma (Gnaisses enderbíticos, Rosa-Costa *et al.* 2006), indicando origem para os granulitos a partir de precursores neoarqueanos com relíquias paleoarqueanas. As idades-modelo Nd- T_{DM} entre 3,19 e 3,26 Ga e os valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ de -3,97 a -2,91, apontam para o retrabalhamento de fontes crustais meso-paleoarqueanas (Rosa-Costa *et al.* 2006).

O Complexo Guianense foi definido inicialmente por Lima *et al.* (1974) e posteriormente redefinido por Ricci *et al.* (2001) como gnaisses predominantemente ortoderivados, dioríticos a monzograníticos, migmatizados e metamorfizados sob condições de fácies anfibolito, contendo enclaves anfibolíticos concordantes à foliação, com ampla área de ocorrência no Bloco Amapá (Rosa-Costa *et al.* 2006, 2014, Barbosa & Chaves 2015). Os precursores magmáticos dos ortognaisses do Complexo Guianense têm idades neoarqueanas, em torno de 2,65 Ga (evaporação de Pb em zircão; Rosa-costa *et al.* 2003; LT40, figura 2.5). Idades-modelo Nd- T_{DM} entre 2,83 e 3,14 Ga ($\epsilon_{Nd(t)}$ de -5,94 a -0,17) indicam o retrabalhamento de fontes crustais mesoarqueanas (Rosa-Costa *et al.* 2006, 2014).

A Suíte intrusiva Noucoursu, segundo Rosa-Costa (2006), é definida por grandes batólitos geralmente alongados segundo a estruturação regional NW-SE, compostos por charnoquitos, enderbitos, charnoenderbitos e granitos. Foi posicionada no Neoarqueano, após datação pelo método Pb-Pb em zircão de um plúton charno-enderbítico de 2605 ± 6 Ma (Ricci *et al.* 2002), de um charnoquito de 2625 ± 4 Ma (MV18A, figura 2.5) e dois granitos mesopertíticos com idades de cristalização de 2649 ± 2 Ma e 2656 ± 4 Ma (Rosa-Costa *et al.* 2006), todos do sudoeste do Bloco Amapá. Dados isotópicos Sm-Nd em rocha total (Rosa-Costa *et al.* 2006) mostram idades-modelo Nd- T_{DM} variando de 2,99 a 3,04 Ga, com valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ entre -1,86 e -2,31, revelando derivação a partir de fontes crustais mesoarqueanas.

O Complexo Baixo-Mapari foi definido por Ricci *et al.* (2001) para englobar um conjunto de ortognaisses graníticos, estabilizados em condições da transição das fácies anfibolito-granulito, que ocorrem em extensas faixas alongadas na direção NW-SE, distribuídas principalmente na porção sudoeste do Bloco Amapá. São gnaisses conspicuamente bandados, de composição granítica. A presença esporádica de ortopiroxênio indica que estas rochas atingiram excepcionalmente a fácies granulitos (Gnaisses charnockíticos). Uma idade neoarqueana é estimada para essa unidade, uma vez que é intrudida por corpos da Suíte Intrusiva Noucouru (2,65 Ga). Dados isotópicos Sm-Nd em rocha total obtidos a partir de um gnaiss granítico forneceu uma idade-modelo Nd- T_{DM} de 3,12 Ga e $\epsilon_{Nd(2,65)}$ de -3,38, o que indica a participação de crosta mesoarqueana em sua origem (Rosa-Costa *et al.* 2006).

O Complexo Iratapuru (Ricci *et al.* 2001) reúne conjuntos de rochas paraderivadas metamorfizadas em fácies anfibolito alto a granulitos, que ocorrem como faixas estreitas e alongadas, segundo a estruturação regional NW-SE, e apresentam contatos tectônicos com os complexos ortoderivados de alto grau adjacentes (complexos Jari-Guaribas e Baixo Mapari). Os principais litotipos são paragnaisses aluminosos ou kinzigitos, cujos protólitos sedimentares correspondem provavelmente a composições pelíticas e semipelíticas (Rosa-Costa 2006, Barbosa & Chaves 2015). Também ocorrem quartzitos com silimanita e granada, e rochas ricas em quartzo, as quais foram classificadas por Ricci *et al.* (2001) como formações ferríferas fácies silicato e aluminosa, respectivamente. Embora ainda não datadas, uma idade arqueana é sugerida por Ricci *et al.* (2001) para as fontes sedimentares dos granulitos deste complexo (Rosa-Costa 2006). A idade do Complexo Iratapuru ainda não foi bem definida, no entanto, idades-modelo Nd- T_{DM} em rocha total entre 3,37 e 3,08 Ga, somadas a idades de zircões detríticos entre 2,92 e 2,58 Ga são evidências de que os sedimentos que originaram estas rochas derivam de fontes arqueanas (Rosa-Costa *et al.* 2008b). Idades de 2,08 e 2,1 Ga obtidas através de isócronas Sm-Nd (granada-rocha total) são interpretadas por Rosa-Costa *et al.* (2008b) como refletindo o pico do metamorfismo granulítico.

As sequências metavulcano-sedimentares paleoproterozoicas (*greenstone belts*) associadas ao Bloco Amapá, deformadas e metamorfizadas na fácies xisto-verde a anfibolito, atingindo localmente a fácies granulito, são representadas basicamente por duas unidades, o Grupo Ipitinga, que representa as faixas de rocha de direção NW-SE ao sul-sudoeste do Bloco Amapá, e o Grupo Vila Nova, exposto como um cinturão NW-SE acompanhando em geral o limite norte do Bloco Amapá (figura 2.5). O Grupo Ipitinga (Ricci *et al.* 2001) subdivide-se em uma sequência máfica-ultramáfica basal (formação Igarapé do Inferno), uma sequência

químico-exalativa intermediária, formações ferríferas bandadas fácies óxido e, subordinadamente, fácies silicato (Igarapé dos Patos) e uma sequência sedimentar clástica superior (Igarapé Fé em Deus). O Grupo Vila Nova (Ricci *et al.* 2001, Barbosa & Chaves 2015) é constituído basicamente por anfibolitos, actinolita xistos e xistos paraderivados, que representam bacias relacionadas a arcos magmáticos anteriores a 2,26 Ga. Inclui as formações Santa Maria do Vila Nova (Xistos paraderivados e quartzitos), Serra das Coambas (quartzitos, xistos pelíticos, formações ferríferas bandadas, anfibolitos e metariolitos), Serra do Navio (xistos e lentes de mármore), Igarapé Araújo (metamafitos e metaultramafitos) e Jornal (xistos e anfibolitos). Faraco (1997) admite que a deposição desta sequência supracrustal esteja relacionada a um ambiente de bacia retro-arco, formada no Paleoproterozoico. A evolução paleoproterozoica desta sequência é indicada por idades modelo Nd- T_{DM} de 2,26 Ga e 2,20 Ga obtidas em metamáficas do Grupo Ipitinga, e pela idade de 2264 ± 34 Ma (MSWD = 37,4) calculada a partir de uma errócrona Sm-Nd em rochas máficas do Grupo Ipitinga (McReath & Faraco 2006).

O Granito Mungubas é um corpo intrusivo no embasamento gnáissico-granítico do Complexo Tumucumaque na zona de contato com os *greenstone belts* do Grupo Vila Nova (Amostra CA18, figura 2.5), composto por monzogranitos e álcali-feldspato granitos isotrópicos (Avelar 2002, Barbosa & Chaves 2015). A partir da idade de 2055 ± 6 Ma obtida pelo método de evaporação de Pb em zircão, Avelar (2002) posicionou o Granito Mungubas no Neoriaciano, tendo sido encontrados componentes herdados entre 2,16 e 2,56 Ga. Barbosa & Chaves (2015), utilizando a mesma metodologia, encontraram idade de 2661 ± 9 Ma para o mesmo corpo, posicionando-o no Neoarqueano. Idades-modelo Nd- T_{DM} em rocha total entre 2,96 e 3,05 Ga com valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ entre -2,78 e -6,21 atestam uma derivação a partir de fontes crustais mesoarqueanas (Avelar 2002, Barbosa & Chaves 2015).

Além do Granito Mungubas, vários outros granitoides Transamazônicos ocorrem no Bloco Amapá, como o Diorito Santo Antônio, o Metagranito Sucuriçu, o Granito Carrapatinho e os Granitoides Indiferenciados. Uma amostra tonalítica do Diorito Santo Antônio foi datada em $2262 \pm 1,6$ Ma (Pb-Pb em zircão, Barreto *et al.* 2013) e um diorito forneceu uma idade-modelo Nd- T_{DM} neoarqueana de 2,68 Ga com $\epsilon_{Nd(t)}$ de -2,65 (Rosa-costa *et al.* 2014). O Metagranito Sucuriçu apresentou idade mínima de cristalização de 2124 ± 21 Ma (Pb-Pb em zircão) e idades-modelo Nd- T_{DM} arqueanas variando de 2,88 a 3,0 Ga, com $\epsilon_{Nd(t)}$ entre -10,5 e -4,1 (Faraco *et al.* 2004a). Um monzogranito da unidade Granito Carrapatinho apresentou idades variáveis entre 1911 e 2064 Ma, com média de 2025 ± 17 (Pb-Pb em zircão) interpretada com idade mínima de cristalização (Barreto *et al.* 2013), além de idades-modelo

Nd- T_{DM} arqueanas variando de 2,66 a 3,68 Ga, com $\epsilon_{Nd(t)}$ entre -14,4 e -3,7 (Rosa-Costa *et al.* 2014). Dentre os Granitoides Indiferenciados, um álcali-feldspato granito foi datado por evaporação de Pb em zircão em 2146 ± 3 Ma (Rosa-Costa *et al.* 2003), três monzogranitos em 2218 ± 3 , 2185 ± 4 e 2049 ± 3 Ma e um sienogranito em 2030 ± 2 Ma (Pb-Pb em zircão, Rosa-Costa *et al.* 2006). Dados Sm-Nd em rocha total apontam idades-modelo Nd- T_{DM} siderianas, entre 2,30 e 2,50 Ga com $\epsilon_{Nd(t)}$ variando de -2,51 a +1,47.

A unidade Granito Uaiãpi (Ricci *et al.* 2001) abrange um conjunto de plútons graníticos elípticos ou circulares e de afinidade tipo A, intrusivos no embasamento arqueano do Bloco Amapá. São constituídos por hastingsita-granitos, de granulação média a grossa, equigranulares e isotrópicos. Tipos porfiríticos e/ou com textura rapakivi, além de microgranitos e aplitos, ocorrem subordinadamente. Vasquez & Lafon (2001) obtiveram uma idade Pb-Pb em zircão de 1753 ± 3 Ma para um plúton do Granito Uaiãpi, definindo a idade do magmatismo anorogênico.

2.2.2 Domínio Lourenço

Engloba os remanescentes arqueanos (Gnaiss Porfírio, Granulito Tajauí, Metagranitoide Pedra do Meio) e suítes e corpos plutônicos pré a tardi-orogênicos riacianos do lado brasileiro (Suíte intrusiva Flexal, Tonalito Papa-Vento, Complexo Araguari, Complexo Tartarugal Grande, Complexo Oiapoque, Complexo Camopi, Suíte Cricou e Granito Cunani) e da Guiana Francesa (Complexo Laussat, Gabros/tonalitos do sudeste e Granitoides do sul da Guiana Francesa), além de sequências metavulcano-sedimentares ($< 2,26$ Ga).

As unidades Gnaiss Porfírio, Granulito Tajauí e o Metagranitoide Pedra do Meio representam os principais remanescentes arqueanos no domínio paleoproterozoico Lourenço. O Gnaiss Porfírio é um corpo alongado (~1 km) segundo NW-SE, que ocorre restritamente na porção sudeste do Domínio Lourenço, na zona de transição com o Bloco Amapá. São biotita-gnaisses de composição granodiorítica e tonalítica, migmatizados, com metamorfismo em fácies anfibolito (Rosa-Costa *et al.* 2012, 2014). Uma idade de 3485 ± 4 Ma foi obtida pelo método Pb-Pb em zircão (Rosa-Costa *et al.* 2014), posicionando esta unidade no Paleoarqueano. Essa idade representa, até o momento, o registro do mais antigo evento magmático do Escudo das Guianas. O Granulito Tajauí é um corpo alongado (~2,5 km) segundo NW-SE, composto por rochas granulíticas com protólitos arqueanos, que ocorre como um enclave de alto grau em meio a granitoides paleoproterozoicos na porção centro-

norte da Folha Rio Araguari (Rosa-Costa *et al.* 2012), sudeste do Domínio Lourenço. Um granulito enderbítico forneceu uma idade mínima de 2866 ± 4 Ma (Pb-Pb em zircão), para a cristalização de seu protólito magmático (Rosa-Costa *et al.* 2014). O Metagranitoide Pedra do Meio consiste em um corpo granítico de forma elíptica, com eixo maior segundo NW-SE, localizado no limite centro-leste da Folha Rio Araguari, sudeste do Domínio Lourenço. São biotita-granitos, biotita-granodioritos, e biotita-tonalitos subordinados, com foliação gnáissica, localmente migmatizados, metamorfizados em fácies anfibolito. Um charnockito, de ocorrência restrita no centro do corpo forneceu uma idade de cristalização U-Pb em zircão (LA-ICP-MS) de 2592 ± 22 Ma (Rosa-Costa *et al.* 2014). Dados Sm-Nd obtidos para esses remanescentes arqueanos indicaram idades-modelo Nd- T_{DM} entre 3,18 e 3,51 Ga, com valores de $\epsilon_{Nd(2,59)}$ de -11,14, $\epsilon_{Nd(2,87)}$ de -2,06 e $\epsilon_{Nd(3,48)}$ de +0,6, apontando retrabalhamento crustal de fontes meso a paleoarqueanas (Rosa-Costa *et al.* 2014).

A Suíte Intrusiva Flexal, definida por Rosa-Costa *et al.* (2014), representa uma suíte plutônica cálcio-alcálica expandida, com termos variando de dioríticos a monzograníticos. Inclui tonalitos, dioritos, quartzo-dioritos, biotita-granodioritos, leucotonalitos e biotita-monzogranitos. Por vezes apresentam foliação milonítica a protomilonítica e bandamento gnáissico. Esses corpos plutônicos estão relacionados ao estágio acrescionário de ambiente de arco magmático e sua idade de cristalização varia de 2194 ± 8 Ma (U-Pb em zircão, Barbosa & Chaves 2015) a 2184 ± 13 Ma (U-Pb em zircão, Rosa-Costa *et al.* 2014), concordante com a idade Pb-Pb em zircão de 2197 ± 3 Ma (Rosa-Costa *et al.* 2014). O Diorito Riacho Doce (Avelar 2002, Silva 2013), pertencente a Suíte Intrusiva Flexal, ocorre em lajedos no leito do rio Tartarugalzinho (balneário Riacho Doce-Amostra BA22, figura 2.5). Trata-se de rocha diorítica foliada com idade de cristalização de 2181 ± 3 Ma (Pb-Pb em zircão; Avelar 2002) similar àquela obtida por Rosa-Costa *et al.* (2014). Dados Sm-Nd em rocha total forneceram idades-modelo Nd- T_{DM} entre 2,37 Ga ($\epsilon_{Nd(t)} = +0,65$) e 2,67 Ga ($\epsilon_{Nd(t)} = -3,78$) indicando que a origem dos magmas precursores está relacionada a um evento juvenil de acreção crustal no Riachão, mas que envolve também a participação de componentes crustais arqueanos (Rosa-Costa *et al.* 2014).

O Tonalito Lourenço (2155 ± 13 Ma; U-Pb em zircão por Nogueira *et al.* 2000) foi proposto para diferenciar um corpo granitoide composto por tonalitos, com granodioritos subordinados, que representam o magmatismo plutônico cálcio-alcálico, cujas rochas são encaixantes da mineralização de ouro do depósito de Salamangone, situado na Vila do Lourenço (Rosa-Costa *et al.* 2014). Idades modelo Nd- T_{DM} de 2,24 e 2,34 Ga com ϵ_{Nd} de

+2,88 e +3,03, permitiram a interpretação de que os protólitos foram diferenciados do manto, e que estão relacionados a arco juvenil paleoproterozoico.

O Tonalito Papa-Vento (João *et al.* 1979, Rosa-Costa *et al.* 2014) consiste de um extenso corpo alongado segundo NW-SE que ocorre na porção central do Domínio Lourenço, fortemente balizado por zonas de cisalhamento de mesmo *trend* que marcam o contato com outras unidades, como a Suíte Intrusiva Flexal e os complexos Rio Araguari e Tartarugal Grande. Engloba gnaisses e granitoides principalmente tonalíticos, além de granodioríticos e monzograníticos, com dioritos ocasionais. Apresentam foliação gnáissica, protomilonítica ou milonítica, e estão equilibrados em fácies xisto-verde a anfibolito (Rosa-Costa *et al.* 2012). Duas amostras de gnaisses tonalíticos foram datadas por Rosa-Costa *et al.* (2014) e forneceram idades de cristalização semelhantes de $2136 \pm 7,5$ Ma (U-Pb em zircão por LA-ICP-MS) e 2130 ± 20 Ma (Pb-Pb em zircão), caracterizando este evento magmático cálcio-alcálico. Além disso, uma amostra investigada pelo método Sm-Nd em rocha total apresentou idade-modelo Nd- T_{DM} de 2,7 Ga, com $\epsilon_{Nd(t)}$ de -4,47, sugerindo envolvimento de crosta continental arqueana na origem do magma precursor (Rosa-Costa *et al.* 2014).

O Granito Anotaie corresponde a plútons elípticos da porção norte do Domínio Lourenço compostos por sienogranitos e monzogranitos os quais forneceram idades de 2110 ± 3 Ma, 2087 ± 3 Ma e 2098 ± 2 Ma (Avelar 2002, Faraco & Théveniaut 2011).

O Complexo Araguari representa uma suíte plutônica cálcio-alcálica expandida, composta de ortognaisses e meta quartzo-dioritos, tonalitos, granodioritos e monzogranitos foliados, frequentemente com enclaves anfibolíticos, e subordinados paragneisses aluminosos e gabros deformados. Foram metamorfizados sob fácies anfibolito e localmente migmatizadas (Barreto *et al.* 2013, Rosa-Costa *et al.* 2014). Dados geocronológicos Pb-Pb em zircão obtidos por Rosa-Costa *et al.* (2014) em tonalitos desta unidade forneceram idades entre 2111 ± 2 e 2116 ± 4 Ma, sendo interpretadas como a idade mínima de cristalização. Barreto *et al.* (2013) dataram dois tonalitos do Complexo Rio Araguari (CG07A e LT126, figura 2.5), os quais forneceram idades de 2096 ± 4 e 2103 ± 3 Ma (Pb-Pb em zircão), respectivamente. Estes resultados formam um conjunto de dados bastante consistente, que permite estabelecer a idade do magmatismo cálcio-alcálico que define a referida unidade, em torno de 2,12 e 2,10 Ga. Dados Sm-Nd em rocha total apontaram idades-modelo Nd- T_{DM} entre 2,47 e 3,47 Ga, com valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ subcondríticos de -15,4 a -2,2, demonstrando que a origem dos magmas paleoproterozoicos precursores envolveu necessariamente componentes crustais arqueanos (Barreto *et al.* 2013, Rosa-Costa *et al.* 2014).

O Complexo Tartarugal Grande (Rosa-Costa *et al.* 2012, 2014) ocorre na porção sudeste do Domínio Lourenço, na zona de transição com o Bloco Amapá. Dominam granulitos enderbíticos, charnockíticos e charnoenderbíticos, por vezes migmatizados, com leitos e lentes de granulitos máficos. Inclui corpos de charnoquitos e granitos com estruturas magmáticas preservadas. Gabros deformados ocorrem ocasionalmente. Compõem uma associação de alto grau metamórfico, em fácies granulitos, localmente com retrometamorfismo na fácies anfibolito. Faraco *et al.* (2004a) apresentaram idades Pb-Pb em zircão entre 2125 ± 4 e 2065 ± 5 Ma para um conjunto de granulitos do Complexo Tartarugal Grande. Lafon *et al.* (2000) obtiveram idades U-Pb (SHRIMP) de 2623 ± 13 , 2602 ± 12 e 2085 ± 24 Ma, respectivamente, para um granulito félsico com granada, um granulito charnockítico migmatizado e seu neossoma leucocrático. Oliveira *et al.* (2008) apresentaram idades isocrônicas rocha total-granada de 2017 ± 12 Ma, $1981,6 \pm 2,8$ Ma e $2018 \pm 2,3$ Ma para os granulitos félsicos, comprovando uma idade tardi-Transamazônica para o evento de alto grau metamórfico. Idades Pb-Pb em zircão (2100 ± 4 , 2092 ± 7 e 2078 ± 4 Ma) e U-Pb em zircão por LA-ICP-MS (2671 ± 15 e 2597 ± 55 Ma) foram obtidas em granulitos charnockíticos a enderbíticos por Rosa-Costa *et al.* (2014). Esses dados geocronológicos sugerem que o Complexo Tartarugal Grande engloba principalmente rochas formadas durante o Riáciano, mas também incorpora relíquias de rochas neoarqueanas. As 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.* 2004a, Oliveira *et al.* 2008, Rosa-Costa *et al.* 2014) constituem um registro do envolvimento de fontes neo-paleoarqueanas na formação dessas rochas.

O Complexo Oiapoque (Faraco & Théveniaut 2011) ocorre em expressivas áreas na porção norte do Domínio Lourenço. Contém amplos terrenos migmatíticos e está subdividido em três unidades: i) hornblenda-biotita gnaisses e metagranitoides, metatonalitos, metagranodioritos, granulitos félsicos e máficos, metamorfizados em fácies anfibolito alto a granulitos. Ocorrem como segmentos alongados, geralmente cortados pelo Rio Oiapoque; ii) metamonzogranitos, metagranitoides e metatonalitos subordinados. Anfibolitos ocorrem como enclaves. Metamorfizados na fácies anfibolito médio a granulito; e iii) metamonzogranitos, metasienogranitos, metagranodioritos, metatonalitos, metagranitos a granada. Enclaves anfibolíticos são observados. As rochas são metamorfizadas nas fácies anfibolito médio a granulito. As idades das rochas do Complexo Oiapoque (U-Pb em zircão por microsonda iônica e Pb-Pb por evaporação em zircão) nos setores brasileiro e guianês da folha homônima variam de 2105 ± 27 a 2095 ± 5 Ma, com enclaves e zircões herdados de 2,13 a 3,15 Ga (Théveniaut & Faraco 2008). Idades-modelo Nd- T_{DM} obtidas em rocha total

variaram entre 2,22 e 2,39 Ga, bem como os valores de $\epsilon_{\text{Nd}(2,1)}$ entre -0,14 e +1,37, sugerindo mistura e participação de fontes mantélicas e crustais no magma progenitor dessas rochas (Faraco & Théveniaut 2011).

O Complexo Camopi (Faraco & Théveniaut 2011) compreende terrenos migmatíticos que ocorrem na porção norte do Domínio Lourenço, e seus litotipos são agrupados em duas unidades informais distintas: i) gnaisses monzograníticos e sienograníticos, metagranodioritos, metatonalitos, metagranitoides, quartzo dioritos, paragnaisses e granulitos, metamorfizados em fácies anfibolito a granulitos. As rochas contêm enclaves de metadiorito, paragnaisses e anfibolitos, e veios pegmatíticos. São anisotrópicas e às vezes bandadas; ii) consiste em um segmento menor do Complexo Camopi composto principalmente por metamonzogranitos anisotrópicos. Ocorrem também metasienogranitos e mais raramente metagranodioritos. São metamorfizados em fácies anfibolito a granulito. Idades U-Pb em zircão (microsonda iônica) e Pb-Pb por evaporação em zircão, em rochas do Complexo Camopi variam de 2103 ± 12 a 2098 ± 2 Ma, com relíquias (enclaves e zircões herdados) de protólitos vulcano-plutônicos neoarqueanos a mesoriacianos (2,65 a 2,13 Ga) (Théveniaut & Faraco 2008).

A Suíte Cricou (Faraco & Théveniaut 2011), amplamente distribuída no extremo norte do Domínio Lourenço (Folha Oiapoque), corresponde a terrenos granitoides e está dividida em duas unidades distintas: Suíte Cricou (c1) contém gnaisses de composição granítica a quartzo-diorítica, monzogranitos, sienogranitos, granodioritos, tonalitos e paragnaisses. Granada biotita gnaisses, granitos e quartzo-gabro noritos. É comum a ocorrência de enclaves máficos; e Suíte Cricou (c2) inclui monzogranitos, sienogranitos, granodioritos, tonalitos, quartzo-dioritos, microclínio granitos e gnaisses de composição granítica, geralmente porfíricos. Datações Pb-Pb em zircão em biotita monzogranito, gnaiss tonalítico e granada-biotita sienogranito da unidade c1 apontaram idades de cristalização de, respectivamente, 2113 ± 3 , 2108 ± 2 e 2090 ± 2 Ma. Uma idade U-Pb em zircão (microsonda iônica) de 2106 ± 4 Ma foi obtida para um granitoide da unidade c2 (Théveniaut & Faraco 2008). Esses dados sugerem que a Suíte Cricou resulta de magmatismo em torno de 2110 Ma, que pode ter se prolongado até cerca de 2090 Ma (Faraco & Théveniaut 2011). Dados Sm-Nd em rocha total para rochas da Suíte Cricou (c1) forneceram idades-modelo Nd- T_{DM} que variam entre 2,13 ($\epsilon_{\text{Nd}(2,1)} = +2,88$) e 2,30 Ga ($\epsilon_{\text{Nd}(2,1)} = +0,47$) indicando derivação mantélica para o magma progenitor desta unidade (Faraco & Théveniaut 2011).

O Granito Cunani, recentemente cartografado pela CPRM (Sousa & Costa Neto 2014, DAC0806, figura 2.5), representa um magmatismo tardi-orogênico que ocorre na região norte

do Amapá e abrange a cidade de Calçoene, se estendendo para oeste. Compreende biotita sienogranitos e monzogranitos, comumente com enclaves máficos (granulíticos e tonalíticos). Dados geocronológicos preliminares obtidos por Vieira (2007) indicaram idade mínima de cristalização (Pb-Pb em zircão) de 2085 ± 2 Ma, enquanto Sousa & Costa Neto (2014) encontraram idade de 2098 ± 15 Ma (U-Pb em zircão por ICP-MS), posicionando-o no Neoriaciano.

O Complexo Laussat é representado por TTGs às vezes migmatizados que ocorrem ao longo da costa atlântica e no sul da Guiana Francesa (Delor *et al.* 2001, 2003). Um anfibólio biotita tonalito coletado na porção sudeste da Guiana Francesa, as margens do rio Oiapoque (Amostra B107, figura 2.5) forneceu uma idade Pb-Pb em zircão de 2163 ± 3 Ma (Delor *et al.* 2001, 2003), compatível com os granitoides pré-colisionais (2,26 a 2,10 Ga) do estado do Amapá e uma idade-modelo Nd- T_{DM} em rocha total de 2,32 Ga com $\epsilon_{Nd(2,16)}$ de +1,6, sugerindo derivação partir de uma fonte sideriana (Delor *et al.* 2003). Os gabros/tonalitos do sudeste da Guiana Francesa, na fronteira com o Brasil são associados à plútons gabróicos ricos em anfibólio e piroxênio expostos dentro dos *greenstone belts* da porção nordeste daquele país (Delor *et al.* 2001, 2003). Os tonalitos da margem francesa do rio Oiapoque na confluência com o rio Camopi (Amostra B91A, figura 2.5) foram descritos e datados por Avelar (2002), fornecendo uma idade de 2099 ± 1 Ma (método Pb-Pb em zircão), posicionando essa unidade no Neoriaciano, correspondente aos granitoides sin a tardi-colisionais (2,1 a 1,99 Ga) do estado do Amapá. Os granitoides tipo "Caraíbe" previamente definidos por Choubert (1974 *in* Delor *et al.* 2003), representam uma suíte de granito (*lato sensu*) e migmatito associado bem desenvolvida nas porções sul e oeste da Guiana Francesa, correspondentes aos granitoides sin a tardi-colisionais (2,1 a 1,99 Ga) do estado do Amapá. No sul da Guiana Francesa, as composições predominantemente granodiorítica, monzogranítica e sienítica (em parte) mostram forte similaridade com magmatismo Mg-K metaluminoso, como refletido em particular por composições com anfibólio-piroxênio; sempre que membros finais máficos hiperpotássicos são ausentes. Um biotita anfibólio granito foliado, do extremo sul da Guiana Francesa na divisa com o Brasil (Amostra TH09, figura 2.5) foi datado em 2100 ± 1 Ma (Pb-Pb em zircão) por Delor *et al.* (2003), elegendo-o como representante do plutonismo granítico Neoriaciano do sudeste do Escudo das Guianas. Um leucosienogranito hipabissal foliado intrusivo em ortognaisses tonalíticos e granodioríticos do sudeste da Guiana Francesa-noroeste do Amapá (Amostra B25A, figura 2.5), foi incluído nos granitoides tipo "Caraíbe" (Delor *et al.* 2003; Avelar *et al.* 2003) e posicionado também no Neoriaciano ($\sim 2,1$ Ga).

Dados Sm-Nd em rocha total apontaram idade-modelo Nd- T_{DM} de 2,24 Ga com $\epsilon_{Nd(2,1)}$ de +1,57, sugerindo origem a partir de fonte juvenil riaciana (Avelar *et al.* 2003).

Sequências metavulcano-sedimentares relacionadas a bacias de arcos magmáticos mais jovens que 2,26 Ga ocorrentes neste domínio, Grupo Tartarugalzinho e Anfibolito Rio Mururé (Rosa-Costa *et al.* 2014), se estendem para a Guiana Francesa onde são denominadas de formações Paramaca e Armina (Delor *et al.* 2003a).

2.2.3 Domínio Carecuru

Compreende um remanescente arqueano (Complexo Ananaí) e suítes e corpos plutônicos pré a tardi-orogênicos riacianos (Suíte Intrusiva Carecuru, Suíte Intrusiva Igarapé Urucu e Suíte Intrusiva Parintins), além de sequências metavulcano-sedimentares (< 2,26 Ga).

O Complexo Ananaí (Ricci *et al.* 2001) engloba gnaisses enderbíticos, charnoenderbíticos e granulitos máficos de ocorrência restrita ao núcleo granulítico do Paru (Domínio Paru), que representa um terreno neoarqueano incluso no domínio paleoproterozoico Carecuru. As rochas gnáissicas apresentam mobilizados quartzo-feldspáticos (Leucossoma). Uma análise geocronológica (Pb-Pb em zircão) realizada em um gnaiss enderbítico, forneceu a idade média de 2597 ± 4 Ma, que foi considerada como idade de cristalização do precursor ígneo, indicando que os granulitos deste complexo derivam de protólitos neoarqueanos (Rosa-Costa *et al.* 2003, 2006). Dados Sm-Nd em rocha total para a mesma amostra forneceram uma idade-modelo Nd- T_{DM} de 2,83 Ga com $\epsilon_{Nd(t)}$ de -1,2, sugerindo retrabalhamento crustal de fontes mesoarqueanas (Rosa-Costa *et al.* 2006).

A Suíte Intrusiva Carecuru, proposta por Ricci *et al.* (2001) e redefinida por Vasquez e Rosa-Costa (2008), representa uma suíte cálcio-alcálica expandida, que engloba granitoides dioríticos, tonalíticos, trondjemíticos, granodioríticos, e subordinadamente monzograníticos. São rochas isotrópicas a conspicuamente foliadas, localmente milonitizadas. Enclaves máficos microgranulares recortados por veios e diques de composição tonalítica a granodiorítica são observados (Rosa-Costa 2006). Nesta unidade são incluídos gnaisses de mesma composição dos granitoides (antigo Complexo Paru-Maratiá de Ricci *et al.* 2001), por vezes migmatizados, metamorfozados sob fácies anfibolito, apresentando enclaves anfibolíticos geralmente concordantes à foliação (Rosa-Costa 2006). Um gnaiss tonalítico (LT-202A, figura 2.5) forneceu uma idade de 2150 ± 1 Ma (Pb-Pb em zircão, Rosa-Costa *et al.* 2003), indicando a evolução mesoriaciana das rochas de embasamento do Domínio Carecuru. Idades-modelo Nd- T_{DM} em rocha total obtidas variaram de 2,38 a 2,45 Ga, com valores de

$\epsilon_{Nd(t)}$ de -0,15 a +0,22, indicando mistura e retrabalhamento de fontes crustais siderianas (Rosa-Costa *et al.* 2006). Outra determinação geocronológica pelo método de evaporação de Pb em zircão em um diorito (LT-76, figura 2.5) desta suíte forneceu idade de cristalização em 2140 ± 1 Ma (Rosa-Costa *et al.* 2003), indicando que este magmatismo cálcio-alcálico é mesoriaciano. Dados Sm-Nd em rocha total forneceram idades-modelo Nd- T_{DM} entre 2,28 e 2,50 Ga com $\epsilon_{Nd(t)}$ de -0,84 a 1,63, sugerindo retrabalhamento crustal de fontes siderianas (Rosa-Costa *et al.* 2006).

A Suíte Intrusiva Igarapé Urucu (Rosa-Costa 2006) reúne vários plútons intrusivos nos granulitos do Complexo Ananai (Domínio Paru). São basicamente charnoquitos e granitos frequentemente isotrópicos, e localmente foliados. Datação em zircões obtidos de um charnoquito pelo método de evaporação de Pb, forneceu principalmente idades no intervalo de 2,16 a 2,06 Ga (Rosa-Costa *et al.* 2003, 2006). Estes resultados, embora imprecisos, indicam uma idade paleoproterozoica. Idades-modelo Nd- T_{DM} em rocha total obtidas variaram de 2,61 a 2,68 Ga, com valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ de -5,89 a -4,80, indicando retrabalhamento de fontes crustais neoarqueanas (Rosa-Costa *et al.* 2006).

A Suíte Intrusiva Parintins (João *et al.* 1978) agrupa granitoides tonalíticos a graníticos, isotrópicos ou fracamente deformados, de alojamento tardi-orogênico (Ricci *et al.* 2001). Os plútons desta suíte têm distribuição indistinta entre os domínios tectônicos, com predominante ocorrência no Domínio Carecuru, formando corpos aproximadamente circulares, constituídos principalmente por monzogranitos e granodioritos, com tonalitos e sienogranitos subordinados, e com pegmatitos associados. Um monzogranito datado por evaporação de Pb em zircão forneceu uma idade de 2049 ± 3 Ma (Rosa-Costa *et al.* 2006), interpretada como a idade de cristalização do granito. Além disso, dois cristais herdados (2,14 e 2,21 Ga) de rochas fonte eo-transamazônicas foram reconhecidos. Dados Sm-Nd em rocha total para a mesma amostra forneceram uma idade-modelo Nd- T_{DM} de 2,45 Ga com $\epsilon_{Nd(t)}$ de -2,51, sugerindo retrabalhamento crustal de fontes siderianas (Rosa-Costa *et al.* 2006).

As sequências metavulcano-sedimentares mais jovens que 2,26 Ga incluem as unidades Fazendinha, Treze de Maio e Serra Cuiapocu (Ricci *et al.* 2001). São representadas por faixas alongadas segundo a direção NW-SE, associadas a granitoides mesoriacianos da Suíte Intrusiva Carecuru com evolução relacionada à fase pré-colisional, em contexto de arcos magmáticos em margem continental arqueana (Rosa-Costa *et al.* 2006, 2017).

Tabela 2.1: Síntese das principais unidades litoestratigráficas da área de estudo.

Domínios litotectônicos	Unidades Litoestratigráficas	Litotipos	Idade*
Carecuru	Suíte Intrusiva Parintins	Granitoides tonalíticos a graníticos	2,05 Ga
	Suíte Intrusiva Igarapé Urucu	Charnoquitos e granitos	2,06-2,16 Ga
	Suíte intrusiva Carecuru	Dioritos e tonalitos, raros trondhjemitos e granitos	2,14 Ga
		Gnaisses tonalíticos, dioríticos e granodioríticos	2,15 Ga
	Grupo Tartarugalzinho	Sequências metavulcano-sedimentares	< 2,26 Ga
	Complexo Ananaí	Gnaisses charnoenderbíticos e granulitos máficos	2,60 Ga
Lourenço	Granitoides tipo "Caraíbe"	Sienogranitos, monzogranitos e granodioritos	2,10 Ga
	Gabros do SE da G. Francesa	Gabros e tonalitos	2,10 Ga
	Granito Cunani	Sienogranitos e monzogranitos com enclaves máficos	2,09-2,10 Ga
	Granito Anotaie	Biotita monzogranitos	2,09-2,11 Ga
	Suíte Cricou	Gnaisses graníticos a quartzo-dioríticos e granitoides	2,09-2,11 Ga
	Complexo Camopi	Orto e paragnaisses, granulitos e metagranitoides	2,10 Ga
	Complexo Oiapoque	Ortognaisses, granulitos, metagranitoides e anfíbolitos	2,10 Ga
	Complexo Tartarugal Grande	Granulitos enderbíticos a charnockíticos	2,07-2,67 Ga
	Complexo Araguari	Metagranitoides quartzo-dioríticos a monzograníticos	2,10-2,12 Ga
	Tonalito Papa Vento	Metagranitoides tonalíticos a monzograníticos	2,13-2,14 Ga
	Tonalito Lourenço	Biotita-hornblenda tonalitos	2,155 Ga
	Complexo Laussat (G. Franc.)	Tonalitos a granodioritos	2,16 Ga
	Suíte Intrusiva Flexal	Dioritos a monzogranitos	2,18-2,20 Ga
	Unidades Fazendinha, Treze de Maio e Serra Cuiapocu	Sequências metavulcano-sedimentares	< 2,26 Ga
	Metagranitoide Pedra do Meio	Metagranitos a metatonalitos, raros charnoquitos	2,59 Ga
	Granulito Tajauí	Granulitos enderbíticos a charnoquíticos	2,87 Ga
	Gnaisse Porfírio	Ortognaisses granodioríticos a tonalíticos	3,19 Ga
Bloco Amapá	Granito Uaiãpi	Hastingsita granitos	1,75 Ga
	Granito Mungubas	Álcali-feldspato granitos a monzogranitos	2,05 Ga
	Granito Carrapatinho	Monzogranitos, localmente granodioritos	2,03 Ga
	Granitoides Indiferenciados	Sieno-monzogranitos e álcali-feldspato granitos	2,03-2,22 Ga
	Metagranito Sucuriju	Metamonzogranitos e metagranodioritos	2,12 Ga
	Diorito Rio Santo Antônio	Dioritos e tonalitos, com enclaves máficos	2,26 Ga
	Grupos Ipitinga e Vila Nova	Sequências metavulcano-sedimentares	> 2,26 Ga
	Complexo Iratapuru	Paragnaisses aluminosos ou kinzigitos	< 2,58 Ga
	Complexo Baixo Mapari	Ortognaisses graníticos, raros charnoquíticos	Neoarqueano
	Suíte intrusiva Noucoursu	Charnoquitos, enderbitos e granitos	2,65 Ga
	Complexo Guianense	Ortognaisses monzograníticos a dioríticos	2,65 Ga
	Complexo Jari-Guaribas	Ortogranulitos enderbíticos a charnoquíticos	2,79-2,80 Ga
	Complexo Tumucumaque	Ortognaisses graníticos a dioríticos	2,85 Ga

*Idades de cristalização U-Pb ou Pb-Pb em zircão, devidamente citadas no texto.

3 PROBLEMÁTICA E JUSTIFICATIVA

Nos últimos 25 anos o rápido desenvolvimento dos espectrômetros de massa ICP-MS para análises isotópicas os tornaram os equipamentos mais indicados para análises de Hf e proporcionaram o progresso da metodologia Lu-Hf, principalmente quando em conjunto com a técnica de ablação a laser (LA) que permite a análise de zircão com alta resolução espacial. A aplicação desta metodologia requer o conhecimento prévio das idades de cristalização dos zircões ou de determinados domínios internos. Para esse propósito, a metodologia U-Pb em zircão por LA-ICP-MS tem sido a mais utilizada, dentre todas as técnicas atualmente disponíveis, por ser a mais simples, rápida e com menor custo relativo de obtenção e instalação dos equipamentos necessários.

Dados isotópicos Lu-Hf em conjunto com idades U-Pb em zircão são amplamente utilizados para definir fontes de material crustal. Uma vez cristalizado a partir de um magma, o zircão é estável até em grau metamórfico elevado, com temperatura de fechamento para o sistema Lu-Hf aproximadamente 200°C acima do sistema U-Pb (Cherniak & Watson 2000). Quando bem cristalizado é resistente à difusão e troca isotópica, e por causa de sua baixa razão Lu/Hf aliada à alta concentração e baixa mobilidade do Hf pode preservar a razão $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ do magma parental na época de sua cristalização e fornecer idades modelo precisas (Amelin *et al.* 1999). O sistema Lu-Hf em zircão, portanto, é uma ferramenta poderosa para estudo de processos de evolução crustal e mantélica (Belousova *et al.* 2010, Hawkesworth and Kemp, 2006). O zircão proporciona um registro único da história petrogenética das rochas magmáticas que não pode ser obtido a partir da geoquímica isotópica em rocha total, como no caso da metodologia Sm-Nd, cuja composição representa, em geral, uma média homogeneizada das possíveis rochas fontes, o que limita o estudo de terrenos retrabalhados ou rochas com fontes heterogêneas (Kinny & Maas 2003, Nebel *et al.* 2007, Kurhila *et al.* 2010), como é o caso da região foco deste estudo.

O conhecimento geológico do Escudo das Guianas tem sido consideravelmente ampliado nos últimos anos. Na Guiana Francesa, onde ainda não há registro de rochas arqueanas preservadas, detalhados estudos geológicos e geocronológicos (Pb-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total) permitiram o entendimento da evolução geodinâmica de domínios juvenis durante o ciclo orogênico Transamazônico (Vanderhaegue *et al.* 1998, Delor *et al.* 2001, 2003a,b). Esses estudos embasaram a proposição de um modelo evolutivo para o Escudo das Guianas (Vanderhaegue *et al.* 1998, Delor *et al.* 2003a), que envolve estágios de abertura oceânica, de formação de crosta continental relacionada a ambientes de subducção

em sistemas de arcos de ilha, e de fechamento oceânico, com retrabalhamento ensialico associado. No Brasil, domínios transamazônicos (Domínios Lourenço e Carecuru) correlatos aos da Guiana Francesa também são extensivamente ocorrentes, entretanto, principalmente em alguns setores do noroeste do estado do Pará e centro-sudoeste do estado do Amapá, remanescentes arqueanos têm sido reconhecidos (Avelar *et al.* 2003, Klein *et al.* 2003, Faraco *et al.* 2004b, Rosa-Costa 2006). Essas ocorrências, integradas com dados geológicos, geofísico-estruturais e geocronológicos (Pb-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total) obtidos por Rosa-Costa *et al.* (2006) em unidades magmáticas e metamórficas do sudoeste do Amapá-noroeste do Pará levaram aqueles autores a delimitar um bloco continental arqueano no sudeste do Escudo das Guianas, o Bloco Amapá. A partir de então, foi proposto um modelo de evolução alternativo (Rosa-Costa 2006), contemplando o referido bloco tectônico e levando em conta a participação de crosta arqueana na origem das rochas paleoproterozoicas.

Apesar da porção oriental do Escudo das Guianas constituir globalmente um domínio paleoproterozoico juvenil, alguns registros arqueanos esporádicos em zircões de granitoides, geograficamente distantes do Bloco Amapá, têm sido encontrados (Guiana: Nadeau *et al.* 2013; Suriname: DeRoever *et al.* 2015; Guiana Francesa: Avelar *et al.* 2003, Delor *et al.* 2003a; Brasil: Avelar *et al.* 2003, Faraco *et al.* 2004b, Barreto *et al.* 2013, Rosa-Costa *et al.* 2014) e levantam questionamentos quanto ao envolvimento de uma crosta continental arqueana nos domínios paleoproterozoicos juvenis e sua extensão e natureza. Dados Sm-Nd em rocha total têm confirmado, em geral, o caráter juvenil da Província Maroni-Itacaiúnas, entretanto, para a região que vai do sul-sudeste da Guiana Francesa até o limite com o bloco arqueano Amapá (Domínio Lourenço), as idades-modelo Sm-Nd variam de riacianas a mesoarqueanas e indicam participação e/ou mistura de material juvenil paleoproterozoico com componentes crustais neo-mesoarqueanos (Bloco Amapá) na formação das rochas deste domínio ensialico de transição (Avelar 2002). Assinatura isotópica de Nd similar é verificada na transição da porção sudoeste do bloco Amapá para o domínio paleoproterozoico Carecuru, no noroeste do estado do Pará. Os primeiros dados isotópicos Lu-Hf em zircão obtidos nessa tese apontaram idades-modelo neo-mesoarqueanas ($T_{DM} = 2,64$ a $2,82$ Ga) e $\epsilon_{Hf(t)}$ (-2,34 a 0,49) para um tonalito neoriaciano (B91A, figura 2.5) da fronteira Guiana Francesa-Brasil (Domínio Lourenço), reafirmando o envolvimento e retrabalhamento de material crustal arqueano na fonte dos granitoides transamazônicos (Milhomem Neto *et al.* 2015). Nesse sentido, embora inúmeros estudos isotópicos e geocronológicos já tenham sido realizados buscando a compreensão da evolução geodinâmica do sudeste do Escudo das Guianas, a aplicação de análises combinadas U-Pb e Lu-Hf em zircão é inédita e representa um

incremento considerável na avaliação da formação e/ou retrabalhamento da crosta continental durante o Arqueano e Riaciano.

Em escala global, a taxa de crescimento da crosta continental ao longo do tempo é ainda assunto de intenso debate. Acredita-se que a maioria, ou toda a crosta continental foi formada nos primórdios da história da Terra e tem sido amplamente reciclada desde então. Outros modelos sugerem crescimento episódico nos quais o volume de manto empobrecido aumenta com o tempo de forma gradual e está ligado aos principais episódios de formação de crosta continental em 3,6, 2,7 e 1,8 Ga. Para se entender o crescimento de um volume crustal é necessário determinar as fontes das rochas magmáticas adicionadas àquela crosta através de sua história (magma juvenil, reciclado ou mistura de magmas). Presentemente é praticamente consensual que grande parte da crosta continental (~70%; Condie 2014) atual já estava formada no final do Arqueano, porém o crescimento crustal durante o paleoproterozoico ainda não é bem entendido e quantificado (Hawkesworth *et al.* 2010). Dessa forma, tomando os resultados desta pesquisa como base, pretende-se discutir sobre o crescimento crustal e o retrabalhamento de crosta continental tanto no Arqueano quanto no Paleoproterozoico do extremo leste-sudeste do Escudo das Guianas.

4 OBJETIVOS

Esta tese de doutorado foi desenvolvida com dois objetivos principais. O primeiro deles, de cunho técnico-metodológico, foi implantar o protocolo experimental da metodologia integrada U-Pb e Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICP-MS no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Pará (Pará-Iso/UFPA). O segundo objetivo, de caráter aplicado a estudos de evolução crustal, foi investigar, a luz de novos dados U-Pb e Lu-Hf em zircão, os processos de acreção e retrabalhamento crustal durante o Arqueano e Paleoproterozoico no sudeste do Escudo das Guianas, identificando:

i) A idade dos principais episódios magmáticos e os períodos de formação de crosta continental durante o Arqueano no Bloco Amapá;

ii) A importância dos episódios de formação de crosta continental durante o Paleoproterozoico e a influência da crosta arqueana do Bloco Amapá nos domínios riacianos da orogênese transamazônica, tanto a norte (Domínio Lourenço) quanto ao sul (Domínio Carecuru).

Por fim, objetiva-se discutir as implicações para o crescimento crustal riaciano nos terrenos transamazônicos e birimianos na escala do sudeste do Escudo das Guianas e Cráton Oeste Africano, que configuram parte do supercontinente Atlântica.

5 MATERIAIS E MÉTODOS

Para alcançar os objetivos estabelecidos neste estudo foram desenvolvidas as ações/etapas de trabalho descritas nos tópicos subsequentes.

5.1 SELEÇÃO DAS UNIDADES

Para a seleção das unidades litoestratigráficas investigadas neste trabalho foi realizada uma revisão de dados disponíveis na literatura, com foco principal em rochas granitoides e metagranitoides ocorrentes no estado do Amapá, assim como nas regiões de fronteira com a Guiana Francesa e o noroeste do estado do Pará, de modo a caracterizar possíveis unidades chaves que permitissem subsidiar os objetivos acima propostos. Buscou-se, assim, organizar um banco de dados com informações da literatura e do acervo do laboratório Pará-Iso/UFGPA acumulados durante as últimas duas décadas, incluindo dados geológicos, petrográficos e isotópicos (Pb-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total), bem como amostras com disponibilidade de zircões ou de seções polidas com zircões (*mounts*), geograficamente distribuídas em porções de interesse e que possuísem todos os requisitos supracitados. Dessa forma, foi selecionado um conjunto de 18 amostras de várias unidades distribuídas nos três domínios tectônicos do extremo sudeste do Escudo das Guianas em território brasileiro (Figura 2.5; tabela 5.1).

5.2 TRABALHO DE CAMPO E AMOSTRAGEM

Algumas campanhas de campo foram realizadas no âmbito de trabalhos anteriores (Delor *et al.* 2001, 2003a,b, Avelar 2002, Avelar *et al.* 2003, Rosa-Costa *et al.* 2003, 2006, Nascimento 2008, Barreto *et al.* 2013) e do presente trabalho, as quais contaram com o levantamento de dados geológicos básicos e coleta de amostras para estudos petrográficos, geoquímicos e isotópicos. Os trabalhos pioneiros foram os projetos de mapeamento geológico da Guiana Francesa e do estado do Amapá (Brasil) em uma parceria entre o Serviço

Geológico Francês-BRGM e o Serviço geológico do Brasil-CPRM, no final da década de 1990. Os perfis levantados, aproveitando os rios e rodovias existentes, constituíram um corte praticamente transversal às unidades geológicas principais do setor mais oriental do Escudo das Guianas. Os dados e amostras obtidos nesses esforços foram compartilhados com a Universidade Federal do Pará, na pessoa do professor Jean Michel Lafon, que integrou a equipe de geólogos em alguns dos trabalhos de campo. Parte desses dados e amostras foi explorada na Tese de doutorado do geólogo Valter da Gama Avelar (Avelar 2002), que gerou importantes dados geocronológicos posteriormente incorporados nas cartas geológicas produzidas pelo BRGM (Delor *et al.* 2001) e CPRM (Faraco *et al.* 2004a), bem como em artigos publicados na época (Avelar *et al.* 2003, Delor *et al.* 2003a,b, entre outros). Dentre as amostras coletadas nesse período, oito foram resgatadas para compor o presente trabalho: cinco granitoides riacianos do Domínio Lourenço (TH09, um biotita anfibólio granito, e B25A, um sienogranito, ambos da unidade Granitoide tipo "Caraíbe"; B91A, um biotita tonalito da unidade de Gabros do sudeste da Guiana Francesa; B107, um anfibólio biotita tonalito do Complexo Laussat e BA22A, um diorito da unidade Diorito Riacho Doce/Suíte Intrusiva Flexal) e três representantes do Bloco Amapá (CA17A, um ortognaisse tonalítico migmatizado mesoarqueano do Complexo Tumucumaque; CA13A, um granulito félsico neoarqueano do Complexo Tartarugal Grande; CA18, um monzogranito riaciano da unidade Granito Mungubas intrusivo no Complexo Tumucumaque) (Figura 2.5 e tabela 5.1).

Outras importantes campanhas ocorreram durante a execução pela CPRM do Projeto Promin-RENCA (Reserva Nacional do Cobre e Associados) com mapeamento geológico de semi-detalle (escala 1:250.000) em uma área que incluiu parte das regiões sudoeste do estado do Amapá e noroeste do estado do Pará (Ricci *et al.* 2001). Os dados obtidos e algumas amostras foram explorados na Tese de doutorado da geóloga da CPRM Lúcia Travassos da Rosa Costa (Rosa-Costa 2006), também vinculada na época ao PPGG-UFPA e ao Pará-Iso. Seus estudos permitiram um avanço no conhecimento geológico daquela região e trabalhos importantes foram publicados (Rosa-Costa *et al.* 2006, 2008, 2009). Do conjunto de amostras utilizadas neste último estudo, quatro foram selecionadas: um charnoquito neoarqueano da Suíte Intrusiva Noucouru (MV18A, Bloco Amapá), um gnaisse tonalítico neoarqueano do Complexo Guianense (LT40, Bloco Amapá), um diorito (LT76) e um gnaisse tonalítico (LT202A) riacianos da Suíte Intrusiva Carecuru (Domínio Carecuru) (Figura 2.5 e tabela 5.1). Uma amostra de sienogranito neoriaciano (DAC0806, Granito Cunani), da região de Calçoene-AP, foi coletada e estudada por Nascimento (2008) e reavaliada no trabalho de mestrado da geóloga Lilian Paula Almeida da Silva (PPGG-UFPA), que conduziu

investigações geocronológicas (U-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total) integradas nesta Tese de doutorado. A região que se estende desde o oeste da cidade de Calçoene até a fronteira Brasil-Guiana Francesa, incluindo o distrito do Lourenço (Ver figura 2.5), foi melhor cartografada pela CPRM com a elaboração do mapa geológico da Folha Lourenço (Escala 1:250.000; Sousa & Costa Neto 2014). Da mesma forma, dois tonalitos riacianos do Complexo Araguari (LT126 e CG07A, Domínio Lourenço, figura 2.5 e tabela 6.1) coletados pela CPRM durante o mapeamento e elaboração da Folha Rio Araguari (Escala 1:250.000; Rosa-Costa *et al.* 2012, 2014) e estudados por Barreto *et al.* (2013) foram também incorporados neste trabalho.

Em setembro de 2015, outro trabalho de campo foi realizado na região centro-norte do estado do Amapá, incluindo os municípios de Porto-Grande, Pedra Branca do Amapari, Ferreira Gomes, Tartarugalzinho, Amapá e Calçoene. O objetivo foi fazer um reconhecimento das principais unidades estratigráficas difundidas na literatura e uma coleta específica de amostras já estudadas do Complexo Tumucumaque (CA17A: ortognaisse tonalítico mesoarqueano), do Granito Mungubas (CA18: monzogranito riaciano) e do Diorito Riacho Doce (BA22A: diorito riaciano) (Figura 2.5 e tabela 5.1), com vistas à extração de zircão para estudos geocronológicos. Mais recentemente, em dezembro de 2016, uma nova etapa de campo foi realizada na região de Tartarugalzinho-AP, motivada pela coleta específica de amostras dentro da área estudada pelo geólogo da CPRM Desaix Silva durante seu trabalho de mestrado (Silva 2013). Essas amostras foram utilizadas para subsidiar o mestrado da geóloga Sâmia Queiroz Vianna (PPGG-UFPA), que obteve dados isotópicos U-Pb e Lu-Hf em zircão e Sm-Nd em rocha total de unidades riacianas do Domínio Lourenço. Foram coletadas sete amostras no total (SJJ01 a SJJ07), das quais duas (SJJ05, ortognaisse granodiorítico do Gnaiss Porfírio; e SJJ06: ortognaisse granodiorítico da Suíte Intrusiva Flexal) foram específicas para o presente estudo (Figura 2.5 e tabela 5.1). Aproveitando-se o período de baixa no nível da água nos rios amazônicos, uma última amostra foi coletada na margem esquerda do Rio Cupixi, a oeste de Porto Grande-AP, na confluência com a BR-210 (SJJ08, ortognaisse tonalítico do Complexo Guianense) (Figura 2.5 e tabela 5.1), no mesmo local amostrado por Avelar (2002).

5.3 ESTUDOS PETROGRÁFICOS

Foram utilizados, em geral, os dados petrográficos obtidos nos trabalhos prévios (Delor *et al.* 2001, 2003a, Avelar 2002, Avelar *et al.* 2003, Nascimento 2008, Rosa-Costa *et*

al. 2003, 2006, 2014, Barreto *et al.* 2013) e que compõem o banco de dados aqui organizado, em conjunto com a petrografia realizada em novas amostras coletadas/recoletadas. Buscou-se uma padronização dos dados petrográficos, seguindo a identificação e quantificação da mineralogia das rochas (Deer *et al.* 1992), análise textural (Bard 1980; Mackenzie *et al.* 1982) e classificação petrográfica, de acordo com as principais propostas amplamente conhecidas (Streckeisen 1976, Best 1982, Le Maitre *et al.* 1989, Robertson, 1999).

5.4 DADOS Pb-Pb POR EVAPORAÇÃO EM ZIRCÃO E Sm-Nd EM ROCHA TOTAL

De maneira similar aos dois tópicos acima, os dados isotópicos Pb-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total para as amostras estudadas também foram resgatados de trabalhos anteriores (Avelar 2002, Avelar *et al.* 2003, Delor *et al.* 2003a, Rosa-Costa *et al.* 2003, 2006, 2014, Barreto *et al.* 2013). Todos esses dados, com exceção das análises Sm-Nd de duas amostras do Complexo Araguari estudadas por Barreto *et al.* (2013), foram obtidos no Pará-Iso/UFPA, seguindo a metodologia e os procedimentos analíticos do laboratório descritos nos trabalhos acima citados. Em linhas gerais, para as análises de Pb por evaporação em zircão, seguiu-se a metodologia proposta por Kober (1986, 1987), a qual permite a obtenção de idades a partir da razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ corrigida para a presença de ^{204}Pb , através de aquecimento de monocristais de zircão e medida diretamente no espectrômetro de massa, sem necessidade de separação química de Pb e U. As análises Sm-Nd em rocha total foram conduzidas de modo a permitir o cálculo de idades-modelo e do fator petrogenético ϵ_{Nd} de acordo com o modelo de evolução isotópica de “manto empobrecido” (*Depleted Mantle*) de DePaolo (1981). O equipamento utilizado para ambas as metodologias foi o espectrômetro de massa por termo ionização modelo Finnigan MAT262.

Novas análises Sm-Nd foram realizadas para algumas amostras (TH09, B91A, DAC0806, SJJ05, SJJ06 e SJJ08) de modo a complementar o banco de dados existente e permitir a comparação com os dados Lu-Hf em zircão. Para tanto foi utilizado o espectrômetro de massa por termo ionização modelo *Triton plus* da *Thermo Scientific*. O procedimento laboratorial encontra-se detalhado em Oliveira *et al.* (2008) e Leal (2015). A tabela 5.1 sumariza os dados isotópicos disponíveis para cada amostra selecionada.

Tabela 5.1: Identificação, classificação, dados isotópicos e coordenadas geográficas das amostras selecionadas.

Domínio litotectônico	Amostra	Litologia	Unidade litoestratigráfica	Idade Pb-Pb em zircão	Sm-Nd em rocha total		Coordenadas geográficas	
					Idade-modelo	$\epsilon_{Nd(t)}$	Latitude	Longitude
Lourenço	¹ BA22A	Metadiorito	Suíte Intrusiva Flexal (Diorito Riacho Doce)	2181 ± 2 Ma	$T_{(DM)} = 2,61 \text{ Ga}$	-1,5	01°30'07"N	50°54'09"W
	SJJ06	Ortognaisse tonalítico	Suíte Intrusiva Flexal	-	$T_{(DM)} = 2,72 \text{ Ga}^*$	-	01°22'59"N	51°00'44"W
	³ B107	Anfibólio biotita tonalito	Complexo Laussat (Guiana Francesa)	2163 ± 3 Ma	$T_{(DM)} = 2,32 \text{ Ga}$	1,6	03°19'04"N	52°11'05"W
	² B25A	Sienogranito	Granitoide tipo "Caraíbe" (Guiana Francesa)	2100 Ma**	$T_{(DM)} = 2,24 \text{ Ga}$	1,6	02°39'59"N	52°31'30"W
	¹ B91A	Biotita tonalito	Gabros do sudeste da Guiana Francesa	2099 ± 1 Ma	$T_{(DM)} = 2,64 \text{ Ga}^*$	-3,6*	03°08'08"N	52°20'47"W
	³ TH09	Biotita anfibólio granito	Granitoide tipo "Caraíbe" (Guiana Francesa)	2100 ± 1 Ma	$T_{(DM)} = 2,73 \text{ Ga}^*$	-5,3*	02°10'34"N	54°11'10"W
	⁴ LT126	Tonalito	Complexo Araguari	2103 ± 3 Ma	$T_{(DM)} = 2,64 \text{ Ga}$	-3,6	01°25'27"N	52°02'49"W
	⁴ CG07A	Tonalito	Complexo Araguari	2096 ± 4 Ma	$T_{(DM)} = 2,53 \text{ Ga}$	-4,7	01°31'28"N	51°58'13"W
Bloco Amapá	⁶ DAC0806	Sienogranito	Granito Cunani	2080 Ma**	$T_{(DM)} = 2,88 \text{ Ga}^*$	-6,9	02°38'46"N	51°21'0,4"W
	⁷ SJJ05	Ortognaisse granodiorítico	Gnaiss Porfírio	3485 ± 4 Ma	$T_{(DM)} = 3,51 \text{ Ga}$ $T_{(DM)} = 3,48 \text{ Ga}^*$	0,6	01°23'16"N	51°00'54"W
	² CA13A	Granulito félsico	Complexo Tartarugal Grande	2577 ± 17 Ma	$T_{(DM)} = 3,29 \text{ Ga}$	-6,0	01°03'16"N	51°05'19"W
	¹ CA17A	Ortognaisse tonalítico	Complexo Tumucumaque	2849 ± 6 Ma	$T_{(DM)} = 2,94 \text{ Ga}$	1,0	00°48'10"N	51°58'56"W
	¹ SJJ08	Ortognaisse tonalítico	Complexo Guianense	2850 Ma**	$T_{(DM)} = 2,96 \text{ Ga}$ $T_{(DM)} = 3,11 \text{ Ga}^*$	-0,9	00°36'53"N	51°46'15"W
	¹ CA18	Monzogranito	Granito Mungubas	2055 ± 6 Ma (2,16-2,56 Ga)	$T_{(DM)} = 3,05 \text{ Ga}$	-6,2	00°41'23"N	51°53'20"W
	⁵ MV18A	Charnoquito	Suíte Intrusiva Noucoureu	2625 ± 4 Ma	$T_{(DM)} = 3,01 \text{ Ga}$	-2,3	00°53'33"N	53°21'43"W
	⁵ LT40	Gnaiss granodiorítico	Complexo Guianense	2652 ± 4 Ma	$T_{(DM)} = 2,83 \text{ Ga}$	-0,2	00°03'59"N	53°00'40"W

Carecuru	⁵ LT76	Diorito	Suíte Intrusiva Carecuru	2140 ± 1 Ma	T _(DM) = 2,50 Ga	-0,8	00°14'59"S	53°15'46"W
	⁵ LT202A	Gnaiss tonalítico	Suíte Intrusiva Carecuru	2150 ± 1 Ma	T _(DM) = 2,44 Ga	-0,2	00°21'59"S	53°43'08"W

¹Avelar (2002), ²Avelar *et al.* (2003), ³Delor *et al.* (2003a), ⁴Barreto *et al.* (2013), ⁵Rosa-Costa *et al.* (2006), ⁶Nascimento (2008) e ⁷Rosa-Costa *et al.* (2014).

*Dados complementares obtidos neste trabalho. **Idades médias inferidas pelos autores.

As idades-modelo T_{DM(Nd)} foram calculadas utilizando-se o modelo de manto empobrecido para evolução de Nd segundo DePaolo (1981).

6 METODOLOGIA Lu-Hf EM ZIRCÃO POR LA-MC-ICP-MS

Neste capítulo será apresentado o protocolo experimental da metodologia Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICP-MS implantado no Pará-Iso/UFGA, bem como o primeiro exemplo de aplicação desta metodologia em zircões de duas amostras da região Sudeste do Escudo das Guianas, previamente investigadas pela metodologia Sm-Nd em rocha total. Tais procedimentos e resultados foram publicados em 2017 como um capítulo de livro, no 10º volume do “*Contribuições à Geologia da Amazônia*”.

6.1 Lu-Hf EM ZIRCÃO POR LA-MC-ICP-MS NO LABORATÓRIO PARÁ-ISO (UFGA): METODOLOGIA E PRIMEIRO EXEMPLO DE APLICAÇÃO NA PORÇÃO SUDESTE DO ESCUDO DAS GUIANAS, ESTADO DO AMAPÁ

7 METODOLOGIA U-Pb EM ZIRCÃO POR LA-MC-ICP-MS

Neste capítulo apresentamos os procedimentos analíticos da metodologia U-Pb *in situ* em zircão por LA-MC-ICP-MS desenvolvidos e em rotina no Pará-Iso/UFPA. Os resultados obtidos para dois materiais de referência internacional, assim como a aplicação da metodologia em zircões de três amostras do sudeste do Escudo das Guianas, previamente datadas pela metodologia de evaporação de Pb em zircão por TIMS, foram também publicados como um capítulo de livro no 10º volume do “*Contribuições à Geologia da Amazônia*”.

7.1 U-Pb EM ZIRCÃO POR LA-MC-ICP-MS NO LABORATÓRIO PARÁ-ISO (UFPA): METODOLOGIA E APLICAÇÃO NA PORÇÃO SUDESTE DO ESCUDO DAS GUIANAS

8 EVOLUÇÃO CRUSTAL ARQUEANA NO SUDESTE DO ESCUDO DAS GUIANAS

Neste capítulo são apresentados os primeiros dados isotópicos integrados U-Pb e Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICP-MS obtidos para as principais unidades tectono-estratigráficas do embasamento arqueano e uma rocha intrusiva paleoproterozoica que compõem o Bloco Amapá, no sudeste do Escudo das Guianas. Os novos dados subsidiaram um significativo avanço no entendimento dos processos de formação e retrabalhamento da crosta continental que atuaram durante o Arqueano e que resultaram na formação desse importante terreno da porção oriental do Cráton Amazônico. Tal contribuição foi submetida para publicação no periódico “*Geoscience Frontiers*”.

8.1 ZIRCON U-Pb AND Lu-Hf ISOTOPE CONSTRAINTS ON ARCHEAN CRUSTAL EVOLUTION IN SOUTHEASTERN GUYANA SHIELD

Assunto	Submission Confirmation	
De	Geoscience Frontiers <eesserver@eesmail.elsevier.com>	
Remetente	<eesserver@eesmail.elsevier.com>	
Para	<milhomem@ufpa.br>	
Responder para	Geoscience Frontiers <geofrontier@cugb.edu.cn>	
Data	2018-03-05 12:40	

Dear Mr. João Marinho Milhomem Neto,

We have received your article "Zircon U-Pb and Lu-Hf isotope constraints on Archean crustal evolution in Southeastern Guyana Shield" for consideration for publication in Geoscience Frontiers.

Your manuscript will be given a reference number once an editor has been assigned.

To track the status of your paper, please do the following:

1. Go to this URL: <https://ees.elsevier.com/gsf/>
2. Enter these login details:
Your username is: milhomem@ufpa.br

If you need to retrieve password details please go to: http://ees.elsevier.com/gsf/automail_query.asp

3. Click [Author Login]
This takes you to the Author Main Menu.
4. Click [Submissions Being Processed]

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Elsevier Editorial System
Geoscience Frontiers

**Zircon U-Pb and Lu-Hf isotope constraints on Archean crustal evolution in
Southeastern Guyana Shield**

João Marinho Milhomem Neto^{a,b,*} & Jean-Michel Lafon^b

^a Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica-PPGG, Instituto de Geociências-IG, Universidade Federal do Pará-UFPA, 66075-110, Belém, Pará, Brazil

^b Laboratório de Geologia Isotópica-Pará-Iso, IG-UFPA, 66075-110, Belém, Pará, Brazil

*Corresponding author. Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Rua Augusto Correa, 1, 66075-110, Belém-Pará, Brazil. Tel.: +55 9132017483.

E-mail address: milhomem@ufpa.br (J.M. Milhomem Neto).

Abstract

The southeastern Guyana Shield, northeast of the Amazonian Craton, in the north of Brazil, is part of a widespread orogenic belt developed during the Transamazonian orogenic cycle (2.26-1.95 Ga) that includes a large Archean continental landmass strongly reworked during the Transamazonian orogeny, named Amapá Block. It consists mainly of a high-grade metamorphic granulitic-migmatitic-gneiss complex, of Meso- to Neoarchean age and Rhyacian granitoids and supracrustal sequences. For the first time, coupled U-Pb and Lu-Hf isotope data were obtained on zircon by LA-ICP-MS from five tectono-stratigraphic units of the Archean basement and one Paleoproterozoic intrusive rock, in order to investigate the main episodes of crustal growth and reworking. Whole-rock Sm-Nd isotope data were compared to the zircon Lu-Hf data. Three main magmatic episodes were defined by U-Pb zircon dating, two in the Mesoarchean (~3.19 and 2.85 Ga) and one in the Neoarchean (~2.69-2.65 Ga). Subchondritic $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ values obtained for almost investigated units indicate that crustal reworking processes were predominant during the formation of rocks that today make up the Amapá Block. Hf- T_{DM}^{C} model ages, ranging from 2.99 to 3.97 Ga, indicate that at least two important periods of mantle extraction and continental crust formation occurred during the Archean in southeastern Guyana Shield, an older one in the Eoarchean (~4.0 Ga) and a younger one in the Mesoarchean (~3.0-3.1 Ga). The latter is recognized as an important period of crustal accretion worldwide. The recognition of an Eoarchean episode to the southeasternmost part of the Guyana Shield is unprecedented and was not recorded by whole-rock Sm-Nd data, which were restricted to the Meso-Paleoarchean (from 2.83 to 3.51 Ga). This finding reveals that continental crust generation in the Amazonian Craton began at least 500 Ma earlier than previously suggested by the Sm-Nd systematics.

Keywords: U-Pb-Lu-Hf isotopes; zircon; Archean crustal evolution; Southeastern Guyana Shield; Amazonian Craton.

1. Introduction

Combined in situ U-Pb and Lu-Hf analyses in a zircon population of magmatic rocks by inductively coupled plasma source mass spectrometry and laser ablation system (LA-ICP-MS) allows to determine the age and isotopic signature of these rocks, providing valuable information on formation and evolution of the continental crust (Griffin et al., 2002, 2004; Andersen et al., 2009; Belousova et al., 2010; Condie, 2014; Heinonen et al., 2015; Iizuka et al., 2017). This systematics has been used, as a prominent example among many others worldwide, to define the composition and age formation of the Earth's earliest crust, recorded in detrital zircons from the Jack Hills conglomerate in Western Australia (Patchett et al., 1981; Amelin et al., 1999; Griffin et al., 2004; Davis et al., 2005; Harrison et al., 2005; Hawkesworth and Kemp, 2006; Kemp et al. 2010, Nebel et al., 2014; Wang and Wilde, 2018).

The Amazonian Craton, north of the South American continent, is composed by two shields, the Guyana Shield in the North and the Brazil Central Shield in the South. These shields are separated by the Paleozoic Solimões-Amazonas basin (Figure 1A). Very rare studies have still applied the Lu-Hf systematics to unravel the generation and evolution of the continental crust in the Amazonian Craton. In the Guyana Shield, only the Mesoproterozoic Mucajaí AMG complex (Heinonen et al., 2012) and the Paleoproterozoic Mapuera Suite (Valério et al., 2017) in the northwestern and central Amazonia in Brazil, respectively, and a few magmatic rocks of the Paleoproterozoic Bakhuis Granulite Belt, western Suriname (Klaver et al., 2015, 2016) have already been investigated by Lu-Hf method on zircon, although still in a restricted way.

The occurrence of Archean terrains in the Amazonian Craton is restricted to its eastern part. The most prominent Archean area has been enclosed in the Central Amazonian Province (> 2.5 Ga, Tassinari & Macambira, 2004; > 2.6 Ga, Cordani et al., 2009) that consists of the Carajás block in the Brazil Central Shield and the Xingu-Iricoumé block in the Guyana Shield. On the edges of this Archean nucleus, several Proterozoic mobile belts developed and were agglutinated to form the Amazonian Craton (Figure 1B). The unique preserved, not reworked Archean crust is restricted to the Carajás region in the Brazil Central Shield (Cordani et al., 2009) and its extension to the whole Central Amazonian Province is still under debate (Barreto et al., 2014; Macambira and Lafon, 2017; Leal et al., Submitted). Rocks from the Carajás region yielded zircon Pb-Pb and U-Pb and whole-rock Sm-Nd model ages between 2.6 and 3.2 Ga (Tassinari et al., 2000; Santos, 2003; Tassinari & Macambira,

2004; Feio et al., 2013 and references herein), which indicated a major period of crustal growth during Mesoarchean with some earliest Eoarchean inherited and detrital zircons up to 3.7 Ga (Macambira et al., 1998; Teixeira et al., 2001).

In the Guyana Shield, the main records of Archean crust are related to the Imataca terrane (eastern Venezuela; 2.6-3.7 Ga, Tassinari et al., 2004; Cordani et al., 2009 and references herein) and Amapá Block (north of Brazil; 2.6-3.5 Ga, Rosa-Costa et al., 2006, 2014), both inserted in the Maroni-Itacaiúnas geotectonic/geochronological Province (MIP; Tassinari & Macambira, 2004; Figure 1B). The MIP is a widespread orogenic belt developed and accreted to the Central Amazonian Province during the Transamazonian orogenic cycle (2.26–1.95 Ga) (Cordani & Teixeira, 2007; Cordani et al., 2009 and references herein). The Amapá Block, that is the focus of this study, is located in the southeastern part of the Guyana Shield (Figures 1C and D). It is an Archean landmass reworked during the Transamazonian orogeny, which main period of crust generation, based on whole-rock Sm-Nd model ages, has been attributed to the Paleo-Mesoarchean (Rosa-Costa et al., 2006, 2014). On a global scale the southeastern Guyana Shield is correlatable to the Birimian terranes and Archean shields of the West African Craton in NW Africa (Zhao et al., 2002; Nomade et al., 2003; Théveniaut et al., 2006; Cordani et al., 2009 and references herein).

In this paper we present the very first set of integrated U-Pb and Lu-Hf isotope data obtained on zircon from five tectono-stratigraphic units of the Archean basement and one Paleoproterozoic intrusive rock that compose the Amapá Block. In addition, whole-rock Sm-Nd isotope data for the same units will be also presented and compared with the zircon Lu-Hf data. With these new data, especially the Hf- T_{DM} model ages and the $\epsilon_{Hf(t)}$ petrogenetic parameter, it was possible to identify a primeval Eoarchean episode of continental crust formation and to advance in the understanding of reworking processes that acted during the Archean and that built up one of the older terrain of the Amazonian Craton. In addition, correlation with others Archean landmasses in the Amazonian and West African Cratons has been discussed at the light of Nd-Hf isotopic data.

2. Geological setting

2.1. The southeastern Guyana Shield

The southeastern Guyana Shield (SGS) is part of the Maroni-Itacaiúnas geotectonic/geochronological Province (MIP), a large Paleoproterozoic belt that is composed mainly by granulitic-migmatitic-gneiss complexes, metavolcano-sedimentary sequences (greenstone belts) and granitic plutons. In the north of Brazil (state of Amapá and northwest of Pará), the MIP is represented by the Archean Amapá block ([Rosa-Costa et al., 2006](#)) surrounded by the Lourenço and Carecuru Paleoproterozoic domains ([Rosa-Costa et al., 2014](#)), in the north and south, respectively (Figure 1C).

The SGS geochronological pattern, based on zircon Pb-evaporation and U-Pb data, indicates that the main evolution occurred during the Transamazonian orogenic cycle (2.26 - 1.95 Ga), especially during Rhyacian times ([Vanderhaeghe et al., 1998](#); [Delor et al., 2003a,b](#); [Rosa-Costa et al., 2006, 2014](#)). Whole-rock Sm-Nd data argued for the juvenile character of almost the MIP. However, Nd-T_{DM} model ages in granitoids and orthogneiss of the Lourenço and Carecuru domains, pointed to some contribution of Neo-Mesoarchean crustal material in the magmatic sources ([Avelar et al., 2003](#); [Rosa-Costa et al., 2006, 2014](#), [Barreto et al., 2013](#)). The main geodynamic processes that operated throughout the Transamazonian orogeny in SGS were related to juvenile crustal accretion (Lourenço and Carecuru domains) and reworking of older Archean crust (Amapá Block). An early orogenic phase, started at about 2.26 Ga, is marked by tholeiitic magmatism in an oceanic stage ([Delor et al., 2003a](#), [McReath and Faraco, 2006](#)), followed by the development of greenstone belt sequences and widespread TTG magmatism in an island-arc environment, between 2.19 and 2.13 Ga. In response to the closure of these island-arc basins, granitic magmatism and migmatization of earlier TTG-greenstone sequences occurred between 2.10 and 2.08 Ga. A late-orogenic phase (2.07-2.03 Ga) dominated by oblique plate convergence was marked by the emplacement of metaluminous granites and by regional metamorphism and migmatization ([Delor et al., 2003a](#); [Rosa-Costa et al., 2006](#)). This last stage also coincides with the high-grade metamorphic event of the Bakhuis granulites, in Suriname ([Delor et al., 2003b](#); [Roever et al., 2003](#); [Klaver et al., 2015a,b](#)), which is also registered within the Lourenço domain ([Avelar et al., 2003](#)) and the Amapá Block ([Rosa-Costa et al., 2008a](#)). Post-Transamazonian units are represented by Uaiãpi type anorogenic granites (1.75Ga) ([Vasquez and Lafon, 2001](#)) and Statherian intracontinental alkaline magmatism ([Lima et al., 1974](#)). An expressive basic

dyke swarm which represents the Early Jurassic tholeiitic magmatism of the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) (Deckart et al. 1997; Nomade et al. 2007) and the Phanerozoic sedimentary cover complete the SGS stratigraphic framework (Figure 1D).

2.2. The Amapá Block

The Amapá Block represents a large Archean continental landmass roughly oriented in a WNW-ESE direction, with approximately 200 km wide on its largest N-S axis and at least 400 km long on its E-W axis (still uncertain due to lack of access and field information in its western portion). It consists mainly of a high-grade metamorphic granulitic-migmatitic-gneiss complex, of Meso- to Neoarchean age (2.85 to 2.60 Ga), which has been strongly reworked during the Transamazonian orogeny, responsible for its deformation, metamorphism and granitic magmatism. Two main magmatic events have been dated by Pb-Pb method on zircon at 2.85-2.79 Ga and 2.65-2.60 Ga, respectively (Avelar et al., 2003; Rosa-Costa et al., 2006), with isolated Pb-Pb zircon ages of about 3.32 and 3.49 Ga that indicate the existence of some Paleoarchean crustal remnants (Klein et al., 2003; Rosa-Costa et al., 2014). Nd-T_{DM} model ages in the Mesoarchean and Neoarchean basement rocks point toward Paleo-mesoarchean episodes of crustal growth whereas the Neoarchean is dominated by crustal reworking (Avelar, 2002; Avelar et al., 2003; Rosa-Costa et al., 2006, 2014; Oliveira et al., 2008). The Table 1 summarizes the available geochronological data for the main units of the Amapá Block.

The Amapá Block experienced extensive crustal reworking in Neoarchean and during the Transamazonian orogenic cycle and, despite presenting contemporaneous Mesoarchean ages to Carajás Province (Santos, 2003), it has not been interpreted as an extension of the Carajás Archean crust (Figure 1B) to the north (Avelar et al., 2003; Rosa-Costa et al., 2006). The most likely correlations for the Amapá Block are with the Imataca Block (3.7-2.6 Ga) in Venezuela (Montgomery and Hurley, 1978; Montgomery, 1979; Tassinari et al., 2001, 2004) that also belongs to MIP and, probably, with the Reguibat and Man-Leo Archean shields of West African Craton, which were also strongly reworked during the Paleoproterozoic by the Eburnean Orogeny (Thiéblemont et al., 2004).

The tectono-stratigraphic associations that compose the Amapá Block in the studied region (Figure 2) are dominantly oriented according to the NW-SE regional trend and include TTG-like orthogneisses (Porfírio Gneiss, Tumucumaque and Guianense Complexes), ortho and para derived granulite gneisses (Tartarugal Grande, Jari-Guaribas and Iratapuru

Complexes), charnockitic plutons (Noucoureu Intrusive Suite), granitic orthogneisses (Baixo Mapari Complex) and Neoarchean granites (Pedra do Meio Metagranitoid, Riozinho and Anauerapucu granites), besides of metavolcano-sedimentary sequences and granitoids that form a Paleoproterozoic orogenic association (see item 2.1). Among these, five of the most representative units of the Archean basement and one Paleoproterozoic granite (Mungubas Granite) were selected for this study and will be briefly described.

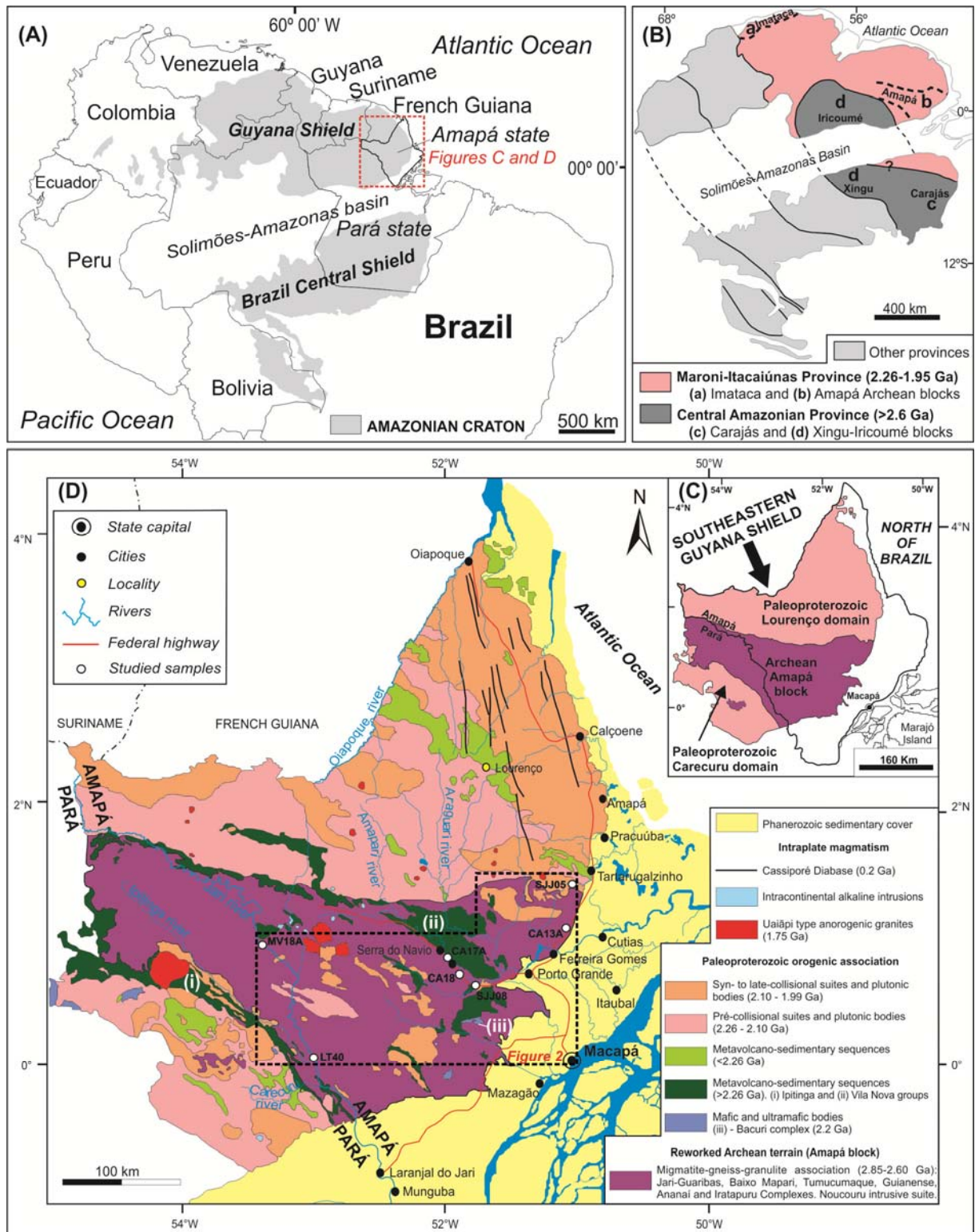


Figure 1. (A) Amazonian Craton map with emphasis on the Guyana Shield and studied area (red dotted square), (B) Schematic map showing the distribution of the geochronological provinces of the Amazonian Craton (modified from Tassinari & Macambira, 2004), highlighting the Maroni-Itacaiúnas and Central Amazonian provinces, (C) Map of Paleoproterozoic (Lourenço and Carecuru domains) and Archean (Amapá Block) tectonic domains and (D) Tectono-stratigraphic associations of the southeastern Guyana Shield with the location of the studied samples (Adapted from Rosa-Costa et al., 2014).

Table 1. Compilation of the geochronological results of the main units of the Amapá Block.

Geological unit / lithology	Zircon Pb-Pb age	Zircon U-Pb age	Whole-rock Nd-T _{DM}	ε _{Nd(t)}
AMAPÁ BLOCK				
<u>Porfírio Gneiss</u>				
granodioritic orthogneiss	3485 ± 4 Ma ⁽¹⁾		3.51 Ga ⁽¹⁾	0.60 ⁽¹⁾
<u>Tumucumaque Complex</u>				
tonalitic orthogneiss	2849 ± 6 Ma ⁽²⁾		2.94 Ga ⁽²⁾	1.00 ⁽²⁾
granodioritic orthogneiss	2844 ± 2 Ma ⁽¹⁾		3.41 Ga ⁽¹⁾	-7.05 ⁽¹⁾
orthogneisses			3.07 - 3.33 Ga ⁽³⁾	
<u>Jari-Guaribas Complex</u>				
enderbitic gneiss	2788 ± 2 Ma ⁽⁴⁾		3.21 Ga ⁽⁴⁾	-3.97 ⁽⁴⁾
enderbitic gneiss	3238 ± 6 Ma ⁽⁴⁾			
enderbitic gneiss	2790 ± 8 Ma ⁽⁴⁾		3.19 Ga ⁽⁴⁾	-2.91 ⁽⁴⁾
leucossoma	2091 ± 5 Ma ⁽⁵⁾			
enderbitic gneiss	≥ 2.80 Ga ⁽⁶⁾		3.26 Ga ⁽⁴⁾	-3.12 ⁽⁴⁾
<u>Riozinho Granite</u>				
sienogranite		2626 ± 5 Ma ⁽⁷⁾	3.03 Ga ⁽⁷⁾	-2.49 ⁽⁷⁾
<u>Anaerapucu Granite</u>				
sienogranite		2791 ± 23 Ma ⁽⁷⁾	2.99 Ga ⁽⁷⁾	-0.57 ⁽⁷⁾
<u>Guianense Complex</u>				
tonalitic orthogneiss	3321 ± 11 Ma ⁽⁸⁾			
monzogranitic gneiss	2628 ± 2 Ma ⁽⁴⁾		2.94 Ga ⁽⁴⁾	-1.87 ⁽⁴⁾
granodioritic gneiss	2652 ± 4 Ma ⁽⁶⁾		2.83 Ga ⁽⁴⁾	-0.17 ⁽⁴⁾
tonalitic gneiss	2.63 Ga ^(4, i)		2.92 Ga ⁽⁴⁾	-1.65 ⁽⁴⁾
granodioritic gneiss	2.65 Ga ^(4, i)		2.99 Ga ⁽⁴⁾	-1.95 ⁽⁴⁾
granodioritic gneiss	2605 ± 3 Ma ⁽¹⁾		3.04 - 3.15 Ga ⁽¹⁾	-3.5 to -5.2 ⁽¹⁾
monzogranitic gneiss	2632 ± 6 Ma ⁽¹⁾		3.01 Ga ⁽¹⁾	-3.85
tonalite			3.06 - 3.10 Ga ⁽¹⁰⁾	
<u>Noucouru Intrusive Suite</u>				
mesoperthite-granite	2656 ± 4 Ma ⁽⁴⁾		3.04 Ga ⁽⁴⁾	-1.86 ⁽⁴⁾
mesoperthite-granite	2649 ± 2 Ma ⁽⁴⁾			
mesoperthite-granite	2.65 Ga ^(4, i)		3.04 Ga ⁽⁴⁾	-2.15 ⁽⁴⁾
charno-enderbite	2605 ± 6 Ma ⁽⁹⁾		2.99 Ga ⁽⁴⁾	-2.14 ⁽⁴⁾
charnockite	≥ 2.63 Ga ⁽⁴⁾		3.01 Ga ⁽⁴⁾	-2.31 ⁽⁴⁾
<u>Tartarugal Grande Complex</u>				
garnet-bearing felsic granulite		2623 ± 13 Ma ⁽¹¹⁾	3.29 Ga ⁽³⁾	-5.6 ⁽³⁾
charnockitic granulite		2602 ± 12 Ma ⁽¹¹⁾	2.71 Ga ⁽¹²⁾	1.37 ⁽¹²⁾
leucocratic neosoma		2085 ± 24 ⁽¹¹⁾	2.78 Ga ⁽¹²⁾	-7.64 ⁽¹²⁾
charnockitic granulite		2671 ± 15 Ma ⁽¹⁾	3.13 Ga ⁽¹⁾	-4.52 ⁽¹⁾
garnet-bearing sienogranite		2597 ± 55 Ma ⁽¹⁾		
charnockite	2053 ± 1 Ma ⁽¹²⁾		3.05 Ga ⁽¹²⁾	-8.45 ⁽¹²⁾
charnoenderbitic granulite	2078 ± 4 Ma ⁽¹⁾			
Geological unit / lithology	Zircon Pb-Pb age	Zircon U-Pb age	Whole-rock Nd-T _{DM}	ε _{Nd(t)}

enderbitic granulite	2092 ± 7 Ma ⁽¹⁾		
enderbitic granulite	2100 ± 4 Ma ⁽¹⁾	2.55 Ga ⁽¹⁾	-4.47 ⁽¹⁾
<u>Baixo Mapari complex</u>			
granitic gneiss	2.65 Ga ^(4,i)	3.12 Ga ⁽⁴⁾	-3.38 ⁽⁴⁾
<u>Pedra do Meio Metagranitoid</u>			
meta granite	2592 ± 22 Ma ⁽¹⁾	3.21 Ga ⁽¹⁾	-11.14 ⁽¹⁾
<u>Iratapuru Complex</u>			
Paragneiss		3.08 - 3.20 Ga ⁽¹³⁾	
granulitic metapelite	2.92 to 2.07 Ga ⁽¹³⁾	3.31 - 3.37 Ga ⁽¹³⁾	
<u>Paleoproterozoic Granitoids</u>			
tonalite	2262 ± 1.6 Ma ⁽¹⁵⁾		
monzogranite	2218 ± 3 Ma ⁽⁴⁾		
monzogranite	2185 ± 4 Ma ⁽⁴⁾	2.30 Ga ⁽⁴⁾	1.47 ⁽⁴⁾
alkali-feldspar granite	2146 ± 3 Ma ⁽⁶⁾	2.48 Ga ⁽⁴⁾	-0.87 ⁽⁴⁾
monzogranite (Mungubas Gr.)	2661 ± 9 Ma ⁽⁷⁾	2.97 Ga ⁽⁷⁾	-2.78 ⁽⁷⁾
monzogranite (Mungubas Gr.)	2055 ± 6 Ma ⁽¹²⁾	3.05 Ga ⁽¹²⁾	-6.21 ⁽¹²⁾
monzogranite	2049 ± 3 Ma ⁽⁴⁾	2.45 Ga ⁽⁴⁾	-2.51 ⁽⁴⁾
syenogranite	2030 ± 2 Ma ⁽⁴⁾	2.52 Ga ⁽⁴⁾	-2.42 ⁽⁴⁾
<u>Paleoproterozoic Greenstones</u>			
amphibolite (Vila Nova Group)		2.70 Ga ⁽¹²⁾	
amphibolite (Vila Nova Group)		2.98 Ga ⁽¹⁾	
amphibolites (Ipitinga Group)		*2267 ± 66 Ma ⁽¹⁴⁾	2.24-3.10 ⁽¹⁴⁾
amphibolites (Bacuri Complex)		*2218 ± 120 Ma ⁽³⁾	

¹Rosa-Costa et al. (2014); ²Avelar et al. (2003); ³Pimentel et al. (2002); ⁴Rosa-Costa et al. (2006); ⁵Rosa-Costa et al. (2008a); ⁶Rosa-Costa et al. (2003); ⁷Barbosa et al. (2015); ⁸Klein et al. (2003); ⁹Ricci et al. (2002); ¹⁰Sato and Tassinari (1997); ¹¹Lafon et al. (2000); ¹²Avelar (2002); ¹³Rosa-Costa et al. (2008b); ¹⁴McReath and Faraco (2006); ¹⁵Barreto et al., 2013. *Whole-rock Sm-Nd isochron age; (i) estimated crystallization age; ≥ minimum age for crystallization.

The Porfírio Gneiss is an elongated small body (~1 km length) which occurs in the Paleoproterozoic Lourenço Domain (extreme northeast of the area - Figure 2) and represents an Archean crustal fragment, probably dismembered from the Amapá Block during the Transamazonian orogeny. They are biotite-gneisses of granodiorite to tonalite composition, migmatized, with metamorphism in amphibolite facies (Rosa-Costa et al., 2014). A range of zircon Pb-evaporation ages between 3135 and 3535 Ma with an average age of 3485 ± 4 Ma (three older crystals) were obtained by Rosa-Costa et al. (2014), positioning this unit in the Paleoarchean. In this work we obtained a concordant age of 3187.5 ± 8 Ma with an inherited crystal at 3489 ± 14 Ma on a sample from the same outcrop (LA-ICP-MS zircon U-Pb; SJJ05 sample, Figures 1 and 2), confirming that the zircon Pb-evaporation age previously obtained refers to inherited components as already suggested by

the authors themselves. These ages represent the record of the earliest magmatic event in the SGS found so far.

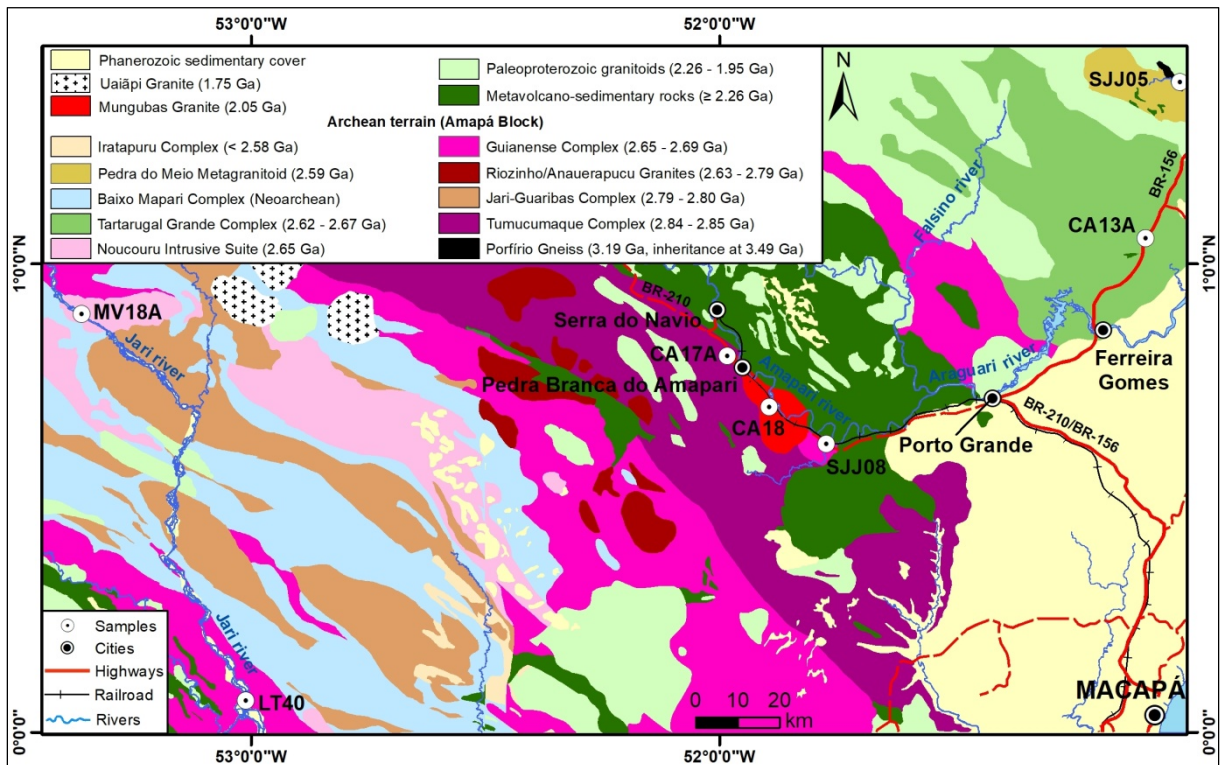


Figure 2. Tectono-stratigraphic associations of the Amapá Block in the studied area (Compiled and modified from [Barbosa et al., 2013](#); [Rosa-Costa et al., 2014](#); [Rosa-Costa & Abrantes, 2017](#)). Some ages cited in the legend were obtained in the current work and others are from literature.

The Tumucumaque Complex encompasses gneissic rocks that occur as elongated bands, strongly tectonized, controlled by NW-SE lineaments, which configure the Tumucumaque Belt, proposed by [Lima et al. \(1982\)](#). The occurrence of this tectonostratigraphic unit is restricted to the Amapá Block ([Ricci et al., 2001](#), [Rosa-Costa et al., 2006](#)). It is constituted by dioritic to granitic gneisses, metamorphosed in amphibolite facies, weakly to moderately migmatized, presenting pegmatitic veins and amphibolitic lenses accordingly to the gneissic banding ([Rosa-Costa et al., 2014](#); [Avelar, 2002](#)). A Mesoarchean age of 2849 ± 6 Ma ([Avelar et al., 2003](#)) has been obtained by Pb-evaporation on zircons of a tonalitic orthogneiss (CA17A sample, Figures 1 and 2), standing out as one of the oldest units of the Amapá Block.

The Guianense Complex ([Lima et al., 1974](#); [Ricci et al., 2001](#)) is formed by elongated gneissic bodies, dominantly orthoderived, dioritic to monzogranitic, migmatized and metamorphosed under amphibolite facies conditions. They are dioritic to monzogranitic in composition and contain amphibolitic enclaves that are concordant with the gneissic foliation. It occurs predominantly in the Amapá Block however isolated fragments have been

identified in the Paleoproterozoic Lourenço domain. The magmatic protoliths of the orthogneisses are Neoarchean in age, dated at 2652 ± 4 Ma (zircon Pb-evaporation method; [Rosa-Costa et al., 2003](#); LT40 sample, Figures 1 and 2).

The Noucoursu Intrusive Suite ([Rosa-Costa, 2006](#)) is defined by large batholiths of charnockites, enderbites, charnoenderbites and granites, generally elongated according to the regional trend, which occur at the southern limit of the Amapá Block. It was positioned in the Neoarchean after dating, by zircon Pb-evaporation method, of a charnoenderbitic pluton at 2605 ± 6 Ma ([Ricci et al., 2002](#)) and of a charnockite with crystallization age of 2625 ± 4 Ma ([Rosa-Costa et al., 2006](#); MV18A sample, Figures 1 and 2). The latter was also analyzed in this work and showed an upper intercept age of 2651 ± 8.1 Ma (LA-ICP-MS zircon U-Pb).

The Tartarugal Grande Complex ([Rosa-Costa et al., 2014](#)) occurs in the transition zone at the northeastern limite of the Amapá Block with the Lourenço Domain (Figure 2). Enderbitic, charnockitic and charnoenderbitic granulites, sometime migmatized, dominate with mafic granulites beds and lenses. It also includes charnockite and granite bodies with preserved magmatic structures. Deformed gabbro occurs occasionally. The Tartarugal Grande Complex constitutes a high grade metamorphic association, in granulite facies, locally with amphibolite facies retro metamorphism. [Lafon et al. \(2000\)](#) obtained (SHRIMP) zircon U-Pb ages of 2623 ± 13 , 2602 ± 12 and 2085 ± 24 Ma for a garnet-bearing felsic granulite (CA13A sample, Figures 1 and 2), a migmatized charnockitic granulite and its leucocratic neosoma, respectively. [Avelar \(2002\)](#) found a zircon Pb-evaporation age of 2053 ± 1 Ma for an associated charnockite. Zircon Pb-evaporation (2100 ± 4 , 2092 ± 7 and 2078 ± 4 Ma) and LA-ICP-MS zircon U-Pb (2671 ± 15 e 2597 ± 55 Ma) ages were obtained in enderbitic to charnockitic granulites by [Rosa-Costa et al. \(2014\)](#). This geochronological data set suggests that the Tartarugal Grande Complex encompasses rocks formed during both the Rhyacian and Neoarchean, and metamorphosed during a late transamazonian granulitic episode ([Oliveira et al. 2008](#)). The Neoarchean rocks were investigated in the current study and considered as part of the Amapá Block basement.

The Mungubas Granite is an isotropic monzo to alkali-feldspar granite intrusive in orthogneisses of the Tumucumaque Complex at the contact zone with the Paleoproterozoic metavolcano-sedimentary sequences ([Avelar, 2002](#); [Barbosa and Chaves, 2015](#)). [Avelar \(2002\)](#) positioned the Mungubas Granite in the Neorhyacian, according to a zircon Pb-evaporation age of 2055 ± 6 Ma, with some inheritance between 2.16 and 2.56 Ga (CA18 sample, Figures 1 and 2). [Barbosa and Chaves \(2015\)](#), using the same method,

obtained an age of 2661 ± 9 Ma for a sample from another outcrop, and then they suggested an emplacement during the Neoarchean. Here, we considered the stratigraphic positioning of [Avelar \(2002\)](#), whose geochronological data agree with those obtained in this work (see results).

3. Rock types and sample description

Petrographic descriptions were performed on seven samples. Two of them are from Guianense Complex and five samples from the other units (one of each). Sample locations are shown in Figures 1C and 2 and representative petrographic features of the studied rocks are displayed in Figure 3.

3.1. *Granodioritic orthogneiss (Porfírio Gneiss – sample SJJ05)*

This sample was collected in the same outcrop of the sample previously dated by [Rosa-Costa et al., 2014](#). It is fine- to medium-grained grey gneiss, with granodioritic composition. The essential mineralogy is plagioclase, quartz and alkaline feldspar, with biotite being the only iron-magnesium mineral. The accessory phases are zircon, apatite, titanite, allanite and opaques. The texture is defined by an inequigranular quartz-feldspathic granoblastic mosaic, with rectilinear or lobed contacts, interspersed with narrow and discontinuous biotite trails with remarkable preferential orientation, configuring lepidoblastic arrangements (Figure 3).

3.2. *Tonalitic orthogneiss (Tumucumaque Complex – sample CA17A)*

The selected sample consists of fine- to medium-grained grey tonalitic gneiss. The main mineralogy comprises plagioclase, quartz and alkaline feldspar. Biotite and muscovite are present. Accessory minerals are zircon, apatite and opaques. The texture is defined by an inequigranular quartz-feldspathic granoblastic mosaic, with biotite mafic bands in lepidoblastic arrangement. Locally the rocks are protomilonitized (Figure 3).

3.3. Tonalitic orthogneisses (*Guianense Complex – samples LT40 and SJJ08*)

The samples were collected at two sites separated about 150 km apart, in the northeast (SJJ08) and southwest (LT40) of the Amapá Block (Figure 2). The SJJ08 sample was collected in the same outcrop previously dated by [Avelar \(2002\)](#). These rocks are medium-grained grey gneiss, classified as tonalites. The essential mineralogy is plagioclase, quartz and alkaline feldspar, with variable amounts of biotite. Accessories are apatite, zircon and allanite. Titanite and opaques occur in the SJJ08 sample. The gneisses exhibit a well-defined banding, produced by alternating of centimeter-scale biotite-rich and quartz-feldspar-rich layers. Microscopically, the texture is defined by interlaid granoblastic and lepidoblastic bands (Figure 3). At the outcrop scale, the SJJ08 is locally protomilonitized.

3.4. Charnockite (*Noucouru Intrusive Suite – sample MV18A*)

Sample from the Noucouru Intrusive Suite is a medium- to coarse-grained rock of rose, greenish or brownish color, massive or weakly deformed, classified as charnockite. Major minerals are alkaline feldspar, quartz, plagioclase, biotite, hornblende and orthopyroxene. Accessory minerals are opaque, apatite, zircon and allanite. The texture is inequigranular with interlobate contacts (Figure 3).

3.5. Felsic granulite (*Tartarugal Grande Complex – sample CA13A*)

This rock is a garnet-bearing grey felsic granulite with a medium-grained granoblastic texture, with garnet porphyry. Its mineral paragenesis consists of dominant alkaline feldspar, quartz, plagioclase, biotite and garnet. The accessory phases are opaque and zircon (Figure 3).

3.6. Monzogranite (*Mungubas Granite – sample CA18*)

Medium-grained pinkish grey monzogranite mainly composed of alkaline feldspar, plagioclase and quartz. Varietal minerals are biotite, muscovite and hornblende. Zircon, apatite and opaque are the accessory phases. The texture is hypidiomorphic granular, locally porphyritic and protomilonitic (Figure 3).

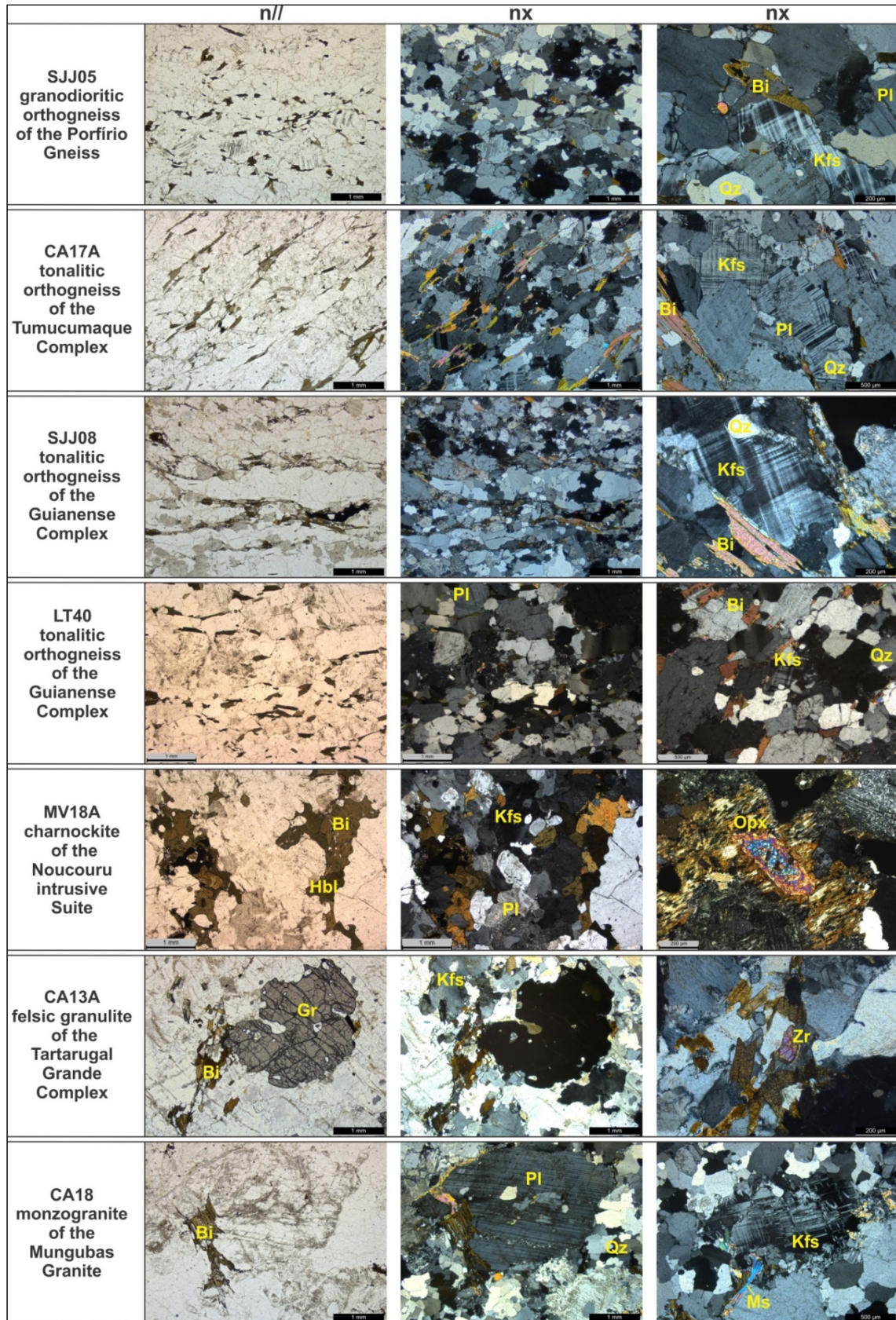


Figure 3. Thin section microphotographs of representative petrographic features of the studied rocks. Parallel (n//) and crossed (nx) nicols. Left and middle views are of the same area, and right is a mineral detail (Qz-quartz, Pl-plagioclase, Kfs-K-feldspar, Bi-biotite, Hbl- hornblende, Gr-garnet, Opx-orthopyroxene, Zr-zircon).

4. Analytical methods

4.1. Sample preparation and scanning electron microscopy

Zircon crystals used herein are from rocks previously studied (Lafon et al., 2000; Avelar, 2002; Avelar et al., 2003; Rosa-Costa et al., 2006, 2014). The analytical procedure included: crushing/grinding, granulometric, magnetic and heavy liquid separation. The best zircons grains, preferably euhedral, non-magnetic, transparent, without visible metamictic features, fractures and/or inclusions, were hand-picked under binocular microscope. The selected crystals were then arranged upon double side adhesive tape prior to the epoxy resin mounts preparation. The mounts are produced with standard diameter (~1 cm) appropriate to the sample holder that is inserted in the laser chamber for LA-ICP-MS analysis. The sample holder accommodates various individual polished epoxy mounts (reference zircons and sample crystals).

Cathodoluminescence (CL) and backscattered electrons (BSE) images of zircon crystals were obtained using, respectively, a LEO-ZEISS 1430 and a ZEISS SIGMA-VP scanning electron microscopes (SEM) of the Microanalysis Laboratory at the Federal University of Pará (UFPA). The acquired CL and BSE images were fundamental to observe the internal structure of the crystals (zoning, inclusions and fractures) and to select the best areas for the specific isotopic analyses, as well as to direct, when possible, the laser beam in a same domain within the crystal for both U-Pb and Lu-Hf methodologies.

4.2. Zircon U-Pb dating

LA-MC-ICP-MS zircon U-Pb analyses were carried out using a high resolution multi-collector Neptune Thermo Finnigan mass spectrometer coupled with a Nd:YAG LSX-213 G2 CETAC laser microprobe at the UFPA Isotope Geology laboratory (Pará-Iso), Belém-Brazil. The cup configuration (Table 2) is arranged to simultaneously measure uranium (U), thorium (Th), lead (Pb) and mercury (Hg). The Hg isotopes (^{202}Hg and ^{204}Hg), present in the argon (Ar) and helium (He) carrier gases, are monitored for subsequent mass interference corrections over the ^{204}Pb . The intensities of ^{238}U , ^{232}Th and ^{206}Pb are obtained in Faraday cup collectors suitable for analytical signal readings in volts (V), while the ^{202}Hg , $^{204}(\text{Pb}+\text{Hg})$ and ^{207}Pb by multiplier ion counting (MIC) in counts per second (cps), due to their very low

abundance. The analytical parameters used for both, ICP-MS and Nd:YAG 213 laser, are summarized in Table 2.

Table 2. Neptune MC-ICP-MS and Nd:YAG 213 laser instrumentation parameters and cup configuration for U-Pb analysis.

Neptune (Thermo Finnigan) MC-ICP-MS		Nd:YAG 213 LSX-213 G2 CETAC laser	
Cooling gas (Ar)	16.0 l/min	Helium gas flow	450 - 500 mL/min
Auxiliar gas (Ar)	0.7 - 1.0 l/min	Spot size	10 and 25 μm
Carrier gas (Ar)	1.0 - 1.3 l/min	Frequency	10 Hz
Power	1200 - 1300 W	Power	50-60%
Analysis mode	Static in low resolution	Energy	5-6 J/cm ²
Acquisition	40 cycles of 1.049s	Ablation time	~ 42 seconds
Faradays	²⁰⁶ Pb:L4, ²⁰⁸ Pb:L3, ²³² Th:H2, ²³⁸ U:H4	-	-
MIC's	²⁰² Hg:M3, ²⁰⁴ Hg+ ²⁰⁴ Pb:M4, ²⁰⁷ Pb:M6	-	-

The laser induced elemental fractional and instrumental mass discrimination are corrected using the homogeneous isotopic ratios of the GJ-1 zircon (608.5 ± 1.5 Ma; Jackson et al., 2004). The 91500 (1065.4 ± 0.3 Ma; Wiedenbeck et al., 1995) and Mud Tank (732 Ma; Black & Gulson, 1978) zircons were analyzed as secondary reference materials to test the method reliability and reproducibility. The values considered for the calculations of the isotopic ratios (²⁰⁶Pb/²³⁸U, ²⁰⁷Pb/²³⁵U and ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb) and consequently of the ages, are those properly corrected from the backgrounds and from the ²⁰⁴Hg interference on the ²⁰⁴Pb. For the correction of common lead contribution, the terrestrial Pb evolution model over time of Stacey & Kramers (1975) has been used.

All corrections and raw data reduction are processed using an in-house Excel spreadsheet in order to calculate the corrected values of the isotopic ratios (²⁰⁶Pb/²³⁸U, ²³²Th/²³⁸U e ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb) and errors (one sigma level in % - 1 σ). Because the ²⁰⁶Pb/²³⁸U ratio usually produces a linear fractionation, we used the intercept method for laser-induced Pb/U fractionation to correct the ratio according to Köesler et al. (2002). The uncertainty of the fractionation-corrected ratio was calculated as one standard deviation (SD) of the intercept ($\sigma_{R(0)}$), which is the isotope ratio at the start of laser ablation. For the ²³²Th/²³⁸U and ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb ratios the mean values are used after discarding the outliers. All reported uncertainties (1 σ) are propagated by quadratic addition of the external reproducibility (1SD) obtained from the zircon reference material GJ-1 during the individual analytical session and the within-run precision of each analyses (1SE). The ²³⁵U is not determined and therefore the ²⁰⁷Pb/²³⁵U ratio is calculated ($^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} = ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} * ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} * 137.88$). Age calculations

and the presentation of isotopic results in the Concordia diagram are performed with the Isoplot/EX 3.0 program of [Ludwig \(2003\)](#).

4.3. Zircon Lu-Hf isotope analyses

The procedure of in situ Lu-Hf zircon analyses was developed using the same equipment than for U-Pb analyses at the Pará-Iso, Belém-Brazil. The collector configuration, as well as instrumentation and operating parameters used for the MC-ICP-MS and Nd: YAG 213 laser are summarized in Table 3. These laser conditions produced a signal in order of 1 to 3 volts for ^{178}Hf in all analyses. The analytical sequence alternates sample crystals with GJ-1 reference zircon, in which the $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ is known with precision. Lu, Hf and Yb isotopes are concomitantly measured during the analyses on MC-ICP-MS, as indicated in Table 3.

The isotopic fractionation that occurs during the analyses is corrected according to the exponential law ([Russel et al., 1978](#)). The isotopic ratios of Yb are normalized assuming a value of 1.12346 for $^{173}\text{Yb}/^{171}\text{Yb}$ ([Thirlwall & Anczkiewicz, 2004](#)) and the ratios of Hf and Lu are normalized by the value of 0.7325 for the $^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ ratio ([Patchett & Tatsumoto, 1980](#)). Mass bias behavior of Lu was assumed to be identical to Yb. For the precise determination of the $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ ratio during the in situ zircon analyses, the ^{176}Lu and ^{176}Yb isobaric interferences have been corrected according to the intensity of the measured signals of the interference-free isotopes ^{175}Lu and ^{173}Yb , both with the appropriate normalizations, using its accepted isotopic abundances $^{176}\text{Lu}/^{175}\text{Lu} = 0.026549$ ([Chu et al., 2002](#)) and $^{176}\text{Yb}/^{173}\text{Yb} = 0.786956$ ([Thirlwall & Anczkiewicz, 2004](#)). The raw data file from the mass spectrometer was retrieved into an in-house Excel spreadsheet for off-line processing in order to calculate the corrected isotopic ratios of each analysed point, being generally used 45 values (after 2σ outlier test) of a total of 50 integrated data of 1.049 s/point. The $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ ratios of the unknown zircon grains were normalized based on comparison between the mean of analysed $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ ratios of GJ-1 reference zircon and its reported $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ ratio of 0.282000 determined by solution analysis ([Morel et al., 2008](#)). Calculations of ϵ_{Hf} and two stage model ages use decay constant of $1.867 \times 10^{-11} \text{ years}^{-1}$ ([Scherer et al., 2001](#); [Söderlund et al., 2004](#)), present-day ratios $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ of 0.0336 and $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ of 0.282785 for the chondritic uniform reservoir (CHUR) ([Bouvier et al., 2008](#)) and $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ of 0.0388 and $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ of 0.28325 for the depleted mantle (DM) ([Andersen et al., 2009](#)). For crustal model ages (T_{DM}^{C}) a $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ ratio of 0.015 was assumed as a continental crust average value ([Griffin et al., 2002, 2004](#)).

Table 3. Neptune MC-ICP-MS and Nd:YAG 213 laser instrumentation parameters and cup configuration for Lu-Hf analysis.

Neptune (Thermo Finnigan) MC-ICP-MS				Nd:YAG 213 LSX-213 G2 CETAC laser				
Cooling gas (Ar)	16.0 l/min			Helium gas flow	450 - 500 mL/min			
Auxiliar gas (Ar)	0.7 - 1.0 l/min			Spot size	50 μ m			
Carrier gas (Ar)	1.0 - 1.3 l/min			Frequency	10-12 Hz			
Power	1200 - 1300 W			Power	50-60%			
Extraction	-2000			Energy	4-5 J/cm ²			
Analysis mode	Static in low resolution			Ablation time	~ 52 seconds			
Used detectors	8 faraday collectors			-	-			
Acquisition	50 cycles of 1.049s			-	-			
Faraday collectors	L4	L3	L2	L1	C	H1	H2	H3
Measured mass	171	173	174	175	176	177	178	179
Hf isotopes			Hf		Hf	Hf	Hf	Hf
Yb Isotopes	Yb	Yb	Yb*		Yb*			
Lu isotopes				Lu	Lu*			

* Yb and Lu interfering isotopes on Hf isotopes

When possible, the Hf isotopic measurements were done on zircons with more than 95% of concordance on U–Pb ages, looking for domains with the same or similar internal structure of those previously analyzed for U–Pb. For unknown zircon grains it is essential that the U–Pb ages have been previously determined, highlighting that in the Lu–Hf methodology the crystallization age is used to calculate the model ages, unlike the Sm–Nd methodology. Stability of the MC-ICP-MS instrumentation and precision of measurements are well demonstrated by replicate analyses of well-characterized reference materials (solution and zircons). The measured values of the $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ ratio for the JMC-475 standard solution (Johnson Matthey Corporation; [Patchett & Tatsumoto, 1980](#)) was of 0.282158 ± 0.000021 (2SD; n=80). For reference zircons the $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ ratio obtained during the period of analysis are close to literature values: GJ-1 = 0.282002 ± 0.000030 (2SD; n=50), Temora-2 = 0.282675 ± 0.000044 (2SD; n=31), 91500 = 0.282303 ± 0.000051 (2SD; n=36), Mud Tank = 0.282500 ± 0.000032 (2SD; n=44) and Monastery = 0.282738 ± 0.000041 (2SD; n=30). The 2SD observed for GJ-1 (± 1 ϵ -units) is considered as the external reproducibility of the method. Reference zircons analyses are shown in Supplementary Figure A.1 and listed in Supplementary Table A.2.

4.4. Whole-rock Sm–Nd analyses

Sm–Nd isotope data were acquired in this and previous work ([Avelar, 2002](#); [Avelar et al., 2003](#); [Rosa-Costa et al., 2006, 2014](#)) at the Pará-Iso laboratory, Belém-Brazil.

The chemical procedures for sample dissolution and Sm and Nd extraction followed the Pará-Iso experimental protocol described in these works. The whole-rock powders (~100mg) were dissolved with a mixture of HF and HNO₃ acids and a mixed ¹⁵⁰Nd–¹⁴⁹Sm spike in Savillex capsules. REE were separated from the other elements by cation exchange chromatography using a Biorad Dowex 50×8 resin in HCl and HNO₃ media. Then, Sm and Nd were separated from the REE by anion exchange chromatography with Biorad Dowex AG1×4 resin in HNO₃–methanol medium. Isotopic ratios were measured on a Finnigan MAT 262 thermo-ionization mass spectrometer (TIMS) in multi-collection static mode and using a Ta–Re double filament. The mean ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd values obtained during the studies on repeated analyses of the La Jolla and BCR-1 reference materials were in agreement with the literature. Total chemical blanks during the analysis period were lower than 0.1% of the elements concentration and then considered negligible. The Nd data were normalized to a ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd ratio of 0.7219 using the exponential law (Russell et al., 1978). The decay constant used was $6.54 \times 10^{-12} \text{ year}^{-1}$ (Lugmair and Marti, 1978) and chondritic values used to calculate ϵ_{Nd} were ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd=0.512638 and ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd=0.1967 (Ben Othman et al., 1984). Nd model ages (Nd-T_{DM}) for all the samples were calculated using the DePaolo (1981) model for a depleted mantle evolution.

5. Results

5.1. U-Pb dating and Lu-Hf isotope data

U-Pb and Lu-Hf isotope data obtained on zircon grains previously studied using CL and BSE images (Figures 4 to 10) are listed in Tables 4 and 5 and plotted in the Concordia (Figure 11) and $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ vs time (Figure 12) diagrams. Among all analyzed points, those that presented significant common Pb contributions (high values of f_{206} , see Table 4) were not included in the isotope data table and, consequently, in the age calculations. Likewise, the discordant points with highly discrepant ages of the mean of each sample were discarded. U-Pb ages used for recalculation of Lu–Hf data are either Concordia ages, or upper intercept ages of discordia lines compiled from the best-fitting data points. For the points without reliable U-Pb age on the crystal, the average U-Pb age for that rock was used. The 50 μm spots (Lu-Hf), when possible, were targeted near the U-Pb analytical point (Figures 4 to

10) and, in some cases, zircons with concordant U-Pb ages were not analyzed for Hf because they were not large enough to receive this spot size.

5.1.1. *Granodioritic orthogneiss (Porfirio Gneiss - sample SJJ05)*

The zircon population of this rock is euhedral to subhedral and grains were collected from the 125-250 μm granulometric fraction. Most grains are oscillatory zoned and moderately BSE-bright (Figure 4). Some crystals show a thin ($<20\ \mu\text{m}$) BSE-bright rims of metamorphic zircon.

U-Pb analyses were performed on forty-one crystals, among which thirty-two yielded an upper intercept age of $3187 \pm 9\ \text{Ma}$ (2σ , Figure 11A). The concordant zircons provided an age of $3188 \pm 8\ \text{Ma}$ (2σ , $n=10$; Figure 11A-insert) that we considered as the crystallization age of the igneous protolith of the gneiss. Only one grain (2-E1, Table 4 and Figure 4) that had its core investigated showed a Concordia age of $3489 \pm 14\ \text{Ma}$ (2σ , Figure 11A), indicating the presence of a Paleoarchean inherited component.

Twelve concordant to sub-concordant zircons, including the inherited grain, were analyzed for Lu-Hf. The predominantly negative $\epsilon_{\text{Hf}(3.19)}$ values ranged from -2.1 to -7.3 and the $\epsilon_{\text{Hf}(3.49)}$ was of -3.6 for the inherited crystal. The Hf- T_{DM}^{C} model ages were between 3.65 and 3.97 Ga. These results indicate that the Mesoarchean precursor of the Porfirio Gneiss was produced by crustal reworking of Eoarchean sources (Figure 12).

5.1.2. *Tonalitic orthogneiss (Tumucumaque Complex – sample CA17A)*

The zircons are euhedral to subhedral and were collected from the 125-250 μm granulometric fraction. Most grains have oscillatory zoned and CL-bright preserved magmatic cores with metamorphic CL-dark rims of variable size ($<50\ \mu\text{m}$) (Figure 5).

This sample presents complex U-Pb age patterns, with at least three groups of ages (Figure 11B): (i) Mesoarchean; (ii) Neoarchean and (iii) Rhyacian. The first group is relative to preserved magmatic cores and yielded an upper intercept age of $2843 \pm 12\ \text{Ma}$ (2σ , $n=10$) and a mean age of $2847 \pm 12\ \text{Ma}$ using only concordant grains (2σ , $n=5$, Figure 11C). The Neoarchean group is formed by several discordant grains with only one concordant and may represents partial resetting of the U-Pb system and/or, more likely, mixed materials from the crystal core and rim during laser ablation. The last one was obtained predominantly from the metamorphic rims, despite the inevitable and subtle mixing with older material from the

grain core, and shows an upper intercept age of 2175 ± 45 Ma (2σ , $n=7$). We considered the Mesoarchean group as representative of the crystallization age of the magmatic protolith and it was used for Lu–Hf calculations.

Seventeen zircons were analyzed for Lu–Hf and presented homogeneous $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ isotopic composition. The $\epsilon_{\text{Hf}(2.85)}$ values ranged from -2.0 to -8.9 and the $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ model ages between 3.38 to 3.81 Ga, point to crustal reworking of Eo-Paleoarchean sources (Figure 12).

5.1.3. Tonalitic orthogneisses (Guianense Complex – sample SJJ08)

Zircons from this sample are sub-euhedral crystals, exhibiting magmatic oscillatory zoning. The crystals are moderately BSE-bright showing metamorphic BSE-bright rims (<50 μm) (Figure 6). They were selected from a granulometric fraction with range between 175 and 250 μm .

All analyzed grains yielded an upper intercept U–Pb age of 2662 ± 16 Ma (2σ , $n=30$), and one inherited grain furnished an older age of 2826 ± 13 Ma (2σ , Figure 11D). Concordant zircons form two groups with ages of 2645 ± 8 Ma (2σ , $n=6$) and 2689 ± 6 Ma (2σ , $n=8$), respectively. This younger age represents a rejuvenated age that may be caused by old lead losses, while the older one is considered here as corresponding to the crystallization age of the magmatic protolith of the gneiss and was therefore used for Lu–Hf calculations.

Twelve concordant to sub-concordant zircons, including the inherited grain, were analyzed for Lu–Hf. The $\epsilon_{\text{Hf}(2.69)}$ values ranged from -3.2 to -11.4 and the $\epsilon_{\text{Hf}(2.83)}$ was of -7.1. The $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ model ages were between 3.33 and 3.84 Ga. These results indicate crustal reworking of Eo-Paleoarchean sources (Figure 12) in a similar way than the tonalitic orthogneiss of the Tumucumaque Complex (CA17A sample).

5.1.4. Tonalitic orthogneisses (Guianense Complex – sample LT40)

Zircons from this sample are sub-euhedral crystals, exhibiting magmatic oscillatory zoning. Some metamorphic chaotic internal structures and thin CL-dark rims occur in the crystals (Figure 7). The grains were collected between 150 and 200 μm of size.

The high Pb analytical signal of most zircon grains in this sample allowed to be analyzed for U–Pb with a 10 μm spot size. Concordant zircons yielded an age of 2649 ± 12 Ma (2σ , $n=4$) and the best-fitting upper intercept age was of 2647 ± 8 Ma (2σ , $n=9$, Figure 11E).

Both ages are identical within the analytical error and were considered as the crystallization age of the orthogneiss protolith and, therefore, used for Lu-Hf calculations.

Lu-Hf analyses were performed in twelve zircons and presented very homogeneous $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ isotopic composition, which reflected in $\epsilon_{\text{Hf}(2.65)}$ (1.7 to -0.1) and $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ (2.99 to 3.11 Ga) values with the smaller internal variation among all investigated samples. These data point to the reworking of a Mesoarchean crustal source generated around 3.0-3.1 Ga. Alternatively, a juvenile source with minor contribution in proportion of an older crustal component (i.e. Eo- to Paleoproterozoic), may account for the Hf isotopic signature (Figure 12).

5.1.5. Charnockite (Noucouro Intrusive Suite – sample MV18A)

Zircons from this sample are sub-euhedral crystals, exhibiting magmatic oscillatory zoning, with some metamorphic chaotic internal structures and CL-dark rims. The grains were collected from a granulometric fraction between 80 and 150 μm (Figure 8).

U-Pb dating in zircon crystals provided an upper intercept age of 2651 ± 8 Ma (2σ , $n=9$), with four concordant zircons at 2651 ± 7 Ma (2σ , Figure 11F). Seventeen zircons were analyzed for Lu-Hf and presented homogeneous $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ isotopic composition. The predominantly negative $\epsilon_{\text{Hf}(2.65)}$ values ranged from 0.1 to -5.0 and the $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ model ages between 3.10 to 3.41 Ga, indicate crustal reworking of Paleo-mesoarchean sources (Figure 12). As for the previous sample, a mixture between a Mesoarchean juvenile source and an older crustal component may also be considered.

5.1.6. Felsic granulite (Tartarugal Grande Complex – sample CA13A)

This sample has euhedral to subhedral zircons that were collected of an 80-150 μm granulometric fraction. Most grains are oscillatory zoned and moderately BSE-bright (Figure 9).

A previous zircon U-Pb SIMS study on this rock was performed by Lafon et al. (2000). Most of the zircon crystals yielded a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ weighted average age of 2623 ± 13 Ma (2σ , $n=14$; Figure 11G). Three individual zircons outside of the concordant group have $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages ranging from 2.22 to 2.48 Ga.

Twelve concordant to sub-concordant zircons were analyzed for Lu-Hf. The spots were targeted to the same U-Pb SHRIMP analytical point, which were almost erased

after polishing to remove coating residues (Figure 9). The $\epsilon_{\text{Hf}(2.62)}$ and $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ values ranged from -6.5 to -14 and from 3.61 to 3.97 Ga, respectively, indicating crustal reworking of Eoarchean sources, likewise the Porfirio Gneiss (Figure 12).

5.1.7. Monzogranite (*Mungubas Granite – sample CA18*)

Zircons from this sample are sub-euhedral crystals that were collected from the 125-250 μm granulometric fraction. They show chaotic internal structures resulting from an intense metamictization process. However in some crystals it is possible to identify some preserved CL-bright magmatic oscillatory zoning (Figure 10).

As already mentioned, most of the zircon crystals are metamict, resulting in highly discordant U–Pb isotope ratios. Only sixteen crystals of a total of forty-one analyzed crystals were used to calculate an upper intercept age of 2045 ± 20 Ma (2σ , Figure 11H), among which, five concordant zircons give a Concordia age of 2040.8 ± 8.9 Ma (2σ) that was used for Lu-Hf calculations. Two inherited grains pointed to a Neoproterozoic age of 2581 ± 29 Ma.

Twelve zircons analyzed for Lu-Hf presented more heterogeneous $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ isotopic compositions than the others studied samples. The $\epsilon_{\text{Hf}(2.04)}$ values ranged from -7.2 to -19.9 and $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ model ages from 3.08 to 3.86 Ga in good agreement with all the studied Archean units of the Amapá Block and which clearly indicate crustal reworking of Eo-Mesoarchean sources for the Paleoproterozoic monzogranite (Figure 12).

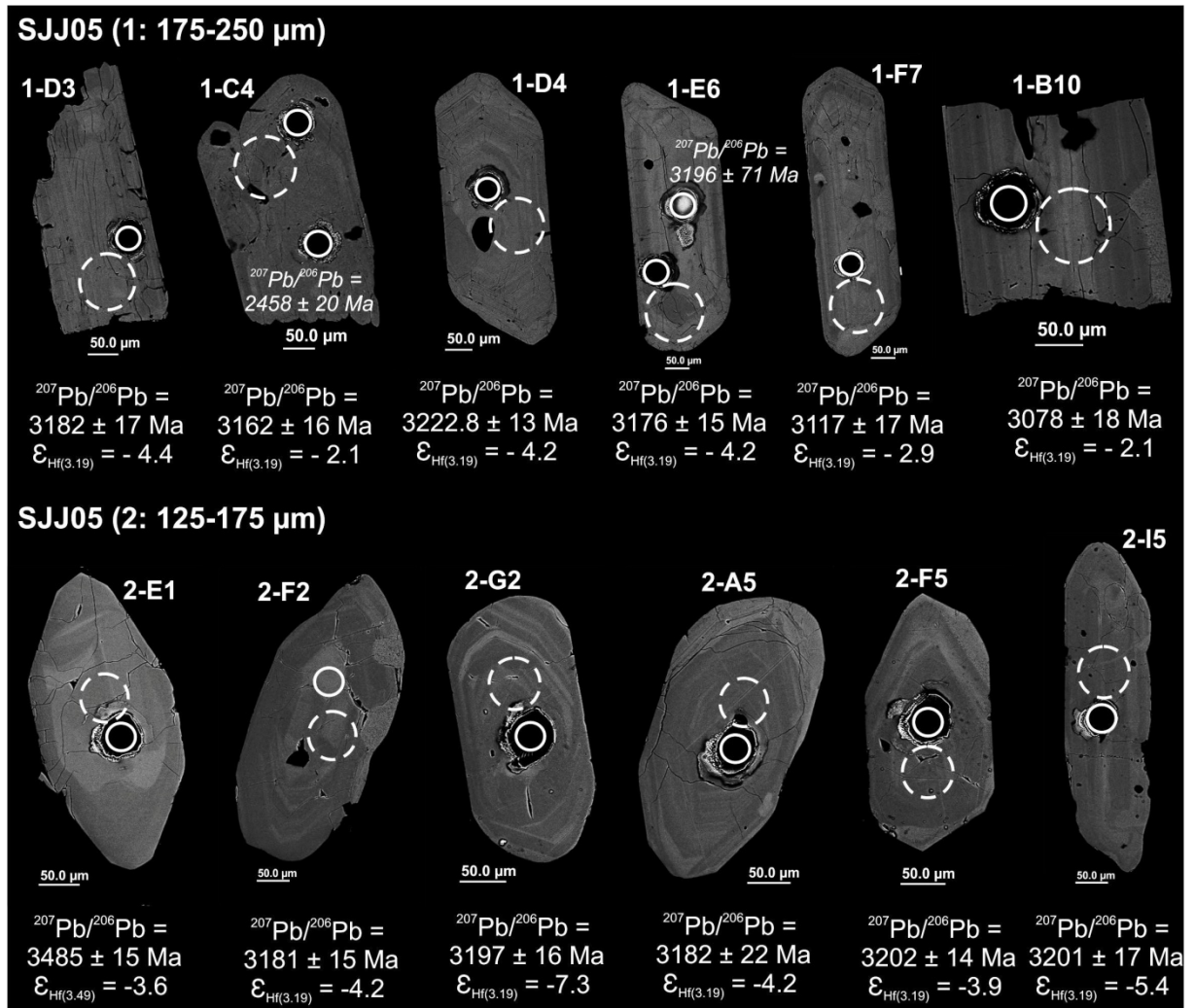


Figure 4. Backscattered electrons (BSE) images of representative SJJ05 Porfirio Gneiss zircon grains. Circles indicate spot locations, small one: U–Pb and dashed larger: Lu–Hf. Results in italic denote discarded analyses. Zircons codes refer to analytical ID in U–Pb and Lu–Hf data tables.

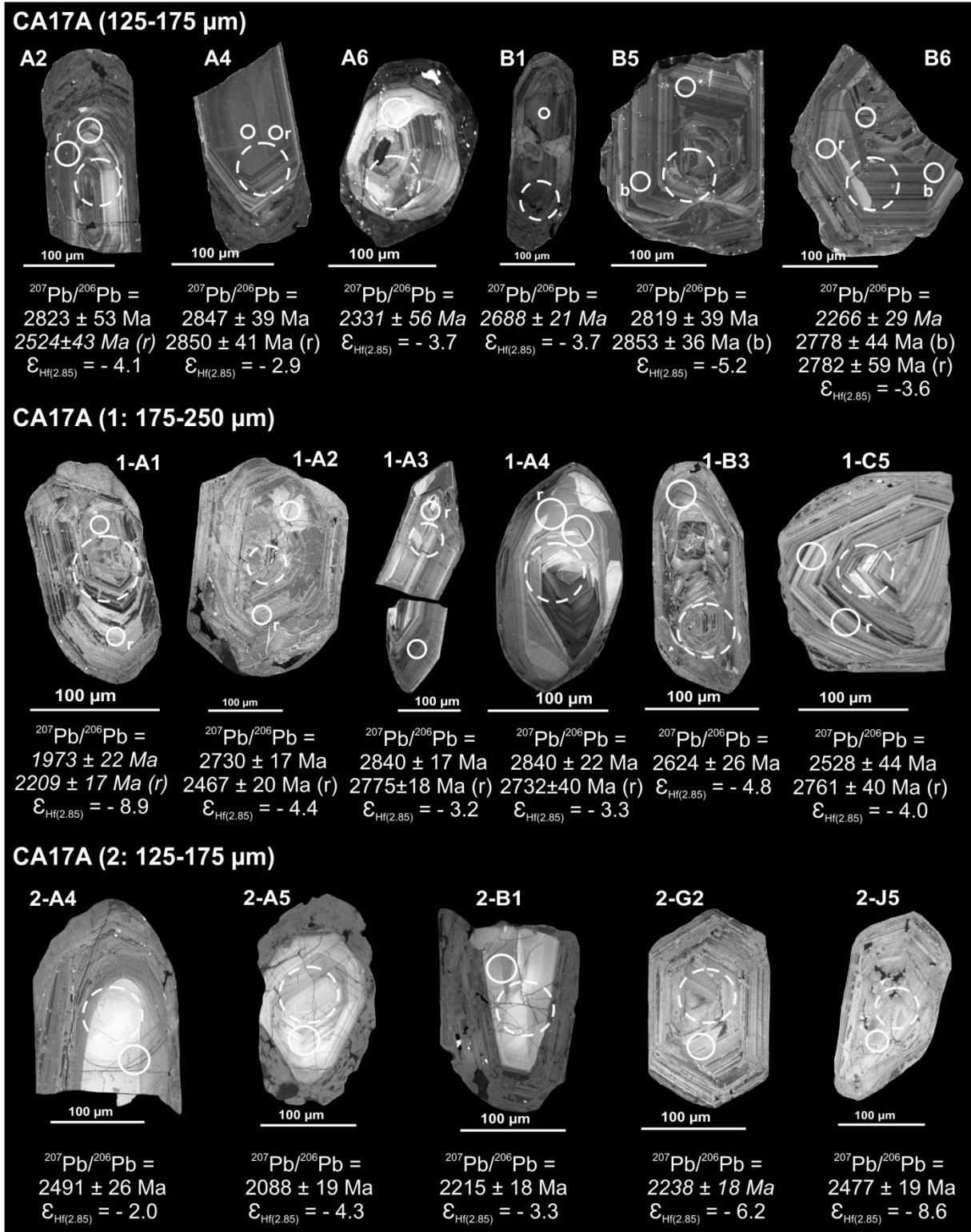


Figure 5. Catodoluminescence (CL) images of representative CA17A Tumucumaque Complex zircon grains. Circles indicate spot locations, small one: U–Pb and dashed larger: Lu–Hf. Results in italic denote discarded analyses. Zircons codes refer to analytical ID in U–Pb and Lu–Hf data tables.

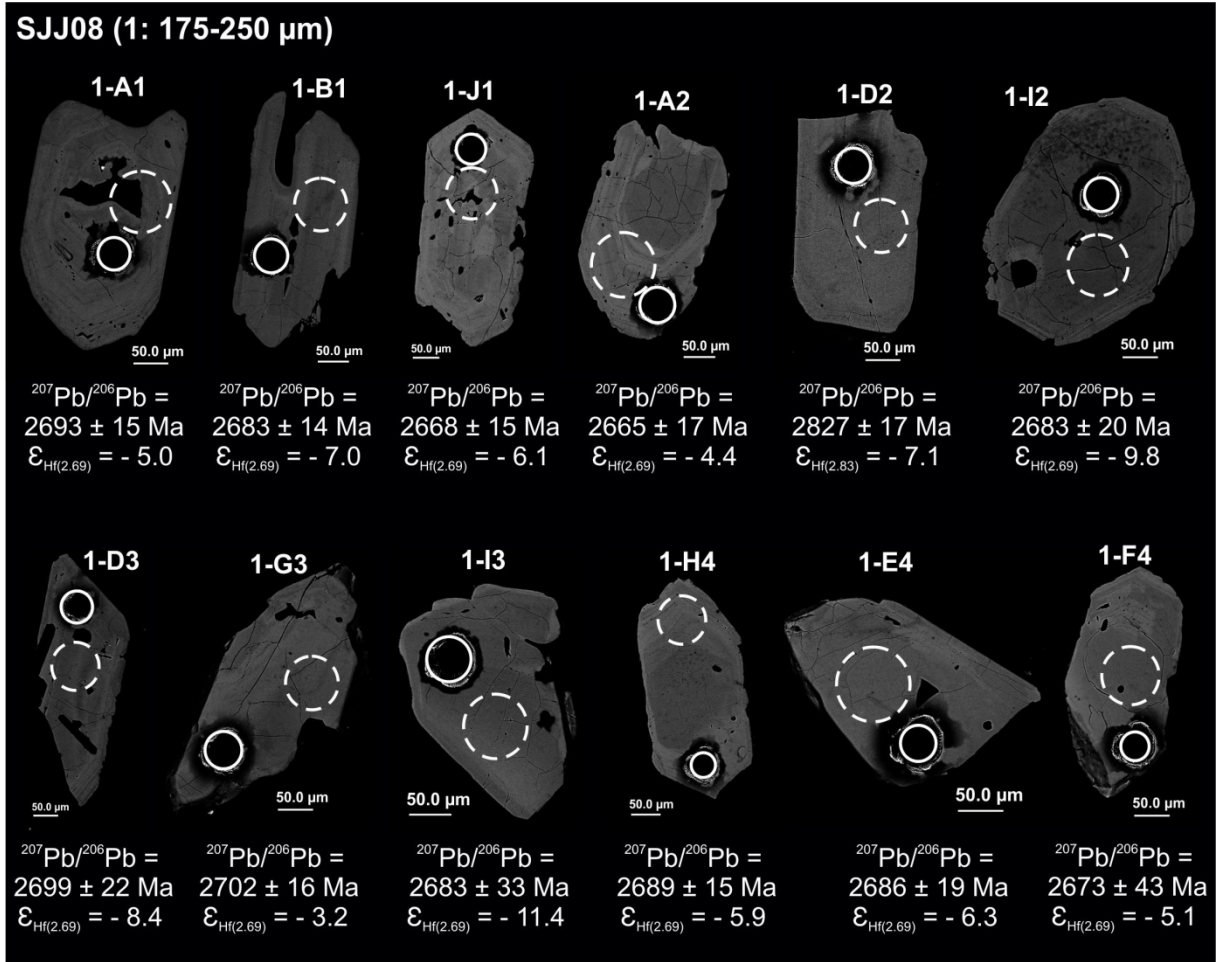


Figure 6. Backscattered electrons (BSE) images of representative SJJ08 Guianense Complex zircon grains. Circles indicate spot locations, small one: U–Pb and dashed larger: Lu–Hf. Results in *italic* denote discarded analyses. Zircons codes refer to analytical ID in U–Pb and Lu–Hf data tables.



Figure 7. Catodoluminescence (CL) images of representative LT40 Guianense Complex zircon grains. Circles indicate spot locations, small one: U–Pb and dashed larger: Lu–Hf. Results in *italics* denote discarded analyses. Zircons codes refer to analytical ID in U–Pb and Lu–Hf data tables.

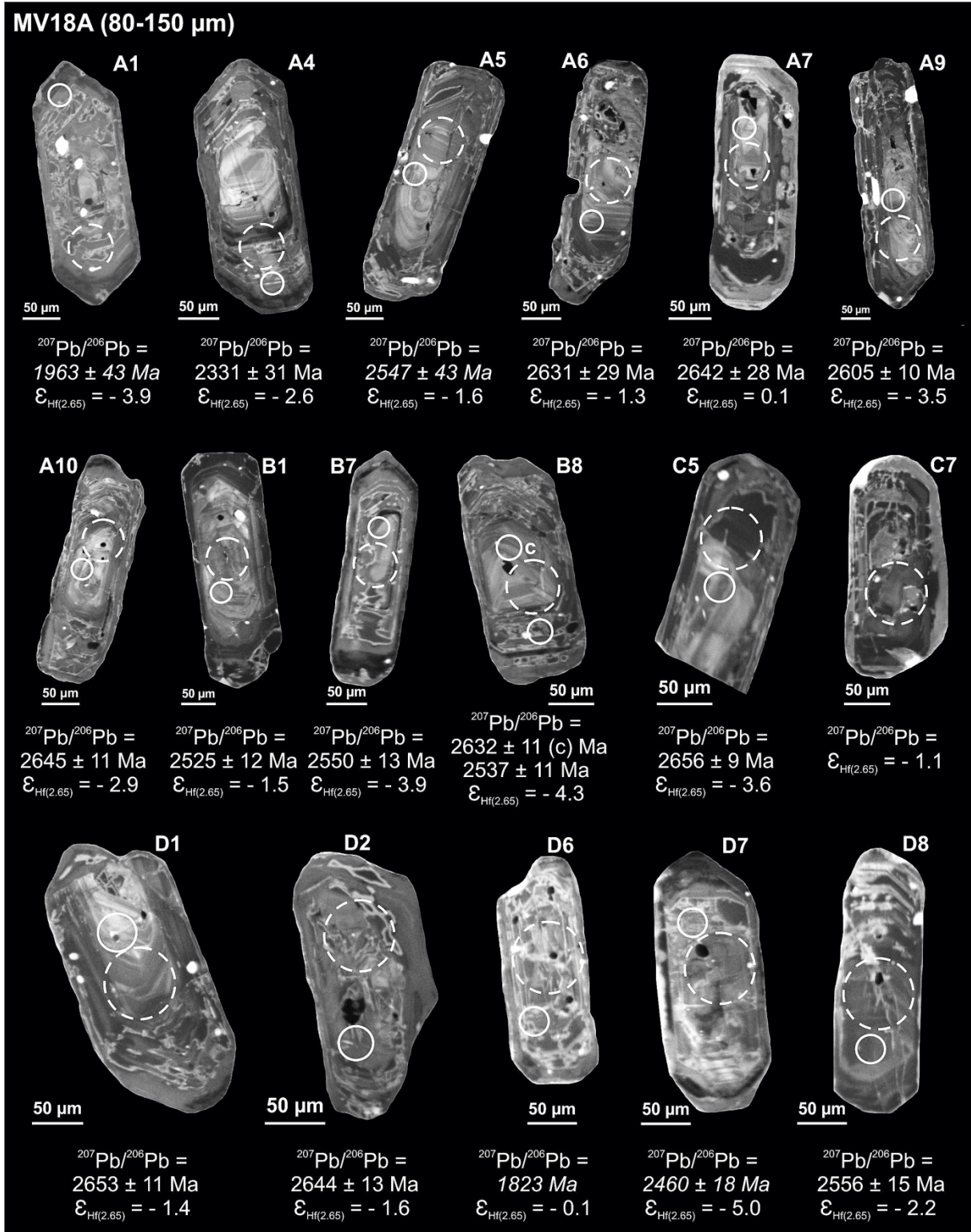


Figure 8. Catodoluminescence (CL) images of representative MV18A Noucoure Intrusive Suite zircon grains. Circles indicate spot locations, small one: U–Pb and dashed larger: Lu–Hf. Results in italic denote discarded analyses. Zircons codes refer to analytical ID in U–Pb and Lu–Hf data tables.

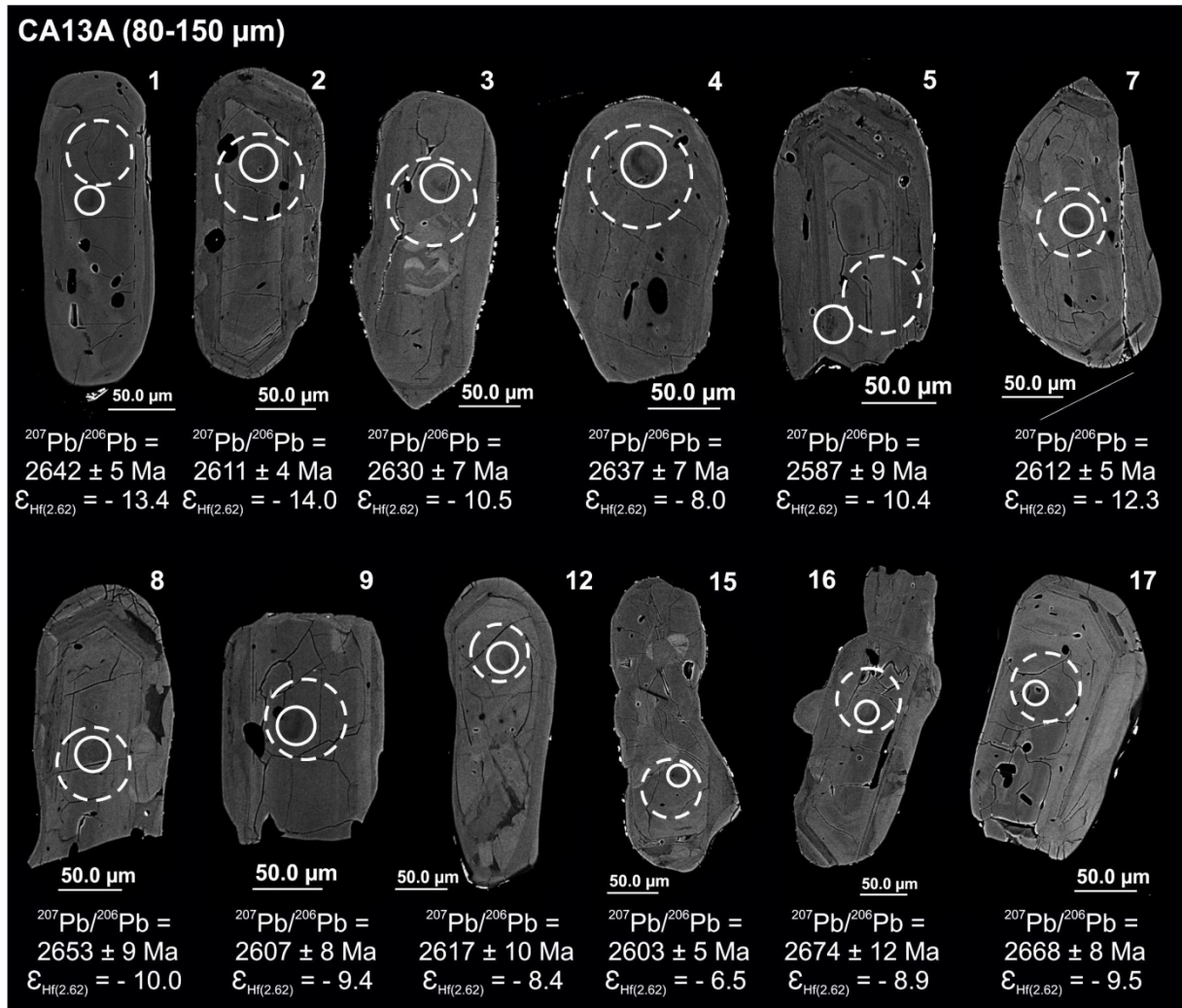


Figure 9. Backscattered electrons (BSE) images of representative CA13A Tartarugal Grande Complex zircon grains. Circles indicate spot locations, small one: U–Pb and dashed larger: Lu–Hf. Results in *italics* denote discarded analyses. Zircons codes refer to analytical ID in U–Pb and Lu–Hf data tables.

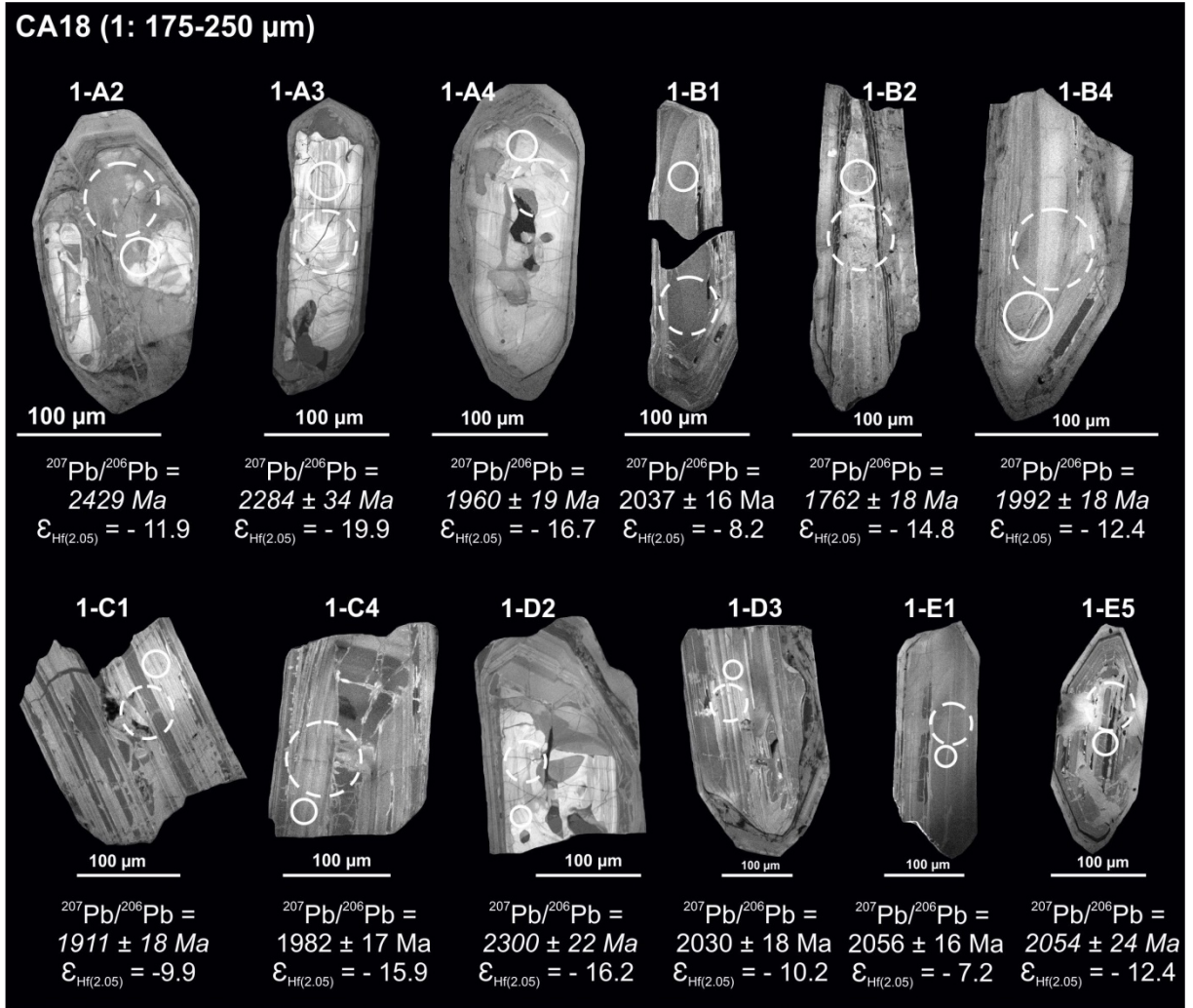


Figure 10. Catodoluminescence (CL) images of representative CA18 Mungubas Granite zircon grains. Circles indicate spot locations, small one: U–Pb and dashed larger: Lu–Hf. Results in italic denote discarded analyses. Zircons codes refer to analytical ID in U–Pb and Lu–Hf data tables.

Table 4. Zircon U-Pb isotope data from the Amapá Block units.

Spot ID	f_{206}^a	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U ^b	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ (%)	Rho ^c	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^d$	1σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ (abs)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ (abs)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ (abs)	Conc. ^e (%)
SJJ05 granodioritic orthogneiss (Porfirio Gneiss)																			
1-B1	0.0003	38.1	26.5	46.5	0.57	20.37	0.81	0.61	0.65	0.80	0.24	0.48	3054.5	19.9	3109.3	25.2	3144.8	15.2	97.1
1-C1	0.0001	47.2	26.5	50.5	0.53	24.76	0.54	0.71	0.33	0.61	0.25	0.43	3475.6	11.6	3298.8	17.9	3193.0	13.7	108.8
1-D1	0.0012	23.0	13.0	26.1	0.50	22.84	0.74	0.67	0.58	0.79	0.25	0.45	3300.5	19.1	3220.0	23.7	3170.2	14.4	104.1
1-F1	0.0002	23.8	13.8	26.6	0.52	24.57	0.53	0.71	0.30	0.57	0.25	0.44	3463.0	10.4	3291.4	17.5	3188.5	14.0	108.6
1-C2	0.0001	21.3	13.8	22.6	0.62	24.91	0.56	0.72	0.28	0.49	0.25	0.49	3496.9	9.7	3304.7	18.6	3190.1	15.6	109.6
1-D2	0.0005	21.1	13.7	22.4	0.62	24.43	0.57	0.71	0.26	0.46	0.25	0.51	3464.0	9.2	3285.7	18.8	3178.6	16.1	109.0
1-E2	0.0004	20.1	8.2	22.8	0.36	23.92	0.52	0.71	0.25	0.48	0.24	0.45	3470.0	8.7	3265.3	17.0	3141.8	14.3	110.4
1-C3	0.0021	10.5	5.0	11.5	0.44	23.52	0.80	0.68	0.50	0.63	0.25	0.62	3359.7	16.8	3248.7	25.9	3180.9	19.7	105.6
1-D3	0.0019	13.8	2.1	18.3	0.12	21.89	0.59	0.64	0.26	0.45	0.25	0.53	3173.9	8.3	3179.0	18.6	3182.2	16.7	99.7
1-F3	0.0004	25.6	14.3	27.0	0.53	24.91	0.59	0.73	0.39	0.66	0.25	0.45	3516.7	13.6	3304.9	19.5	3178.8	14.2	110.6
1-B4	0.0011	9.0	6.6	10.2	0.65	21.27	0.94	0.64	0.54	0.58	0.24	0.77	3183.7	17.2	3151.2	29.5	3130.5	24.0	101.7
1-C4	0.0023	22.7	11.0	28.4	0.39	21.66	0.61	0.64	0.35	0.57	0.25	0.50	3178.5	11.1	3168.4	19.3	3162.1	15.8	100.5
1-D4	0.0006	43.4	13.8	52.1	0.27	22.51	0.72	0.64	0.60	0.83	0.26	0.40	3179.2	19.1	3206.0	23.2	3222.8	13.0	98.6
1-E4	0.0002	33.6	17.1	36.1	0.48	23.51	0.70	0.68	0.52	0.74	0.25	0.47	3361.9	17.3	3248.1	22.7	3178.5	15.1	105.8
1-B5	0.0002	24.9	20.2	25.9	0.79	23.37	0.59	0.68	0.37	0.63	0.25	0.46	3343.5	12.3	3242.6	19.0	3180.8	14.5	105.1
1-D5	0.0011	23.8	13.4	29.8	0.45	20.79	0.91	0.61	0.77	0.85	0.25	0.49	3078.5	23.7	3129.0	28.5	3161.5	15.4	97.4
1-F5	0.0008	14.4	9.7	16.1	0.61	22.50	0.57	0.66	0.23	0.40	0.25	0.52	3264.3	7.5	3205.7	18.4	3169.2	16.6	103.0
1-B6	0.0007	25.5	7.6	29.3	0.26	24.47	0.54	0.71	0.20	0.38	0.25	0.50	3459.0	7.1	3287.4	17.6	3184.3	15.8	108.6
1-E6	0.0005	34.7	24.0	38.5	0.63	21.91	0.76	0.64	0.61	0.79	0.25	0.46	3185.9	19.3	3179.9	24.3	3176.1	14.7	100.3
1-D7	0.0007	35.0	6.8	44.1	0.16	22.30	0.59	0.64	0.34	0.57	0.25	0.49	3200.1	10.8	3196.8	18.9	3194.7	15.6	100.2
1-F7	0.0002	47.8	36.1	57.9	0.63	19.97	0.67	0.60	0.39	0.58	0.24	0.55	3047.7	11.9	3089.7	20.7	3117.1	17.0	97.8
1-A8	0.0005	18.6	14.3	24.0	0.60	19.35	1.05	0.63	0.70	0.67	0.22	0.78	3147.7	22.2	3059.5	32.1	3002.1	23.3	104.8
1-A10	0.0002	36.0	17.6	41.1	0.43	23.04	0.58	0.67	0.34	0.58	0.25	0.47	3289.8	11.1	3228.6	18.7	3190.8	15.0	103.1
1-B10	0.0004	27.2	27.5	31.7	0.87	20.17	0.78	0.63	0.52	0.66	0.23	0.58	3132.9	16.3	3099.5	24.2	3078.0	18.0	101.8
1-C10	0.0002	43.1	13.8	50.9	0.27	23.18	0.58	0.67	0.32	0.56	0.25	0.48	3304.1	10.7	3234.3	18.8	3191.4	15.4	103.5

Spot ID	f_{206}^a	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U ^b	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ (%)	Rho ^c	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^d$	1 σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ (abs)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ (abs)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ (abs)	Conc. ^e (%)
1-D10	0.0007	12.0	7.6	13.0	0.59	24.01	0.80	0.69	0.36	0.45	0.25	0.71	3398.4	12.1	3268.7	26.0	3190.0	22.7	106.5
2-E1	0.0000	16.0	13.1	14.7	0.90	30.36	0.88	0.73	0.77	0.88	0.30	0.42	3522.5	27.1	3498.6	30.7	3485.0	14.6	101.1
2-G2	0.0000	18.5	16.0	19.0	0.85	22.74	0.81	0.65	0.65	0.80	0.25	0.48	3246.3	21.0	3216.1	26.0	3197.2	15.5	101.5
2-F4	0.0004	37.0	33.5	38.5	0.88	24.23	0.46	0.69	0.22	0.49	0.25	0.40	3395.2	7.6	3277.8	14.9	3206.8	12.7	105.9
2-H4	0.0016	4.8	2.6	5.4	0.48	25.02	0.84	0.73	0.35	0.42	0.25	0.76	3524.0	12.5	3309.1	27.9	3181.4	24.3	110.8
2-A5	0.0010	9.0	6.6	10.3	0.64	21.96	0.84	0.64	0.49	0.59	0.25	0.68	3182.0	15.7	3181.8	26.6	3181.7	21.5	100.0
2-F5	0.0009	15.0	7.7	17.3	0.45	22.94	0.72	0.66	0.58	0.80	0.25	0.43	3261.1	18.9	3224.6	23.2	3202.0	13.7	101.8
2-I5	0.0008	12.9	9.7	14.0	0.70	22.62	0.84	0.65	0.67	0.79	0.25	0.51	3225.8	21.6	3210.7	27.1	3201.3	16.5	100.8
2-A8	0.0003	44.3	28.5	46.2	0.62	22.02	1.65	0.64	1.59	0.96	0.25	0.46	3183.3	50.5	3184.7	52.6	3185.6	14.5	99.9
2-B2	0.0002	27.4	13.5	33.6	0.41	21.95	0.89	0.64	0.71	0.80	0.25	0.54	3184.6	22.7	3181.4	28.4	3179.4	17.1	100.2
2-B6	0.0008	7.3	5.4	8.3	0.65	23.75	1.38	0.69	0.56	0.41	0.25	1.26	3377.9	19.0	3258.3	44.8	3185.5	40.0	106.0
2-B9	0.0003	28.8	20.3	43.6	0.47	18.13	0.92	0.55	0.69	0.75	0.24	0.61	2835.8	19.6	2996.4	27.6	3106.0	19.0	91.3
2-C6	0.0035	20.4	13.0	24.8	0.53	21.34	0.96	0.64	0.54	0.56	0.24	0.80	3189.2	17.2	3154.1	30.3	3131.9	24.9	101.8
2-E7	0.0002	36.6	16.3	43.4	0.38	22.84	0.58	0.68	0.32	0.56	0.24	0.48	3338.4	10.8	3220.0	18.5	3147.0	15.0	106.1
2-F2	0.0003	38.7	36.1	42.4	0.86	21.92	0.72	0.64	0.54	0.75	0.25	0.48	3179.7	17.2	3180.3	23.0	3180.6	15.3	100.0
2-G4	0.0002	49.5	28.5	56.3	0.51	22.28	0.98	0.65	0.88	0.90	0.25	0.43	3225.1	28.4	3195.8	31.4	3177.4	13.7	101.5

CA17A tonalitic orthogneiss (Tumucumaque Complex)

A2	0.0021	5.5	5.7	14.8	0.39	8.66	2.45	0.31	1.59	0.65	0.20	1.87	1763.2	28.1	2302.6	56.5	2822.8	52.7	62.5
A4	0.0006	8.7	6.5	21.4	0.31	14.17	1.72	0.51	1.04	0.60	0.20	1.37	2644.6	27.4	2760.8	47.4	2846.9	39.0	92.9
A4r	0.0035	4.0	2.0	6.7	0.30	15.25	1.96	0.55	1.33	0.68	0.20	1.44	2805.1	37.4	2831.1	55.6	2849.6	41.0	98.4
B3	0.0020	11.4	3.0	31.0	0.10	9.53	1.74	0.41	1.45	0.83	0.17	0.96	2207.7	32.0	2390.4	41.6	2550.0	24.6	86.6
B5	0.0094	11.9	8.8	24.7	0.36	11.82	2.02	0.43	1.49	0.74	0.20	1.37	2308.1	34.3	2590.4	52.3	2819.2	38.5	81.9
B5b	0.0040	6.5	3.2	11.4	0.28	14.56	1.62	0.52	1.03	0.63	0.20	1.26	2696.6	27.8	2787.1	45.3	2853.3	35.8	94.5
B6b	0.0055	4.8	16.0	32.8	0.49	5.07	4.61	0.19	4.33	0.94	0.19	1.58	1117.9	48.4	1831.3	84.3	2778.4	43.9	40.2
B6r	0.0051	2.3	2.7	7.2	0.38	8.98	2.85	0.33	1.91	0.67	0.19	2.11	1861.0	35.6	2336.2	66.5	2781.9	58.6	66.9
1-A4	0.0042	18.1	7.1	61.9	0.12	5.02	1.60	0.22	1.21	0.76	0.16	1.04	1297.4	15.8	1823.2	29.2	2491.2	25.9	52.1
1-A5	0.0091	22.8	3.8	57.3	0.07	5.12	1.61	0.29	1.32	0.82	0.13	0.91	1629.1	21.6	1840.1	29.5	2087.9	19.0	78.0

Spot ID	f_{206}^a	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U ^b	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ (%)	Rho ^c	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^d$	1σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ (abs)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ (abs)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ (abs)	Conc. ^e (%)
1-B1	0.0029	34.4	8.8	91.0	0.10	7.75	1.35	0.40	1.09	0.81	0.14	0.79	2188.1	23.9	2201.9	29.7	2214.7	17.6	98.8
1-B2	0.0029	37.9	40.0	82.6	0.49	13.68	2.56	0.57	2.46	0.96	0.17	0.71	2912.0	71.7	2728.0	70.0	2594.5	18.5	112.2
1-E1	0.0070	31.5	12.2	89.0	0.14	7.34	1.54	0.39	1.21	0.78	0.14	0.96	2114.3	25.5	2153.7	33.2	2191.5	21.0	96.5
1-E2	0.0062	27.1	15.9	47.9	0.33	9.23	1.58	0.41	0.71	0.45	0.16	1.42	2199.5	15.5	2360.9	37.3	2503.4	35.4	87.9
1-F1	0.0062	39.0	19.0	89.9	0.21	6.50	1.30	0.34	0.77	0.59	0.14	1.05	1905.2	14.6	2046.1	26.6	2191.2	23.0	86.9
1-F2	0.0082	28.0	13.7	46.5	0.30	10.72	1.07	0.48	0.73	0.69	0.16	0.77	2511.6	18.4	2499.3	26.7	2489.3	19.3	100.9
1-F4	0.0070	21.1	22.2	111.4	0.20	4.50	1.47	0.25	1.17	0.80	0.13	0.89	1421.3	16.6	1731.7	25.4	2130.3	18.9	66.7
1-I3	0.0079	13.9	7.4	21.5	0.35	15.63	3.09	0.55	2.74	0.89	0.21	1.43	2836.2	77.7	2854.5	88.1	2867.5	40.9	98.9
1-J3	0.0047	6.1	4.2	7.9	0.53	15.52	1.86	0.56	1.37	0.74	0.20	1.25	2861.9	39.3	2847.9	52.9	2838.1	35.5	100.8
1-J5	0.0037	39.7	16.5	83.1	0.20	6.34	1.08	0.28	0.76	0.70	0.16	0.77	1610.9	12.2	2024.3	21.9	2476.9	19.2	65.0
2-A2	0.0025	42.4	15.5	71.0	0.22	14.33	0.68	0.55	0.28	0.41	0.19	0.62	2830.2	8.0	2771.9	19.0	2729.8	17.0	103.7
2-A2r	0.0026	76.2	43.6	168.6	0.26	7.74	0.95	0.35	0.52	0.55	0.16	0.79	1928.2	10.0	2201.7	20.9	2467.0	19.5	78.2
2-A3	0.0011	27.9	11.0	40.0	0.28	15.59	0.82	0.56	0.56	0.68	0.20	0.60	2868.1	16.0	2851.8	23.4	2840.2	17.1	101.0
2-A3r	0.0070	24.1	12.6	37.8	0.34	12.64	0.80	0.47	0.46	0.58	0.19	0.65	2496.6	11.5	2653.0	21.1	2774.6	18.1	90.0
2-A4	0.0020	8.0	3.2	10.8	0.29	15.39	1.41	0.55	1.19	0.84	0.20	0.76	2839.1	33.8	2839.4	40.0	2839.7	21.5	100.0
2-A4r	0.0035	23.7	30.7	109.8	0.28	12.63	3.08	0.49	2.70	0.88	0.19	1.48	2549.4	68.8	2652.5	81.6	2732.1	40.3	93.3
2-A5	0.0042	72.3	5.7	144.2	0.04	7.25	1.30	0.39	1.05	0.81	0.13	0.77	2139.2	22.5	2142.2	27.9	2145.2	16.6	99.7
2-A5r	0.0063	65.7	9.2	132.6	0.07	7.29	1.25	0.40	0.97	0.78	0.13	0.78	2147.8	20.9	2147.8	26.8	2147.8	16.8	100.0
2-C5	0.0061	36.3	24.5	100.4	0.25	7.52	2.01	0.33	1.01	0.50	0.17	1.75	1821.6	18.3	2175.6	43.8	2528.4	44.1	72.0
2-C5r	0.0030	3.8	2.5	9.2	0.28	12.83	2.62	0.48	2.19	0.84	0.19	1.44	2544.8	55.8	2667.2	70.0	2761.3	39.9	92.2

SJJ08 tonalitic orthogneiss (Guianense Complex)

1-A1	0.0011	18.9	15.4	29.0	0.54	13.15	0.70	0.52	0.43	0.62	0.18	0.55	2687.0	11.6	2690.3	18.7	2692.7	14.7	99.8
1-B1	0.0024	28.7	36.1	43.9	0.83	13.06	0.68	0.52	0.43	0.63	0.18	0.53	2684.7	11.4	2683.6	18.2	2682.8	14.2	100.1
1-C1	0.0034	53.8	11.9	135.6	0.09	7.27	0.70	0.36	0.41	0.59	0.14	0.56	1999.2	8.2	2144.7	14.9	2287.2	12.9	87.4
1-D1	0.0010	18.7	21.4	33.5	0.64	12.60	0.80	0.51	0.51	0.64	0.18	0.62	2649.7	13.6	2650.2	21.2	2650.5	16.3	100.0
1-E1	0.0009	47.6	35.1	84.6	0.42	10.94	0.87	0.47	0.67	0.78	0.17	0.54	2478.9	16.7	2517.6	21.8	2549.0	13.9	97.3
1-G1	0.0017	23.0	17.4	35.0	0.50	13.06	0.68	0.52	0.41	0.60	0.18	0.55	2683.8	10.9	2684.1	18.2	2684.4	14.6	100.0

Spot ID	f_{206}^a	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U ^b	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ (%)	Rho ^c	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^d$	1 σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ (abs)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ (abs)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ (abs)	Conc. ^e (%)
1-I1	0.0014	28.3	9.6	52.0	0.19	12.54	1.45	0.51	0.87	0.60	0.18	1.16	2643.3	23.0	2645.9	38.4	2647.9	30.7	99.8
1-J1	0.0014	28.3	19.7	44.5	0.45	13.14	0.62	0.52	0.27	0.44	0.18	0.56	2718.1	7.3	2689.7	16.6	2668.3	14.8	101.9
1-J2	0.0010	41.7	16.0	98.8	0.16	9.99	0.94	0.42	0.61	0.65	0.17	0.71	2271.0	13.9	2434.2	22.8	2573.5	18.2	88.2
1-I2	0.0012	10.5	7.8	16.0	0.49	13.05	0.96	0.52	0.60	0.62	0.18	0.75	2682.9	16.2	2683.0	25.9	2683.1	20.2	100.0
1-H2	0.0011	28.0	20.7	45.8	0.46	10.73	1.17	0.46	0.89	0.76	0.17	0.76	2435.2	21.8	2500.2	29.3	2553.5	19.4	95.4
1-F2	0.0016	22.1	17.2	33.8	0.51	12.88	0.86	0.51	0.53	0.61	0.18	0.68	2643.5	13.9	2670.7	23.0	2691.5	18.3	98.2
1-E2	0.0012	18.7	21.8	28.2	0.78	12.69	1.02	0.51	0.67	0.66	0.18	0.77	2662.6	17.9	2656.6	27.2	2652.0	20.5	100.4
1-D2	0.0006	34.6	27.6	49.1	0.57	15.18	0.71	0.55	0.38	0.54	0.20	0.59	2825.8	10.8	2826.5	20.0	2827.0	16.8	100.0
1-C2	0.0044	42.4	45.2	76.3	0.60	12.00	0.87	0.49	0.40	0.46	0.18	0.78	2575.8	10.3	2604.2	22.8	2626.3	20.4	98.1
1-B2	0.0011	31.1	24.5	47.6	0.52	12.35	0.92	0.50	0.54	0.59	0.18	0.74	2632.1	14.3	2631.1	24.2	2630.3	19.5	100.1
1-A2	0.0018	33.5	28.8	49.7	0.58	13.00	0.82	0.52	0.50	0.61	0.18	0.65	2711.3	13.6	2679.4	22.0	2655.4	17.2	102.1
1-A3	0.0036	12.3	10.6	19.6	0.54	12.58	1.04	0.51	0.72	0.70	0.18	0.75	2666.7	19.2	2648.9	27.5	2635.4	19.6	101.2
1-B2	0.0005	23.3	18.8	34.6	0.55	12.52	1.05	0.51	0.69	0.66	0.18	0.79	2653.1	18.4	2644.4	27.7	2637.7	20.7	100.6
1-C3	0.0017	18.8	16.2	28.1	0.58	12.56	0.99	0.51	0.58	0.58	0.18	0.80	2640.7	15.3	2646.9	26.2	2651.6	21.3	99.6
1-D3	0.0009	10.4	11.7	15.8	0.75	13.49	0.93	0.53	0.45	0.48	0.19	0.82	2736.6	12.3	2714.7	25.3	2698.5	22.0	101.4
1-E3	0.0028	5.2	4.9	8.7	0.57	12.06	1.33	0.50	0.83	0.63	0.17	1.03	2630.4	21.9	2609.1	34.7	2592.6	26.8	101.5
1-G3	0.0005	23.9	34.3	34.1	1.01	13.32	0.78	0.52	0.49	0.63	0.19	0.60	2703.4	13.2	2702.4	21.0	2701.6	16.3	100.1
1-H3	0.0016	15.8	21.6	22.9	0.95	13.52	0.73	0.54	0.37	0.50	0.18	0.63	2762.8	10.1	2716.8	19.9	2682.8	17.0	103.0
1-I3	0.0015	5.3	8.3	7.3	1.14	13.05	1.43	0.52	0.76	0.53	0.18	1.21	2683.3	20.3	2683.3	38.3	2683.2	32.5	100.0
1-J3	0.0017	19.6	21.1	31.1	0.68	11.59	1.01	0.49	0.76	0.75	0.17	0.67	2554.5	19.3	2571.7	26.0	2585.2	17.4	98.8
1-A4	0.0019	15.8	13.5	24.1	0.57	13.13	0.96	0.52	0.71	0.73	0.18	0.66	2688.6	19.0	2689.3	25.9	2689.8	17.6	100.0
1-B4	0.0013	22.2	18.2	39.8	0.46	10.81	1.48	0.46	1.30	0.87	0.17	0.72	2438.8	31.6	2506.7	37.2	2562.1	18.5	95.2
1-E4	0.0011	11.4	8.0	16.6	0.49	13.54	0.94	0.53	0.61	0.65	0.18	0.71	2760.5	16.9	2717.8	25.6	2686.2	19.2	102.8
1-F4	0.0010	10.5	7.0	14.5	0.49	13.50	1.96	0.54	1.15	0.58	0.18	1.59	2772.0	31.8	2715.2	53.3	2673.2	42.6	103.7
1-H4	0.0035	20.0	30.8	25.9	1.20	13.17	0.81	0.52	0.58	0.72	0.18	0.56	2696.8	15.6	2692.2	21.7	2688.8	15.1	100.3

Spot ID	f_{206}^a	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U ^b	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ (%)	Rho ^c	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^d$	1σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ (abs)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ (abs)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ (abs)	Conc. ^e (%)
LT40 tonalitic orthogneiss (Guianense Complex)																			
A1	0.0013	11.4	2.6	24.7	0.10	11.75	1.51	0.47	1.40	0.93	0.18	0.57	2502.1	35.0	2584.7	39.1	2650.2	15.2	94.4
A2	0.0057	5.6	5.5	16.5	0.34	7.74	2.21	0.33	2.03	0.92	0.17	0.88	1834.9	37.2	2201.2	48.6	2562.1	22.5	71.6
A3	0.0031	3.7	2.1	6.9	0.32	12.34	2.01	0.50	1.13	0.56	0.18	1.67	2602.9	29.4	2630.5	53.0	2651.8	44.2	98.2
A4	0.0053	5.9	1.2	16.7	0.07	7.70	1.06	0.32	0.85	0.81	0.17	0.62	1807.1	15.4	2196.7	23.2	2583.2	16.1	70.0
A5	0.0003	5.4	2.3	8.5	0.27	13.01	1.17	0.53	0.78	0.66	0.18	0.88	2737.4	21.3	2680.4	31.4	2637.8	23.1	103.8
A6	0.0027	8.3	4.4	14.1	0.31	12.66	1.13	0.51	0.80	0.70	0.18	0.80	2649.6	21.1	2655.0	30.0	2659.1	21.4	99.6
A7	0.0038	6.5	3.7	11.9	0.31	11.21	0.85	0.44	0.51	0.60	0.18	0.68	2349.3	12.0	2540.7	21.6	2697.3	18.4	87.1
A8	0.0012	58.0	27.0	86.7	0.31	12.94	0.63	0.53	0.40	0.63	0.18	0.49	2721.1	10.9	2675.5	17.0	2641.3	13.0	103.0
A9	0.0004	46.2	13.8	27.3	0.51	6.98	1.34	0.28	1.17	0.88	0.18	0.65	1602.1	18.8	2108.8	28.3	2647.4	17.2	60.5
A10	0.0055	39.2	26.2	87.5	0.30	9.61	0.66	0.40	0.42	0.63	0.17	0.51	2162.0	9.0	2398.5	15.8	2605.9	13.3	83.0
B1	0.0028	4.9	4.3	9.7	0.45	9.97	0.93	0.40	0.63	0.68	0.18	0.68	2180.8	13.8	2432.1	22.7	2649.7	18.1	82.3
B2	0.0032	2.9	2.1	5.7	0.38	9.78	1.78	0.39	0.99	0.56	0.18	1.48	2145.2	21.3	2414.5	43.0	2650.1	39.2	80.9
B3	0.0043	5.6	4.7	10.7	0.44	12.65	1.75	0.51	1.51	0.86	0.18	0.90	2657.3	40.0	2653.8	46.6	2651.2	23.9	100.2
B4	0.0053	36.6	34.7	70.5	0.49	11.25	0.65	0.45	0.55	0.84	0.18	0.35	2412.4	13.2	2543.8	16.5	2650.3	9.2	91.0
B7	0.0022	1.9	2.0	4.8	0.42	9.33	2.01	0.39	1.55	0.77	0.17	1.27	2124.0	32.9	2371.4	47.6	2591.5	33.0	82.0
C1	0.0035	2.9	3.0	7.8	0.39	7.90	1.62	0.33	1.18	0.73	0.17	1.10	1830.2	21.6	2220.2	35.9	2602.5	28.7	70.3
C2	0.0009	2.7	1.5	7.7	0.19	6.21	1.20	0.26	0.94	0.79	0.17	0.74	1491.6	14.1	2005.5	24.0	2586.1	19.2	57.7
C3	0.0041	3.9	3.6	7.6	0.47	8.23	1.61	0.33	1.07	0.66	0.18	1.21	1847.9	19.8	2256.1	36.4	2650.1	32.0	69.7
C4	0.0018	3.1	1.0	5.4	0.19	12.58	0.99	0.51	0.66	0.66	0.18	0.75	2658.7	17.5	2648.8	26.4	2641.3	19.7	100.7
C5	0.0031	46.6	18.6	82.2	0.23	11.65	0.68	0.47	0.55	0.82	0.18	0.39	2472.3	13.7	2576.9	17.5	2660.2	10.4	92.9
C7	0.0042	30.7	11.2	71.3	0.16	10.03	0.58	0.41	0.30	0.51	0.18	0.50	2215.0	6.6	2437.2	14.2	2628.2	13.2	84.3
MV18A charnockite (Noucoureu Intrusive Suite)																			
A4	0.0061	42.0	46.7	155.7	0.30	4.31	1.93	0.21	1.38	0.72	0.15	1.35	1229.0	16.9	1694.6	32.6	2331.2	31.4	52.7
A6	0.0009	40.3	20.5	78.5	0.26	11.16	1.77	0.46	1.40	0.79	0.18	1.09	2419.4	33.8	2536.5	44.9	2631.4	28.6	91.9
A7	0.0078	43.5	20.7	70.0	0.30	12.53	1.95	0.51	1.65	0.85	0.18	1.04	2648.4	43.8	2644.7	51.6	2641.9	27.5	100.2

Spot ID	f_{206}^a	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U ^b	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ (%)	Rho ^c	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^d$	1σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ (abs)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ (abs)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ (abs)	Conc. ^e (%)
A9	0.0018	38.0	20.8	55.9	0.38	11.97	0.58	0.50	0.45	0.78	0.17	0.37	2598.7	11.8	2602.0	15.2	2604.5	9.6	99.8
A10	0.0014	34.8	22.2	55.7	0.40	11.85	0.76	0.48	0.65	0.85	0.18	0.40	2525.1	16.4	2592.3	19.8	2645.3	10.7	95.5
B1	0.0012	17.7	8.8	31.5	0.28	10.68	0.74	0.46	0.58	0.79	0.17	0.46	2460.7	14.4	2495.8	18.5	2524.5	11.6	97.5
B7	0.0041	43.5	28.1	95.4	0.30	9.34	1.43	0.40	1.34	0.94	0.17	0.50	2169.8	29.1	2371.7	34.0	2550.1	12.9	85.1
B8	0.0031	54.8	55.2	135.1	0.41	8.66	1.25	0.37	1.17	0.94	0.17	0.44	2048.6	23.9	2302.7	28.7	2536.5	11.1	80.8
B8n	0.0014	23.8	11.1	35.4	0.32	11.92	0.99	0.49	0.90	0.91	0.18	0.41	2554.0	23.1	2597.9	25.8	2632.4	10.7	97.0
C3	0.0052	26.3	19.3	58.8	0.33	7.78	1.83	0.33	1.73	0.94	0.17	0.60	1858.3	32.1	2205.7	40.4	2546.3	15.4	73.0
C5	0.0003	42.0	29.7	64.3	0.46	12.61	0.61	0.51	0.50	0.83	0.18	0.34	2644.7	13.3	2650.8	16.2	2655.5	9.1	99.6
C10	0.0049	46.5	36.1	126.6	0.29	5.47	4.80	0.25	4.67	0.97	0.16	1.10	1459.7	68.2	1896.7	91.0	2415.5	26.6	60.4
D1	0.0003	29.2	14.9	44.5	0.34	12.63	0.68	0.51	0.54	0.80	0.18	0.41	2651.9	14.4	2652.3	18.0	2652.6	10.9	100.0
D2	0.0029	47.8	22.8	79.6	0.29	12.55	0.57	0.51	0.30	0.52	0.18	0.49	2650.7	7.9	2646.7	15.2	2643.7	12.9	100.3
D3	0.0040	47.8	28.0	108.4	0.26	7.62	0.68	0.36	0.49	0.73	0.15	0.47	1979.9	9.8	2187.3	14.9	2387.9	11.2	82.9
D4	0.0041	40.5	24.8	81.7	0.31	8.11	1.12	0.38	0.91	0.81	0.16	0.66	2068.9	18.9	2243.6	25.2	2407.0	15.8	86.0
D8	0.0068	28.6	10.5	49.3	0.21	10.63	0.85	0.45	0.63	0.74	0.17	0.58	2412.3	15.1	2491.0	21.2	2555.7	14.7	94.4

CA18 monzogranite (Mungubas Granite)

1-A1	0.0045	71.9	28.3	141.6	0.20	8.70	0.89	0.38	0.39	0.44	0.17	0.80	2060.3	8.1	2306.7	20.5	2532.7	20.2	81.3
1-B1	0.0005	18.1	11.8	30.1	0.39	6.49	3.00	0.37	2.89	0.96	0.13	0.79	2051.0	59.3	2044.1	61.3	2037.2	16.2	100.7
1-B3	0.0028	32.2	13.1	84.2	0.16	6.36	1.14	0.37	0.86	0.76	0.12	0.75	2051.0	17.7	2026.6	23.2	2001.8	15.0	102.5
1-C2	0.0054	40.5	17.9	93.8	0.19	7.36	1.56	0.42	1.27	0.82	0.13	0.89	2277.6	29.0	2156.2	33.5	2042.5	18.3	111.5
1-C4	0.0061	40.0	41.7	132.4	0.32	3.63	1.88	0.22	1.67	0.89	0.12	0.86	1262.0	21.1	1556.0	29.3	1981.8	17.0	63.7
1-D3	0.0010	28.3	37.5	99.4	0.38	6.05	2.41	0.35	2.25	0.93	0.13	0.86	1938.1	43.7	1982.9	47.8	2030.0	17.5	95.5
1-D4	0.0012	20.6	3.5	186.2	0.02	1.20	2.01	0.10	1.56	0.78	0.09	1.26	588.1	9.2	801.8	16.1	1453.0	18.4	40.5
1-D5	0.0068	18.8	4.4	115.6	0.04	5.07	2.69	0.29	2.38	0.89	0.13	1.24	1651.2	39.4	1830.7	49.2	2041.4	25.3	80.9
1-E1	0.0011	38.3	27.8	78.6	0.36	6.64	1.22	0.38	0.95	0.78	0.13	0.76	2072.9	19.7	2064.5	25.1	2056.1	15.7	100.8
2-A2	0.0035	48.1	16.8	174.2	0.10	7.82	1.02	0.45	0.62	0.61	0.13	0.81	2386.4	14.8	2210.1	22.6	2050.5	16.6	116.4
2-A3	0.0033	41.3	31.6	126.3	0.25	6.46	1.35	0.37	1.09	0.81	0.13	0.80	2052.7	22.5	2040.9	27.6	2029.0	16.2	101.2
2-A4	0.0006	43.5	21.7	108.7	0.20	6.46	0.91	0.37	0.45	0.49	0.13	0.79	2042.1	9.2	2040.9	18.6	2039.7	16.1	100.1

Spot ID	f_{206}^a	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U ^b	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ (%)	Rho ^c	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^d$	1σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ (abs)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ (abs)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ (abs)	Conc. ^e (%)
2-A5	0.0051	72.9	34.5	444.8	0.08	2.39	1.15	0.16	0.68	0.59	0.11	0.93	969.2	6.6	1241.1	14.3	1750.1	16.3	55.4
2-A6	0.0009	27.9	26.6	82.2	0.33	5.05	1.05	0.29	0.67	0.64	0.13	0.81	1655.0	11.1	1827.1	19.2	2029.2	16.4	81.6
2-B6	0.0055	5.5	5.5	9.6	0.58	11.54	0.96	0.49	0.57	0.59	0.17	0.77	2554.0	14.5	2568.2	24.6	2579.3	19.9	99.0
2-F1	0.0044	35.7	52.0	153.5	0.34	4.35	1.40	0.26	1.16	0.83	0.12	0.79	1485.9	17.3	1702.3	23.9	1980.1	15.6	75.0
2-G3	0.0052	24.9	5.7	68.4	0.08	6.30	0.89	0.36	0.44	0.49	0.13	0.78	1982.0	8.7	2018.0	18.0	2055.0	15.9	96.5
2-J5	0.0030	26.9	37.2	172.8	0.22	5.80	2.12	0.33	1.97	0.93	0.13	0.78	1848.7	36.4	1947.1	41.2	2053.4	16.1	90.0

^a Fraction of the non-radiogenic ^{206}Pb in the analyzed zircon spot, where $f_{206} = [^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_c / [^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_s$ (c=common; s=sample)

^b Th/U ratios and amount of Pb, Th and U (in ppm) are calculated relative to GJ-1 reference zircon

^c Rho is the error correlation defined as the quotient of the propagated errors of the $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ and the $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ratios

^d Corrected for mass-bias by normalising to GJ-1 reference zircon and common Pb using the model of Stacey and Kramers (1975)

^e Degree of concordance = $(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \text{ age} * 100) / (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \text{ age})$

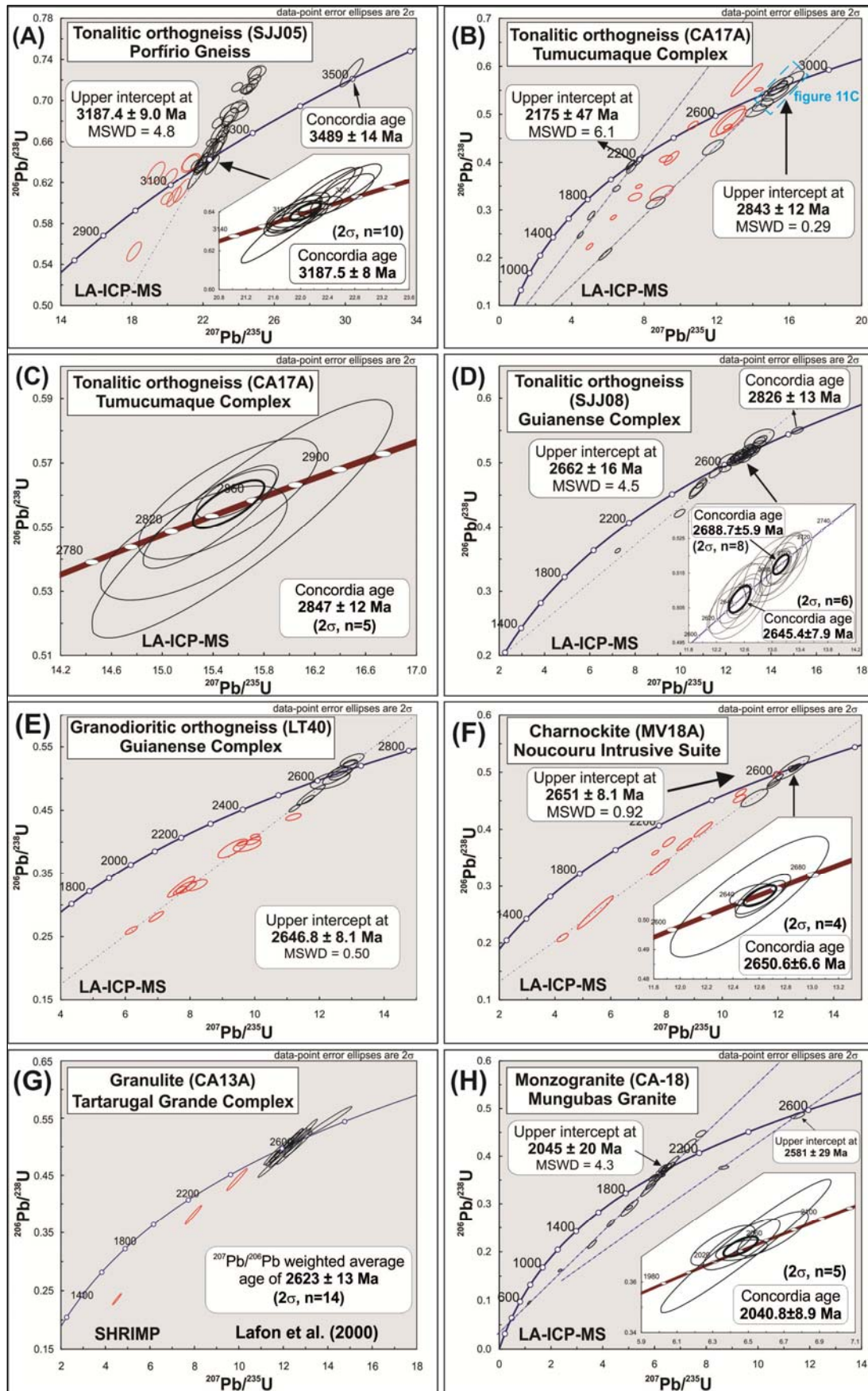


Figure 11. Concordia diagrams (A-H) presenting zircon U-Pb results for the Amapá Block units. Red ellipses indicate points discarded from the age calculations.

Table 5. Zircon Lu-Hf isotope data from the Amapá Block units.

Spot ID	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$\epsilon_{\text{Hf}(t)}$	$t_{(\text{U-Pb})} \text{ (Ma)}$	$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_t$	$\epsilon_{\text{Hf}(t)}$	$T_{\text{DM}} \text{ (Ma)}$	$T_{\text{DM}}^{\text{C}} \text{ (Ma)}$
SJJ05 granodioritic orthogneiss (Porfirio Gneiss)										
1-D3	0.280628	0.000050	0.000446	0.000027	-76.3	3188	0.280601	-4.4	3542	3792
1-D4	0.280618	0.000062	0.000190	0.000036	-76.6	3188	0.280606	-4.2	3532	3779
1-E6	0.280647	0.000050	0.000647	0.000029	-75.6	3188	0.280608	-4.2	3534	3777
1-C4	0.280686	0.000056	0.000345	0.000049	-74.2	3188	0.280665	-2.1	3457	3650
1-F7	0.280682	0.000060	0.000639	0.000087	-74.4	3188	0.280643	-2.9	3488	3698
1-B10	0.280708	0.000066	0.000678	0.000034	-73.4	3188	0.280667	-2.1	3457	3645
2-E1	0.280433	0.000082	0.000170	0.000011	-83.2	3489	0.280422	-3.6	3769	3974
2-G2	0.280541	0.000067	0.000343	0.000016	-79.4	3188	0.280520	-7.3	3646	3972
2-A5	0.280638	0.000086	0.000491	0.000041	-75.9	3188	0.280608	-4.2	3532	3776
2-F5	0.280635	0.000080	0.000335	0.000006	-76.0	3188	0.280614	-3.9	3523	3762
2-I5	0.280605	0.000072	0.000500	0.000031	-77.1	3188	0.280574	-5.4	3577	3851
2-F2	0.280643	0.000067	0.000593	0.000034	-75.8	3188	0.280606	-4.2	3536	3780
CA17A tonalitic orthogneiss (Tumucumaque Complex)										
A2	0.280886	0.000089	0.000913	0.000178	-67.2	2847	0.280836	-4.1	3242	3508
A4	0.280977	0.000118	0.001947	0.000592	-63.9	2847	0.280871	-2.9	3206	3432
A6	0.280899	0.000075	0.000937	0.000098	-66.7	2847	0.280848	-3.7	3226	3482
B1	0.280929	0.000081	0.001489	0.000429	-65.6	2847	0.280848	-3.7	3232	3483
B5	0.280899	0.000088	0.001718	0.000044	-66.7	2847	0.280805	-5.2	3293	3578
B6	0.280891	0.000060	0.001126	0.000071	-67.0	2847	0.280830	-4.3	3253	3523
1-A1	0.280828	0.000097	0.002332	0.000277	-69.2	2847	0.280701	-8.9	3444	3809
1-A2	0.280884	0.000087	0.001030	0.000067	-67.2	2847	0.280828	-4.4	3254	3527
1-A3	0.280898	0.000085	0.000695	0.000065	-66.7	2847	0.280860	-3.2	3208	3455
1-A4	0.280882	0.000076	0.000438	0.000017	-67.3	2847	0.280858	-3.3	3209	3461
1-B3	0.280868	0.000043	0.000944	0.000094	-67.8	2847	0.280816	-4.8	3269	3553
1-C5	0.280893	0.000081	0.000975	0.000076	-66.9	2847	0.280839	-4.0	3238	3501
2-A4	0.280936	0.000078	0.000747	0.000018	-65.4	2847	0.280895	-2.0	3162	3378

Spot ID	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2 σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2 σ	$\epsilon_{\text{Hf}(0)}$	$t_{(\text{U-Pb})}$ (Ma)	$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_t$	$\epsilon_{\text{Hf}(t)}$	T_{DM} (Ma)	T_{DM}^{C} (Ma)
2-A5	0.280870	0.000096	0.000743	0.000096	-67.7	2847	0.280829	-4.3	3249	3524
2-B1	0.280911	0.000146	0.000992	0.000136	-66.3	2847	0.280857	-3.3	3215	3462
2-G2	0.280846	0.000063	0.001264	0.000128	-68.6	2847	0.280777	-6.2	3325	3640
2-J5	0.280804	0.000088	0.001746	0.000074	-70.0	2847	0.280709	-8.6	3423	3790
SJJ08 tonalitic orthogneiss (Guianense Complex)										
1-A1	0.280933	0.000076	0.000353	0.000024	-65.5	2689	0.280915	-5.0	3134	3443
1-J1	0.280906	0.000067	0.000447	0.000036	-66.4	2689	0.280883	-6.1	3177	3514
1-I2	0.280804	0.000083	0.000439	0.000020	-70.1	2689	0.280781	-9.8	3311	3739
1-A2	0.280956	0.000049	0.000456	0.000016	-64.7	2689	0.280932	-4.4	3113	3405
1-D2	0.280786	0.000051	0.000376	0.000036	-70.7	2826	0.280765	-7.1	3330	3680
1-D3	0.280837	0.000068	0.000357	0.000016	-68.9	2689	0.280818	-8.4	3261	3657
1-G3	0.280977	0.000046	0.000249	0.000014	-63.9	2689	0.280964	-3.2	3068	3334
1-I3	0.280798	0.000065	0.001220	0.000113	-70.2	2689	0.280736	-11.4	3385	3839
1-E4	0.280895	0.000045	0.000315	0.000006	-66.8	2689	0.280879	-6.3	3181	3523
1-F4	0.280923	0.000082	0.000205	0.000005	-65.8	2689	0.280913	-5.1	3135	3448
1-H4	0.280928	0.000081	0.000736	0.000101	-65.7	2689	0.280890	-5.9	3172	3498
1-B1	0.280889	0.000043	0.000582	0.000107	-67.1	2689	0.280859	-7.0	3211	3568
LT40 tonalitic orthogneiss (Guianense Complex)										
A3	0.281127	0.000094	0.000585	0.000031	-58.6	2647	0.281098	0.5	2895	3065
A4	0.281147	0.000085	0.000600	0.000046	-57.9	2647	0.281117	1.2	2870	3023
B1	0.281162	0.000111	0.000609	0.000032	-57.4	2647	0.281131	1.7	2851	2991
B2	0.281121	0.000088	0.000501	0.000036	-58.8	2647	0.281096	0.5	2897	3069
B3	0.281105	0.000064	0.000523	0.000035	-59.4	2647	0.281079	-0.1	2920	3108
B7	0.281135	0.000122	0.000758	0.000061	-58.4	2647	0.281096	0.5	2898	3068
C9	0.281120	0.000091	0.000588	0.000038	-58.9	2647	0.281090	0.3	2905	3082
C10	0.281137	0.000078	0.000516	0.000020	-58.3	2647	0.281111	1.0	2878	3037
E5	0.281135	0.000092	0.000558	0.000048	-58.4	2647	0.281107	0.8	2883	3046

Spot ID	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$\epsilon_{\text{Hf}(0)}$	$t_{(\text{U-Pb})} \text{ (Ma)}$	$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_t$	$\epsilon_{\text{Hf}(t)}$	$T_{\text{DM}} \text{ (Ma)}$	$T_{\text{DM}}^{\text{C}} \text{ (Ma)}$
MV18A charnockite (Noucouuru Intrusive Suite)										
A1	0.281000	0.000063	0.000587	0.000007	-63.1	2651	0.280970	-3.9	3064	3346
A4	0.281050	0.000062	0.000818	0.000044	-61.4	2651	0.281008	-2.6	3016	3262
A5	0.281058	0.000052	0.000466	0.000018	-61.1	2651	0.281034	-1.6	2978	3204
A6	0.281085	0.000063	0.000835	0.000104	-60.1	2651	0.281043	-1.3	2970	3185
A7	0.281119	0.000086	0.000705	0.000068	-58.9	2651	0.281083	0.1	2916	3095
A9	0.281013	0.000076	0.000607	0.000042	-62.6	2651	0.280983	-3.5	3048	3319
A10	0.281031	0.000046	0.000603	0.000028	-62.0	2651	0.281000	-2.9	3025	3281
B1	0.281069	0.000075	0.000604	0.000011	-60.7	2651	0.281039	-1.5	2974	3194
C7	0.281084	0.000057	0.000690	0.000107	-60.2	2651	0.281049	-1.1	2961	3171
D1	0.281072	0.000073	0.000595	0.000037	-60.6	2651	0.281041	-1.4	2970	3188
D2	0.281065	0.000102	0.000611	0.000054	-60.8	2651	0.281034	-1.6	2980	3204
D8	0.281044	0.000051	0.000514	0.000004	-61.6	2651	0.281018	-2.2	3000	3240
B8n	0.280986	0.000087	0.000546	0.000015	-63.6	2651	0.280959	-4.3	3079	3372
B7	0.280996	0.000067	0.000509	0.000012	-63.3	2651	0.280970	-3.9	3064	3347
C5	0.281006	0.000070	0.000522	0.000011	-62.9	2651	0.280979	-3.6	3052	3327
D6	0.281107	0.000050	0.000563	0.000042	-59.3	2651	0.281079	-0.1	2920	3105
D7	0.280972	0.000057	0.000629	0.000020	-64.1	2651	0.280941	-5.0	3104	3412
CA13A charnokite (Tartarugal Grande Complex)										
1	0.280762	0.000068	0.000819	0.000065	-71.5	2623	0.280721	-13.4	3398	3916
2	0.280730	0.000075	0.000501	0.000036	-72.7	2623	0.280705	-14.0	3413	3951
3	0.280827	0.000058	0.000496	0.000010	-69.2	2623	0.280802	-10.5	3285	3737
4	0.280893	0.000058	0.000390	0.000007	-66.9	2623	0.280873	-8.0	3190	3581
5	0.280836	0.000059	0.000585	0.000046	-68.9	2623	0.280806	-10.4	3281	3728
7	0.280790	0.000076	0.000727	0.000028	-70.5	2623	0.280754	-12.3	3353	3845
8	0.280841	0.000050	0.000504	0.000014	-68.7	2623	0.280816	-10.0	3267	3707
9	0.280856	0.000073	0.000424	0.000020	-68.2	2623	0.280835	-9.4	3241	3665
12	0.280882	0.000072	0.000410	0.000002	-67.3	2623	0.280861	-8.4	3206	3607

Spot ID	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2 σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2 σ	$\epsilon_{\text{Hf}(t)}$	$t_{(\text{U-Pb})}$ (Ma)	$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_t$	$\epsilon_{\text{Hf}(t)}$	T_{DM} (Ma)	T_{DM}^{C} (Ma)
15	0.280935	0.000066	0.000408	0.000015	-65.4	2623	0.280915	-6.5	3135	3488
16	0.280872	0.000055	0.000453	0.000008	-67.6	2623	0.280850	-8.9	3222	3633
17	0.280861	0.000071	0.000586	0.000026	-68.0	2623	0.280831	-9.5	3248	3673
CA18 monzogranite (Mungubas Granite)										
A2	0.281188	0.000072	0.001063	0.000032	-56.5	2041	0.281146	-11.9	2850	3367
A3	0.280960	0.000100	0.000993	0.000127	-64.5	2041	0.280921	-19.8	3150	3859
A4	0.281030	0.000075	0.000525	0.000067	-62.0	2041	0.281010	-16.7	3019	3666
B1	0.281269	0.000104	0.000522	0.000040	-53.6	2041	0.281249	-8.2	2702	3141
B2	0.281124	0.000084	0.001584	0.000091	-58.7	2041	0.281062	-14.8	2976	3551
B4	0.281171	0.000103	0.001033	0.000073	-57.1	2041	0.281131	-12.4	2870	3400
C1	0.281234	0.000078	0.000833	0.000040	-54.8	2041	0.281202	-9.9	2771	3245
C4	0.281073	0.000092	0.001069	0.000125	-60.5	2041	0.281032	-15.9	3004	3618
D2	0.281052	0.000091	0.000730	0.000065	-61.3	2041	0.281023	-16.2	3007	3637
D3	0.281219	0.000068	0.000678	0.000067	-55.4	2041	0.281193	-10.2	2780	3265
E1	0.281296	0.000099	0.000477	0.000028	-52.7	2041	0.281277	-7.2	2664	3078
E5	0.281166	0.000070	0.000885	0.000067	-57.2	2041	0.281132	-12.4	2866	3399

For calculation: $\lambda = 1.867 \times 10^{-11} \text{ years}^{-1}$ (Scherer et al., 2001; Söderlund et al., 2004); $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0336$ and $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282785$ for present day value of CHUR (Bouvier et al., 2008); $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0388$ and $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.28325$ for the depleted mantle (DM) (Andersen et al., 2009); Single-stage model age (T_{DM}) using the measured $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ and $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$. Two-stage crustal model age (T_{DM}^{C}) using the respective U-Pb age and a $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$ for the average continental crust (Griffin et al., 2002, 2004).

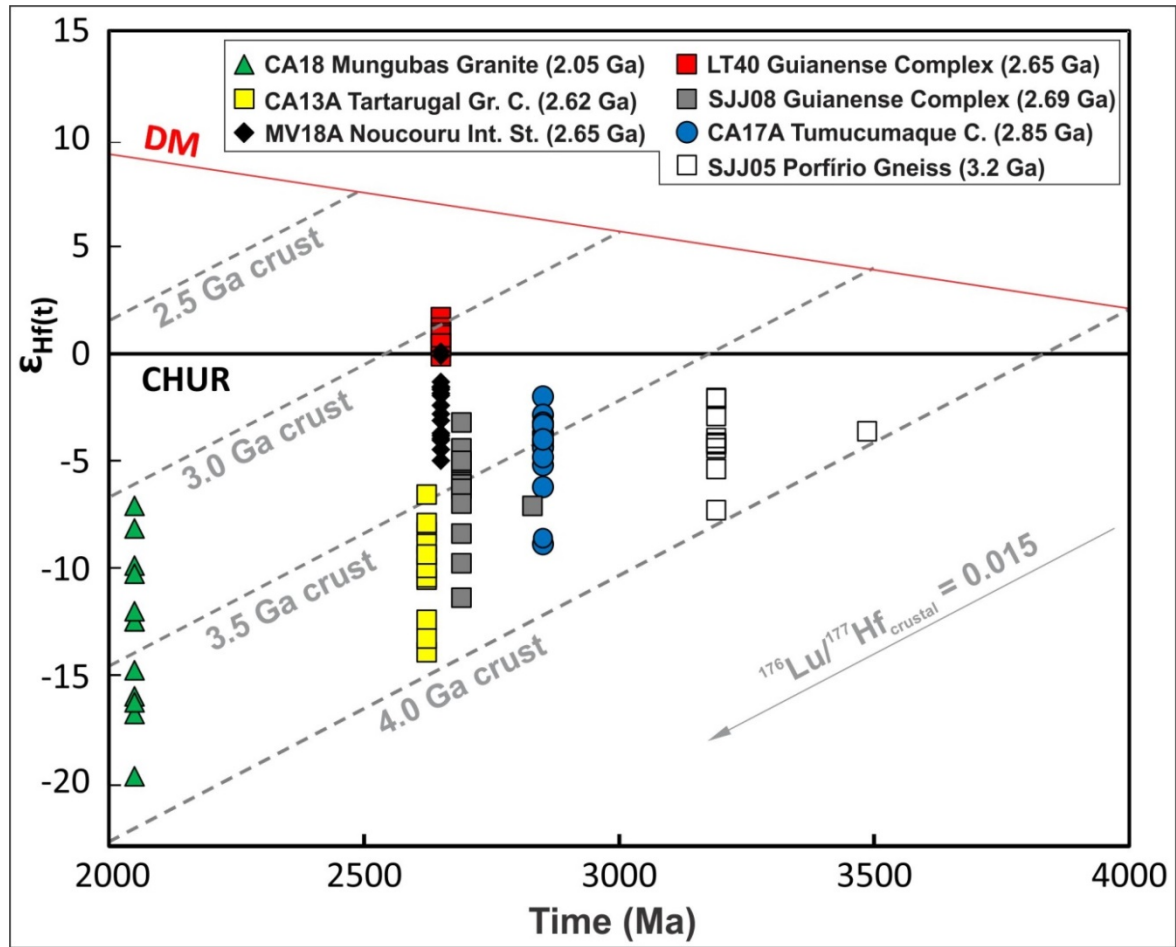


Figure 12. $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ versus time (Ma) evolution diagram for the Amapá Block studied units. The dotted lines represent crustal evolution trends, calculated using $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ of 0.015 for the average continental crust (Griffin et al., 2002, 2004).

5.2. Sm-Nd data

Whole-rock Sm–Nd data are listed in Table 6 and plotted in the ϵ_{Nd} vs time (Ma) evolution diagram (Figure 13). The $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ values, calculated with the new U–Pb ages presented here, are predominantly negative, from -6.3 to -0.2, excepting the tonalitic orthogneiss of the Tumucumaque Complex (CA17A sample) that display a positive $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ value of +1.0. Nd- T_{DM} model ages vary between 2.83 and 3.51 Ga. These data allow inferring two distinct episodes of crustal generation, one in the Mesoarchean, between 2.83 and 3.11 Ga (LT-40, MV18A, CA17A, SJJ08 and CA-18 samples), and other in Paleoproterozoic between 3.29 and 3.51 Ga (CA13A and SJJ05 samples). Reworking of continental crust is pointed out during the Meso-Neoproterozoic and Rhyacian-Orosirian (Mungubas Granite). The participation of Paleo-Mesoarchean crustal components in the Amapá Block basement is clearly established.

Table 6. Whole-rock ID-TIMS Sm-Nd isotope composition from Archean Amapá block units.

Unit	Lithology / Sample	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$f(\text{Sm-Nd})$	$\epsilon_{\text{Nd}(0)}$	Age (Ma)*	$\epsilon_{\text{Nd}(t)}$	T_{DM} (Ga)**
¹ Porfirio Gneiss	orthogneiss/SJJ05	2.98	19.00	0.0949	0.510325 (-)	-0.518	-45.1	3188	-3.3	3.51
⁵ Porfirio Gneiss	orthogneiss/SJJ05	0.73	4.67	0.0943	0.510361 (10)	-0.520	-44.4	3188	-2.4	3.48
² Tumucumaque Complex	orthogneiss/CA17A	1.72	11.16	0.0934	0.510747 (32)	-0.525	-36.9	2847	1.0	2.94
² Guianense Complex	orthogneiss/SJJ08	3.10	17.12	0.1085	0.511026 (12)	-0.448	-31.5	2689	-0.9	2.96
⁵ Guianense Complex	orthogneiss/SJJ08	9.15	52.18	0.1060	0.510873 (28)	-0.461	-34.4	2689	-3.1	3.11
³ Guianense Complex	orthogneiss/LT40	5.28	35.59	0.0898	0.510760 (10)	-0.544	-36.6	2647	-0.2	2.83
³ Noucoureu Intrusive Suite	charnockite/MV18A	12.97	70.28	0.1116	0.511049 (10)	-0.433	-31.0	2651	-2.0	3.01
² Tartarugal Gr. Complex	granulite/CA13A	4.11	22.00	0.1130	0.510909 (12)	-0.425	-33.7	2623	-5.6	3.29
⁴ Mungubas Granite	monzogranite/CA18	2.30	10.29	0.1341	0.511474 (46)	-0.318	-22.7	2045	-6.3	3.05

*U-Pb ages determined in this work and used to calculate the $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$. ** T_{DM} is depleted mantle model age of DePaolo (1981).

Numbers in parentheses are 2σ (10^{-5}). ¹Rosa-Costa et al., 2014; ²Avelar et al., 2003; ³Rosa-Costa et al., 2006; ⁴Avelar, 2002; ⁵This work.

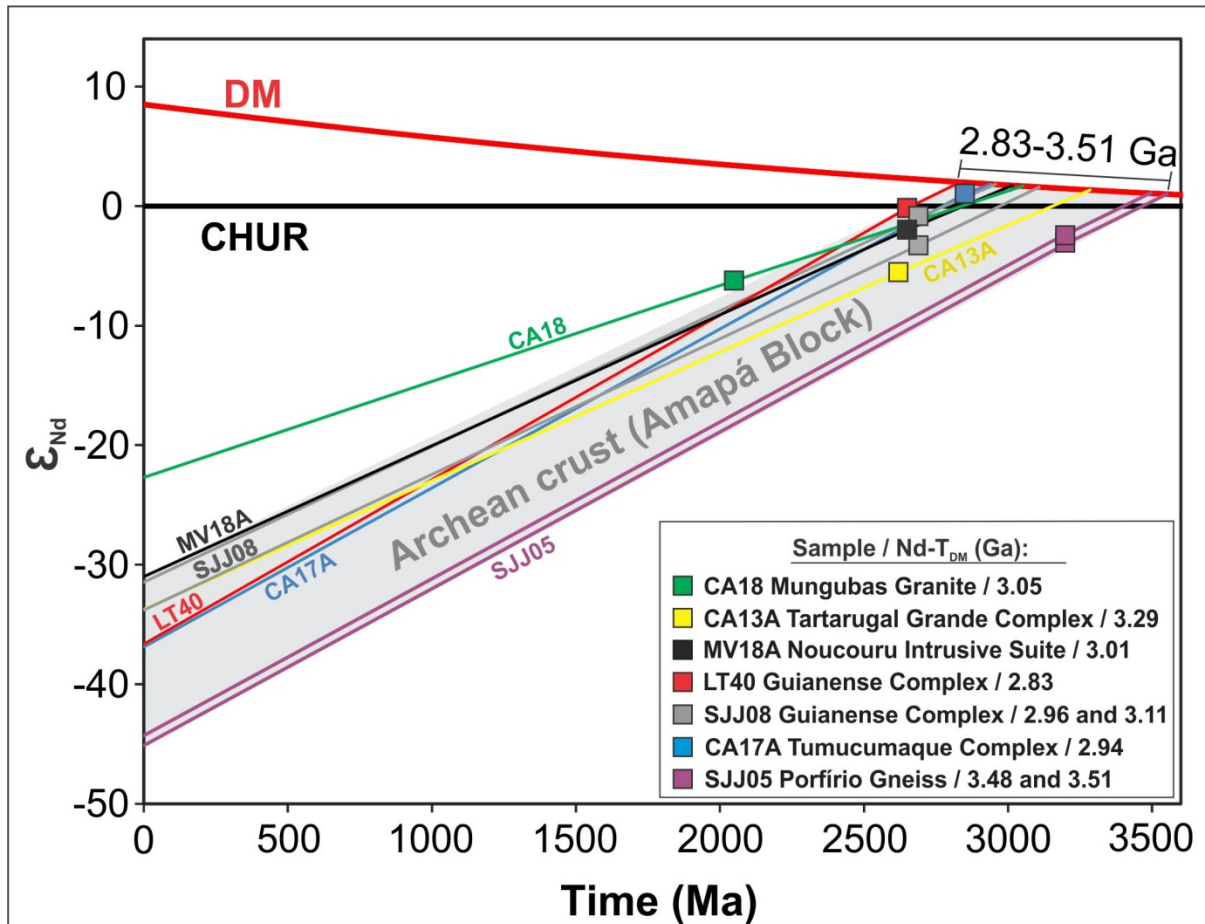


Figure 13. ϵ_{Nd} versus time (Ma) diagram showing the evolution trends for the studied samples which characterize the Archean crust of the Amapá Block (data from Avelar, 2002; Avelar et al., 2003; Rosa-Costa et al., 2006, 2014).

6. Discussion

6.1. Age constraints on the magmatic episodes of the Amapá Block

Zircon U-Pb ages here obtained are compared with those previously obtained by zircon Pb-evaporation for the same samples (Table 7). Despite ages furnished by both methods are roughly similar, there is a clear improvement in the interpretations with the new available U-Pb data. A prominent example is the now well-defined Porfirio Gneiss protolith crystallization age of 3189 ± 8 Ma. In this case, the difference of approximately 300 Ma between the zircon U-Pb and Pb-evaporation ages can be explained by the recognition, in this work, of inherited nuclei with ages around 3.50 Ga. This unit, although limited in extension, represents the oldest Mesoproterozoic magmatic episode recognized in the Amapá Block, of great importance for the understanding of its crustal evolution.

The oldest zircon in SJJ05 sample of the Porfírio Gneiss is an inherited core, documenting the presence of a Paleoproterozoic (3.49 Ga) component in the basement of Amapá Block. This age overlaps the oldest zircon ages reported from the Mount Nimba hills of Guinea, Man-Leo Shield (3.54 Ga; [Thiéblemont et al., 2004](#)), the Amsaga area, Reguibat Shield (3.52 Ga; [Potrel et al., 1996](#)), and from northern Nigeria (3.57 Ga; [Kröner et al., 2001](#)), demonstrating that such Paleoproterozoic components are widespread in correlatable parts of West Africa and Northern Brazil.

Table 7. Synthesis of the zircon Pb-Pb and U-Pb ages from the Amapá Block units.

Unit	Lithology / Sample	Zircon Pb-Pb age (Ma) ^a	Zircon U-Pb age (Ma)
Mungubas Granite	monzogranite/CA18	⁽²⁾ 2055 ± 6 (2160-2560)*	^(6,b) 2041 ± 9 (2581 ± 29)*
Tartarugal Grande Complex	granulite/CA13A	≥ 2580 ⁽²⁾	2623 ± 13 ^(1,c)
Noucouro Intrusive Suite	charnockite/MV18A	⁽⁴⁾ 2625 ± 4	2651 ± 7 ^(6,b)
Guianense Complex	orthogneiss/LT40	⁽³⁾ 2652 ± 4 (2695 ± 7)*	2647 ± 8 ^(6,b)
Guianense Complex	orthogneiss/SJJ08	-	^(6,b) 2689 ± 6 (2823 ± 13)*
Tumucumaque Complex	orthogneiss/CA17A	2849 ± 6 ⁽²⁾	2847 ± 12 ^(6,b)
Porfírio Gneiss	orthogneiss/SJJ05	3485 ± 4 ⁽⁵⁾	^(6,b) 3189 ± 8 (3489 ± 14)*

⁽¹⁾Lafon et al. (2000); ⁽²⁾Avelar (2002); ⁽³⁾Rosa-Costa et al. (2003); ⁽⁴⁾Rosa-Costa et al. (2006); ⁽⁵⁾Rosa-Costa et al. (2014); ⁽⁶⁾This work. * inherited zircon age. ^aTIMS, ^bLA-MC-ICP-MS and ^cSHRIMP.

The Tumucumaque Complex has been positioned in the Mesoproterozoic based exclusively on the zircon Pb-evaporation age of 2.85 Ga ([Avelar et al., 2003](#); CA17A sample), which was confirmed here by zircon U-Pb method. However, the extension of this Mesoproterozoic magmatism is still controversial, since it supposedly extends for hundreds of kilometers in a remote region of Amazon where detailed geological and geochronological studies are still lacking. Proof of this was the recognition of a Neoproterozoic tonalitic orthogneiss (2689 ± 6 Ma, SJJ08, Figure 2) of the Guianense Complex into an area previously considered to belong to the Mesoproterozoic Tumucumaque Complex ([Avelar et al., 2003](#); [Barbosa et al., 2013](#)). As seen, the occurrence of Neoproterozoic rocks of the Guianense Complex are greater than previously assumed and probably it hosts relics of Mesoproterozoic rocks, which occurrence appears to be more restricted. The Neoproterozoic inherited zircons of the Paleoproterozoic Mungubas Granite (CA18 sample, Figure 2), intrusive in the Archean basement, reinforce this hypothesis.

Previous analyses by zircon Pb-evaporation for the Noucouro Intrusive Suite ([Rosa-Costa et al., 2006](#); MV18A charnockite; Figure 2) produced a wide range of ages between 2417 Ma and 2625 Ma, making it impossible to calculate a reliable mean value. In this case, the oldest zircon (2625 Ma) was assumed as a minimum age of crystallization. Three other distinct bodies of the same intrusive suite were previously dated by the zircon

Pb-evaporation method: two mesopertite-granites, which provided consistent ages of 2649 ± 2 Ma and 2656 ± 4 Ma (Rosa-Costa et al., 2006), and a charno-enderbite that furnished an age of 2605 ± 6 Ma (Ricci et al., 2002). The zircon U-Pb age of 2651 ± 7 Ma obtained in this work, analyzed together with the previous ages, suggests that the various bodies of the Noucoureu Intrusive Suite formed during the same magmatic pulse in a restricted time interval between 2.65 and 2.66 Ga, possibly different from the 2.61 Ga magmatic pulse recorded by Ricci et al. (2002). It is also possible to affirm that the magmatic precursors of the Guianense Complex (LT40 granodioritic orthogneiss, Figure 2) and the Noucoureu Intrusive Suite batholiths, in the West of the Amapá Block, were probably contemporaneous.

6.2. Estimation of the $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ crustal ratio

To calculate the time when a given crustal material was extracted from the mantle it is primordial to determine as precisely as possible the Sm/Nd and Lu/Hf ratios of the magma's source rock, in order to ensure with greater accuracy the point of intersection between the evolutionary trend of the rock and the reference curve of the mantle (Vervoort & Kemp, 2016). For Nd model age calculations the source Sm/Nd ratio is taken to be that of the analyzed whole rock as it is normally accepted that no geochemical fractionation between Sm and Nd occurs during felsic magmatic rocks formation (DePaolo, 1981). On the other hand, for the calculation of Hf model ages in zircon, which has a very low $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ ratio (<0.001) in relation to the rocks from which they were derived, two types of model ages can be calculated: a "single-stage Hf model ages (Hf- T_{DM})" and a "two-stage Hf model ages or crustal model ages (Hf- T_{DM}^{C})". The first one uses the measured $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ and $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ zircon ratios and provides only a minimum age for the magma's source from which the zircon was crystallized (Andersen et al., 2009; Belousova et al., 2010), while the second, in addition to the measured ratios and the zircon U-Pb age, assumes a $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ crustal ratio of the source rock from where the zircon was derived.

The estimate of the crustal source $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ is of fundamental importance for obtaining Hf- T_{DM}^{C} representative of the time of the mantle-crust differentiation. As mixing of material from different sources may be involved in the formation of a rock, a common process in reworked terrain such as the Amapá Block, this task becomes more difficult. Therefore, special care should be taken when interpreting Hf- T_{DM}^{C} obtained from the

$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ isotopic signature of zircons (Nebel et al., 2007, 2014; Vervoort & Kemp, 2016; Payne et al., 2016; Iizuka et al., 2017).

A common approach for model age calculations is to adopt a source $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ value for the source typical of bulk continental crust (e.g., 0.015 as used by Griffin et al., 2002, 2004; 0.0113, used by Taylor and McLennan, 1985 and Wedepohl, 1995; or 0.0093, Vervoort and Patchett, 1996, Iizuka et al., 2010, 2013, 2017), which is necessarily an approximate mean value. Another way, that was applied in this study, is to estimate the crustal $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ ratio of the source reservoirs from the slope of the $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ vs. time array (Kemp et al., 2010) (Figure 12). In order to assess the value of crustal $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ ratio that would fit best to the data obtained for the Amapá Block we sought to use rocks of different ages, from the Mesoarchean (SJJ05 sample) to the Paleoproterozoic (CA18 sample). Back-calculations based on zircons with lowest $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ reached a value indistinguishable to that of 0.015 (Griffin et al., 2002, 2004) that, therefore, was used in calculations of all $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$.

6.3. Reappraisal of the whole-rock Nd model ages

Nd model ages from igneous rocks, as is already known, may fail to provide reliable time information on the separation of a magmatic suite from the depleted mantle reservoir, because of mixing of different rock types (Arndt and Goldstein, 1987). In this way, whole-rock Nd model ages provide average model ages similar to whole-rock Hf model ages. In contrast, the isotopic information deduced from individual zircons of known age can be used to calculate Hf model ages ($\text{T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$) in two steps ("two-stage Hf model ages" or "crustal model ages") (Nebel-Jacobsen et al., 2005), as discussed above (see item 6.2), that are considered to yield model ages that mark the time of crustal formation (Nebel et al., 2007).

The difference between whole-rock Nd and zircon Hf model ages obtained from mantle derived juvenile rocks is usually very small and such ages are overlapping within analytical error. The closer to the depleted mantle evolution curve are the $\epsilon_{\text{Nd-Hf}(t)}$ values measured in a rock or zircon, this difference becomes almost absent. In this case, zircon $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ model ages ("two-stage Hf model ages") are also roughly similar to the whole-rock Nd-T_{DM} model ages. On the other hand, when working with crustal source rocks ($\epsilon_{\text{Nd-Hf}(t)} < 0$), the difference between whole-rock Nd-T_{DM} and zircon $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ model ages can be of hundreds of Myears. In this case, the combined use of these two types of model ages for interpretations on the crustal evolution of a given terrain must be conducted with caution. The

Figure 14A illustrates that all Hf- T_{DM}^C measured on zircons are older than whole-rock Nd- T_{DM} . Whole-rock $\epsilon_{Nd(t)}$ values are compared with the $\epsilon_{Hf(t)}$ values measured in zircons (Figure 14B), showing that the crustal reworking processes were predominant in the Amapá Block, since most of the values are subchondritic or close to zero. Vertical bars indicate a wide range of Hf- T_{DM}^C model ages and $\epsilon_{Hf(t)}$ for each sample, as a reflection of the variation in the $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ isotopic composition of the analyzed zircons. Differently, whole-rock Nd- T_{DM} and $\epsilon_{Nd(t)}$ for each sample are mean point values.

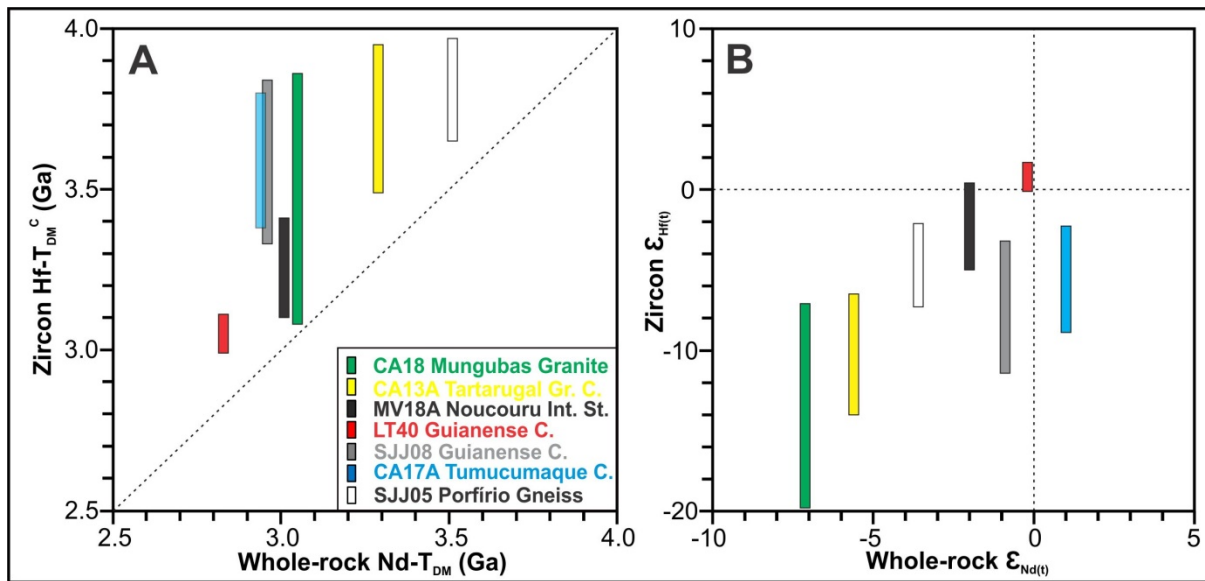


Figure 14. Diagrams showing the relationship between zircon Hf and whole rock Nd isotopes. A) zircon Hf- T_{DM}^C vs whole-rock Nd- T_{DM} ; B) zircon $\epsilon_{Hf(t)}$ vs whole rock $\epsilon_{Nd(t)}$ values.

6.4. Hf-Nd signature and crustal growth in the Amapá Block

The zircon Lu-Hf isotopic data presented here (Figure 12) furnished $\epsilon_{Hf(t)}$ values that are subchondritic, except for one sample (LT40), and point to the predominance of crustal reworking processes during the formation of rocks that today make up the Amapá Block. The Neoproterozoic LT40 Guianense Complex and MV18A Noucouro Intrusive Suite, that presented low-positive and low-negative $\epsilon_{Hf(t)}$ values, contrary the observed general pattern.

The 3.19 Ga SJJ05 Porfirio Gneiss, the oldest unit studied here, as well as the 2.62 Ga CA13A Tartarugal Grande Complex are geographically close (NE of Amapá Block) and, despite the difference of 600 Ma between their U-Pb ages, they have similar Hf- T_{DM}^C between 3.5 and 4.0 Ga and can be considered as products from the reworking of mainly Eoarchean sources.

The 2.85 Ga CA17A Tumucumaque and 2.69 Ga SJJ08 Guianense complexes, also geographically close (east-central of the Amapá Block), presented very similar Hf- T_{DM}^C (from 3.3 to 3.8 Ga) and Nd- T_{DM} (of 2.94 and 2.96/3.11 Ga, respectively). This Lu-Hf data points to crustal reworking of Eoarchean sources with contribution, to a lesser extent, of Mesoarchean juvenile material.

In the west of the Amapá Block, Hf- T_{DM}^C from 2.99 to 3.11 Ga (2.65 Ga LT40 Guianense Complex) together with the low-positive $\epsilon_{Hf(t)}$ values suggest partial melting of a Mesoarchean juvenile source. For the 2.65 Ga MV18A Noucouro Intrusive Suite the Hf- T_{DM}^C from 3.10 to 3.41 Ga together with the predominant low-negative $\epsilon_{Hf(t)}$ values suggest partial melting of a heterogeneous source and probably represent crustal reworking of both Mesoarchean juvenile and unradiogenic older continental material.

As expected, the Paleoproterozoic CA18 Mungubas Granite that has the largest Hf- T_{DM}^C range (from 3.08 to 3.86 Ga), is in good agreement with the Hf composition of the Amapá Block basement, which clearly indicate crustal reworking of Eo-Mesoarchean sources.

In summary, the Hf- T_{DM}^C ranging from Mesoarchean (2.99 Ga) to Eoarchean (3.97 Ga) together with the $\epsilon_{Hf(t)}$ values indicate that at least two important periods of mantle extraction and continental crust formation occurred during the Archean in SGS, an older one in the Eoarchean (~ 4.0 Ga) and a younger one in the Mesoarchean (~ 3.0-3.1 Ga). Mixing between these two end members, in different proportions during the magmatic processes, can account for almost the intermediary Hf isotopic compositions. The Porfirio Gneiss formed at 3.19 Ga is older than the Mesoarchean event of crustal formation (3.0-3.1 Ga) defined here. Therefore, to explain the $\epsilon_{Hf(t)}$ values of its ten crystals that presented Hf- T_{DM}^C between 3.65 and 3.85 Ga it is necessary to involve mixing with a Paleoarchean component. This finding implies in the existence of a Paleoarchean episode of crust generation between 3.19 (age of the protolith of the Porfirio Gneiss) and 3.6 Ga (Hf- T_{DM}^C value of the most radiogenic crystal at 3.19 Ga), in agreement with the Nd- T_{DM} age around 3.5 Ga.

The recognition of an Eoarchean episode (~4.0 Ga) of continental crust formation to the southeastern most part of the Guyana Shield is unprecedented and was not recorded by whole-rock Sm-Nd data, which were restricted to the Meso-Paleoarchean (from 2.83 to 3.51 Ga) (Avelar, 2002; Avelar et al., 2003; Rosa-Costa et al., 2006, 2014). Although younger than the Hf- T_{DM}^C ages in zircon, whole-rock Sm-Nd data already gave a good indication that there were two distinct periods of continental crust formation in the SGS

(Figure 13): (i) A Mesoarchean episode, between 2.83 and 3.11 Ga (LT-40, MV18A, CA17A, SJJ08 and CA-18), almost coincident with the Lu-Hf data, and (ii) A Paleoproterozoic or older episode revealed by the ages between 3.29 and 3.51 Ga (CA13A and SJJ05), much younger than those indicated by the Lu-Hf data.

Neoarchean samples (LT40 and MV18A) of the western part of the Amapá Block show Hf isotopic signatures distinct from those of Neo-Mesoarchean samples (SJJ05, CA13A, CA17A and SJJ08) that occur in the central and eastern regions of the block. This difference suggests that the basement of the Amapá Block is composed by at least two Archean crustal segments formed during distinct episodes of crustal growth, which were assembled at some time in the Archean. This statement is also supported by the Nd- T_{DM} model ages which are younger in the western part (2.83-3.01 Ga) than in the eastern part (2.94-3.51 Ga) of the Amapá Block. A much larger number of zircon U-Pb-Hf data on samples from the Amapá Block would be necessary to support this assumption.

A study conducted by [Iizuka et al. \(2010\)](#) applied the U-Pb and Lu-Hf methodology on 230 detrital zircons extracted from a sample of modern sandy sediment collected at the mouth of the Amazon River, near the Amapá coast. The zircon population was characterized by two main groups of U-Pb ages of 2.5–2.7 and 1.9-2.3 Ga, and other grains with ages ranging up to about 3.3 Ga. For these two groups, the $\epsilon_{Hf(t)}$ values are mainly subchondritic and the Hf- T_{DM}^C (calculated using a crustal $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ ratio of 0.0093) display a range from 0.6 to 3.7 Ga, with sharp peaks at 3.0-3.3 and 2.6-2.9 Ga. The oldest zircon Hf- T_{DM}^C suggest that some crust generation had taken place by 3.7 Ga in the Eoarchean, and that it was subsequently reworked into <3.3 Ga granitoid crust. Considering a $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ ratio of 0.015 instead of 0.0093, the results of [Iizuka et al. \(2010\)](#) are in agreement with those of the present work and probably betray the SGS region, which is drained by the Jari River, an important tributary of the left margin of the Amazon River, besides other smaller rivers that also drained the Amapá Block area.

One of the best estimate of the growth rate of continental crust through time in a global scale, using a combination of Nd- T_{DM} model ages of sediments and granitoids and of Hf- T_{DM}^C from zircon derived from detrital sources and granitoids, suggests that most of the continental crust ($\geq 70\%$) was extracted from the mantle between 3.5 and 2.5 Ga ([Belousova et al., 2010](#); [Condie and Aster, 2010](#); [Dhuime et al., 2012](#); [Condie, 2014](#)). [Condie \(2014\)](#), based on Hf- T_{DM}^C model ages filtered with mantle $\delta^{18}\text{O}$ data, proposed a crustal growth curve through time with the main peak of crustal growth around 3.0-3.1 Ga. When using

positive values of $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ as a filter, the $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ model ages of the younger episode (3.0-3.1 Ga) of continental crust formation in the Amapá Block is concordant with the main peak of crustal growth of [Condie \(2014\)](#) (Figure 15). On the other hand, Eoarchean episodes (~ 4.0 Ga) of crustal growth such as the one recognized here are poorly recorded worldwide (Figure 15). Our finding suggests that this crust on a global scale may be much more extensive than is known so far.

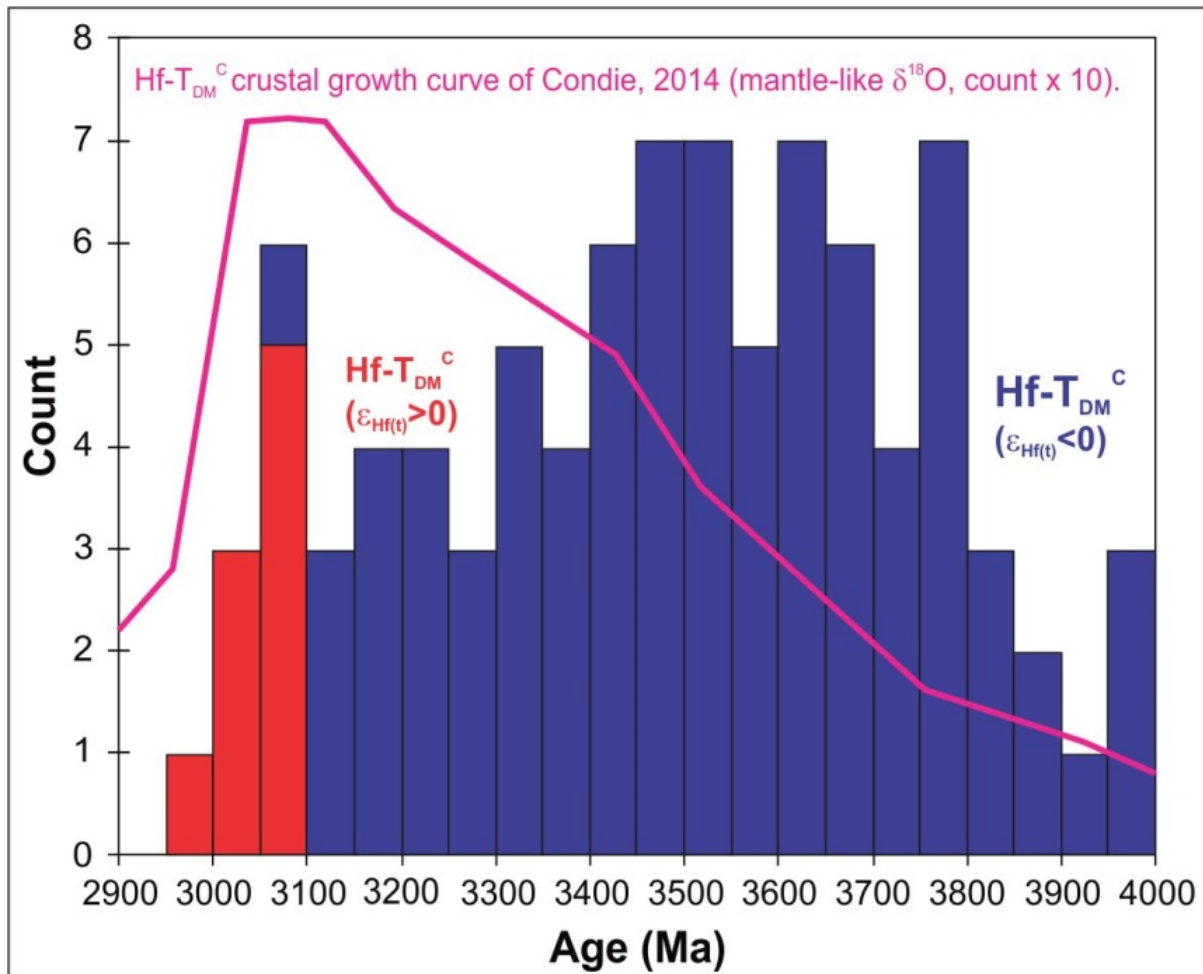


Figure 15. $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ model ages of the Amapá Block compared with the growth rate of continental crust through time (with $\delta^{18}\text{O}$ data filtered to include only mantle sources) of [Condie \(2014\)](#). Blue and red bars indicate analytical points with negative and positive $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ values, respectively.

6.5. Correlation with other Archean crustal blocks of the Amazonian and West African cratons

Archean continental landmasses in Amazonian (Carajás, Imataca and Amapá blocks) and West African cratons (Reguibat and Man-Leão shields) were possibly grouped in the Archean and were fragmented and separated during the Paleoproterozoic, forming a single landmass together with Rhyacian terranes at the end of the Transamazonian/Eburnean orogenies (Ledru et al., 1994; Zhao et al., 2002; Nomade et al., 2003; Théveniaut et al., 2006; Cordani et al., 2009, Neves 2011). The Amazonian and West African cratons were finally separated during the break-up of the supercontinent Pangea (Ledru et al., 1994; Feybesse et al., 2006 and references herein). These Archean terrains share many geological characteristics and U-Pb and Sm-Nd geochronological patterns that allow to correlate them. Unfortunately, coupled U-Pb and Lu-Hf zircon isotope data that could strengthen this correlation are scarce for the Carajás Province (Martins et al., 2017) and still unavailable for Imataca, Reguibat and Man-Leão Archean terrains, despite recent published papers where this methodology has been applied in Birimian terrains of the West African Craton (Abati et al., 2012; Block et al., 2016; Petersson et al., 2016, 2018) and in detrital zircons from modern rivers (Iizuka et al., 2013; Parra-Avila et al., 2016).

In the Guyana Shield, a Hadean zircon xenocryst with a U-Pb age of 4219 ± 19 Ma, along with several zircon xenocrysts of Archean age (ca. 2.51 to 3.81 Ga) were identified in felsic volcanics and co-magmatic granitic intrusions of the Paleoproterozoic Iwokrama Formation in southern Guyana (Nadeau et al., 2013). According to these authors, it demonstrates the existence of an underlying “Lost Hadean Crust”. Fragments of this older crust were probably entrained and melted by the felsic magmas, but the zircon crystals were preserved due to their much higher melting temperature than the host magmas. The existence of an old Hadean-Archean crustal block in Southern Guyana implies that the geotectonic evolution of the Guyana Shield started at least 500 Ma earlier than previously proposed (ca. 3500 Ma from the Amapá Block, Rosa-Costa et al., 2014). The Lu-Hf data of the Amapá Block corroborate this hypothesis and suggest that this older crust may be more extensive in the Guyana Shield as more than 1000 km separate these two areas. However, such ancient crustal records are the only ones described for the entire Amazonian Craton, so far.

Because the Amapá Block experienced crustal reworking and magmatism during Neoproterozoic (~2.65 Ga) and in the Transamazonian orogenic cycle, it has not been

interpreted as an extension of the Carajás Archean crust to the north, despite both regions present contemporaneous Mesoarchean ages (Avelar et al., 2003; Rosa-Costa et al., 2006). However, it cannot be ruled out that the Amapá and Carajás blocks correspond to a same Archean crustal segment, differently affected by Neoarchean magmatic episodes and by the Transamazonian Orogeny. The whole-rock Nd- T_{DM} model ages pattern observed for the entire Carajás Province is very consistent and points to a major period of continental crust formation at 2.9-3.2 Ga (Feio et al., 2013 and references herein), coincident with the Mesoarchean episode (3.0-3.1 Ga) of crustal accretion now recognized in the Amapá Block, based on both whole-rock Sm-Nd and zircon Lu-Hf model ages. The Eoarchean-Paleoarchean crust widely registered in the Amapá Block is only recorded indirectly in the Carajás Province by rare inherited and detrital zircons up to 3.7 Ga (Macambira et al., 1998; Teixeira et al., 2001). However, Nd- T_{DM} and zircon Hf- T_{DM}^C model ages of, respectively, 3.02-3.36 Ga and 3.22-3.35 Ga, recently obtained in basaltic rocks from the northern part of the Carajás Province (Martins et al., 2017) suggest that crust generation may have begun in the Paleoarchean.

Other possible correlation for the Amapá Block is with the Imataca Block (3.7-2.6 Ga) in Venezuela (Montgomery and Hurley, 1978; Montgomery, 1979; Tassinari et al., 2001, 2004) that also belongs to MIP. The Archean Imataca Complex (Tassinari et al., 2004 and references herein, Figure 1B) comprises the Venezuelan NW corner of the Guyana Shield and forms an ENE-trending, fault-bounded block, that is separated from the Paleoproterozoic granite-greenstone belt. The Imataca Complex consists predominantly of felsic granulites and variably migmatized ortho/paragneisses. SHRIMP zircon U-Pb data of granulites ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages from 2.63 to 3.24 Ga), coupled with Nd- T_{DM} model ages (2.67-2.92 Ga), indicate that, at least, some of the Imataca Complex developed from Paleoarchean continental protoliths which underwent considerable reworking and juvenile accretion additions during Neo-mesoarchean (Tassinari et al., 2004). Such dataset and interpretations suggest a different Archean crustal evolution between the Imataca and Amapá blocks.

The West African Craton is made up of the Reguibat Shield in the North, and the Man-Leo Shield in the south, which are separated by the Neoproterozoic-Paleozoic Taoudeni basin. These two shields are composed of both Archean rocks (in the west) and Paleoproterozoic rocks (in the east). The two Paleoproterozoic domains have been well studied and it was demonstrated that this voluminous Paleoproterozoic crust arose from a major crustal growth event at ~ 2.1 Ga (Abouchami et al., 1990; Boher et al., 1992). The

Archean domains of the Reguibat and Man-Leo shields were formed through a long and complex geological history from at least 3.64 Ga until 2.8-2.7 Ga (Potrel et al., 1996, 1998; Thiéblemont et al., 2004).

In the southwestern part of the Archean Reguibat Rise two main crustal growth events are well documented. The first one occurred in the Eoarchean at ca 3.64 Ga (Nd- T_{DM} model age) registered for a 3.5 Ga migmatitic orthogneiss (Potrel et al., 1996). The second event occurred around 3.0 Ga marked by Nd- T_{DM} model ages (3.23-3.10 Ga) and positive $\epsilon_{Nd(3.0)}$ values ranging between 0.89 and 1.95 in combination with a SHRIMP zircon U-Pb emplacement age of 2986 ± 8 Ma for the magmatic protolith of an charnockitic gneiss (Potrel et al., 1998). Besides that, Nd- T_{DM} ages ranging from 3.24 to 2.87 Ga, obtained from 2.84 Ga migmatitic orthogneisses, indicate a Mesoarchean age for their magmatic protolith (Potrel et al., 1998).

The Archean part of the Man-Leo Shield (the so-called Kénéma-Man domain) has a continental history which begins around 3.57-3.54 Ga (zircon U-Pb ages; Barth et al., 2002; Thiéblemont et al., 2004). Following this first stage, two major events are recorded, namely the Leonian (3.2–3.0 Ga) and the Liberian (2.9–2.7 Ga) (Kouamelan et al., 1997; Thiéblemont et al., 2004). Whole-rock Sm-Nd data are poorly documented in the Archean Man-Leo Shield. Kouamelan et al. (1997) investigated the Archean basement exposed in Ivory Coast and recognized a period of accretion of continental crust during the Archean at ca 3.2-3.3 Ga on the basis of whole-rock Nd- T_{DM} model ages and Pb-Pb ages on detrital zircons from various gneisses. Barth et al. (2002), identified a Paleoarchean magmatic event followed by major crustal growth at 2.9-3.0 Ga by dating a tonalitic gneiss from Sierra Leone that has discordant zircons with rare old cores (~3.6 Ga) and an U-Pb upper intercept age of 2.9 Ga.

The Paleoproterozoic Baoulé-Mossi domain of the southern West African Craton was studied by Parra-Avila et al. (2016) in order to unravel the complex processes that led to the formation of this lithospheric block. Small catchments within modern drainage basins of the Niger and Bani Rivers were sampled for detrital zircons and more than 1000 crystals were analyzed by coupled U-Pb and Hf-isotope (using crustal $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ of 0.015). Within the whole population, a small group of zircons (10-20%), which are for the most part sub-rounded to rounded, yield U-Pb ages between 3.6 and 2.1 Ga and Hf-isotope signature with model ages that range between 4.0 and 2.8 Ga. This group is interpreted to be the result of distal transport from the Archean Kénéma-Man domain, which is located at roughly 80-

100 km from the study area and constitutes an indirect evidence of the existence of Eoarchean crust in the West African Craton.

The whole set of radiometric data of U-Pb and Lu-Hf on zircon and Sm-Nd on whole rock in the Archean domains from the Amazonian Craton and West African Craton revealed that Eoarchean crust existed in both cratons with crust generation starting at 4.0 Ga and that all the Archean domains share a Paleoarchean history, besides the Imataca complex where the Paleoarchean record is very tiny. Finally, all the Archean domains in Amazonian and West African cratons underwent important episodes of crustal generation and reworking during the Mesoarchean.

7. Conclusions

Coupled U-Pb and Lu-Hf isotopic data obtained on zircon from the main units of the Archean Amapá block, together with Sm-Nd dating on whole rocks provided the assessment of the main events that marked the continental crust in the Southeastern Guyana Shield during the Archean. Three main magmatic episodes in the Amapá Block are well defined by U-Pb dating on zircon: (i) The older one occurs at 3189 ± 8 Ma and it is marked by the protolith crystallization age of the Porfirio Gneiss, with an inherited core at ~ 3.49 Ga, (ii) a late Mesoarchean at ~ 2.85 Ga is represented by crystallization age of igneous precursors of the Tumucumaque Complex, and (iii) a Neoarchean (~ 2.69 - 2.65 Ga) episode indicated by the crystallization ages of the igneous protoliths of the Guianense Complex and of the Noucoureu Intrusive Suite.

The Lu-Hf isotopic data led to a reappraisal of the early evolution of the continental crust in the SGS and the key findings are highlighted: (i) Predominantly subchondritic $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ values obtained for all investigated units indicate that crustal reworking processes were predominant during the formation of rocks that today make up the Amapá Block, (ii) the Hf- T_{DM}^{C} model ages argue for at least two episodes of mantle extraction and continental crust generation during the Archean in SGS, an older one in the Eoarchean (~ 4.0 Ga) and a younger one in the Mesoarchean (between ~ 3.0 and 3.1 Ga) and, (iii) Hf signatures suggest the existence of two Archean crustal segments geographically distinct, respectively in the southwest and northeast of the Amapá Block, formed in different episodes and which were aggregated at some time in the Archean to form the current Amapá Block configuration.

The recognition of an Eoarchean episode (~ 4.0 Ga) of continental crust formation to the southeastern most part of the Guyana Shield is unprecedented and was not recorded by whole-rock Sm-Nd data, which were restricted to the Meso-Paleoarchean (from 2.83 to 3.51 Ga). This Eoarchean record together with the recognition of a Hadean zircon xenocryst in magmatic rocks from southern Guyana are the only ones so far described for the entire Amazonian Craton and point to the existence of an Hadean-Eoarchean crustal remnant in Guyana Shield. These findings imply that the geological and tectonic evolution of the Amazonian Craton started more than 500 Ma earlier than previously observed (ca. 3500 Ma from the Amapá Block).

The compilation of U-Pb and Lu-Hf on zircon and Sm-Nd on whole rock radiometric data in the Archean domains from the Amazonian and West African cratons revealed that Eoarchean crust existed in both cratons with crust generation starting at 4.0 Ga and that all the Archean domains share a Paleo-Mesoarchean history.

Finally, the existence of a Mesoarchean episode of crustal growth in the Amapá Block is in agreement with the proposal of a main peak of crustal growth worldwide (Condie, 2014), and the recognition of an episode of crust generation at ~ 4.0 Ga in the SGS suggests that Eoarchean crust may be much more extensive at a global scale than it is known so far.

Acknowledgments

We acknowledge the Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) for the research scholarship granted to the authors (Grant 141778/2016-4 and 307199/2015-0) and to Geological Survey of Brazil - Belém Regional Superintendence (CPRM/SUREG-BE) for providing some of the samples used. This work was also supported by the CNPq/Universal Project (Grant 485539/2012-8) and the Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia (INCT/GEOCIAM; Grant 610010/2009-3). We extend our thanks to Drs. Marco Antonio Galarza (UFPA) and Lúcia T. da Rosa-Costa (CPRM/Belém) for the technical support during analytical work at Pará-Iso/UFPA and geological support, respectively.

References

- Abati, J., Aghzer, A.M., Gerdes, A., Ennih, N., 2012. Insights on the crustal evolution of the West African Craton from Hf isotopes in detrital zircons from the Anti-Atlas belt. *Precambrian Research* 212, 263–274.
- Abouchami, W., Boher, M., Michard, A., Albarède, F., 1990. A major 2.1 Ga event of mafic magmatism in West Africa: an early stage of crustal accretion. *Journal of Geophysical Research* 95, 17605-17629.
- Amelin, Y., Lee, D., Halliday, A.N., Pidgeon, R.T., 1999. Nature of the Earth's earliest crust from hafnium isotopes in single detrital zircons. *Nature* 399, 252-255.
- Andersen, T., Andersson, U.B., Graham, S., Åberg, G., Simonsen, S.L., 2009. Granitic magmatism by melting of juvenile continental crust: new constraints on the source of Paleoproterozoic granitoids in Fennoscandia from Hf isotopes in zircon. *Journal of the Geological Society* 166, 233–248.
- Arndt, N.T., Goldstein, S.L., 1987. Use and abuse of crust-formation ages. *Geology* 15, 893-895.
- Avelar, V.G., 2002. Geocronologia Pb–Pb em zircão e Sm–Nd em rocha total da porção centro-norte do Estado do Amapá-Brasil: Implicações para a evolução geodinâmica do setor oriental do Escudo das Guianas. Ph.D. thesis, Federal University of Pará-Brazil. 213 p.
- 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 Neoarchean signatures. *Géologie de la France* 2–3–4, 83–100.
- Barbosa, J.P.O., Chaves, C.L., 2015. Geologia e Recursos Minerais da Folha Macapá - NA.22-Y-D, Estado do Amapá, Escala 1:250.000. Belém: CPRM – Geological Survey of Brazil. 116p.
- Barbosa, J.P.O., Chaves, C.L., Costa Neto, M.C., Anjos, G.C., Rosa-Costa, L.T., 2013. Projeto geologia da Folha Macapá - NA.22-Y-D. Escala 1:250.000. Belém: CPRM. Programa Geologia do Brasil. 1 mapa.
- Barreto, C.J.S., Lafon, J.M., Rosa-Costa, L.T., Dantas, E.L., 2013. Paleoproterozoic granitoids from the northern limit of the Archean Amapá block (Brazil), Southeastern Guyana Shield: Pb–Pb evaporation in zircons and Sm–Nd geochronology. *Journal of South American Earth Sciences* 45, 97-116.
- Barreto, C.J.S., Lafon, J.M., Rosa-Costa, L.T., Lima, E.F., 2014. Palaeoproterozoic (~1.89 Ga) felsic volcanism of the Iricoumé Group, Guyana Shield, South America: geochemical and Sm–Nd isotopic constraints on sources and tectonic environment. *International Geology Review* 56 (11), 1332-1356.

Barth, M.G., Rudnick, R.L., Carlson, R.W., Horn, I. & McDonough, W.F., 2002. Re-Os and U-Pb geochronological constraints on the eclogite-tonalite connection in the Archaean Man Shield, West Africa. *Precambrian Research* 118, 267–283.

Belousova, E.A., Kostitsyn, Y.A., Griffin, W.L., Begg, G.C., O'Reilly, S.Y., Pearson, N.J., 2010. The growth of the continental crust: Constraints from zircon Hf-isotope data. *Lithos* 119, 457–466.

Ben Othman, D., Polvé, M., Allegre, C.J., 1984. Nd-Sr isotopic composition of granulite and constraints on the evolution of the lower continental crust. *Nature* 307, 510–515.

Black, L.P., Gulson, B.L., 1978. The age of the Mud Tank carbonatite, Strangways Range, Northern Territory. *BMR Journal of Australian Geology and Geophysics* 3, 227–232.

Block, S., Baratoux, L., Zeh, A., Laurent, O., Bruguier, O., Jessell, M., Ailleres, L., Sagna, R., Parra-Avila, L.A., Bosch, D., 2016. Paleoproterozoic juvenile crust formation and stabilisation in the south-eastern West African Craton (Ghana); New insights from U-Pb-Hf zircon data and geochemistry. *Precambrian Research* 287, 1–30.

Boher, M., Abouchami, W., Michard, A., Albarede, F., Arndt N.T., 1992. Crustal Growth in West Africa at 2.1 Ga. *Journal of Geophysical Research* 97(B1), 45–36.

Bouvier, A., Vervoort, J.D., Patchett, P.J., 2008. The Lu–Hf and Sm–Nd isotopic composition of CHUR: constraints from unequilibrated chondrites and implication for the bulk composition of terrestrial planets. *Earth and Planetary Science Letters* 273, 48–57.

Chu, N.C., Taylor, R.N., Chavagnac, V., Nesbitt, R.W., Boella, R.M., Milton, J.A., German, C.R., Bayonb, G., Burton, K., 2002. Hf isotope ratio analysis using multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry: an evaluation of isobaric interference corrections. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry* 17, 1567–1574.

Condie, K.C., Aster, R.C., 2010. Episodic zircon age spectra of orogenic granitoids: The supercontinent connection and continental growth. *Precambrian Research* 180, 227–236.

Condie, K.C., 2014. Growth of continental crust: a balance between preservation and recycling. *Mineralogical Magazine* 78(3), 623–637.

Cordani, U.G., Teixeira, W., 2007. Proterozoic accretionary belts in the Amazonian Craton. In: Hatcher, R.D. Jr., Carlson, M.P., McBride, J.H., Martínez-Catalán, J.R. (Org.). *4-D Framework of Continental Crust*. Denver, USA: Geological Society of America 200, 297–320.

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

Davis, D.W., Amelin, Y., Nowell, G.M., Parrish, R.R., 2005. Hf isotopes in zircon from the western Superior province, Canada: Implications for Archean crustal development and evolution of the depleted mantle reservoir. *Precambrian Research* 140(3–4), 132–156.

Deckart, K., Féraud, G., Bertrand H., 1997. Age of Jurassic continental tholeiites of French Guyana, Surinam and Guinea: Implications for the initial opening of the central Atlantic ocean. *Earth and Planetary Science Letters* 150, 205-220.

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.; Roevert, E.W.F.; Lafon, J.M.; Lahondère, D.; Rossi, P.; Cocherie, A.; Guerrot, C.; Potrel, A., 2003b. The Bakhuis 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.

DePaolo, D.J., 1981. Nd isotopic studies: some new perspectives on Earth structure and evolution. *EOS* 62, 137–145.

Dhuime, B., Hawkesworth, C.J., Cawood, P.A., Storey, C.D., 2012. A change in the geodynamics of continental growth 3 billion years ago. *Science* 335, 1334-1336.

Feio, G.R.L., Dall’Agnol R., Dantas E.L., Macambira M.J.B., Santos J.O.S., Althoff F.J., Soares J.E.B., 2013. Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area: Implications for crustal evolution of the Carajás province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research* 227, 157-185.

Feybesse, J.L., Billa, M., Guerrot, C., Duguey, E., Lescuyer, J.L., Milési, J.P., Bouchot, V., 2006. The Paleoproterozoic Ghanaian province: geodynamic model and ore controls, including regional stress modeling. *Precambrian Research* 149, 149-196.

Griffin, W.L., Wang, X., Jackson, S.E., Pearson, N.J., O’Reilly, S.Y., Zhou, X., 2002. Zircon chemistry and magma genesis, SE China: in-situ analysis of Hf isotopes, Pingtan and Tonglu igneous complexes. *Lithos* 61, 237-269.

Griffin, W.L., Belousova, E.A., Shee, S.R., Pearson, N.J., O’Reilly, S.Y., 2004. Archean crustal evolution in the northern Yilgarn Craton: U–Pb and Hf-isotope evidence from detrital zircons. *Precambrian Research* 131(3-4), 231-282.

Harrison, T.M., Blichert-Toft, J., Müller, W., Albarede, F., Holden, P., Mojzsis, S.J., 2005. Heterogeneous Hadean hafnium: evidence of continental crust at 4.4 to 4.5 Ga. *Science* 310, 1947-1950.

Hawkesworth, C.J., Kemp, A.I.S., 2006. Evolution of the continental crust: *Nature*, 443, 811-817.

Heinonen, A.P., Fraga, L.M., Rämö, O.T., Dall’Agnol, R., Mänttari, I., Andersen, T., 2012. Petrogenesis of the igneous Mucajaí AMG complex, northern Amazonian craton - Geochemical, U-Pb geochronological, and Nd-Hf-O isotopic constraints. *Lithos* 151, 17-34.

Heinonen, A., Andersen, T., Rämö, O.T., Whitehouse, M.J., 2015. The source of Proterozoic anorthosite and rapakivi granite magmatism: evidence from combined *in situ* Hf–O isotopes of zircon in the Ahvenisto complex, southeastern Finland. *Journal of the Geological Society* 172, 103–112.

Iizuka T., Komiya T., Rino S., Maruyama S. and Hirata T., 2010. Detrital zircon evidence for Hf isotopic evolution of granitoid crust and continental growth. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 74, 2450–2472.

Iizuka, T., Campbell, I.H., Allen, C.M., Gill, J.B., Maruyama, S., Makoka, F., 2013. Evolution of the African continental crust as recorded by U–Pb, Lu–Hf and O isotopes in detrital zircons from modern rivers. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 107, 96–120.

Iizuka, T., Yamaguchi, T., Itano, K., Hibiya, Y., Suzuki, K., 2017. What Hf isotopes in zircon tell us about crust–mantle evolution. *Lithos* 274–275, 304–327.

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.

Kemp, A.I.S., Wilde, S.A., Hawkesworth, C.J., Coath, C.D., Nemchin, A., Pidgeon, R.T., Vervoort, J.D., DuFrane, S.A., 2010. Hadean crustal evolution revisited: New constraints from Pb–Hf isotope systematics of the Jack Hills zircons. *Earth and Planetary Science Letters* 296, 45–56.

Klaver, M., Roeвер, 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.

Klaver, M., Roeвер, E.W.F., Thijssen, A.C.D., Bleeker, W., Söderlund, U., Chamberlain, K., Ernst, R., Berndt, J., Zeh, A., 2016. Mafic magmatism in the Bakhuis Granulite Belt (western Suriname): relationship with charnockite magmatism and UHT metamorphism. *GFF* 138 (1), 203–218.

Klein, E.L., Rosa-Costa, L.T., Lafon, J.M., 2003. Magmatismo Paleoarqueano (3,32Ga) na região do Rio Cupixi, SE do Amapá, SE do Escudo das Guianas. In: VIII Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus. CD ROM.

Kösler, J., Fonneland, H., Sylvester, P., Tubrett, M., Pedersen, R.B., 2002. U–Pb dating of detrital zircons for sediment provenance studies - a comparison of laser ablation ICP-MS and SIMS techniques. *Chemical Geology* 182, 605–618.

Kouamelan, A.N., Delor, C., Peucat, J.J., 1997. Geochronological evidence for reworking of Archaean terrains during the Early Proterozoic (2.1 Ga) in the western Côte d'Ivoire (Man Rise - West African Craton). *Precambrian Research* 86, 177–199.

Kröner, A., Ekwueme, B., Pidgeon, R., 2001. The oldest rocks in West Africa: SHRIMP zircon age for early Archean migmatitic orthogneiss at Kaduna, northern Nigeria. *Journal of Geology* 109, 399–406.

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: International Geological Congress 31, Rio de Janeiro. CD-ROM.

Leal, R.E., Lafon, J.M., Rosa-Costa, L.T., Dantas, E.L. 2016. Orosirian magmatic episodes in the Erepecuru-Trombetas Domain (Southeastern Guyana Shield): implications for the crustal evolution of the Amazonian Craton. *Journal of South American Earth Sciences*. Submitted.

Ledru, P., Johan, V., Milési, J.P., Tegye, M., 1994. Makers of the last stage of the Paleoproterozoic collision: evidence for 2 Ga continent involving circum-South Atlantic provinces. *Precambrian Research* 69, 169–191.

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, 1/120p. (Levantamentos de Recursos Naturais, 6).

Lima M.I.C.; Oliveira E.P.; Tassinari C.C.G. 1982. Cinturões granulíticos da porção setentrional do Craton Amazônico. In: I Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém. CD-ROM.

Ludwig K.R. 2003. User's Manual for Isoplot/Ex version 3.00 – A Geochronology Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronological Center, Special Publication 4, 70 p.

Lugmair, G.W., Marti, K., 1978. Lunar initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: Differential evolution of the lunar crust and mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 39, 349–357.

Macambira, M.J.B., Lafon, J.M., Pidgeon, R.T., 1998. Crescimento crustal arqueano registrado em zircões de sedimentos da região de Rio Maria, Província Carajás, Pará. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, Proceedings, p. 55.

Macambira, M.J.B., Lafon, J.M., 2017. Avaliação da extensão da Província Amazônia Central com base em isótopos de Nd. In: XV Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém. CD-ROM.

Martins, P.L.G., Toledo, C.L.B., Silva, A.M., Chemale Jr, F., Santos, J.O.S., Assis, L.M., 2017. Neoproterozoic magmatism in the southeastern Amazonian Craton, Brazil: Petrography, geochemistry and tectonic significance of basalts from the Carajás Basin. *Precambrian Research* 302, 340–357.

McReath, I., Faraco, M.T.L., 2006. Paleoproterozoic Greenstone-Granite Belts in Northern Brazil and the Former Guyana Shield – West African Craton Province. *Geologia USP Série Científica* 5(2), 49–63.

Montgomery, C.W., 1979. Uranium–lead geochronology of the Archean Imataca Series, Venezuelan Guyana Shield. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 69, 167–176.

Montgomery, C.W., Hurley, P.M., 1978. Total rock U–Pb and Rb–Sr systematics in the Imataca Series, Guyana Shield, Venezuela. *Earth and Planetary Science Letters* 39, 281–290.

Morel, M.L.A., Nebel, O., Nebel-Jacobsen, Y.J., Miller, J.S., Vroon, P.Z., 2008. Hafnium isotope characterization of the GJ-1 zircon reference material by solution and laser-ablation MC-ICPMS. *Chemical Geology* 255, 231-235.

Nadeau, S., Chen, W., Reece, J., Lachhman, D., Ault, R., Faraco, M.T.L., Fraga, L.M., Reis, N.J., Betiollo, L.M., 2013. Guyana: the Lost Hadean crust of South America? *Brazilian Journal of Geology* 43(4), 601-606.

Nebel O., Nebel-Jacobsen Y., Mezger K., Berndt J., 2007. Initial Hf isotope compositions in magmatic zircon from early Proterozoic rocks from the Gawler Craton, Australia: a test for zircon model ages. *Chemical Geology* 241, 23-37.

Nebel, O., Rapp, R.P., Yaxley, G.M., 2014. The role of detrital zircons in Hadean crustal research. *Lithos* 190-191, 313-327.

Nebel-Jacobsen Y., Scherer E.E., Munker C., Mezger K. 2005. Separation of U, Pb, Lu, and Hf from single zircons for combined U-Pb dating and Hf isotope measurements by TIMS and MC-ICPMS. *Chemical Geology* 220(1-2), 105-120.

Neves, S.P., 2011. Atlantica revisited: new data and thoughts on the formation and evolution of a long-lived continent. *International Geology Review* 53:11-12, 1377- 1391.

Nomade, S., Chen, Y., Pouclet, A., F'eraud, G., Th'éveniaut, H., Daoud., B.Y., Vidal, M., Rigollet, C., 2003. The Guiana and West-African Shield Paleoproterozoic grouping: new paleomagnetic data for French Guiana and Ivory Coast. *Geophysical Journal International* 154: 677-694.

Nomade, S., Knight, K.B., Beutel, E., Renne, P.R., Verati, C., F'eraud, G., Marzoli, A., Youbi, N., Bertrand, H., 2007. Chronology of the Central Atlantic Magmatic Province: Implications for the Central Atlantic rifting processes and the Triassic-Jurassic biotic crisis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 244, 326-344.

Oliveira, E.C., Lafon, J.M., Gioia, 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, 116-129.

Parra-Avila, L.A., Belousova, E., Fiorentini, M.L., Baratoux, L., Davis, J., Miller, J., McCuaig, T.C., 2016. Crustal evolution of the Paleoproterozoic Birimian terranes of the Baoulé-Mossi domain, southern West African Craton: U-Pb and Hf-isotope studies of detrital zircons. *Precambrian Research* 274, 25-60.

Patchett, P.J., Tatsumoto, M., 1980. A routine high-precision method for Lu-Hf isotope geochemistry and chronology. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 75, 263-267.

Patchett, P.J., Kouvo, O., Hedge, C.E., Tatsumoto, M., 1981. Evolution of continental crust and mantle heterogeneity: Evidence from Hf isotopes: *Contributions to Mineralogy and Petrology* 78, 279-297.

Payne J.L., McInerney D.J., Barovich K.M., Kirkland C.L., Pearson N.J., Hand M. 2016. Strengths and limitations of zircon Lu-Hf and O isotopes in modeling crustal growth. *Lithos* 248–251, 175–192.

Petersson, A., Schersténa, A., Kemp, A.I.S., Kristinsdóttira, B., Kalvigc, P., Anum, S., 2016. Zircon U–Pb–Hf evidence for subduction related crustal growth and reworking of Archaean crust within the Palaeoproterozoic Birimian terrane, West African Craton, SE Ghana. *Precambrian Research* 275, 286–309.

Petersson, A., Scherstén, A., Gerdes, A., 2018. Extensive reworking of Archaean crust within the Birimian terrane in Ghana as revealed by combined zircon U-Pb and Lu-Hf isotopes. *Geoscience Frontiers* 9(1), 173–189.

Pimentel, M.M., Ferreira Filho, C.F., Spier, C.A., 2002. Estudo Sm–Nd do Complexo Máfico-Ultramáfico Bacuri, Amapá: idade da intrusão, metamorfismo e natureza do magma original. *Revista Brasileira de Geociências* 32, 371–376.

Potrel, A., Peucat. J.J., Fanning, C.M., Auvray. B., Burg, J.P., Caruba, C., 1996. 3.5 old terranes in the West African Craton, Mauritania. *Journal of the Geological Society of London* 153, 507–510.

Potrel, A., Peucat, J.J., Fanning, C.M., 1998. Archean crustal evolution of the West African Craton: example of the Amsaga Area (Reguibat Rise). U-Pb and Sm-Nd evidence for crustal growth and recycling. *Precambrian Research* 90, 107–117.

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

Ricci, P.S.F.; Carvalho, J.M.A.; Rosa-Costa, L.T.; Lafon, J.M., 2002. Plúton charnoenderbítico arqueano intrusivo nos ortognaisses granulíticos do Cinturão Jari - Terreno Arqueano expressivo do sudeste do Escudo das Guianas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 41, João Pessoa. Anais, SBG-NE, p.524.

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. *Géologie de la France* 2-3-4, 175–206.

Roever E.W.F., Lafon J.M., Delor C., Cocherie A., Guerrot C., 2015. Orosirian magmatism and metamorphism in Surinam: new geochronological constraints. *Contribuições à Geologia da Amazônia* 9, 359–372.

Rosa-Costa, L.T., Ricci, P.S.F., Lafon, J.M., Vasquez, M.L., Carvalho, J.M.A., Klein, E.L., Macambira, E.M.B., 2003. Geology and geochronology of Archean and Paleoproterozoic domains of southwestern Amapá and northwestern Pará, Brazil, southeastern Guiana shield. *Géologie de la France* 2-3-4, 101–120.

Rosa-Costa, L.T. 2006. Geocronologia $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, Sm-Nd, U-Th-Pb e $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ do segmento sudeste do Escudo das Guianas: evolução crustal e termocronologia do evento transamazônico. Ph.D. thesis, Federal university of Pará-Brazil. 235 p.

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

Rosa-Costa, L.T., Lafon, J.M., Cocherie, A., Delor, C., 2008a. 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., Lafon, J.M., Monié, P., Arnaud, N.O., Dantas, E.K., Barbosa, O.S., 2008b. Sm-Nd, Pb-Pb and Ar-Ar dating of high-grade metapelites from the Archean Amapá block, Northeastern Amazonian Craton: further age constraints for the Paleoproterozoic metamorphism and provenance implications. In: VI South American Symposium on Isotope Geology, Bariloche. Proceedings.

Rosa-Costa, L.T., Monié, P., Lafon, J.M., Arnaud, N.O., 2009. $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ geochronology across Archean and Paleoproterozoic terranes from southeastern Guiana Shield (north of Amazonian Craton, Brazil): Evidence for contrasting cooling histories. *Journal of South American Earth Sciences* 27, 113-128.

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. 159p.

Rosa-Costa, L.T., Abrantes, B.K.C., 2017. Mapa de integração geológico-geofísica da ARIM RENCA. Estados do Pará e Amapá. CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Belém. Escala 1:250.000.

Russell, W.A., Papanastassiou, D.A., Tombrello, T.A., 1978. Ca isotope fractionation on the earth and other solar system materials. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 42, 1075-1090.

Sato, K., Tassinari, C.C.G., 1997. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade-modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. In: Costa, M.L.C., Angélica, R.S. (Eds.). *Contribuições à Geologia da Amazônia* 1, 91-142.

Scherer, E.E., Münker, C., Mezger, K., 2001. Calibration of the lutetium-hafnium clock. *Science* 293, 683-687.

Söderlund U., Patchett P.J., Vervoort J.D., Isachsen C.E., 2004. The ^{176}Lu decay constant determined by Lu-Hf and U-Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions. *Earth and Planetary Science Letter* 219, 311-324.

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.

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

Tassinari, C.C.G., Bettencourt, J.S., Geraldés, M.C., Macambira, M.J.B., Lafon, J.M., 2000. The Amazon craton. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz-Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil, pp. 41–95.

Tassinari, C.C.G., Teixeira, W., Nutman, A.P., Szabó, G.A., Mondin, M., Sato, K., 2001. Archean crustal evolution of the Imataca Complex, Amazonian Craton: Sm–Nd, Rb–Sr e U–Pb (SHRIMP) evidences. In: VII Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém. CD-ROM.

Tassinari, C.C.G., Munhá, J.M.V., Teixeira, W., Palácios, T., Nutman, A.P., Sousa, C.S., Santos, A.P., Calado, B.O., 2004. The Imataca Complex, NW Amazonian Craton, Venezuela: crustal evolution and integration of geochronological and petrological cooling histories. *Episodes* 27, 3–12.

Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985. *The Continental Crust: its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford. 312 pp.

Teixeira, N.P., Moura, C.A.V., Bettencourt, J.S., 2001. Evidência da existência de crosta Arqueana de 3,68 Ga obtida em zircão de rocha gnássica tonalítica do Complexo Xingu, no Segmento oeste da Província Mineral de Carajás, região de São Felix do Xingu, Estado do Pará, Brasil. In: VII Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém. CD-ROM.

Thirlwall, M.F., Anczkiewicz R., 2004. Multidynamic isotope ratio analysis using MC–ICP–MS and the causes of secular drift in Hf, Nd and Pb isotope ratios. *International Journal of Mass Spectrometry* 235, 59–81.

Théveniaut, H., Delor, C., Lafon, J.M., Monié, P., Rossi, P., Lahondère, D., 2006. Paleoproterozoic (2155–2060 Ma) evolution of the Guiana Shield (Transamazonian event) in the light of new paleomagnetic data from French Guiana. *Precambrian Research* 150, 221–256.

Thiéblemont, D., Goujou, J.C., Ega, E., Cocherie, A., Delor, C., Lafon, J.M., Fanning, C.M., 2004. Archean evolution of the Leo Rise and its Eburnean reworking. *Journal of African Earth Sciences* 39, 97–104.

Valério, C. S., Macambira, M.J.B., Souza, V.S., Dantas, E.L. 2017. SiO₂-saturated potassic alkaline magmatism in the central Amazonian Craton, southernmost Uatumã-Anauá Domain, NE Amazonas, Brazil. *Brazilian Journal of Geology* 47(3), 441-446.

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., Lafon, J.M., 2001. Magmatismo tipo A de 1,75 Ga na porção oriental do Escudo das Guianas – Estados do Amapá e Pará, Brasil. In: VII Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém. CD-ROM.

Vervoort, J.D., Patchett, P.J., 1996. Behavior of hafnium and neodymium isotopes in the crust: constraints from Precambrian crustally derived granites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60, 3717–3733.

Vervoort, J.D., Kemp, A.I.S., 2016. Clarifying the zircon Hf isotope record of crust–mantle evolution. *Chemical Geology* 425, 65–75.

Wang, Q., Wilde, S.A., 2018. New constraints on the Hadean to Proterozoic history of the Jack Hills belt, Western Australia. *Gondwana Research* 55, 74–91.

Wedepohl, K.H., 1995. The compositions of the continental crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59, 1217–1232.

Wiedenbeck, M., Allé, P., Corfu, F., Griffin, W.L., Meier, M., Oberli, F., Von Quadt, A., Roddick, J.C., Spiegel, W., 1995. Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards Newsletter* 19, 1–23.

Woodhead, J.D., Hergt, J.M., 2005. A preliminary appraisal of seven natural zircon reference materials for in situ Hf isotope determination. *Geostandards and Geoanalytical Research* 29 (2), 183–195.

Zhao, G., Cawood, P.A., Simon, A.W., Sun, M., 2002. Review of global 2.1–1.8 Ga orogens: implications for a pre-Rodinia supercontinent. *Earth-Science Reviews* 59, 125–162.

9 EVOLUÇÃO CRUSTAL NOS DOMÍNIOS PALEOPROTEROZOICOS LOURENÇO E CARECURU

Neste capítulo são apresentados e discutidos os resultados obtidos para as rochas granitoides e metagranitoides pertencentes aos domínios paleoproterozoicos Lourenço e Carecuru (Tabela 5.1). O contexto geológico regional bem como a descrição das principais unidades aqui estudadas consta no Capítulo 2 desta Tese. Da mesma forma, a preparação das amostras, obtenção de imagens de catodoluminescência e os procedimentos analíticos empregados para a aquisição dos dados isotópicos (U-Pb e Lu-Hf em zircão e Sm-Nd em rocha total) encontram-se detalhados nos capítulos 6, 7 e 8.

9.1 CARACTERIZAÇÃO DAS AMOSTRAS

As descrições petrográficas realizadas neste trabalho para as amostras investigadas (Figura 2.5), integradas com informações resgatadas de estudos anteriores, são sintetizadas abaixo de acordo com o domínio litotectônico as quais pertencem. Fotomicrografias representativas das rochas dos domínios Lourenço e Carecuru são exibidas nas Figuras 9.1 e 9.2, respectivamente.

9.1.1 Domínio Lourenço

Representado por nove amostras das seguintes unidades: Suíte Intrusiva Flexal (BA22A e SJJ06), Complexo Laussat (B107), Granitoide tipo Caraíbe (B25A e TH09), Gabros/tonalitos do sudeste da Guiana Francesa (B91A), Complexo Araguari (LT126 e CG07A) e Granito Cunani (DAC0806). As informações petrográficas das amostras coletadas na fronteira Brasil-Guiana Francesa (B107, B25A, TH09 e B91A) encontram-se nos trabalhos de Avelar (2002), Avelar *et al.* (2003), Delor *et al.* (2003a), Nomade (2001), Nomade *et al.* (2002) e Théveniaut *et al.* (2006), e por conta da indisponibilidade das seções delgadas não serão apresentadas aqui.

- Metadiorito BA22A: trata-se de um diorito foliado, de coloração verde-escura e granulação fina a média. Plagioclásio e anfibólio são seus constituintes principais. Epidoto, zircão e opacos são os minerais acessórios. O arranjo principal da rocha define uma textura porfirítica,

com fenocristais de anfibólio em matriz granoblástica fina inequigranular. Alguns fenocristais de anfibólio orientados segundo a foliação formam um arranjo nematoblástico.

- Ortognaisse granodiorítico SJJ06: rocha de composição granodiorítica com bandamento gnáissico característico, coloração cinza esbranquiçada, granulação fina a média, composta essencialmente por plagioclásio, feldspato alcalino e quartzo. Os minerais varietais são Biotita e anfibólio (restrito), já os minerais acessórios incluem zircão, titanita, allanita e opacos. A textura da rocha é granoblástica inequigranular (quartzo-feldspática) entremeada com finas bandas de biotita em arranjo lepidobástico.

- Tonalito LT126: rocha de coloração cinza esbranquiçado, granulação média a grossa, constituída essencialmente por plagioclásio e quartzo. Biotita e epidoto primário são os minerais varietais. Apatita, zircão, titanita e opacos representam as fases acessórios. A textura é protomilonítica com cristais de quartzo e plagioclásio envoltos por lâminas de biotita.

- Tonalito CG07A: rocha de coloração cinza esbranquiçado, granulação média, constituída essencialmente por plagioclásio, quartzo e feldspato alcalino. Biotita é o único mineral varietal. Os minerais acessórios são allanita, apatita, zircão, titanita e opacos. A rocha apresenta textura granular hipidiomórfica.

- Sienogranito DAC0806: rocha de coloração cinza claro com tons rosados, granulação média a grossa, constituída essencialmente por plagioclásio, feldspato alcalino e quartzo. Biotita ocorre como mineral varietal e opacos, zircão e apatita como acessórios. Apresenta textura granular hipidiomórfica. É possível observar uma deformação incipiente, evidenciada por minerais micáceos orientados e agregação de cristais de quartzo com forte extinção ondulante, formação de subgrãos ou ainda cristais xenomórficos de plagioclásio.

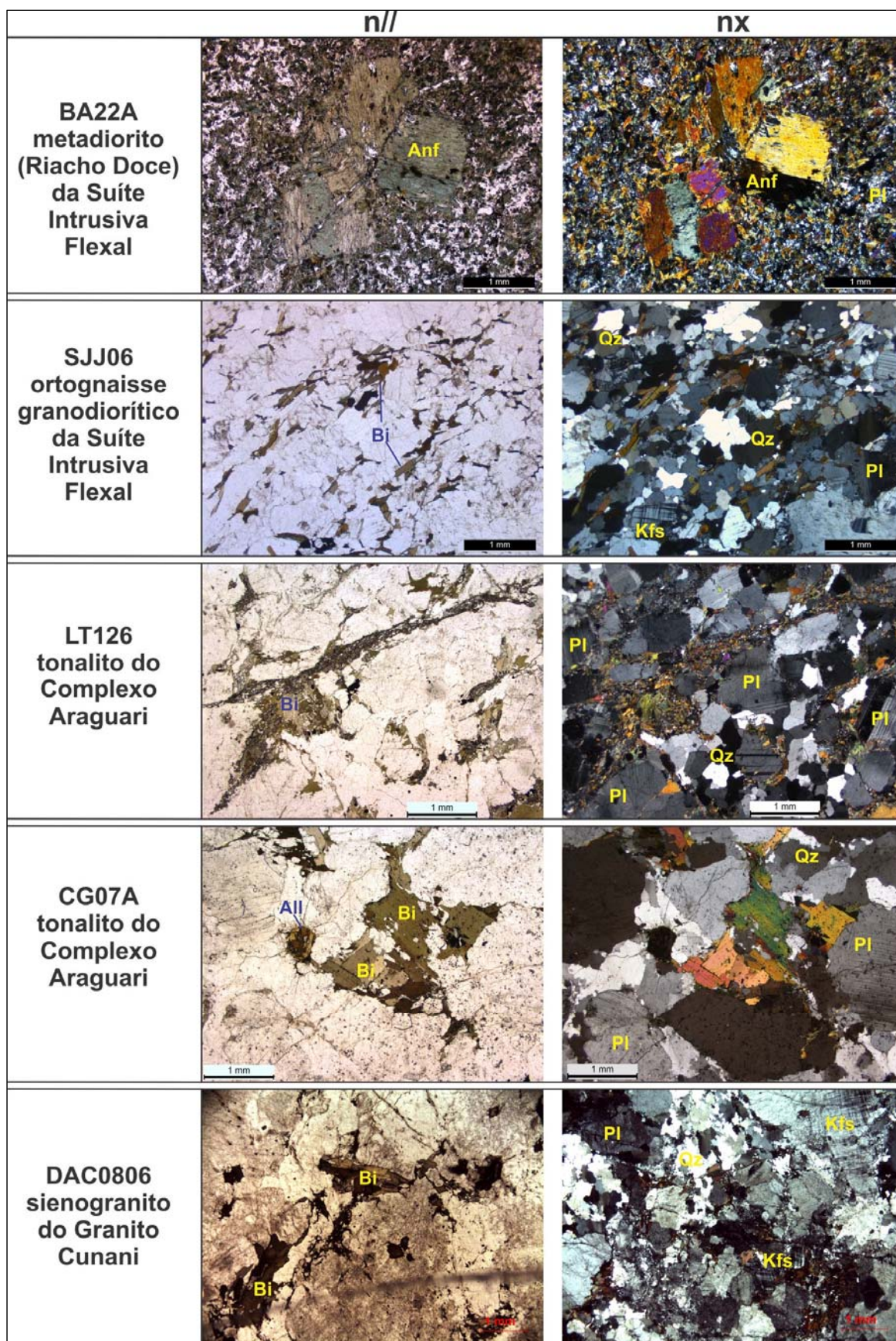


Figura 9.1- Fotomicrografias das rochas estudadas do Domínio Lourenço. Nicóis paralelos (n//) e (nx) cruzados. Imagens da esquerda e da direita são da mesma área (Qz-quartzo, Pl-plagioclásio, Kfs-feldspato potássico, Bi-biotita e All-allanita).

9.1.2 Domínio Carecuru

Este domínio paleoproterozoico foi investigado a partir de duas amostras da Suíte Intrusiva Carecuru (LT202A e LT76).

- Ortognaisse tonalítico LT202A: rocha de composição tonalítica com bandamento gnáissico, coloração cinza a cinza-esbranquiçada e granulação média a grossa. A mineralogia essencial é definida por plagioclásio, quartzo, feldspato alcalino, biotita e hornblenda, e os minerais acessórios são os opacos, titanita, apatita e zircão. A textura é protomilonítica, definida por porfiroclastos de plagioclásio e hornblenda em uma matriz recristalizada (quartzo policristalino e bandas máficas anostomosadas) de granulação fina a média.

- Diorito LT76: rocha de coloração cinza escura a esbranquiçada e granulação média a grossa. Composta essencialmente por plagioclásio e quartzo. Hornblenda e biotita são os minerais varietais, enquanto zircão, apatita, titanita e opacos são as fases acessórias. Apresenta textura inequigranular idiomórfica a hipidiomórfica.

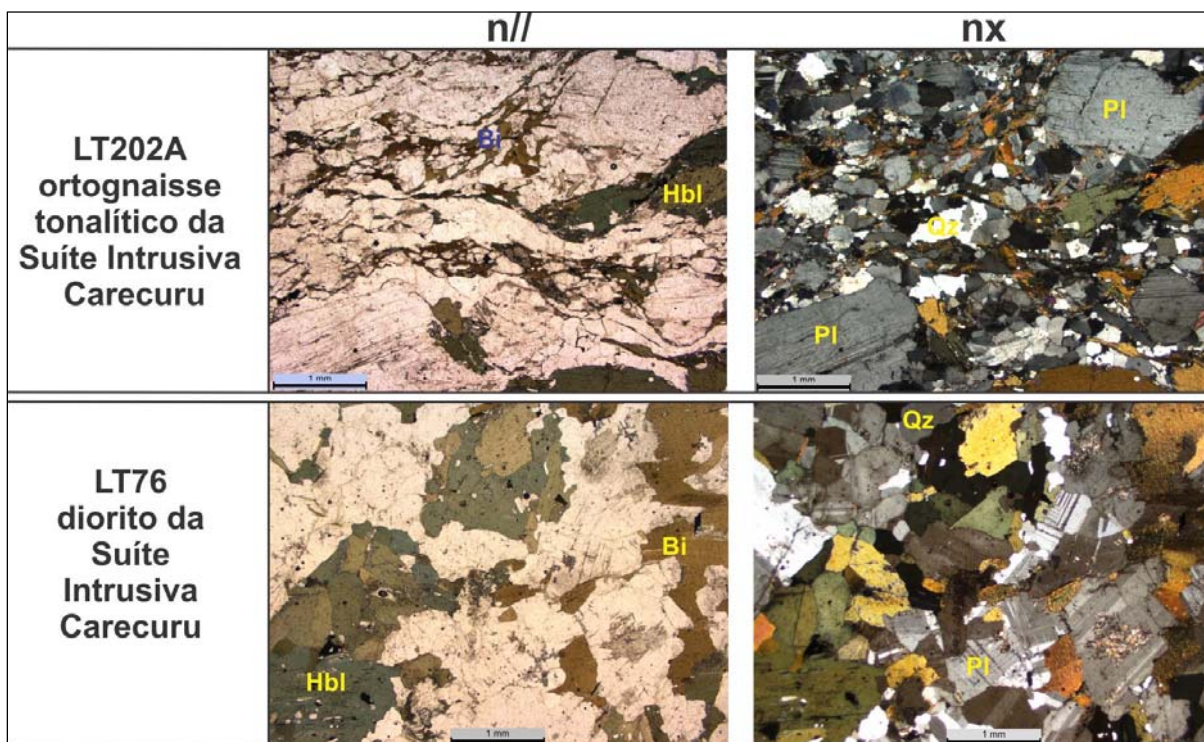


Figura 9.2- Fotomicrografias das rochas estudadas do domínio paleoproterozoico Carecuru. Nicóis paralelos (n//) e (nx) cruzados. Imagens da esquerda e da direita são da mesma área (Qz-quartzo, Pl-plagioclásio, Kfs-feldspato potássico, Bi-biotita, Hbl- hornblenda).

9.2 GEOCRONOLOGIA U-Pb E Lu-Hf EM ZIRCÃO

Os dados isotópicos U-Pb e Lu-Hf obtidos em zircões previamente estudados utilizando-se imagens de catodoluminescência (Figuras 9.3 to 9.8) foram plotados nos diagramas Concórdia (Figura 9.9) e $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ vs tempo (Figura 9.10) e listados nas Tabelas 9.1 e 9.2 (Anexo II). A forma de apresentação dos dados nas tabelas e figuras, bem como os parâmetros envolvidos nos cálculos das idades U-Pb e Lu-Hf seguiram os mesmos critérios descritos no item 5.1 do Capítulo 8. Serão apresentadas primeiramente as amostras do Domínio Lourenço, em ordem estratigráfica, e em seguida as amostras do Domínio Carecuru.

9.2.1 Suíte Intrusiva Flexal (metadiorito BA22A e ortognaisse granodiorítico SJJ06)

Esta unidade dispõe de uma população de zircão bastante semelhante para ambas as amostras, com cristais eudrais a subedrais, coletados a partir das frações granulométricas de 150-200 μm (BA22A) e 175-250 μm (SJJ06). A maioria dos cristais apresentam zoneamento magmático oscilatório e brilho moderado nas imagens de CL (Figura 9.3). Alguns cristais da amostra SJJ06 exibem núcleos com brilho mais intenso.

Análises U-Pb foram realizadas em trinta e um cristais da amostra BA22A, que forneceram uma idade de intercepto superior de 2165 ± 8 Ma (2σ , Figura 9.9A). Os zircões concordantes apontaram uma idade de 2178 ± 5 Ma (2σ , $n=21$, Figura 9.9A), que foi interpretada como a idade de cristalização do protólito diorítico. Para a amostra SJJ06, 36 pontos foram analisados, dentre os quais vinte e cinco forneceram uma idade de intercepto superior de 2179 ± 7 Ma (2σ , Figura 9.9B). Aqueles concordantes marcaram uma idade de 2176 ± 5 Ma (2σ , $n=9$, Figura 9.9B), idêntica à de intercepto superior dentro dos limites de erro, sendo assim consideradas como a idade de cristalização do protólito ígneo do gnaiss. Tais resultados reafirmam o posicionamento estratigráfico da Suíte Intrusiva Flexal no Mesoriaciano (2,18 Ga).

Doze (BA22A) e onze (SJJ06) cristais concordantes a sub-concordantes foram analisados para Lu-Hf. Todos apresentaram valores negativos de $\epsilon_{\text{Hf}(2,18)}$ entre -2,9 e -0,1 (BA22A) e -5,2 e -1,9 (SJJ06). As idades-modelo Hf- T_{DM}^{C} variaram de 2,74 até 2,92 Ga (BA22A) e de 2,87 a 3,04 Ga (SJJ06). Esses resultados indicam que os precursores mesoriacianos da Suíte Intrusiva Flexal foram produzidos por retrabalhamento crustal de

fontes neo-mesoarqueanas. Considerando-se os valores baixo negativos de $\epsilon_{\text{Hf}(2.18)}$, a possibilidade de mistura entre uma fonte juvenil riaciana e um componente crustal mais antigo (Paleoarqueano, por exemplo) pode também ser considerada (Figura 9.10).

9.2.2 Complexo Laussat (tonalito B107)

A amostra representativa desta unidade inclui cristais de zircão bem formados, variando de subédricos a euédricos, exibindo claro zoneamento magmático oscilatório marcado pela alternância entre brilho moderado e intenso nas imagens de CL. Observam-se ainda, em alguns cristais, estruturas internas caóticas (metamíticas) (Figura 9.4). Os zircões foram coletados a partir da fração granulométrica de 50 a 160 μm .

Foi analisado para U-Pb um total de 30 cristais, dos quais vinte e seis forneceram uma idade de intercepto superior de 2139 ± 7 Ma (2σ , Figura 9.9C). Os cristais concordantes apontaram uma idade de 2143 ± 8 Ma (2σ , $n=14$, Figura 9.9C), definindo a idade de cristalização do tonalito. Do conjunto datado um zircão (C10, Tabela 9.1) apresentou idade neoarqueana de 2522 ± 57 Ma (2σ , Figura 9.9C) e foi interpretado como um cristal herdado. Esses resultados posicionam o Complexo Laussat, do sul da Guiana Francesa, no Mesoriacinao (2,14 Ga).

Análises Lu-Hf foram realizadas em doze cristais concordantes a sub-concordantes e apresentaram razões isotópicas $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ homogêneas, as quais indicam valores positivos de $\epsilon_{\text{Hf}(2.14)}$ entre 0,4 e 2,9 e idades-modelo $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ de 2,53 a 2,69 Ga. Esses dados apontam diretamente para o retrabalhamento de fonte crustais neoarqueanas, apesar dos valores positivos de $\epsilon_{\text{Hf}(2.14)}$. Alternativamente, a mistura entre uma fonte juvenil riaciana, com maior contribuição, e um componente crustal meso-paleoarqueano, em menor proporção, pode explicar essa assinatura isotópica de Hf (Figura 9.10).

9.2.3 Granitoide tipo “Caraïbe” (sienogranito B25A)

Os zircões desta amostra são subédricos a euédricos e foram coletados de uma fração granulométrica entre 50 e 160 μm . Apresentam estrutura interna caótica resultante de processos de metamitização, bem como cavidades que indicam certa porosidade. Entretanto, em raros cristais, ainda é possível identificar algum zoneamento magmático oscilatório preservado e destacado por brilho moderado a intenso nas imagens de CL (Figura 9.4).

As análises U-Pb foram realizadas em trinta e dois cristais, a maioria metamíticos, resultando em razões isotópicas altamente discordantes, com apenas um cristal concordante. Do total analisado, somente cinco cristais foram usados para calcular uma idade de intercepto superior de 2121 ± 14 Ma (2σ , Figura 9.9D), interpretada como a idade de cristalização deste sienogranito do sudeste da Guiana Francesa, que o posiciona no Neoriaciano (2,12 Ga).

Oito cristais foram analisados para Lu-Hf. Todos apresentaram valores baixo positivos de $\epsilon_{\text{Hf}(2,12)}$ entre 0,6 e 2,0 e idades-modelo Hf- T_{DM}^{C} entre 2,56 e 2,65 Ga, indicando retrabalhamento crustal de fontes neoarqueanas ou, de forma similar às unidades anteriores, mistura entre uma fonte juvenil riaciana com componentes crustais antigos do Meso-paleoarqueano (Figura 9.10).

9.2.4 Granitoide tipo “Caraïbe” (granito TH09)

Abriga cristais de zircão bem formados, variando de subédricos a euédricos, exibindo claro zoneamento magmático oscilatório marcado pela alternância entre brilho moderado e intenso nas imagens de CL. Observam-se ainda, em alguns cristais, bordas com brilho moderado a fraco (Figura 9.5). Os zircões estudados foram coletados a partir da fração granulométrica de 175 a 250 μm .

Um total de trinta cristais foi analisado para U-Pb, sendo que vinte e oito permitiram o cálculo de uma idade de intercepto superior de 2099 ± 7 Ma (2σ , Figura 9.9E). Aqueles concordantes marcaram uma idade de 2097 ± 15 Ma (2σ , $n=6$, Figura 9.9E). Ambas idênticas dentro de erro analítico observado definem a idade de cristalização da rocha. Um único zircão, discordante, apresentou idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2179 ± 18 Ma (B6, Tabela 9.1) e foi interpretado como um cristal herdado. Tais resultados permitem posicionar este granito do sul da Guiana Francesa no Neoriaciano (2,1 Ga).

Dados isotópicos Lu-Hf foram obtidos para onze cristais concordantes a subconcordantes e forneceram valores de $\epsilon_{\text{Hf}(2,1)}$ sub-condríticos entre -11,0 e -7,2 e idades-modelo Hf- T_{DM}^{C} de 3,12 a 3,36 Ga. Além desses, o cristal herdado (2,18 Ga) foi analisado e apresentou $\epsilon_{\text{Hf}(2,18)}$ de -12,6 e idade Hf- T_{DM}^{C} de 3,52 Ga, umas das mais velhas obtidas para o Domínio Lourenço. Esses dados refletem as menores razões isotópicas $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ encontradas dentre todas as amostras estudadas e apontam claramente o retrabalhamento crustal de fontes meso a paleoarqueanas (Figura 9.10).

9.2.5 Gabros do sudeste da Guiana Francesa (tonalito B91A)

Os cristais de zircão desta amostra são bem desenvolvidos e foram coletados a partir de uma fração granulométrica entre 160 e 400 μm . São subédricos a euédricos, de brilho moderado homogêneo nas imagens de CL (Figura 9.5).

As análises U-Pb realizadas em vinte e sete cristais forneceram uma idade de intercepto superior de $2095 \pm 7 \text{ Ma}$ (2σ , Figura 9.9F), com cristais concordantes marcando uma idade de $2091 \pm 13 \text{ Ma}$ (2σ , $n=5$, Figura 9.9F). Essas idades são idênticas dentro dos limites de erro e foram consideradas como a idade de cristalização do tonalito, posicionando-o no Neoriaciano (2,1 Ga).

Dezoito cristais concordantes a subconcordantes foram analisados para Lu-Hf e apresentaram valores de $\epsilon_{\text{Hf}(2,1)}$ variando entre negativos e positivos (-2,4 a 1,3), bem como idades-modelo $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ entre 2,59 e 2,82 Ga. Tais resultados apontam tanto para uma derivação juvenil quanto crustal, caracterizando processos de mistura entre fontes distintas envolvidas na geração deste tonalito. O intervalo de idades-modelo observado é provavelmente produto da contaminação de uma fonte juvenil riaciana com antigo material crustal meso-paleoarqueano (Figura 9.10).

9.2.6 Complexo Araguari (tonalitos LT126 e CG07A)

As duas amostras apresentam zircões bastante semelhantes, com cristais euedrais a subedrais, coletados a partir da fração granulométrica de 125-250 μm . A maioria apresenta zoneamento magmático oscilatório e brilho moderado a intenso nas imagens de CL (Figura 9.6). Alguns cristais da amostra CG07A exibem núcleos bem definidos.

Análises U-Pb foram conduzidas em vinte cristais da amostra LT126, dentre os quais dezessete forneceram uma idade de intercepto superior de $2102 \pm 9 \text{ Ma}$ (2σ , Figura 9.9G). Os zircões concordantes apontaram uma idade de $2099 \pm 8 \text{ Ma}$ (2σ , $n=7$, Figura 9.9G), interpretada como a idade de cristalização do tonalito. Para a amostra CG07A, vinte e oito análises foram realizadas e resultaram em um padrão complexo de distribuição no diagrama Concórdia (2σ , Figura 9.9H), dificultando o cálculo de uma idade de intercepto superior com uma margem de erro aceitável. Assim, optou-se então por calcular apenas as idades dos cristais concordantes que definiram uma idade de $2092 \pm 10 \text{ Ma}$ (2σ , $n=6$, Figura 9.9H) considerada como a idade de cristalização do tonalito CG07A. Outros cristais concordantes

registraram idades de 2137 ± 15 Ma (2σ , $n=2$, C14 e D9, Tabela 9.1), 2193 ± 14 Ma (2σ , C11) e 2228 ± 13 Ma (2σ , C8) e foram interpretados como zircões herdados de rochas fonte meso-oriacianas. Por fim, um cristal subconcordante forneceu idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2575 ± 18 Ma (1σ , D1) e registrou um componente herdado do Neoarqueano. As idades obtidas para as duas amostras (LT126 e CG07A) do Complexo Araguari são idênticas dentro dos limites de erro e confirmam seu posicionamento no Neoriaciano (2,1 Ga).

Doze cristais concordantes a sub-concordantes de cada amostra (LT126 e CG07A) foram analisados para Lu-Hf. Todos apresentaram valores negativos de $\epsilon_{\text{Hf}(2,1)}$ entre -9,4 e -3,2 (LT126) e -9,2 e -0,4 (CG07A). Os valores de $\epsilon_{\text{Hf}(2,23)}$, $\epsilon_{\text{Hf}(2,19)}$ e $\epsilon_{\text{Hf}(2,14)}$ foram de -1,1, -3,1 e -4,4, respectivamente. As idades-modelo Hf- T_{DM}^{C} variaram de 2,87 a 3,26 Ga (LT126) e de 2,69 a 3,24 Ga (CG07A), incluindo os cristais herdados. Esses resultados indicam que os tonalitos neoriacianos do Complexo Araguari foram produzidos por retrabalhamento crustal de fontes neo a paleoarqueanas (Figura 9.10).

9.2.7 Granito Cunani (sienogranito DAC0806)

Apresenta cristais de zircão bem formados, euédricos a subédricos, os quais exibem claro zoneamento magmático oscilatório caracterizado por brilho moderado e intenso nas imagens de CL. Apresentam ainda porções com estrutura interna caótica indicativa de metamitização, além de núcleos claramente definidos (Figura 9.7).

Um total de vinte e duas análises U-Pb foram realizadas em cristais provenientes de duas frações granulométricas (1:175-250 μm) e (2:125-175 μm). Desse total, apenas nove forneceram uma idade de intercepto superior de 2097 ± 17 Ma (2σ , Figura 9.9I), que foi considerada como a idade de cristalização do sienogranito, posicionando a unidade Granito Cunani no Neoriaciano (2,1 Ga). Cristais concordantes registraram idades de 2648 ± 11 Ma (2σ , $n=3$, G4, G4-r e D2, Tabela 9.1) e 3045 ± 22 Ma (2σ , C2, Figura 9.9I), e foram interpretados como zircões herdados de rochas fonte neo e mesoarqueanas.

Onze análises Lu-Hf foram realizadas em dez zircões, incluindo dois herdados, e forneceram valores negativos de $\epsilon_{\text{Hf}(2,1)}$ que variaram entre -9,5 e -1,9. Os valores de $\epsilon_{\text{Hf}(2,65)}$ e $\epsilon_{\text{Hf}(3,05)}$ foram de -7,0 e -1,4, respectivamente. As idades-modelo Hf- T_{DM}^{C} variaram de 2,79 a 3,26 Ga para os cristais riacianos e de 3,50 a 3,54 Ga para os dois cristais arqueanos. Estas últimas destacam-se como umas das mais antigas obtidas para o Domínio Lourenço. Tal

conjunto de dados aponta claramente para o retrabalhamento crustal de fontes meso a paleoarqueanas (Figura 9.10).

9.2.8 Suíte Intrusiva Carecuru (ortognaisse tonalítico LT202A e diorito LT76)

Os cristais de zircão do ortognaisse tonalítico (LT202A) são euédricos a subédricos e foram coletados a partir da fração granulométrica de 150-200 μm . Nas imagens de CL apresentam nítido zoneamento magmático oscilatório marcado por brilho moderado a intenso. Grande parte dos cristais apresentam finas bordas destacadas por brilho mais intenso, denunciando concentrações mais baixas de U e Pb (Figura 9.8).

Datações U-Pb efetuadas em quarenta cristais de zircão desta amostra forneceram uma idade de intercepto superior de 2138 ± 5 Ma (2σ , Figura 9.9J). Utilizando-se somente os cristais concordantes constata-se uma idade um pouco mais velha de 2152 ± 9 Ma (2σ , $n=20$, Figura 9.9J), a qual foi considerada como a idade de cristalização do protólito magmático deste gnaisse, posicionando a Suíte Intrusiva Carecuru no Mesoriaciano (2,15 Ga).

Análises isotópicas Lu-Hf foram conduzidas em onze cristais concordantes a subconcordantes que indicaram valores de $\epsilon_{\text{Hf}(2,15)}$ supracondríticos entre 0,9 e 4,2 e idades-modelo Hf- T_{DM}^{C} que variaram de 2,46 a 2,66 Ga. Dentre os cristais analisados, dois (B7 e D6, Figura 9.8 e Tabela 9.2) se destacaram por apresentarem os valores mais altos de $\epsilon_{\text{Hf}(2,15)}$ (4,2 e 4,0) e consequentemente as idades-modelo Hf- T_{DM}^{C} mais novas (2,46 Ga). Esses dados apontam para o retrabalhamento de fontes crustais siderianas a neoarqueanas. A mistura entre uma fonte juvenil riaciana, com maior contribuição, e um componente crustal neo-mesoarqueano, em menor proporção, também pode explicar a assinatura isotópica de Hf verificada (Figura 9.10).

O diorito (LT76) abriga cristais de zircão euédricos a subédricos, em parte fraturados e corroídos e que foram coletados a partir da fração granulométrica de 150-200 μm . Nas imagens de CL observa-se incipiente zoneamento magmático oscilatório em alguns cristais, que na sua maioria apresentam brilho moderado uniforme (Figura 9.8).

Os dados geocronológicos U-Pb foram obtidos a partir de treze cristais de zircão que forneceram uma idade de intercepto superior de 2140 ± 13 Ma (2σ , Figura 9.9K), com concordantes a 2142 ± 12 Ma (2σ , $n=11$, Figura 9.9K). Ambas as idades são idênticas dentro dos limites de erro e, portanto, foram consideradas como a idade de cristalização do diorito confirmando a Suíte Intrusiva Carecuru no Mesoriaciano (2,14 Ga).

Nove cristais foram analisados para Lu-Hf e forneceram valores de $\epsilon_{\text{Hf}(2,14)}$ próximos de zero, entre negativos (-1,0) a sutilmente positivos (0,3). As idades-modelo Hf- T_{DM}^{C} variaram de 2,69 a 2,77 Ga. Tais resultados indicam o retrabalhamento crustal de fontes neoarqueanas. Entretanto, como os valores de ϵ_{Hf} em torno de zero geralmente sugerem mistura entre fontes juvenis e crustais, as idades-modelo Hf- T_{DM}^{C} obtidas podem ser híbridas, resultante de mistura entre uma fonte riaciana e um componente crustal mesoarqueano (Figura 9.10).

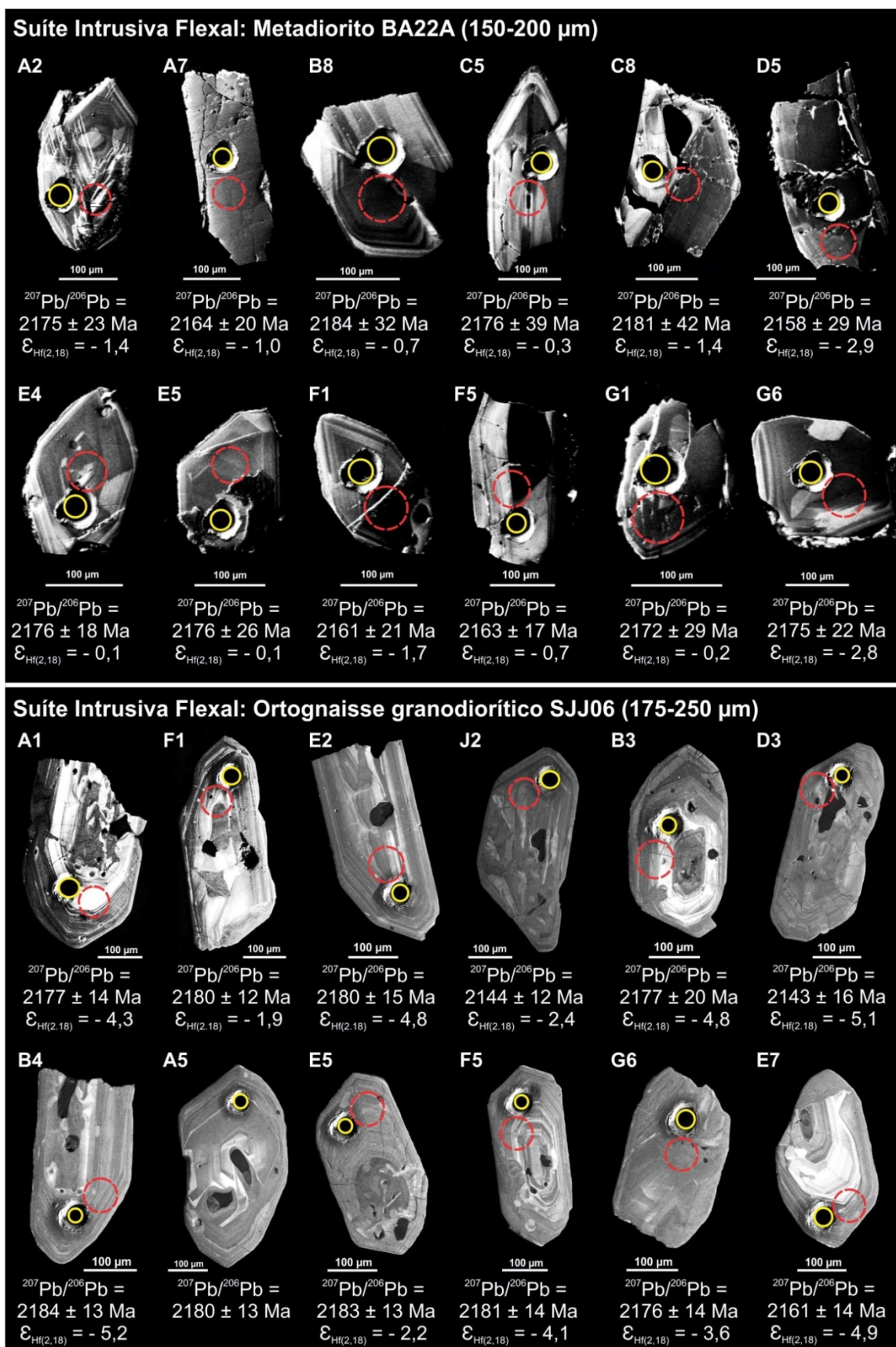


Figura 9.3- Imagens de catodoluminescência de zircões representativos da Suíte Intrusiva Flexal (amostras BA22A e SJJ06). Círculos amarelos e vermelhos indicam, respectivamente, os pontos analisados para U-Pb e Lu-Hf. Resultados em *itálico* destacam análises descartadas.

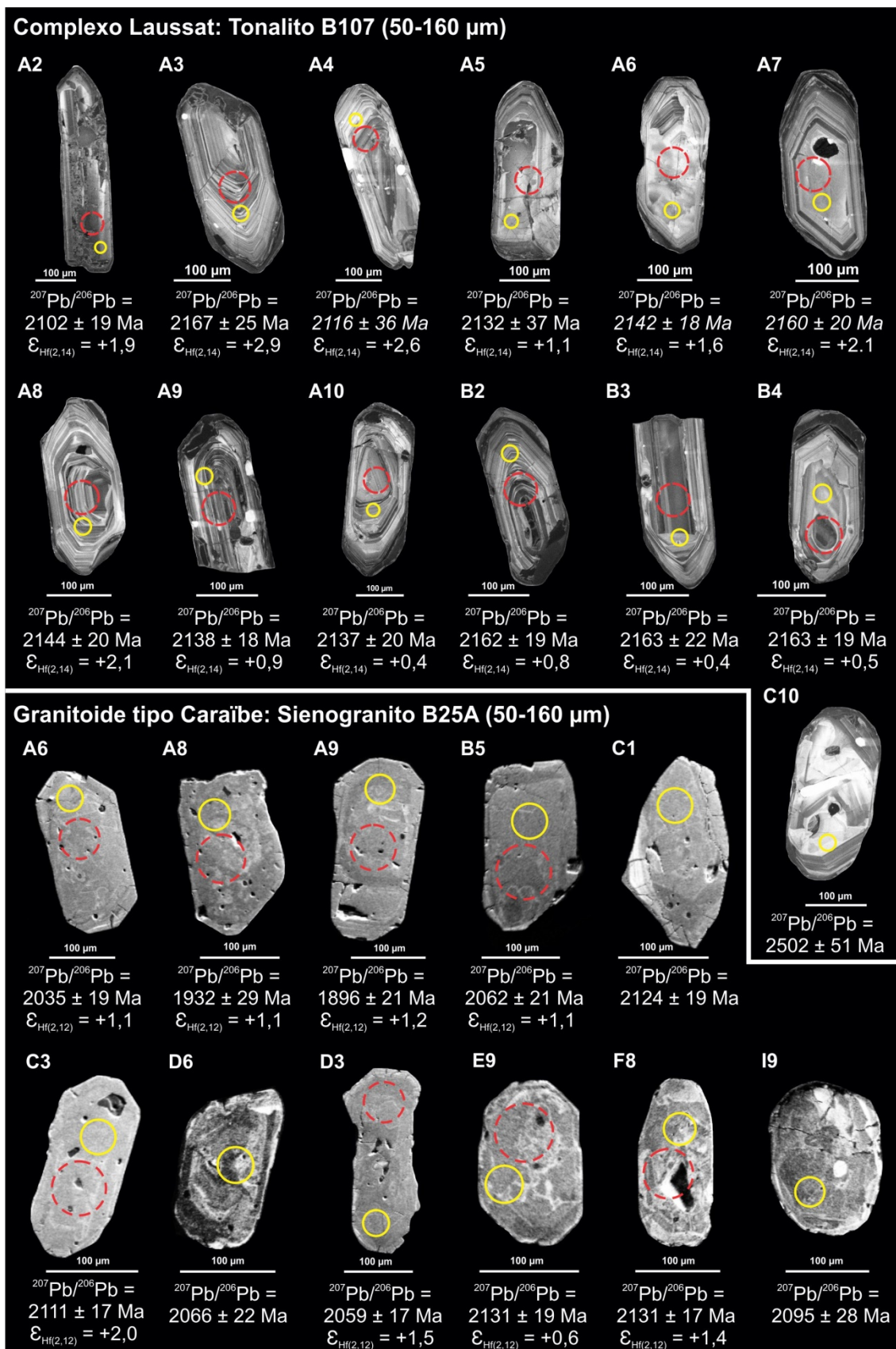


Figura 9.4- Imagens de catodoluminescência de zircões representativos do Complexo Laussat (amostra B107) e Granitoide “Caraíbe” (amostra B25A). Círculos amarelos e vermelhos indicam, respectivamente, os pontos analisados para U-Pb e Lu-Hf. Resultados em *itálico* destacam análises descartadas.

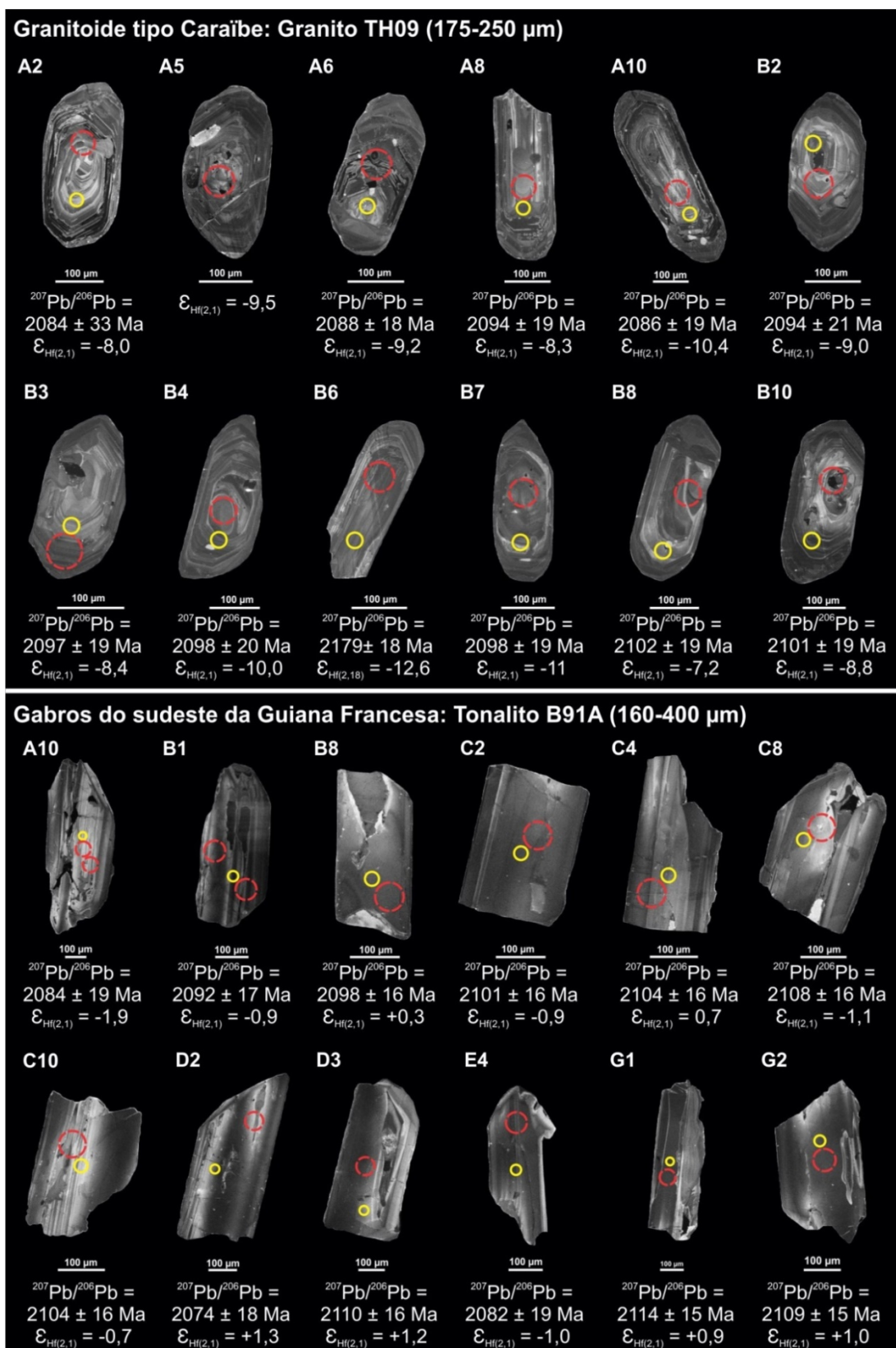


Figura 9.5- Imagens de catodoluminescência de zircões representativos do Granitoide “Caraíbe” (amostra TH09) e Gabros/tonalitos do sudeste da Guiana Francesa (amostra B91A). Círculos amarelos e vermelhos indicam, respectivamente, os pontos analisados para U-Pb e Lu-Hf. Resultados em *italico* destacam análises descartadas.

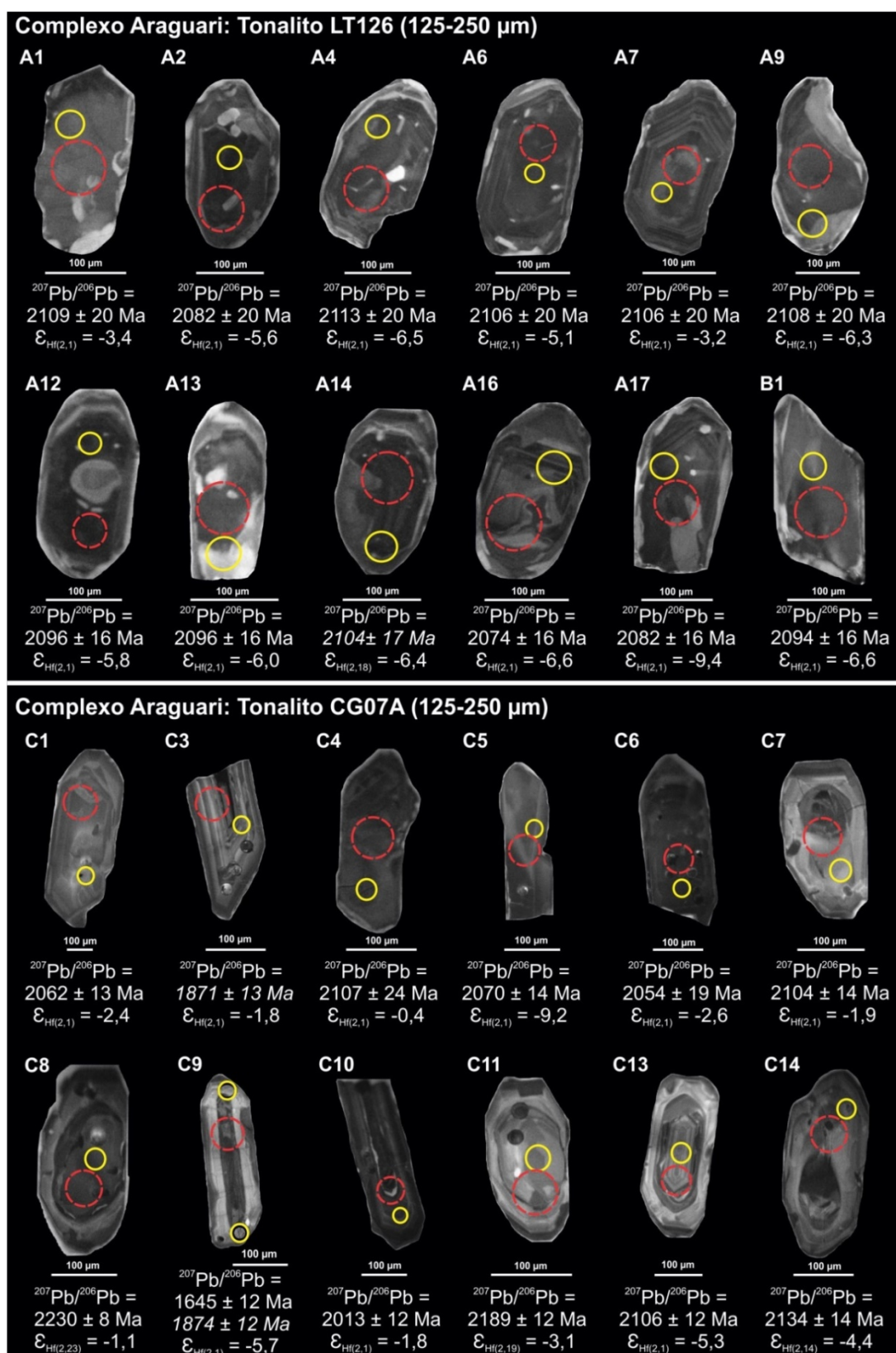


Figura 9.6- Imagens de catodoluminescência de zircões representativos do Complexo Araguari (amostras LT126 e CG07A). Círculos amarelos e vermelhos indicam, respectivamente, os pontos analisados para U-Pb e Lu-Hf. Resultados em *itálico* destacam análises descartadas.

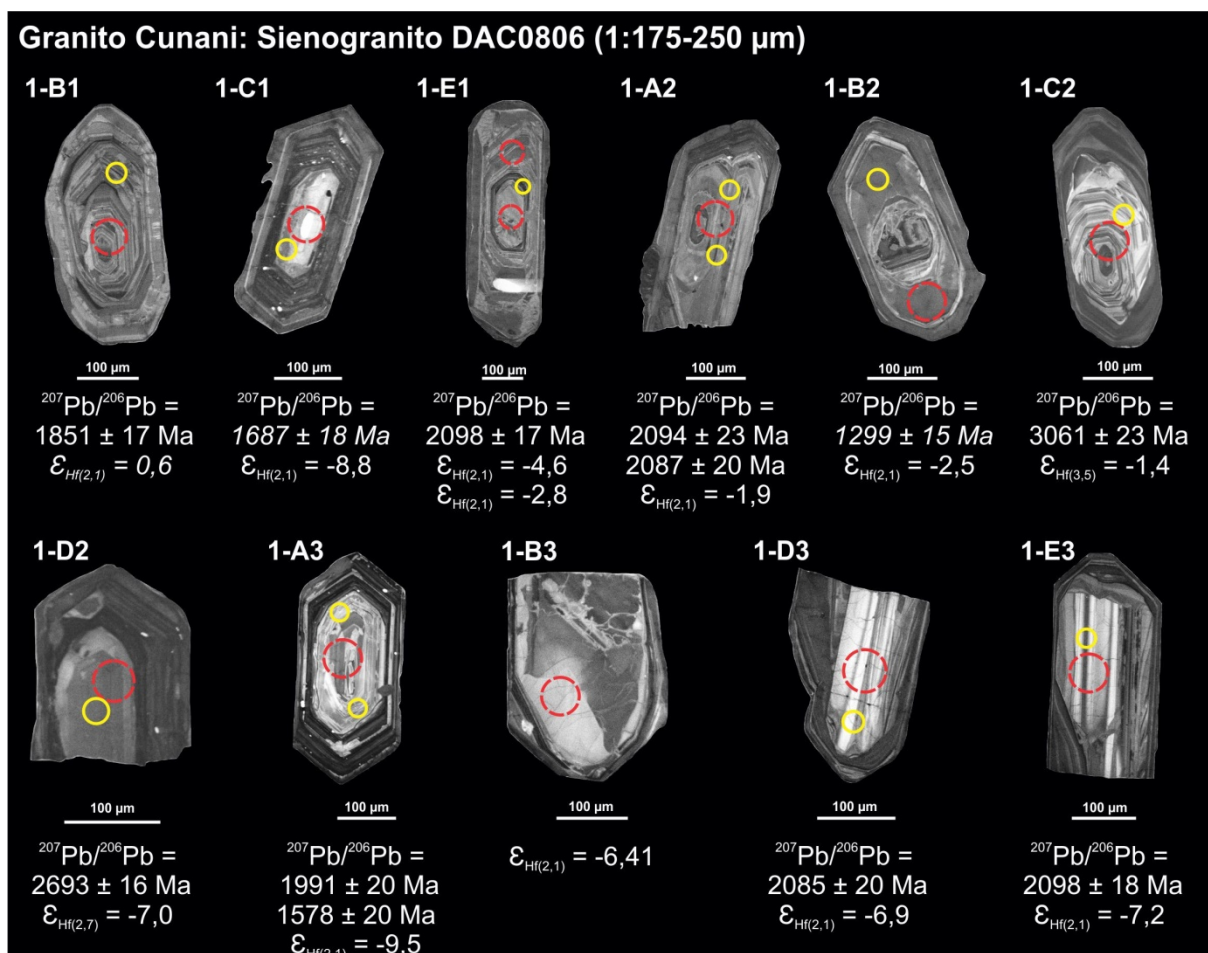


Figura 9.7- Imagens de catodoluminescência de zircões representativos do Granito Cunani (amostra DAC0806). Círculos amarelos e vermelhos indicam, respectivamente, os pontos analisados para U-Pb e Lu-Hf. Resultados em *itálico* destacam análises descartadas.

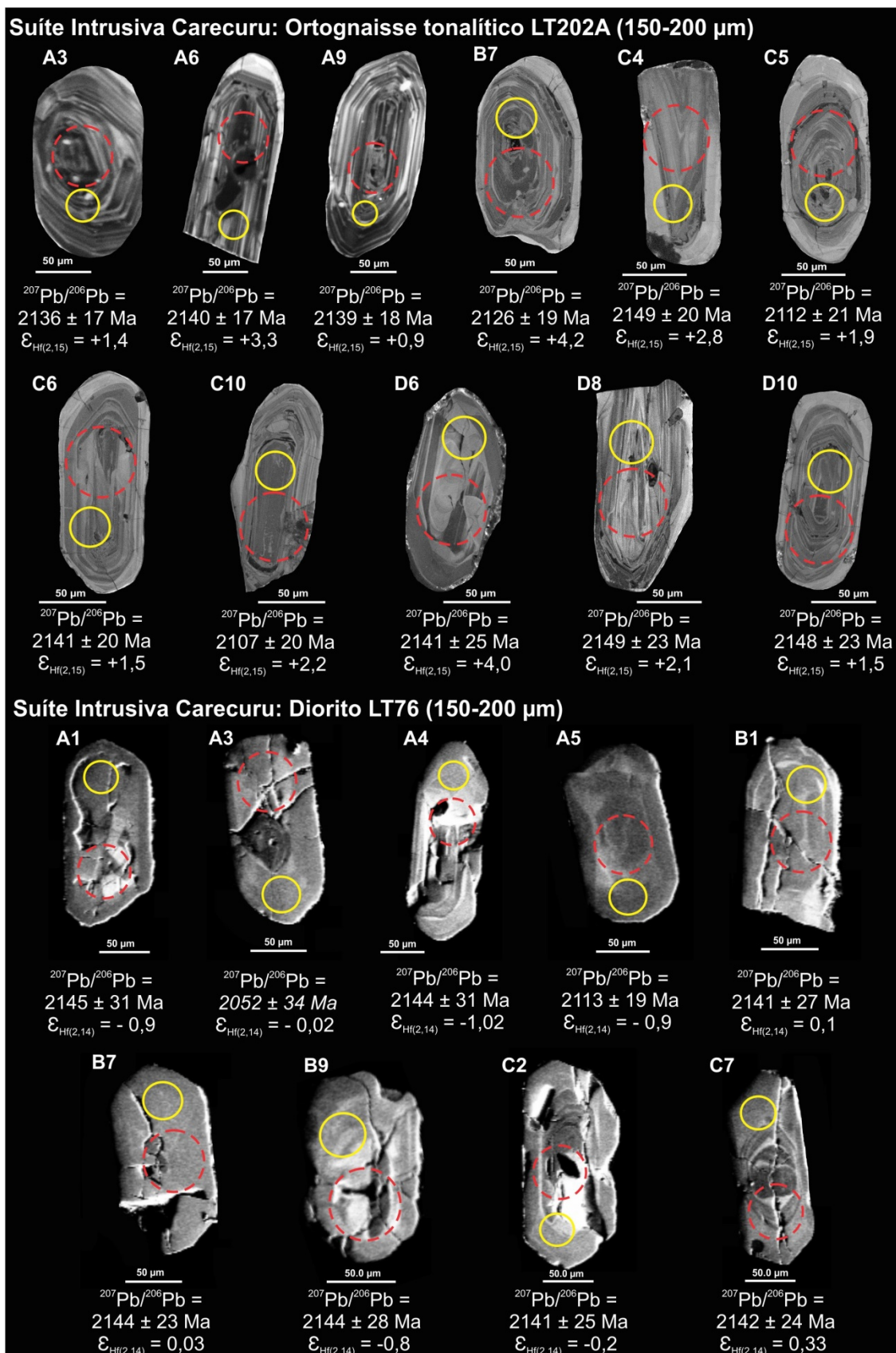
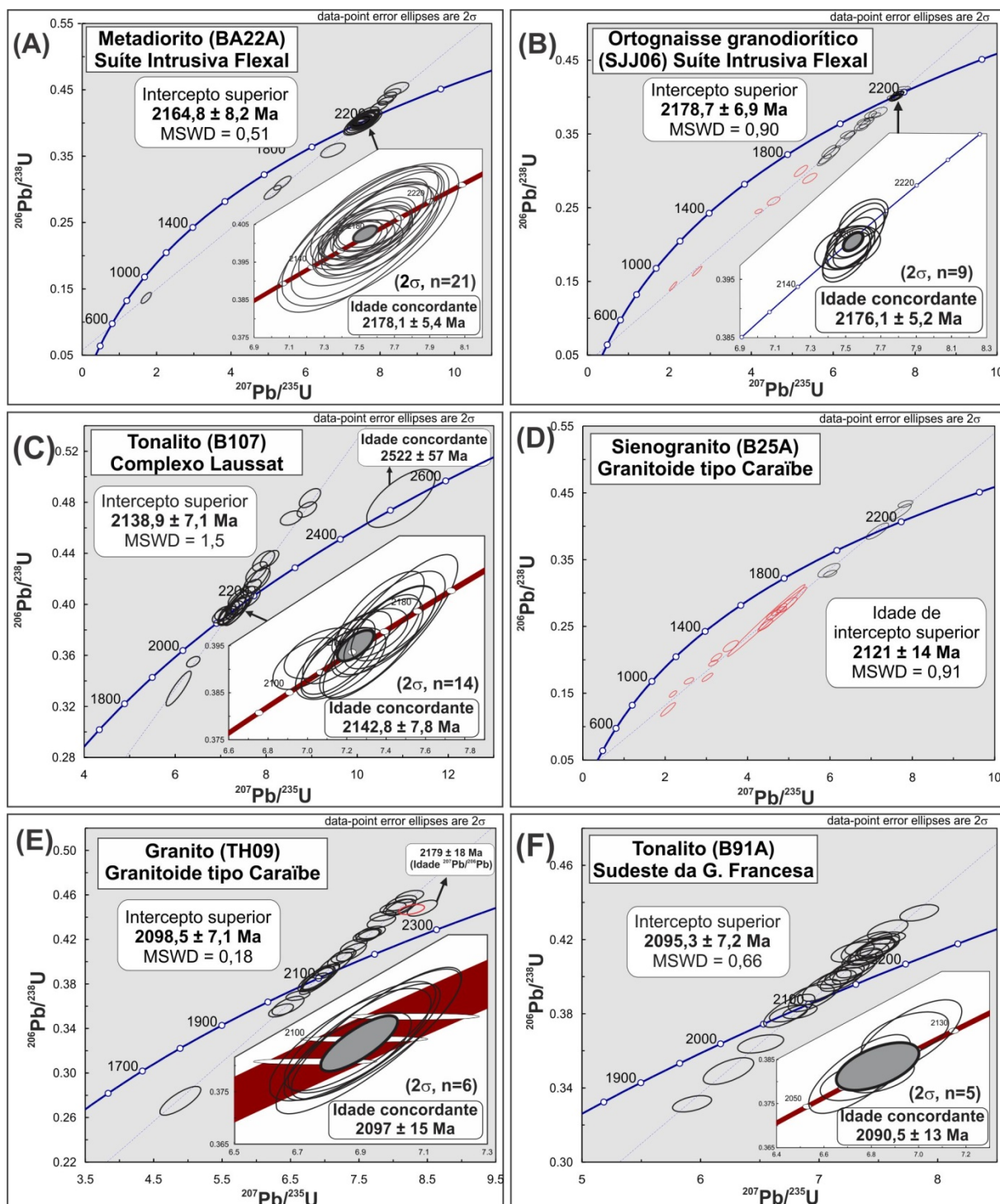


Figura 9.8- Imagens de catodoluminescência de zircões representativos da Suíte Intrusiva Carecuru (amostras LT202A e LT76). Círculos amarelos e vermelhos indicam, respectivamente, os pontos analisados para U-Pb e Lu-Hf. Resultados em *itálico* destacam análises descartadas.



(Cont...)

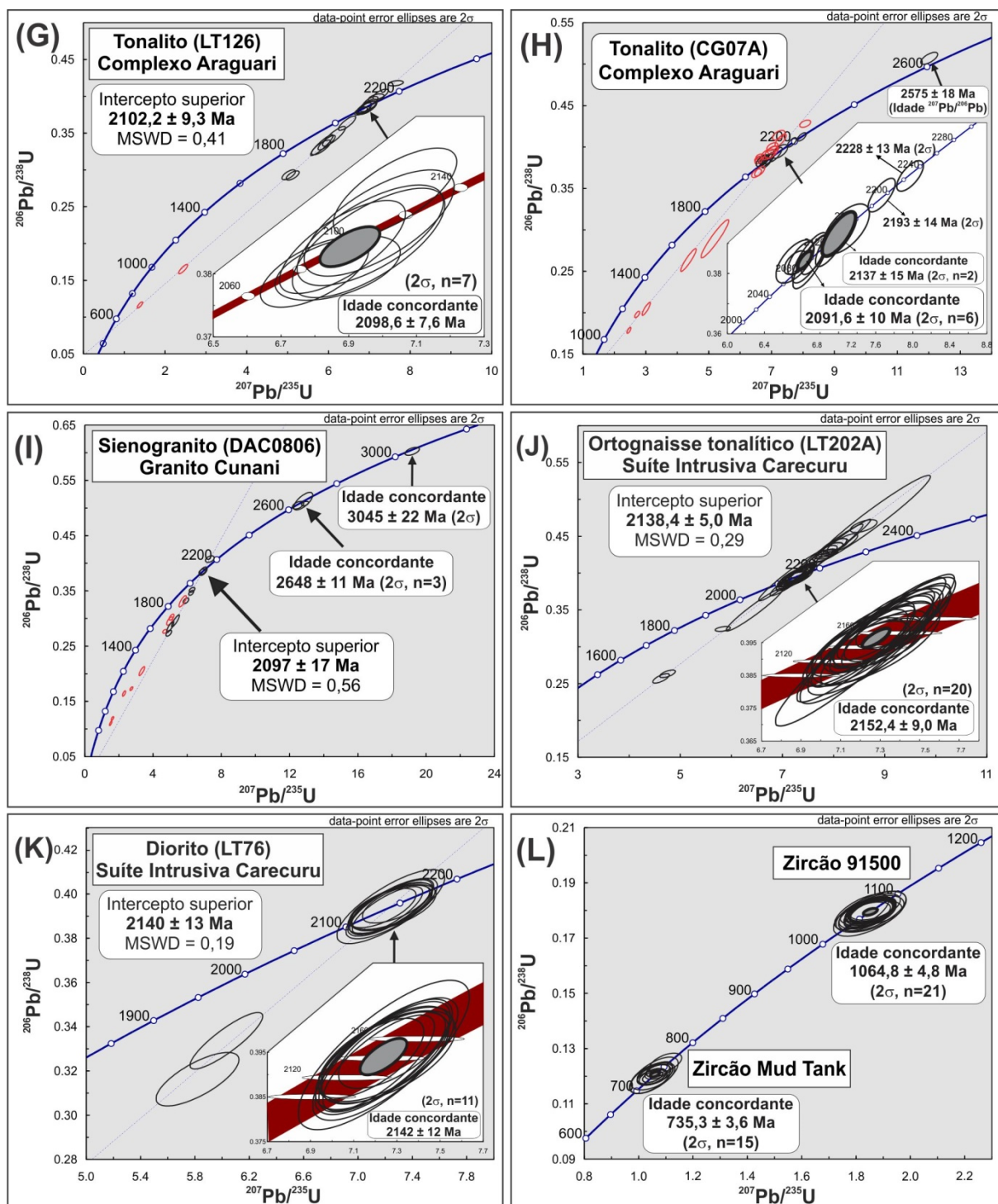


Figura 9.9- Diagramas Concórdia mostrando os resultados das análises U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS para as unidades representativas dos domínios paleoproterozoicos Lourenço (A-I) e Carecuru (J e K). O diagrama (L) apresenta os resultados obtidos para dois zircões de referência internacional analisados em conjunto com as amostras e em perfeita concordância com os valores da literatura (ver item 4.2 do Capítulo 8). As elipses em vermelho indicam pontos descartados dos cálculos das idades.

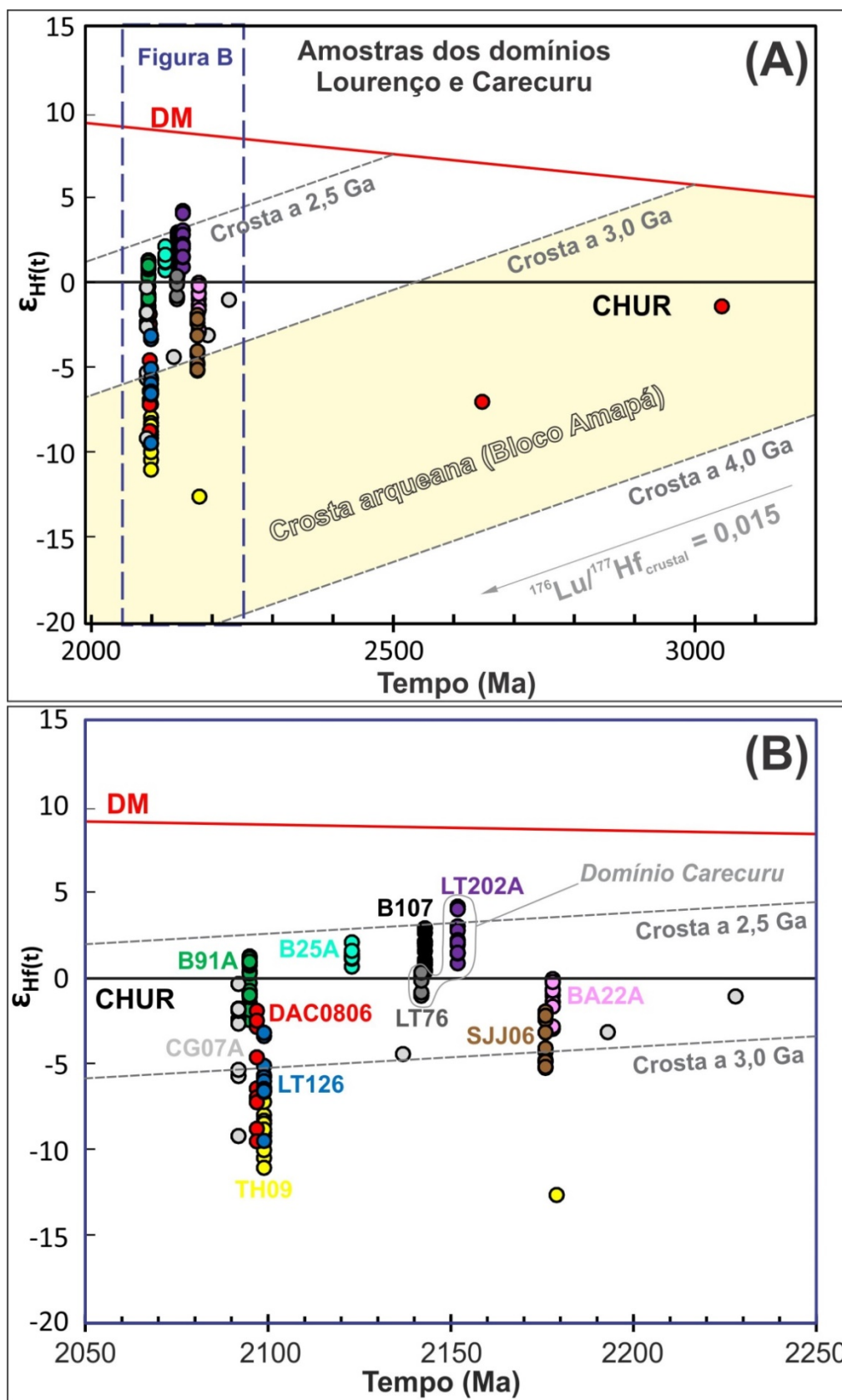


Figura 9.10- Diagramas $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ versus o tempo geológico (Ma) para as unidades representativas dos domínios Lourenço e Carecuru, em comparação com a crosta arqueana do Bloco Amapá (campo em amarelo pálido). O diagrama (B) mostra um detalhamento do intervalo entre 2,05 e 2,25 Ga. As siglas das amostras são as mesmas apresentadas na Figura 9.9.

9.3 DADOS Sm-Nd EM ROCHA TOTAL

Em complemento ao banco de dados isotópicos das amostras selecionadas para esse estudo (Tabela 5.1) foram realizadas análises Sm-Nd em rocha total de quatro amostras do Domínio Lourenço (B91A, TH09, DAC0806 e SJJ06). Os resultados para todas as onze amostras selecionadas (Tabela 5.1), que incluem aqueles resgatados de estudos anteriores, são apresentados no diagrama $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ versus o tempo geológico (Figura 9.11) e listados na Tabela 9.3 (Anexo II). Os valores de $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ apresentados foram recalculados de acordo com as novas idades U-Pb aqui definidas (ver tópico 9.2).

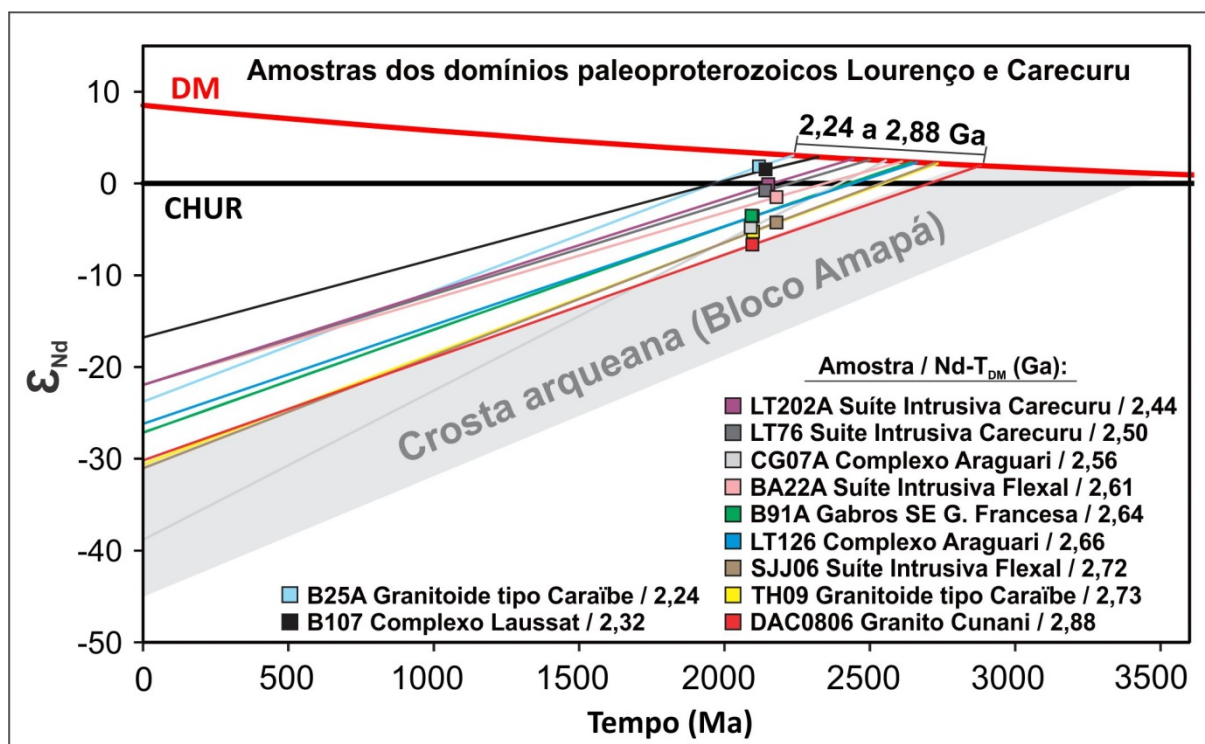


Figura 9.11- Diagrama $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ versus o tempo geológico (Ma) mostrando os *trends* evolutivos para as amostras estudadas as quais caracterizam os domínios paleoproterozoicos Lourenço e Carecuru. O campo em cinza representa a assinatura isotópica de Nd da crosta arqueana do Bloco Amapá, apresentada para comparação.

Fonte: Avelar (2002), Avelar *et al.* (2003), Rosa-Costa *et al.* (2006, 2014), este trabalho.

Os dados isotópicos Sm-Nd em rocha total forneceram idades-modelo Nd- T_{DM} que variam entre 2,24 e 2,88 Ga e valores de $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ predominantemente subcondríticos entre -6,7 e -0,1, com exceção de duas amostras que apresentaram valores positivos de 1,5 (B107) e 1,8 (B25A). Esse conjunto de dados aponta para o retrabalhamento crustal de fontes riacianas a mesoarqueanas, e permite inferir pelo menos um importante episódio de geração de crosta continental no Riacciano (amostra B25A, $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ supracondrítico). As idades-modelo Nd- T_{DM}

são basicamente siderianas (2 amostras) e neo-mesoarqueanas (8 amostras), e podem ser interpretadas como produto de mistura em proporção variável entre uma fonte juvenil riaciana e um material crustal antigo do Mesoarqueano ou mais velho, como registrado no Bloco Amapá (Figura 9.11).

9.4 DISCUSSÃO

9.4.1 Considerações sobre a idade dos episódios magmáticos e correlação com os modelos evolutivos

Os dados isotópicos U-Pb em zircão por LA-ICP-MS permitiram definir com boa precisão e acurácia (vide capítulo 7) as idades de cristalização de onze amostras pertencentes a seis unidades estratigráficas do Domínio Lourenço, incluindo as do sul e sudeste da Guiana Francesa, e duas unidades do Domínio Carecuru. Além disso, subsidiaram o reconhecimento de componentes herdados e uma reavaliação das idades obtidas pelo método de evaporação de Pb em zircão por TIMS em estudos anteriores. Com esse propósito, um quadro geral comparativo entre as idades U-Pb e Pb-Pb em zircão foi montado e é apresentado na Figura 9.12.

Para todas as amostras que já tinham sido previamente datadas, as novas idades U-Pb se mostraram bastante similares. A única exceção, com maior diferença foi observada para a amostra de tonalito B107 do Complexo Laussat, cuja idade U-Pb obtida em quatorze cristais concordantes (2143 ± 8 Ma, Figura 9.9C) é vinte milhões de anos mais jovem que aquela por evaporação de Pb em zircão (2163 ± 3 Ma, Delor *et al.* 2003a), sugerindo que o tonalito B107 pertença, na verdade, ao Complexo TTG Central da Guiana Francesa, que representa uma segunda geração de TTGs mesoriacianos (2,13 a 2,15 Ga; Delor *et al.* 2003). O registro de um núcleo herdado neoarqueano (2,52 Ga, zircão C10, Tabela 9.1 e Figura 9.4) nessa amostra sugere que a idade Pb-Pb determinada, e sutilmente mais velha, possa ser reflexo de mistura de Pb ocorrida durante as fases de evaporação. Essa idade neoarqueana (2,52 Ga) não tem relação com nenhuma unidade do embasamento do Bloco Amapá, cujos episódios magmáticos neoarqueanos têm sido estabelecidos entre 2,59 e 2,79 Ga (ver Capítulo 8). É muito provável que tal idade represente mistura entre domínios distintos (borda e núcleo) desse cristal durante a análise com o laser, produzindo esse valor rejuvenescido de 2,52 Ga. Um tonalito do Complexo Araguari (CG07A) também apresentou um registro neoarqueano, a 2,58 Ga (idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, 1σ , zircão D1, Tabela 9.1), em boa concordância com a idade de

2,59 Ga de um remanescente arqueano inserido no Domínio Lourenço, o Metagranitoide Pedra do Meio (Rosa-Costa *et al.* 2014; Tabela 2.1).

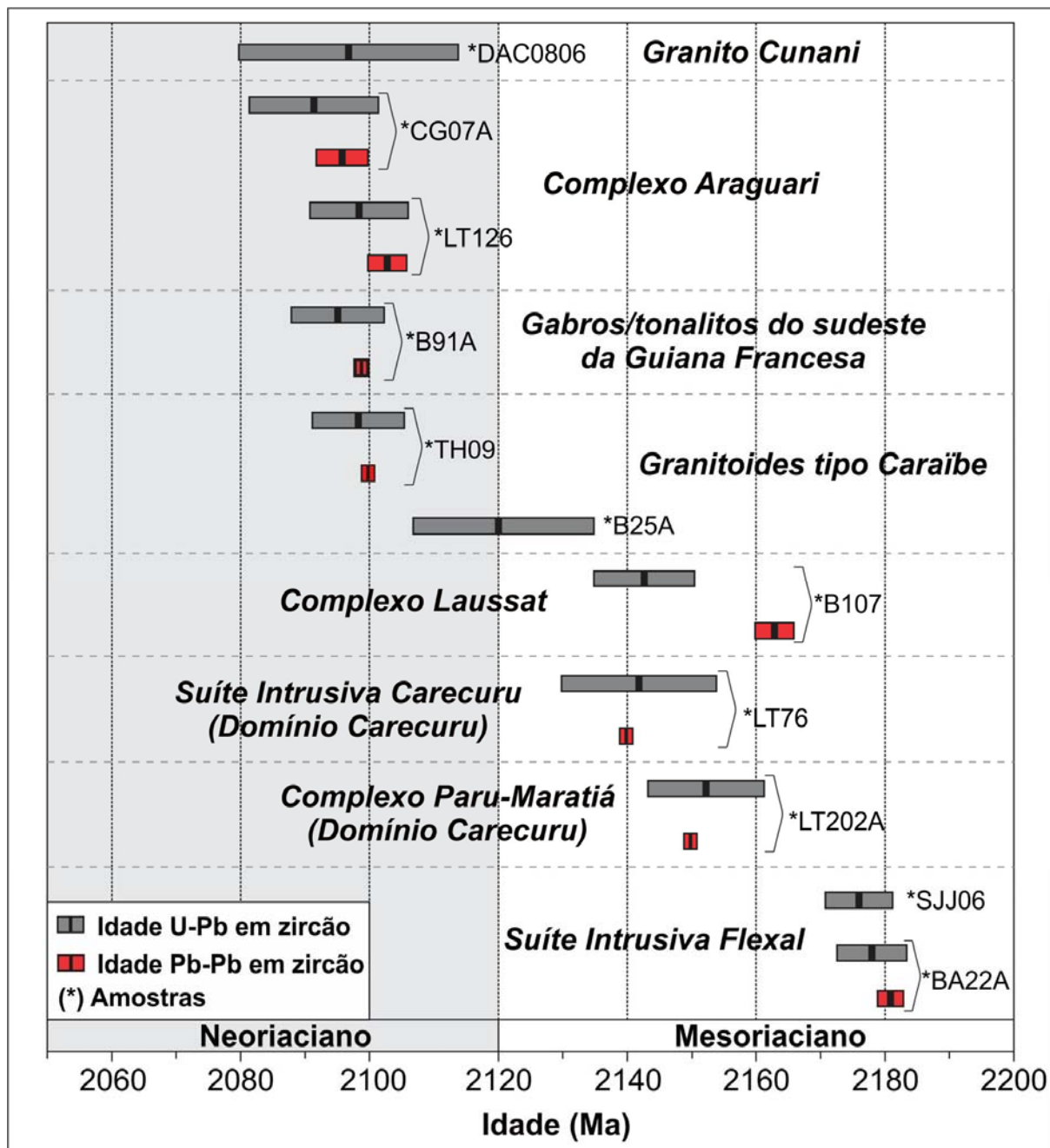


Figura 9.12- Quadro comparativo entre idades obtidas pelo método U-Pb em zircão por LA-ICP-MS e Pb-Pb em zircão por TIMS para as unidades estudadas dos domínios paleoproterozoicos Lourenço e Carecuru. A subdivisão do período Riáciano (em Meso e Neo) segue aproximadamente os limites sugeridos por Delor *et al.* (2003a).

O avanço mais significativo alcançado foi na definição da idade de amostras ainda não datadas da Suíte Intrusiva Flexal (SJJ06), Granitoide Caraíbe (B25A) e Granito Cunani (DAC0806) (Figura 9.9). A amostra SJJ06 é proveniente de uma zona de transição entre

ortognaisses mesoarqueanos (Gnaiss Porfírio) e riacianos, cujas características de campo são bastante similares e de difícil individualização entre ambos. Esses ortognaisses riacianos foram considerados como pertencentes à Suíte Intrusiva Papa Vento (2,13-2,14 Ga) por Silva (2013) e ao Granito Vila Bom Jesus ($\geq 2,08$ Ga) por Rosa-Costa *et al.* (2014). Neste trabalho, a partir da idade U-Pb de $\sim 2,18$ Ga obtida para o protólito granodiorítico desse gnaiss, definimos que esta rocha pertence a Suíte Intrusiva Flexal.

O sienogranito B25A foi arbitrariamente definido em 2,10 Ga por Avelar *et al.* (2003) em comparação com outros granitoides do sudeste da Guiana Francesa. A idade U-Pb aqui obtida (2121 ± 14 Ma), apesar de frágil, sugere que esta rocha é um pouco mais velha do que anteriormente interpretada e pertence ao Neoriaciano. Para a amostra DAC0806 do Granito Cunani, a nova idade obtida (2097 ± 17 Ma) é idêntica à idade U-Pb em zircão de 2098 ± 15 Ma determinada por Souza & Costa Neto (2014) em um monzogranito localizado a aproximadamente 20 km para sudeste da DAC0806. Tais idades definem com segurança o posicionamento do Granito Cunani no Neoriaciano. Adicionalmente, o reconhecimento inédito de zircões herdados do Neo (2,65 Ga) e Mesoarqueano (3,05 Ga) indicam a participação de rochas arqueanas do Bloco Amapá na gênese desse magmatismo granítico neoriaciano do norte do estado do Amapá (Figura 2.5).

Tendo definido as idades de todas as unidades investigadas foi possível se fazer também uma correlação com os estágios dos modelos de evolução geodinâmica vigentes para o sudeste do Escudo das Guianas (ver tópico 2.1), os quais são fundamentados em informações geológicas e geocronológicas (U-Pb e Pb-Pb em zircão, e Sm-Nd em rocha total) acumuladas para a Guiana Francesa (Delor *et al.* 2003a, Théveniaut *et al.* 2006), que representa até então um domínio juvenil da Província Maroni-Itacaiúnas, e para a região sudoeste do estado do Amapá-noroeste do Pará (Rosa-Costa 2006), ambos com evolução relacionada à Orogenia Transamazônica. Dentre os principais estágios evolutivos postulados por Delor *et al.* (2003), dois também foram caracterizados no presente estudo: estágios mesoriaciano D1 (2,18-2,13 Ga - *convergence versus multi-pulse TTG accretion*), e neoriaciano D2a (2,11-2,08 Ga - *sinistral sliding versus granitic magmatism and detrital basin opening*). A Suíte Intrusiva Flexal, unidade mais antiga aqui estudada (2,18 Ga), representa um magmatismo TTG cálcico-alcálico gerado em contexto de subducção de crosta oceânica em ambiente de arco magmático continental (Rosa-Costa *et al.*, 2014) e seria incluída no estágio D1, assim como a Suíte Intrusiva Carecuru (2,14-2,15 Ga), já definida por Rosa-Costa (2006). O Complexo Laussat (2,14 Ga), também representaria o estágio D1, como determinado pelos próprios autores. O estágio D2a, onde predomina magmatismo granítico,

englobaria os granitoides do sul e sudeste da Guiana Francesa (B25A, TH09 e B91A) e o Granito Cunani (2,10 Ga). O Complexo Araguari (2,09-2,10 Ga), apesar de apresentar idade neoriaciana dentro do intervalo do estágio D2a, mostra típica assinatura geoquímica de rochas cálcico-alcalinas resultante de magmatismo relacionado à subducção, de acordo com Barreto *et al.* (2013), e representa evidência de que o episódio de subducção do estágio D1 não parou em 2,13 Ga, mas pode ter prosseguido pelo menos até 2,1 Ga, de forma contemporânea ao estágio colisional D2a.

O modelo evolutivo proposto por Rosa-Costa (2006) considera a participação de crosta arqueana do Bloco Amapá na origem das rochas Paleoproterozoicas, evocando um ambiente de arco magmático continental originado sobre uma zona de subducção estabelecida durante a fase inicial da convergência entre blocos continentais arqueanos, como origem das rochas cálcio-alcalinas mesoriacianas do Domínio Carecuru. Este modelo inclui três estágios evolutivos a partir do Mesoriaciano cujos intervalos de idade se assemelham aqueles de Delor *et al.* (2003). As unidades mesoriacianas aqui estudadas são correlacionadas ao estágio (1) convergente-acrescionário, entre 2,19 e 2,14 Ga, enquanto as unidades neoriacianas se adequam ao estágio (2) colisional, entre 2,10 e 2,08 Ga.

9.4.2 Assinatura isotópica Nd-Hf e considerações sobre a evolução crustal riaciana

Os resultados isotópicos integrados (U-Pb e Lu-Hf em zircão) são inéditos para essa porção da Província Maroni-Itacaiúnas/Escudo das Guianas em território nacional e permitiram tecer considerações importantes sobre a composição isotópica e evolução crustal deste terreno formado durante a Orogenia Transamazônica. A unidade mais velha estudada, a Suíte Intrusiva Flexal (2,18 Ga), está representada por duas amostras, o metadiorito BA22A e ortogneisse granodiorítico SJJ06. Tais amostras encontram-se geograficamente próximas, no extremo sudeste do Domínio Lourenço e, apesar de pertencerem à mesma unidade, apresentam composição isotópica de Nd e Hf sutilmente distintas, até com certa sobreposição no caso do Hf. As idades-modelo Nd- T_{DM} de 2,61 (BA22A) e 2,72 Ga (SJJ06) e Hf- T_{DM}^C entre 2,74 e 2,92 Ga (BA22A) e de 2,86 a 3,06 (SJJ06) marcam de forma indiscutível a participação de fontes neo-mesoarqueanas na geração desses TTGs mesoriacianos, sendo compatível com um ambiente de arco magmático continental como já indicado por Rosa-Costa *et al.* (2014) baseando-se em idades-modelo Nd- T_{DM} . Possivelmente, a maior proximidade da amostra SJJ06 com o bloco arqueano Amapá e mais especificamente com o

Gnaiss Porfírio (3,19 Ga) com quem faz contato direto contribuiu para sua composição menos radiogênica ($\epsilon_{\text{Hf-Nd(t)}}$ subcondríticos e idades-modelo mais velhas).

Os tonalitos do Complexo Araguari (2,1 Ga; amostras LT126 e CG07A) registraram as maiores variações em termos de razão $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$, resultando em um amplo intervalo de $\epsilon_{\text{Hf(t)}}$ subcondríticos (-9,4 a -0,4) e idades-modelo $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ (2,67 a 3,26 Ga). Concordantemente, os valores de $\epsilon_{\text{Nd(t)}}$ também são negativos (-3,6 a -4,8) e as idades Nd-T_{DM} neoarqueanas (2,56 e 2,66 Ga). Tais resultados apontam para o intenso retrabalhamento crustal e mistura de fontes, como ressaltado pela presença de zircões herdados (2,14, 2,19 e 2,23 Ga) no tonalito CG07A, que apresenta também maior variação de $\epsilon_{\text{Hf(t)}}$ em relação ao tonalito LT126. Além disso, a proximidade e influência de componentes crustais do Bloco Amapá é refletida nas idades-modelo $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ meso-paleoarqueanas. O tonalito CG07A tende a composições isotópicas de Hf mais radiogênicas em relação ao tonalito LT126, sugerindo uma participação maior de material mantélico na sua gênese.

O Granito Cunani (2,1 Ga; sienogranito DAC0806), a exemplo do Complexo Araguari acima, também apresentou ampla variação de $\epsilon_{\text{Hf(t)}}$ (-9,5 a -1,4) e idades-modelo $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ (2,79 a 3,54 Ga). Os dados Sm-Nd se destacaram com o menor valor de $\epsilon_{\text{Nd(t)}}$ (-6,7) e a idade-modelo Nd-T_{DM} mais velha (2,88 Ga) dentre todo o conjunto avaliado. Os dois zircões herdados do Neoarqueano (2,65 Ga) e um do Mesoarqueano (3,05 Ga) são responsáveis pelas idades-modelo $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ mais velhas (3,5-3,54 Ga), assinaturas típicas das rochas arqueanas do Bloco Amapá, mesmo estando a mais de 130 km de distância a norte do referido Bloco.

O Granitoide tipo “Caraíbe” (2,1 Ga, granito TH09) do extremo sul da Guiana Francesa, revelou a assinatura isotópica de Hf menos radiogênica encontrada que refletiu em valores subcondríticos de $\epsilon_{\text{Hf(t)}}$ (-12,6 a -7,2) e idades-modelo $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ meso-paleoarqueanas (3,12 a 3,36 Ga), incluindo um cristal herdado mesoriaciano (2,18 Ga) que apontou uma idade-modelo $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ de 3,52 Ga, também característica do Bloco Amapá. O $\epsilon_{\text{Nd(t)}}$ também é negativo (-5,3) e a idade-modelo Nd-T_{DM} neoarqueana (2,73 Ga).

A assinatura isotópica de Hf das unidades do sudeste da Guiana Francesa na fronteira com o Brasil, o tonalito do Complexo Laussat (2,14 Ga, B107), sienogranito tipo “Caraíbe” (2,12 Ga, B25A) e o tonalito neoriaciano do sudeste da Guiana Francesa (2,10 Ga, B91A) seguem um padrão distinto daquele já descrito acima para o sul-sudeste do Domínio Lourenço, com valores de $\epsilon_{\text{Hf(t)}}$ positivos (B107 e B25A) e mistos (B91A) e com idades-modelo $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ exclusivamente neoarqueanas (B107 e B25A) e neo-mesoarqueanas (B91A). Os valores de $\epsilon_{\text{Nd(t)}}$ supracondríticos (1,8 e 1,5) são concordantes com os valores de $\epsilon_{\text{Hf(t)}}$, embora as idades-modelo Nd-T_{DM} sejam mais jovens: riaciana (B25A; 2,24 Ga) e sideriana

(B107; 2,32 Ga). Os dados Sm-Nd mostram que a B25A é única amostra que marca um episódio juvenil riaciano, enquanto que a B107 já apresenta sutil contaminação crustal, como já definido por Delor *et al.* (2003a). Esses autores propõem formação de crosta oceânica juvenil entre 2,26 e 2,20 Ga, evidenciada pelas idades eoriacianas de cristalização de gabros do Complexo “Île de Cayenne” no norte da Guiana Francesa. Entretanto, com os novos dados Lu-Hf obtidos fica clara a participação de um componente arqueano na gênese desses granitoides, colocando em cheque uma derivação puramente juvenil.

As composições isotópicas mistas de Nd para as amostras do Domínio Lourenço corroboram as interpretações de Avelar (2002) e Avelar *et al.* (2003), as quais indicam a participação de componentes crustais arqueanos na formação dos granitoides paleoproterozoicos da região denominada por aqueles autores como “domínio de transição”, aproximadamente coincidente com os limites geotectônicos do Domínio Lourenço, que aparentemente se estende para o sul da Guiana Francesa (TH09). Neste domínio é perceptível uma divisão em termos da composição isotópica de Hf entre as amostras, que pode retratar uma diferença no contexto geodinâmico de formação de cada setor. Aquelas amostras do setor sudeste da Guiana Francesa, noroeste do Domínio Lourenço (B107, B25A e B91A), são mais radiogênicas e apresentam $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ positivos pelo menos para duas das três amostras. Essas assinaturas são compatíveis com assinatura de um ambiente de arco de ilha, como proposto por Vanderhaege *et al.* (1998) e Delor *et al.* (2003a) para a Guiana Francesa. Nesse caso a assinatura isotópica Nd-Hf pode retratar provavelmente a participação de sedimentos continentais arqueanos do Bloco Amapá que “envelheceram” as idades-modelo $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$. A ocorrência de zircões arqueanos (2,77 – 3,19 Ga) em quartzitos e de metapelitos com $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ entre -3,4 e -10,0 das sequências tipo *greestone belts* da região de Camopi no sudeste da Guiana Francesa (Avelar *et al.* 2003, Delor *et al.* 2003a), bem como a identificação de zircões herdados arqueanos em granitoides neoriaciano da porção norte da Guiana Francesa (monzogranito “Petit Saut”, Delor *et al.*, 2003a) corroboram essa interpretação. Para o setor sul/sudeste do Domínio Lourenço (amostras BA22A, SJJ06, CG07A, LT126, DAC0806 e TH09), cuja contribuição arqueana foi nitidamente maior é necessário evocar um ambiente de arco magmático continental com assimilação de crosta arqueana do Bloco Amapá, geograficamente mais próximo, para explicar suas composições isotópicas de Hf-Nd.

No Domínio Carecuru, o ortognaisse tonalítico da Suíte Intrusiva Carecuru (2,15 Ga, LT202A) apresentou a maior razão média $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ dentre todas as amostras, condicionada principalmente por dois cristais supracondríticos ($\epsilon_{\text{Hf}(t)} = +4,0$ e $+4,15$) que forneceram as únicas idades-modelo $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ siderianas de todo o conjunto de amostras analisado, em

concordância com a idade-modelo Nd- T_{DM} de 2,44 Ga. Entretanto, nove cristais marcaram assinatura neoarqueana (Hf- T_{DM}^C de 2,51 a 2,66 Ga), ainda que com $\epsilon_{Hf(t)}$ positivos. O diorito da Suíte Intrusiva Carecuru (2,14 Ga, LT76), por outro lado, exibiu baixos valores de $\epsilon_{Hf(t)}$ positivos e negativos (-1,0 a +0,3) e idades-modelo Hf- T_{DM}^C (2,69 a 2,77 Ga) e Nd- T_{DM} (2,5 Ga) exclusivamente neoarqueanas. Essa assinatura isotópica verificada no Domínio Carecuru (amostras LT202A e LT76), coincidente com a assinatura daquelas três amostras do sudeste da Guiana Francesa no Domínio Lourenço, representa o produto da mistura de magmas juvenis riacianos com componentes crustais arqueanos, como já postulado por Rosa-Costa *et al.* (2006) baseando-se em dados Sm-Nd em rocha total.

As idades-modelo Hf- T_{DM}^C neoarqueanas para o Domínio Carecuru, no sudoeste do Bloco Amapá, são mais jovens que aquelas predominantemente meso-paleoarqueanas identificadas no sul/sudeste do Domínio Lourenço, a norte do Bloco Amapá (amostras da Suíte Intrusiva Flexal, Complexo Araguari, Granito Cunani e extremo sul da Guiana Francesa). Da mesma forma, os valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ e $\epsilon_{Hf(t)}$ são mais radiogênicos, sugerindo um envolvimento menor de crosta continental na proporção de mistura entre magmas juvenis siderianos-riacianos e componentes crustais arqueanos no magmatismo riaciano do Domínio Carecuru em relação ao Domínio Lourenço. Como alternativa para explicar essa diferença entre os dois domínios, ambos em ambientes de arco magmático continental, as idades-modelo Nd-Hf dos granitoides riacianos pode representar uma resposta diferenciada a depender da idade da crosta arqueana assimilada/retrabalhada em acordo com a hipótese da possível existência de dois domínios crustais arqueanos no Bloco Amapá (capítulo 8), um mais novo no sudoeste (episódio de acreção crustal mesoarqueano) e outro mais velho no nordeste (episódio de acreção crustal Paleo a Eoarqueano).

Em síntese, os dados isotópicos Lu-Hf em zircão totalizaram cento e vinte e oito análises, que produziram valores de $\epsilon_{Hf(t)}$ entre -12,6 e +4,2, com média de -2,3, dentre os quais 32,8% (42/128) foram positivos e 67,2% (86/128) negativos. Todas as idades-modelo Hf- T_{DM}^C calculadas, com exceção de dois cristais supracondríticos da Suíte Intrusiva Carecuru (LT202A), resultaram em valores superiores a 2500 Ma, portanto arqueanos, com valor mínimo de 2455 Ma (LT202A), máximo de 3538 Ma (DAC0806) e médio de 2850 Ma. Os dados Sm-Nd em rocha total acompanham em geral os dados Lu-Hf em termos de $\epsilon_{Nd(t)}$ predominantemente subcondríticos, com duas exceções (B25A e B107) e idades-modelo Nd- T_{DM} arqueanas, embora mais jovens, com três exceções (B25A, B107 e LT202A). Todos esses dados contabilizados e integrados formam um arcabouço isotópico robusto, representado na Figura 9.13, que confirma o predomínio dos processos de retrabalhamento crustal de fontes

arqueanas, notadamente o Bloco Amapá, durante a geração dos TTG's e granitoides riacianos dos domínios Lourenço e Carecuru. A geração de nova crosta continental por episódios siderianos-riacianos de extração mantélica contribuiu de forma mais restrita para a assinatura isotópica global de Hf-Nd das rochas dessa porção da Província Maroni-Itacaiúnas. Entretanto, fica evidente que a mistura entre esses dois componentes principais (sideriano-riaciano e arqueano) foi um processo importante, demonstrado por valores baixo-positivos e baixo-negativos de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ na maioria das amostras investigadas e por picos de idades-modelo $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ no Neorqueano (~2,62 e 2,75 Ga). Tal período de acreção crustal não foi identificado no Bloco Amapá e, portanto, só pode ser sustentado por mistura entre componentes juvenis siderianos-riacianos e crustais meso a eoarqueanos em diferentes proporções.

Para o setor noroeste do Domínio Lourenço, no sudeste do Escudo das Guianas, a possibilidade da incorporação de sedimentos arqueanos durante a subducção de crosta oceânica e geração de magmatismo TTG cálcio-alcálico mesoriaciano com assinatura isotópica de Nd-Hf variável (riaciana a arqueana) como descrito acima também pode ser considerada, o que implicaria em uma maior contribuição crustal arqueana no sudeste da Província Maroni-Itacaiúnas do que anteriormente proposto (Delor *et al.* 2003a, e referências citadas).

Entretanto, para os TTGs mesoriacianos do sul-sudeste do Domínio Lourenço e do Domínio Carecuru a fusão e assimilação da própria crosta arqueana do Bloco Amapá em um contexto de arco magmático continental seriam os processos responsáveis pelas assinaturas Nd-Hf híbridas predominantemente arqueanas, como já postulado por Rosa-Costa (2006) para o Domínio Carecuru e por Barreto *et al.* (2013) e Rosa-Costa *et al.* (2014) para o sul do Domínio Lourenço, onde o Bloco Amapá seria a margem continental ativa. A diferença de idade da crosta arqueana envolvida na formação dos granitoides tipo TTG mesoriacianos pode também ter influenciado as assinaturas isotópicas de Hf.

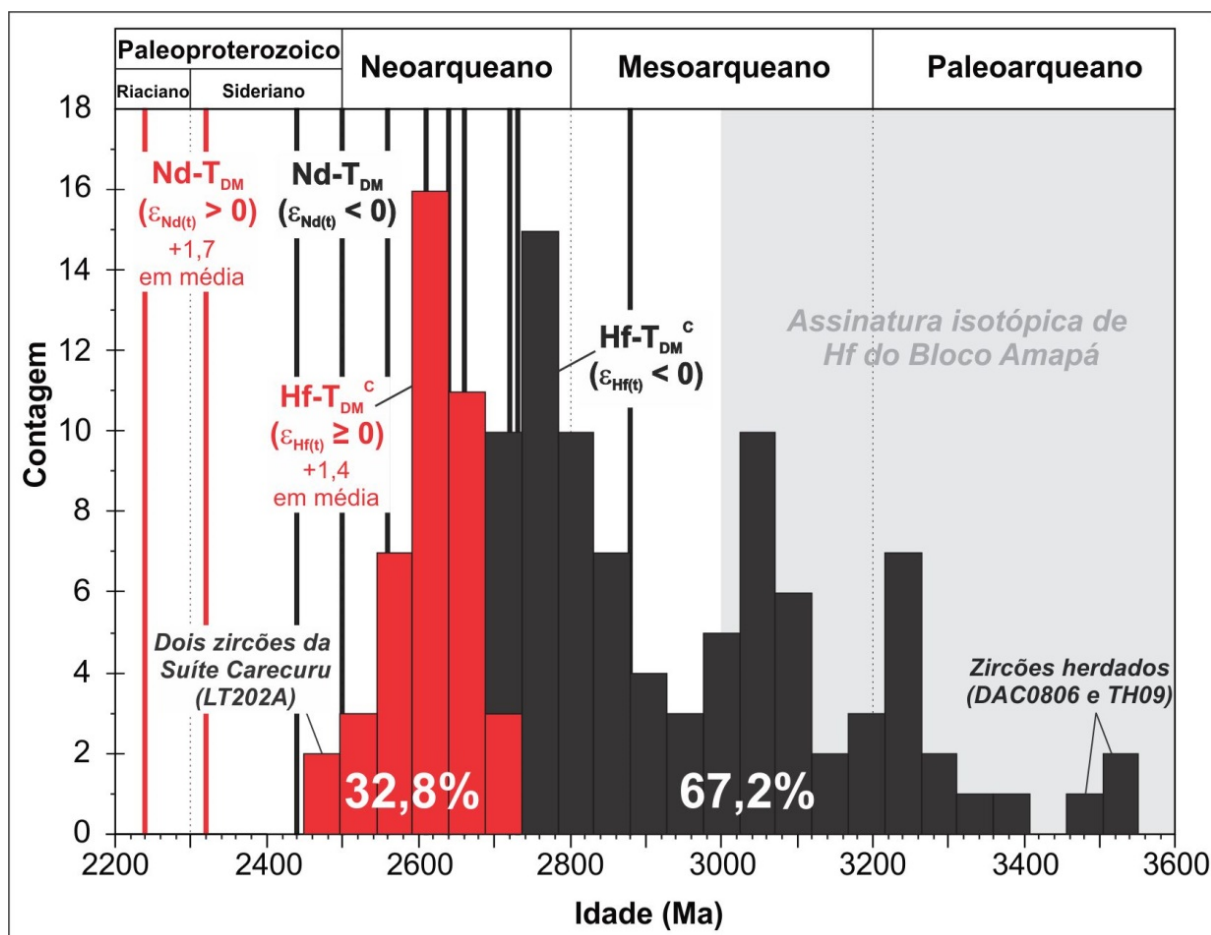


Figura 9.13- Diagrama de distribuição das idades-modelo $Hf-T_{DM}^C$ em zircão (barras verticais) e $Nd-T_{DM}$ em rocha total (linhas contínuas verticais) para as unidades estudadas dos domínios Lourenço e Carecuru. As cores vermelho e preto destacam análises com valores de ϵ_{Hf-Nd} positivos e negativos, respectivamente. As linhas pontilhadas verticais indicam os limites entre as Eras do Arqueano e os períodos de tempo do Paleoproterozoico. O campo em cinza representa o intervalo de idades-modelo $Hf-T_{DM}^C$ em zircão das unidades do embasamento do Bloco Amapá.

9.4.3 Comparação com o modelo *New Crust* (“Nova Crosta”)

O modelo de evolução isotópica de Hf para o manto empobrecido (DM) proposto por Griffin *et al.* (2000) e atualizado por Andersen *et al.* (2009) tem sido amplamente utilizado para estimar o momento de diferenciação da crosta continental a partir do manto. Com a disponibilidade cada vez maior do número de dados Lu-Hf de quase todas as regiões cratônicas da Terra e o crescente volume de estudos sobre a evolução da crosta continental, novas propostas evolutivas vêm sendo apresentadas e discutidas (Dhuime *et al.* 2011, Iizuka *et al.* 2013) e refletem diretamente em diferenças substanciais nos valores das idades-modelo Hf calculadas (até 300 Ma) de acordo com cada proposta. Um dos modelos mais recentes, porém ainda não amplamente utilizado, foi proposto por Dhuime *et al.* (2011) que considera a composição isotópica de rochas vulcânicas de arcos de ilhas modernos e, portanto, da “nova

crosta continental” (NC), ao invés da razão atual $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ de basaltos das cadeias meso-oceânicas (MORB) como utilizado por Griffin *et al.* (2000) e Andersen *et al.* (2009).

Como discutido no tópico anterior, os novos dados combinados U-Pb e Lu-Hf em zircão de granitoides transamazônicos da área de estudo mostraram que a contribuição de crosta arqueana foi necessária, tanto no Domínio Lourenço quanto no Domínio Carecuru, para explicar as assinaturas isotópicas constatadas. Para efeito de comparação, utilizou-se os valores de referência do modelo *New Crust* ($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,283158$ e $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,03795$) de Dhuime *et al.* (2011) e uma razão $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ média da crosta continental de 0,015 nos cálculos dos dados Lu-Hf e verificou-se que 85% (n=109/128) de todos os zircões analisados ainda requerem contribuição de fontes arqueanas (Figura 9.14). Um *trend* de evolução crustal calculado com um valor médio da razão $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ de 0,015 (linhas tracejadas na Figura 9.14), junto com os valores de referência *New Crust* de Dhuime *et al.* (2011), é uma estimativa conservadora em comparação com os valores de referência de Griffin *et al.* (2000) como mostrado na Figura 9.14. As assinaturas arqueanas já são perceptíveis dentro das amostras do Domínio Carecuru (LT202A e LT76) e daquelas do sudeste da Guiana Francesa (B107, B25A e B91A), entretanto para as amostras do sul/sudeste do Domínio Lourenço (BA22A, SJJ06, CG07A, LT126, DAC0806), incluindo aquela do sul da Guiana Francesa (TH09), um componente arqueano é fortemente confirmado, mesmo valendo-se do modelo *New Crust*.

9.4.4 Correlações com charnoquitos do Suriname e com granitoides de Gana (Cráton Oeste Africano)

Charnoquitos e um metagabro da Faixa granulítica Bakhuis no noroeste do Suriname, sudeste do Escudo das Guianas (Figura 2.2), foram investigados por Klaver *et al.* (2015, 2016) que, dentre outros métodos, empreenderam análises Sm-Nd em rocha total e U-Pb-Lu-Hf em setenta cristais de zircão extraídos de cinco amostras de charnoquitos e quarenta e sete cristais de zircão de uma amostra do metagabro Moi-Moi, todos coletadas na região de Kabalebo. As idades U-Pb determinadas para os cinco charnoquitos variaram entre 1984 e 1993 Ma, com uma média de 1989 Ma, enquanto que para o metagabro uma idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ média ponderada foi definida em 1984 ± 4 Ma (n=7). As idades-modelo Nd- T_{DM} da suíte charnoquítica foram definidas entre 2,22 e 2,34 Ga e excluíram o envolvimento de material arqueano em sua gênese. A composição isotópica inicial de Hf dos zircões foi bastante homogênea e o intervalo de valores $\epsilon_{\text{Hf}(1,99)}$ para as cinco amostras de charnoquitos foi de -1,8

a +2,0, que inclui os valores de $\epsilon_{\text{Hf}(1,98)}$ obtidos (-1,2 a +1,3) para o metagabro Moi-Moi. Assim, Klaver *et al.* (2016) concluíram que a colocação dos charnoquitos e metagabros foi contemporânea e que os zircões dos charnoquitos (*charnockitic melt*) foram mecanicamente transferidos para os corpos gabróicos durante a mistura de magma (*mingling*). As idades-modelo Hf- T_{DM}^{C} para os charnoquitos variaram de 2,1 a 2,44 Ga com um pico em 2,34 Ga e foram calculadas usando a composição do manto empobrecido segundo Scherer *et al.* (2001), recalculada para os valores de CHUR de Bouvier *et al.* (2008), e assumindo uma razão crustal $^{176}\text{Lu}/^{176}\text{Hf}$ de 0,011 (Rudnick & Gao 2003). Tais resultados confirmariam o caráter juvenil da Província Maroni-Itacaiúnas com principal período de acreção crustal no limite Riacciano-Sideriano. Entretanto, buscando-se integrar esse conjunto de dados, um dos únicos disponíveis até o presente para a Província Maroni-Itacaiúnas, foi feito um recálculo aplicando-se os parâmetros evolutivos e valores de referência utilizados neste trabalho. Os valores obtidos de $\epsilon_{\text{Hf}(1,99)}$ variaram de -1,6 a +2,11, enquanto que o intervalo de idades-modelo Hf- T_{DM}^{C} foi de 2455 a 2684 Ma, com média de 2570 Ma. Utilizando-se o modelo *New Crust*, as idades-modelo Hf- T_{NC}^{C} ficaram entre 2334 e 2572 Ma, com média de 2454 Ma. Esses resultados (Figura 9.14) estendem também para o noroeste do Suriname a assinatura crustal arqueana, como amplamente registrada nos domínios Lourenço e Carecuru.

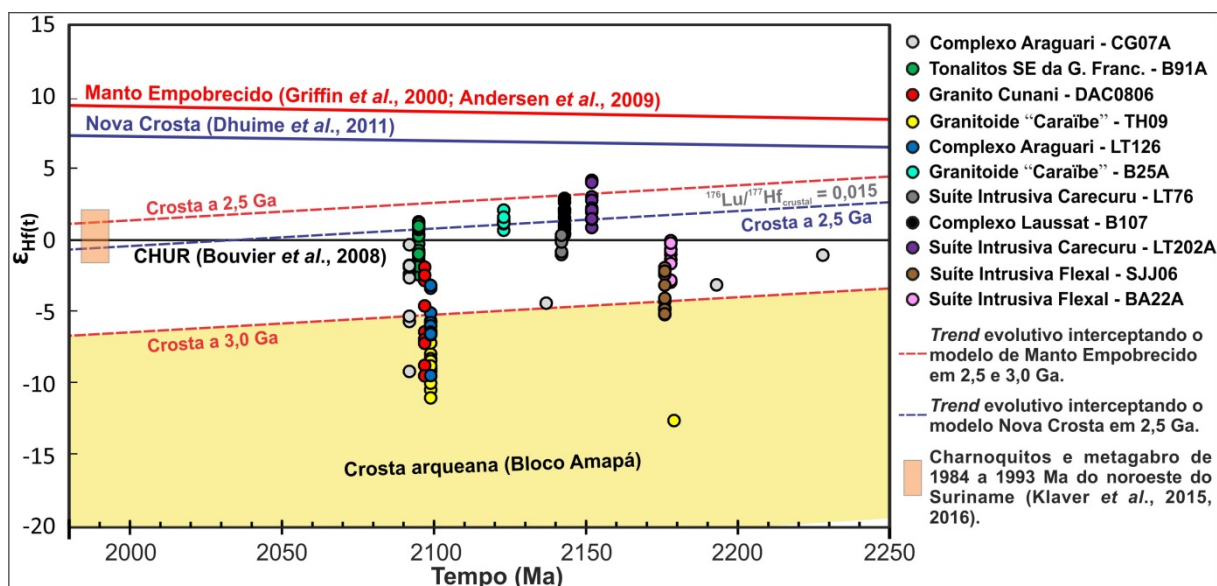


Figura 9.14- Diagrama $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ versus o tempo geológico (Ma). Os valores de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ foram calculados usando as razões $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,0336$ e $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,282785$ para o valor atual do CHUR e a constante de decaimento do ^{176}Lu segundo Söderlund *et al.* (2004). Todas as idades de cristalização utilizadas são aquelas interpretadas para cada amostra, exceto para os cristais herdados nas amostras TH09 e CG07A, cujas idades individuais concordantes ou $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ foram utilizadas. As linhas tracejadas vermelho e azul representam *trends* evolutivos segundo uma razão $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ média de 0,015 interceptando, respectivamente, a reta do Manto Empobrecido e a reta Nova Crosta no limite Arqueano-Paleoproterozoico (2,5 Ga). Os dados de Klaver *et al.* (2015, 2016) para os charnoquitos e

metagabro Moi-Moi de Kabalebo no Suriname (*Bakhuis Granulite Belt*), bem como o campo da crosta arqueana do Bloco Amapá, são apresentados para comparação.

O intervalo de idades-modelo $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ (2,1 a 2,44 Ga) apresentado por Klaver *et al.* (2015) coincide aproximadamente com as idades-modelo Hf-T_{DM} (2,27 a 2,41 Ga) calculadas em estágio único (ver capítulo 6) que são consideradas apenas como idades-modelo mínimas, uma vez que seus cálculos utilizam a razão $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ medida no zircão, que em geral é muita baixa ($< 0,001$).

Alguns trabalhos têm sido publicados aplicando a sistemática U-Pb-Lu-Hf em zircão nos terrenos Birimianos do Craton Oeste Africano, especialmente em Gana (Block *et al.* 2016, Petersson *et al.* 2016, 2018). Esses terrenos são conhecidos por consistir de crosta juvenil (~2,35 e 2,06 Ga) formada durante a Orogenia Eburneana (Abouchami *et al.* 1990, Boher *et al.* 1992, Petersson *et al.* 2016) e têm sido correlacionados com a Província Maroni-Itacaiúnas do Craton Amazônico (Zhao *et al.* 2002, Théveniaut *et al.* 2006, Neves 2011). Em linhas gerais, vem sendo identificada na gênese dos granitoides paleoproterozoicos de Gana uma contribuição crustal arqueana, que embora ainda restrita, é maior do que previamente inferida (Block *et al.* 2016, Petersson *et al.* 2016).

A contribuição mais recente (Petersson *et al.* 2018) apresenta dados isotópicos combinados U-Pb e Lu-Hf obtidos em zircões provenientes de nove granitoides Birimianos intrudindo diferentes domínios do noroeste, oeste e sudeste de Gana. Valores de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ subcondríticos indicando retrabalhamento de crosta arqueana são registrados em zircões tanto do noroeste quanto do sudeste de Gana. Como uma estimativa conservadora, usando o modelo *New Crust* de Dhuime *et al.* (2011) e uma razão $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ crustal de 0,015, 71% ($n=77/109$) de todos os cristais de zircão analisados variando em idade U-Pb de 2130 a 2220 Ma requerem contribuição de fonte arqueana retrabalhada, contradizendo a hipótese original de que os terrenos Birimianos consistem predominantemente de crosta juvenil sideriana-riaciana (Abouchami *et al.* 1990; Boher *et al.* 1992). O valor mínimo de $\epsilon_{\text{Hf}(2,14)}$ de -10,5 sugere um componente do final do Mesoarqueano a Paleoarqueano como a fonte crustal antiga contributiva. Esses dados, combinados com assinaturas crustais previamente reportadas de $\delta^{18}\text{O}$ em zircões detríticos birimianos em Gana (Kristinsdóttir *et al.* 2013), sugerem retrabalhamento de sedimentos arqueanos antigos durante o crescimento crustal iniciado por subducção nas proximidades de um, ou possivelmente entre dois cratons arqueanos antigos.

10 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os principais avanços alcançados nesta Tese de doutorado podem ser divididos em duas etapas principais. A primeira delas dedicada a apresentar de forma detalhada a instrumentação e os procedimentos experimentais envolvidos durante a implantação dos métodos U-Pb e Lu-Hf para análises *in situ* de zircões por LA-MC-ICP-MS, bem como os resultados obtidos para materiais internacionais de referência analisados e que reproduziram os valores médios da literatura validando a aplicação em rotina dessas metodologias no Pará-Iso/UFPA. As primeiras aplicações da metodologia Lu-Hf e U-Pb em zircões de granitoides e metagranitoides já estudados dos domínios paleoproterozoicos Lourenço e Carecuru e do bloco arqueano Amapá, no sudeste da Província Maroni-Itacaiúnas/Escudo das Guianas, renderam resultados satisfatórios em acordo com a proposta inicial deste estudo e foram publicados como capítulos de livro (capítulos 6 e 7) em língua portuguesa, visando atender principalmente aos usuários do Pará-Iso/UFPA, que, além de pesquisadores externos à UFPA, na sua maioria são estudantes de graduação e pós-graduação vinculados à Faculdade de Geologia e ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica da UFPA.

A segunda etapa da Tese foi voltada para a ampliação do número de análises e interpretação dos dados isotópicos Sm-Nd em rocha total e U-Pb/Lu-Hf em zircão obtidos para unidades-chave do Bloco Amapá (capítulo 8) e dos domínios paleoproterozoicos Lourenço e Carecuru (capítulo 9), trazendo novas ideias que possibilitaram reavaliar e compreender melhor os processos de formação e evolução deste segmento de crosta continental, como detalhados abaixo.

No Bloco Amapá, três principais episódios magmáticos foram bem definidos por dados U-Pb em zircão: dois no Mesoarqueano, em 3,19 Ga (com herança a 3,49 Ga) e 2,85 Ga, e um no Neoarqueano entre 2,69 e 2,65 Ga. Os dados Lu-Hf trouxeram as seguintes informações: (i) o retrabalhamento crustal foi o processo predominante durante a formação das rochas que hoje representam esse bloco continental, (ii) pelo menos dois episódios de extração mantélica e geração de crosta continental foram seguramente identificados, um no Eoarqueano (~4,0 Ga) e outro no Mesoarqueano (3,0-3,1 Ga), (iii) um terceiro evento de crescimento crustal no Paleoarqueano foi sugerido para explicar parte da assinatura verificada no Gnaiss Porfírio e, (iv) as assinaturas isotópicas de Hf mostraram-se distintas para os segmentos crustais do sudoeste e do nordeste do Bloco Amapá, sugerindo que foram originados em diferentes episódios e posteriormente agregados para formar a configuração atual do Bloco Amapá.

O reconhecimento de um episódio de crescimento crustal no Eoarqueano ($\sim 4,0$ Ga) é inédito para o sudeste do Escudo das Guianas no Brasil, é não foi registrado pela sistemática Sm-Nd em rocha total. Esse episódio do Eoarqueano junto com o reconhecimento de um xenocristal de zircão Hadeano ($\sim 4,2$ Ga) em rochas magmáticas do sul da Guiana são os únicos até então descritos para todo o Cráton Amazônico e apontam para a existência de um remanescente crustal Hadeano-Eoarqueano no Escudo das Guianas, implicando que a evolução geológica e tectônica do Cráton Amazônico se iniciou mais de 500 Ma antes do que previamente observado ($\sim 3,5$ Ga para o Bloco Amapá).

A análise de dados isotópicos U-Pb e Lu-Hf em zircão e Sm-Nd em rocha total disponíveis para os domínios arqueanos dos crátons Amazônico e Oeste Africano revelou o registro de crosta eoarqueana em ambos os crátons com geração crustal iniciando em 4,0 Ga e que todos esses domínios arqueanos compartilham uma história Paleo-Mesoarqueana. A existência de um episódio mesoarqueano de crescimento crustal no Bloco Amapá é concordante com o principal pico de crescimento crustal reconhecido globalmente por Condie (2014), e a definição de um episódio de geração de crosta em $\sim 4,0$ Ga no extremo sudeste do Escudo das Guianas sugere que a ocorrência de crosta eoarqueana pode ser muito mais extensa em uma escala global do que é conhecido até agora.

Nos terrenos paleoproterozoicos investigados, a geocronologia U-Pb em zircão permitiu reavaliar e definir a idade de onze amostras, incluindo três ainda não datadas por outros métodos, correspondentes a seis unidades estratigráficas do Domínio Lourenço e duas do Domínio Carecuru. Assim, os principais episódios magmáticos puderam ser fixados em $\sim 2,18$, 2,15-2,14, 2,12 e 2,10-2,09 Ga e correlacionados com os estágios mesoriacianos (2,18 a 2,12 Ga) e neoriacianos (2,12 a 2,09 Ga) dos modelos de evolução geodinâmica vigentes para o sudeste do Escudo das Guianas.

Os dados isotópicos Lu-Hf em zircão e Sm-Nd em rocha total obtidos para todos os TTGs e granitoides riacianos permitiram a individualização de três setores principais no extremo sudeste da Província Maroni-Itacaiúnas com assinaturas isotópicas Nd-Hf distintas que sugerem diferenças no contexto geodinâmico de formação:

(i) Setor noroeste do Domínio Lourenço/sudeste da Guiana Francesa (amostras B107, B25A e B91A) com assinatura supra-condrítica riaciana a neoarqueana em concordância com ambientes de arco de ilha, como já consolidado para a Guiana Francesa em estudos anteriores, com menor contribuição arqueana provavelmente por incorporação de sedimentos antigos durante os processos de subducção;

(ii) Setor sul/sudeste do Domínio Lourenço (amostras SJJ06, BA22A, CG07A, LT126, DAC0806 e TH09) com assinatura isotópica subcondrítica predominantemente meso-paleoarqueana, incluindo zircões herdados, indicativa de assimilação de crosta antiga do Bloco Amapá em ambiente de arco magmático continental;

(iii) Domínio Carecuru (amostras LT202A e LT76) caracterizado por assinatura isotópica supra-condrítica predominantemente neoarqueana sugestiva de assimilação de crosta antiga do Bloco Amapá em ambiente de arco magmático continental, como já sugerido em trabalhos anteriores para este domínio;

As diferenças entre as idades-modelo $Hf-T_{DM}^C$ entre o setor sul/sudeste do Domínio Lourenço (meso-paleoarqueanas) e o Domínio Carecuru (neoarqueanas) podem estar relacionadas com a proporção/quantidade de material crustal arqueano assimilado e/ou com a idade da crosta arqueana incorporada em cada setor, lembrando os eventos de acreção crustal identificados para o sudoeste (Mesoarqueano) e nordeste (Paleo-Eoarqueano) do Bloco Amapá.

Para comparar as assinaturas isotópicas de Hf quase exclusivamente arqueanas obtidas (98,4%), aplicando-se uma estimativa considerada mais conservadora, foram utilizados os valores de referência do modelo *New Crust* (Dhuime *et al.* 2011) em um recálculo dos dados Lu-Hf e verificou-se que 85% (n=109/128) de todos os zircões analisados ainda exigiam contribuição de fontes arqueanas.

Finalmente, foram realizadas correlações com charnoquitos e um metagabro orosirianos (1,98-1,99 Ga) de Kabalebo na Faixa granulítica Bakhuis, noroeste do Suriname, sudeste do Escudo das Guianas, e com granitoides riacianos (2,22-2,13 Ga) do noroeste, oeste e sudeste de Gana, representantes dos terrenos Birimianos do Cráton Oeste Africano. Os dados Lu-Hf, normalizados com os parâmetros de cálculo utilizados neste trabalho, estenderam também para o noroeste do Suriname a assinatura crustal arqueana ($Hf-T_{DM}^C$ entre 2,46 a 2,68 Ga, com média de 2,57 Ga), semelhante àquela registrada no noroeste do Domínio Lourenço (sudeste da Guiana Francesa) e no Domínio Carecuru. De forma semelhante, o estudo mais amplo e atual conduzido em granitoides Birimianos de Gana, baseando-se no modelo *New Crust*, apontou que 71% (n=77/109) de todos os cristais de zircão analisados requeriam contribuição de fonte arqueana, contradizendo a hipótese original de que os terrenos Birimianos consistiam predominantemente de crosta juvenil, em uma situação análoga ao que era pensado para o sudeste do Escudo das Guianas.

REFERÊNCIAS

- Abouchami W., Boher M., Michard A., Albarède F. 1990. A major 2.1 Ga event of mafic magmatism in West Africa: an early stage of crustal accretion. *Journal of Geophysical Research*, **95**: 17605-17629.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., BritoNeves B.B., Fuck P.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Reviews*, **17**:1-29.
- Amelin Y., Lee D., Halliday A.N., Pidgeon R.T. 1999. Nature of the Earth's earliest crust from hafnium isotopes in single detrital zircons. *Nature*, **399**: 252-255.
- Andersen T., Andersson U.B., Graham S., Åberg G., Simonsen S.L. 2009. Granitic magmatism by melting of juvenile continental crust: new constraints on the source of Palaeoproterozoic granitoids in Fennoscandia from Hf isotopes in zircon. *Journal of the Geological Society*, **166**: 233–248.
- Arvizu H. E. & Iriondo A. 2011. Estudios isotópicos de Hf en zircones de granitoides pérmicos em el NW de México: Evidencia de mezcla de magmas generados a partir de la fusión de múltiples fuentes corticales. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, **28**(3): 493-518.
- Avelar V.G., 2002. Geocronologia Pb–Pb em zircão e Sm–Nd em rocha total da porção centro-norte do Estado do Amapá-Brasil: Implicações para a evolução geodinâmica do setor oriental do Escudo das Guianas. TS Doutorado - PPGG-UFPA, Belém, 213 p.
- 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 Neoarchean signatures. *Geologie de la France*, **2-3-4**: 83-100.
- Barbosa J.P.O. & Chaves C.L. 2015. Geologia e Recursos Minerais da Folha Macapá - NA.22-Y-D, Estado do Amapá, Escala 1:250.000. Belém: CPRM – Serviço Geológico do Brasil. 116p.
- Bard J.P. 1980. *Microtextures of igneous and metamorphic rocks*. Tokyo, D. Reidel Publishing Company, 246p.
- Barreto C. J. S., Lafon J. M., Rosa-Costa L.T., Dantas E.L. 2013. Paleoproterozoic granitoids from the northern limit of the Archean Amapá block (Brazil), Southeastern Guyana Shield: Pb-Pb evaporation in zircons and Sm-Nd geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, **45**: 97-116.
- Belousova E.A., Reid A.J., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. 2009. Rejuvenation vs. recycling of archean crust in the Gawler Craton, South Australia. Evidence from U–Pb and Hf isotopes in Detrital Zircon. *Lithos*, **113**: 570–582.
- Belousova E.A., Kostitsyn Y.A., Griffin W.L., Begg G.C., O'Reilly S.Y., Pearson N.J. 2010. The growth of the continental crust: Constraints from zircon Hf-isotope data. *Lithos*, **119**: 457-466.

Bertotti A.L. 2012. *Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICP-MS*. TS Doutorado - PPGG-UFRGS, Porto Alegre, 162 p.

Bertotti A.L., Chemale Jr. F., Kawashita K. 2013. Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICP-MS: aplicação em gabro do Ofiolito Aburrá, Colômbia. *Pesquisas em Geociências*, **40**(2): 117-127.

Best M.G. 1982. *Igneous and metamorphic petrology*. New York, W.H. Freeman & Company. 630p.

Blichert-Toft J. & Albarède F. 1997. The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the crust-mantle system. *Earth and Planetary Science Letters*, **148**: 243–258.

Block S., Baratoux L., Zeh A., Laurent O., Bruguier O., Jessell M., Ailleres L., Sagna R., Parra-Avila L.A., Bosch D. 2016. Paleoproterozoic juvenile crust formation and stabilisation in the south-eastern West African Craton (Ghana); New insights from U-Pb-Hf zircon data and geochemistry. *Precambrian Research*, **287**: 1-30.

Boher M., Abouchami W., Michard A., Albarede F., Arndt N.T. 1992. Crustal Growth in West Africa at 2.1 Ga. *Journal of Geophysical Research*, **97**(B1): 45-36.

Bouvier A., Vervoort J.D., Patchett P.J. 2008. The Lu–Hf and Sm–Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets. *Earth and Planetary Science Letters*, **273**: 48–57.

Buhn B., Pimentel M.M., Matteini M., Dantas E.L. 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma spectrometry (LA-MC-ICPMS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **81**: 99-114.

Cawood P.A., Hawkesworth C.J., Dhuime B. 2013. The continental record and the generation of continental crust. *Geological Society of America Bulletin*, **125**: 14–32.

Chemale Jr F., Kawashita K., Dussin I.V., Ávila J.N., Justino D., Bertotti A. 2012. U-Pb zircon in situ dating with LA-MC-ICP-MS using a mixed detector configuration. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **84**(2): 275-295.

Cherniak D.J. & Watson E.B. 2000. Pb diffusion in zircon. *Chemical Geology*, **172**: 5-24.

Condie K.C. 2014. Growth of continental crust: a balance between preservation and recycling. *Mineralogical Magazine*, **78**(3): 623–637.

Cordani U.G., Tassinari C.C.G., Teixeira W., Basei M.A.S., Kawashita K. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: 2º Congresso Geológico Chileno. Arica, *Short papers*, p. 137–148.

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

Costa J.B.S. & Hasui Y. 1997. Evolução geológica da Amazônia. In: Costa M.L.C., Angélica R.S. (coords.). *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Belém, SBG-NO, p.15-90.

Davis D.W., Amelin Y., Nowell G.M., Parrish R.R. 2005. Hf isotopes in zircon from the western Superior province, Canada: Implications for Archean crustal development and evolution of the depleted mantle reservoir. *Precambrian Research*, **140**(3-4): 132-156.

Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. 1992. *Rock-forming minerals*. 2nd ed. London, Longmans, 696p.

Delor C., Lahondère D., Egal E., Marteau P. 2001. *Carte géologique de la Guyane à 1/500.000*. 2nd edition, [S.:l.], BRGM.

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., Roeveer E.W.F., Lafon J.M., Lahondère D., Rossi P., Cocherie A., Guerrot C., Potrel A. 2003b. The Bakhuys 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.

DePaolo D.J. 1981. Nd isotopic studies: some new perspectives on Earth Structure and Evolution. *EOS*, **62**: 137-145.

DeRoeveer E.W.F., Lafon J.M., Delor C., Cocherie A., Guerrot C. 2015. Orosirian magmatism and metamorphism in Surinam: new geochronological constraints. *Contribuições à Geologia da Amazônia*, **9**: 359-372.

Dhuime, B., Hawkesworth, C., Cawood, P. 2011. When Continents Formed. *Science*, **331**: 154-155.

Dhuime B., Hawkesworth C.J., Cawood P.A., Storey C.D. 2012. A change in the geodynamics of continental growth 3 billion years ago. *Science*, **335**: 1334-1336.

Faraco M.T.L. 1997. Evolução petroquímico-metalogenética das rochas e mineralizações associadas à Suíte Vila Nova na Serra do Ipitinga (NW do Pará). TS Doutorado - PPGG-UFPA, Belém, 245p.

Faraco M.T.L., Marinho P.A.C., Costa E.J.S., Vale A.G. 2004a. 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. de. (eds.). Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo: sistema de informações geográficas - SIG. Brasília: CPRM. CD-ROM 4/41. Programa Geologia do Brasil.

Faraco M.T.L., Marinho P.A.C., Vale A.G., Moura C.V., Macambira M.J.B. 2004b. Idades modelo Sm–Nd e idade ^{207}Pb – ^{206}Pb em zircão no Distrito de Ipitinga, reserva nacional do cobre e seus associados-RENCA. In: 42º SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, Araxá. *Anais...* 1 CD-ROM.

Faraco M.T.L. & Théveniaut H. 2011. *Geologia da porção brasileira da folha Oiapoque, NA.22-V-B, estado do Amapá, escala 1:250.000*. Belém, CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 112 p.

Fujimaki H. 1986. Partition coefficients of Hf, Zr, and REE between zircon, apatite, and liquid: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **94**: 42-45.

Gerdes A. & Zeh A. 2006. Combined U–Pb and Hf isotope LA-(MC)-ICP-MS analyses of detrital zircons: comparison with SHRIMP and new constraints for the provenance and age of an Armorican metasediment in Central Germany. *Earth and Planetary Sciences Letters*, **249**: 47–61.

Gerdes A. & Zeh A. 2009. Zircon formation versus zircon alteration - New insights from combined U–Pb and Lu–Hf in-situ LA-ICP-MS analyses, and consequences for the interpretation of Archean zircon from the Central Zone of the Limpopo Belt. *Chemical Geology*, **261**: 230-243.

Griffin W.L., Pearson N.J., Belousova E., Jackson S.E., O'Reilly S.Y., Van Acherberg E., Shee S.R. 2000. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **64**: 133–147.

Griffin W.L., Wang X., Jackson S.E., Pearson N.J., O'Reilly S.Y., Zhou X. 2002. Zircon chemistry and magma genesis, SE China: in-situ analysis of Hf isotopes, Pingtan and Tonglu igneous complexes. *Lithos*, **61**: 237– 269.

Griffin W.L., Belousova E.A., Shee S.R., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. 2004. Archean crustal evolution in the northern Yilgam Craton: U–Pb and Hf-isotope evidence from detrital zircons. *Precambrian Research*, **131**(3-4): 231-282.

Harrison T.M., Blichert-Toft J., Müller W., Albarede F., Holden P., Mojzsis S.J. 2005. Heterogeneous Hadean hafnium: evidence of continental crust at 4.4 to 4.5 Ga. *Science*, **310**: 1947-1950.

Hasui Y.; Haraly N.L.E.; Schobbenhaus C. 1984. Elementos geofísicos e geológicos da região amazônica: subsídios para o modelo geotectônico. In: 2º Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus. Anais...1 CD-ROM.

Hawkesworth C.J. & Kemp A.I.S. 2006. Evolution of the continental crust: *Nature*, **443**: 811-817.

Hawkesworth C.J., Dhuime B., Pietranik A.B., Cawood P.A., Kemp A.I.S., Storey C.D. 2010. The generation and evolution of the continental crust. *Journal of the Geological Society of London*, **167**: 229–248.

Heinonen A., Andersen T., Ramo O.T. 2010. Re-evaluation of rapakivi petrogenesis: Source constraints from the Hf isotope composition of zircon in the rapakivi granites and associated mafic rocks of southern Finland. *Journal of Petrology*, **51**: 1687–1709.

Heinonen A., Andersen T., Rämö O.T., Whitehouse M.J. 2015. The source of Proterozoic anorthosite and rapakivi granite magmatism: evidence from combined *in situ* Hf–O isotopes of zircon in the Ahvenisto complex, southeastern Finland. *Journal of the Geological Society*, **172**: 103–112.

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 - Uncertainty Propagation, Age Interpretation and Data Reporting. *Geostandards and Geoanalytical Research*, **40**(3): 311–332.

Iizuka T., Campbell I.H., Allen C.M., Gill J.B., Maruyama S., Makoka F. 2013. Evolution of the African continental crust as recorded by UePb, LueHf and O isotopes in detrital zircons from modern rivers. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **107**: 96–120.

Iizuka T., Yamaguchi T., Itano K., Hibiya Y., Suzuki K. 2017. What Hf isotopes in zircon tell us about crust–mantle evolution. *Lithos*, **274–275**: 304–327.

João X.S.J.; Frizzo S.J.; Marinho P.A.C.; Carvalho J.M.A.; Neto C.S.S.; Souza A.N.; Guimarães L.R. 1978. *Geologia da região sudoeste do Amapá e norte do Pará: Projeto Sudoeste do Amapá*. DNPM/CPRM. 125p. (Série Geol. 10).

João X.S.J., Carvalho J.M.A., Vale A.G., Frizzo S.J., Martins R.C. 1979. *Projeto Falsino*. Relatório final: texto explicativo e mapas. Escala 1:100.000. Belém: DNPM;- CPRM, v.1-A, 199p.

Kemp A.I.S., Wilde S.A., Hawkesworth C.J., Coath C.D., Nemchin A., Pidgeon R.T., Vervoort J.D., DuFrane S.A. 2010. Hadean crustal evolution revisited: New constraints from Pb–Hf isotope systematics of the Jack Hills zircons. *Earth and Planetary Science Letters*, **296**: 45–56.

Kinny P.D., Compston W., Williams I.S. 1991. A reconnaissance ion-probe study of hafnium isotopes in zircons. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **55**: 849–859.

Kinny P.D. & Maas R. 2003. Lu-Hf and Sm-Nd isotope systems in zircon. In: HANCHAR JM AND HOSKIN PWO (Eds), *Zircon, The Geological Society of America (GSA)*, Washington, USA, p. 327–341.

Klaver M., Roeвер 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

Klaver M., Roeвер E.W.F., Thijssen A.C.D., Bleeker W., Söderlund U., Chamberlain K., Ernst R., Berndt J., Zeh A. 2016. Mafic magmatism in the Bakhuis Granulite Belt (western Suriname): relationship with charnockite magmatism and UHT metamorphism. *GFF*, **138** (1): 203–218.

Klein E.L., Rosa-Costa L.T. da, Lafon J.M. 2003. Magmatismo paleoarqueano (3,32Ga) na região do rio Cupixi, SE do Amapá, SE do Escudo das Guianas. In: 7º SBG-NO, Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus. *Resumos expandidos*, 1 CD-ROM.

Kober B. 1986. Whole-grain evaporation for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -age-investigations on single zircons using a double-filament thermal ion source. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **93**: 482–490.

Kober B. 1987. Single zircon evaporation combined with Pb+ emitter-bedding for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -age investigations using thermal ion mass spectrometry, and implications to zirconology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **96**: 63–71.

Kristinsdóttir B., Scherstén A., Kemp A.I.S., Petersson A. 2013. Juvenile crustal growth during the Palaeoproterozoic: U-Pb-O-Hf isotopes from detrital zircon from Ghana. *Mineralogical Magazine*, **77**(5): 1513.

Kurhila M., Andersen T., Rämö O.T. 2010. Diverse sources of crustal granitic magma: Lu–Hf isotope data on zircon in three Paleoproterozoic leucogranites of southern Finland. *Lithos*, **115**: 263–271.

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: 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro. *Anais...* 1 CD-ROM.

Le Maitre R.W., Bateman P., Duxson A., Keller J., Lameyre J., Lebasabine P.A., Schmid R., Serensen H., Streckeisen A., Woolley R.A., Zannettin B. 1989. *Recommendation of the IUGS, Subcommission of the Systematics of Igneous Rocks*. Oxford, Black Well Scientific Publications, 193p.

Leal R.E. 2015. Geoquímica e geocronologia U-Pb, Sm-Nd e Rb-Sr dos granitoides orosirianos do domínio Erepecuru-trombetas, Província Amazônia Central, noroeste do Pará. Dissertação de Mestrado - PPGG-UFPA, Belém, 94 p.

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, 1/120p. (Levantamentos de Recursos Naturais, 6).

Lima M.I.C.; Oliveira E.P.; Tassinari C.C.G. 1982. Cinturões granulíticos da porção setentrional do Craton Amazônico. In: 1^o SBG-NO, Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém. *Resumos expandidos*, 147-162.

Mackenzie W.S., Donaldson C.H., Guilford C. 1982. *Atlas of igneous rocks and textures*. Longman, London, 148p.

Matteini M., Dantas E.L., Pimentel M. M., Bühn B. 2010. Combined U-Pb and Lu-Hf isotope analyses by laser ablation MC-ICP-MS: methodology and applications. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **82**(2): 479-491.

McReath I. & Faraco M.T.L. 1997. Sm/Nd and Rb/Sr systems in part of the Vila Nova metamorphic suite, northern Brazil. In: 1st South American Symposium on Isotope Geology, Campos do Jordão. *Extended abstracts*, p.194-196.

McReath, I., Faraco, M.T.L., 2006. Paleoproterozoic greenstone - granite belts in Northern Brazil and the former Guiana shield - West African Craton province. *Geologia USP, Série Científica*, **5**(2): 49-63.

Milhomem Neto J.M., Lafon J.M., Galarza M.A. 2015. Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICP-MS no laboratório Pará-Iso/UFPA: Metodologia e exemplo de aplicação. In: 14º SBG-NO, Simpósio de Geologia da Amazônia. Marabá. *Anais...* 1 CD-ROM.

Nadeau S., Chen W., Reece J., Lachhman D., Ault R., Faraco M. T. L., Fraga L. M., Reis N. J., Betiollo L. M. 2013. Guyana: the Lost Hadean crust of South America?. *Brazilian Journal of Geology*, **43**(4): 601-606.

Nascimento, D. 2008. Estudo petrográfico, geoquímico e geocronológico da granitogênese tardi-transamazônica da região de Calçoene, norte do Amapá. Trabalho de conclusão de curso, Faculdade de Geologia, Instituto de Geociências, UFPA, Belém, Pará, 84p.

Nebel O., Nebel-Jacobsen Y., Mezger K., Berndt J. 2007. Initial Hf isotope compositions in magmatic zircon from early Proterozoic rocks from the Gawler Craton, Australia: a test for zircon model ages. *Chemical Geology*, **241**: 23-37.

Nebel O., Rapp R.P., Yaxley G.M. 2014. The role of detrital zircons in Hadean crustal research. *Lithos*, **190-191**: 313-327.

Nebel-Jacobsen Y., Scherer E.E., Munker C., Mezger K. 2005. Separation of U, Pb, Lu, and Hf from single zircons for combined U-Pb dating and Hf isotope measurements by TIMS and MC-ICPMS. *Chemical Geology*, **220**(1-2): 105-120.

Neves S.P. 2011. Atlantica revisited: new data and thoughts on the formation and evolution of a long-lived continent. *International Geology Review*, **53**(11-12): 1377- 1391.

Nogueira S.A.A., Bettencourt J.S., Tassinari C.C.G. 2000. Geochronology of the granitoid hosted Salamangone gold deposit Lourenço District Amapá, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**(2): 261-264.

Nomade S. 2001. Evolution géodynamique des cratons des Guyanes et d'Afrique de l'Ouest. Apport des données paléomagnétiques, géochronologiques ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) et géochimiques en Guyane et Côte-d'Ivoire. TS Doutorado - Universidade de Orleans, 343 p.

Nomade S., Féraud G., Chen Y., Pouclet A. 2002. Thermal and tectonic evolution of the paleoproterozoic Transamazonian orogen as deduced from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and AMS along the Oyapock river (French Guyana). *Precambrian Research*, **114**: 35-53.

Oliveira E.C., Lafon J.M., Gioia 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**: 116-129.

Parra-Avila, L.A., Belousova, E., Fiorentini, M.L., Baratoux, L., Davis, J., Miller, J., McCuaig, T.C., 2016. Crustal evolution of the Paleoproterozoic Birimian terranes of the Baoulé-Mossi domain, southern West African Craton: U-Pb and Hf-isotope studies of detrital zircons. *Precambrian Research*, **274**: 25-60.

Patchett P.J., Kouvo O., Hedge C.E., Tatsumoto M. 1981. Evolution of continental crust and mantle heterogeneity: Evidence from Hf isotopes: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **78**: 279-297.

Petersson A., Schersténa A., Kemp A.I.S., Kristinsdóttira B., Kalvig P., Anum S. 2016. Zircon U–Pb–Hf evidence for subduction related crustal growth and reworking of Archaean crust within the Palaeoproterozoic Birimian terrane, West African Craton, SE Ghana. *Precambrian Research*, **275**: 286–309.

Petersson A., Scherstén A., Gerdes A. 2018. Extensive reworking of Archaean crust within the Birimian terrane in Ghana as revealed by combined zircon U-Pb and Lu-Hf isotopes. *Geoscience Frontiers*, **9**(1): 173-189.

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

Ricci P.S.F., Carvalho J.M.A., Rosa-Costa L.T., Lafon J.M. 2002. Plúton charnoenderbítico arqueano intrusivo nos ortognaisses granulíticos do Cinturão Jari – Terreno Arqueano expressivo do sudeste do Escudo das Guianas. In: 41º SBG-NE, Congresso Brasileiro de Geologia. João Pessoa. *Anais*, p.524.

Robertson S. 1999. *BGS rock classification scheme. Classification of metamorphic rocks*. British Geological Survey Research, Report RR 99-02, 24p.

Rosa-Costa L.T., Ricci P.S.F., Lafon J.M., Vasquez M.L., Carvalho J.M.A., Klein E.L., Macambira E.M.B. 2003. Geology and geochronology of Archean and Paleoproterozoic domains of southwestern Amapá and northwestern Pará, Brazil, southeastern Guiana shield. *Géologie de la France*, **2-3-4**: 101-120.

Rosa-Costa L.T. 2006. Geocronologia $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, Sm-Nd, U-Th-Pb e $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ do segmento sudeste do Escudo das Guianas: evolução crustal e termocronologia do evento transamazônico. TS Doutorado - PPGG-UFPA, Belém, 235 p.

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

Rosa-Costa L.T., Lafon J.M., Cocherie A., Delor C. 2008a. 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 South American Earth Sciences*, **26**: 445-462.

Rosa-Costa L. T., Lafon J.M., Monié P., Arnaud N.O., Dantas E.K., Barbosa O.S. 2008b. Sm-Nd, Pb-Pb e Ar-Ar dating of high-grade metasedimentary rocks from the Archean Amapá Block, northeastern Amazonian Craton: further age constraints for the Paleoproterozoic metamorphism and provenance implications. In: 6th South American Symposium on Isotope Geology, San Carlos de Bariloche-Argentina. *Extended abstracts*.

- Rosa-Costa L.T., Monié P., Lafon J.M., Arnaud N.O. 2009. ^{40}Ar – ^{39}Ar geochronology across Archean and Paleoproterozoic terranes from southeastern Guiana Shield (north of Amazonian Craton, Brazil): Evidence for contrasting cooling histories. *Journal of South American Earth Sciences*, **27**:113–128.
- 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 1:250.00. Belém: CPRM. 159p.
- Rosa-Costa L.T., Chaves C.L., Silva C.M.G., Campos L.D., Abrantes B.K.C., Tavares F.M., Lago A.L. 2017. Áreas de relevante interesse mineral: Reserva Nacional do Cobre e Associados – RENCA. Belém, CPRM – Serviço Geológico do Brasil. *Informe de Recursos Minerais. Série Províncias Minerais do Brasil*, **12**: 182p.
- Rudnick R., Gao S. 2003. Composition of the continental crust. *Treatise Geochemistry*, **3**: 1–64.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2000. New understanding of the Amazon Craton provinces, based on field work and radiogenic isotope data. *Gondwana Research*, **3**: 453-488.
- 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, CPRM. Capítulo IV.
- 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: 9º SBG-NO, Simpósio de Geologia da Amazônia. Belém. *Anais...* 1 CD-ROM.
- Scherer E., Münker C., Mezger K. 2001. Calibration of the lutetium-hafnium clock. *Science*, **293**: 683–687.
- 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*. CPRM, Capítulo I.
- Silva D.P.B. 2013. Petrologia, estrutura e geocronologia dos granitoides de Tartarugalzinho, estado do Amapá. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geologia, UFPR, Curitiba, Paraná, 159 p.
- Söderlund U., Patchett P.J., Vervoort J.D., Isachsen C.E. 2004. The ^{176}Lu decay constant determined by Lu-Hf and U-Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions. *Earth and Planetary Science Letter*, **219**: 311–324.

Sousa C.S. & Costa Neto M.C. 2014. Programa Geologia do Brasil-PGB. Lourenço. Folha NA.22-V-D. Estado do Amapá. Carta Geológica. Belém: CPRM, 2014, 1 mapa colorido, 120 x 85 cm. Escala 1:250.000.

Streckeisen A.L. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, **12**:1-33.

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.

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

Teixeira W., Tassinari C.C.G., Cordani U.G., Kawashita K., 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precambrian Research*, **42**: 213–227.

Teixeira W., Ávila C.A., Dussin I.A., Corrêa Neto A.V., Bongioiolo E.M., Santos J.O., Barbosa N.S. 2015. A juvenile accretion episode (2.35–2.32 Ga) in the Mineiro belt and its role to the Minas accretionary orogeny: Zircon U–Pb–Hf and geochemical evidences. *Precambrian Research*, **256**: 148–169.

Théveniaut H., Delor C., Lafon J.M., Monié P., Rossi P., Lahondère D. 2006. Paleoproterozoic (2155–2060 Ma) evolution of the Guiana Shield (Transamazonian event) in the light of new paleomagnetic data from French Guiana. *Precambrian Research*, **150**: 221–256.

Théveniaut H. & Faraco M.T.L. 2008. Carte Géologique/Carta Geológica; Saint-Georges de L'Oiapocke-Oiapoque (NA.22-V-B): Echelle/Escala 1:250.000. Orléans-Fr.; Belém-Br: BRGM/CPRM, 1 mapa; color. 1,40 x 0,80m.

Thirlwall M.F. & Walder A.J. 1995. *In situ* hafnium isotope ratio analysis of zircon by inductively coupled plasma multiple collector mass spectrometry. *Chemical Geology*, **122**: 241–247.

Vanderhaegue O., Ledru P., Thie'blemont 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. & Lafon J.M. 2001. Magmatismo tipo A de 1,75 Ga na porção oriental do Escudo das Guianas – Estados do Amapá e Pará, Brasil. In: SBG-NO, 7º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém. *Anais...* 1 CD-ROM.

Vasquez M.L. & Rosa-Costa L.T.R. 2008. Geologia e recursos minerais do Pará: texto explicativo dos mapas geológico, tectônico e de recursos minerais do estado do Pará. Belém: CPRM, 328 p. Escala 1:1.000.000. Sistema de Informações Geográficas-SIG; Programa Geologia do Brasil – PGB.

Vervoort J.D. & Blichert-Toft J. 1999. Evolution of the depleted mantle: Hf isotope evidence from juvenile rocks through time. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **63**: 533–556.

Vieira K.L.R. 2007. Levantamento geológico e caracterização do magmatismo tardi-transamazônico da região de Calçoene, norte do Amapá. Trabalho de conclusão de curso, Faculdade de Geologia, Instituto de Geociências, UFPA, Belém, Pará, 59p.

Wang Q. & Wilde S.A. 2018. New constraints on the Hadean to Proterozoic history of the Jack Hills belt, Western Australia. *Gondwana Research*, **55**: 74-91.

Zhao G., Cawood P.A., Simon A.W., Sun M. 2002. Review of global 2.1–1.8 Ga orogens: implications for a pre-Rodinia supercontinent. *Earth-Science Reviews*, **59**: 125–162.

ANEXOS

ANEXO A - MATERIAL SUPLEMENTAR DO CAPÍTULO 8: EVOLUÇÃO CRUSTAL ARQUEANA NO SUDESTE DO ESCUDO DAS GUIANAS

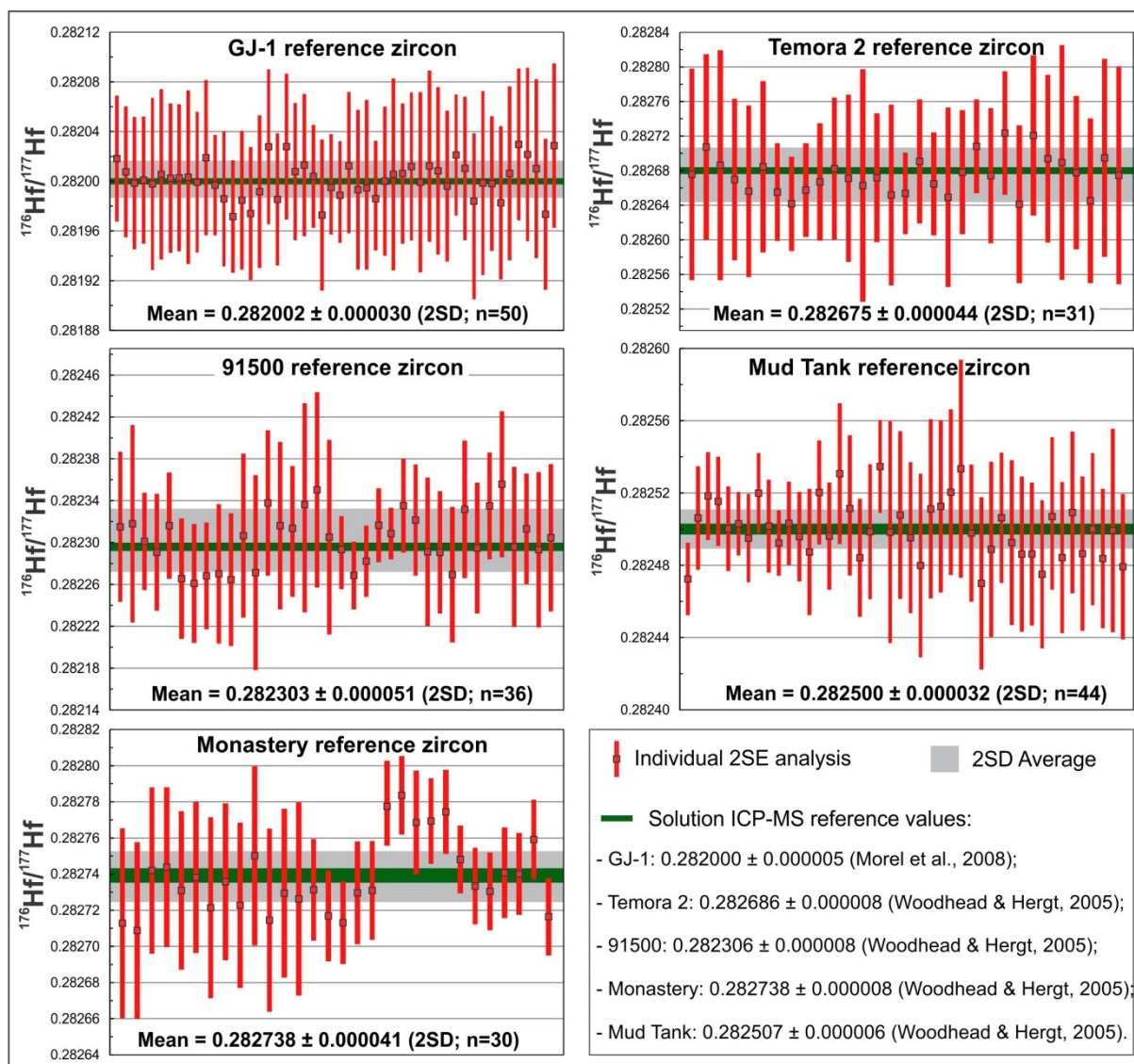


Figure A1. Individual laser ablation analyses and average of each zircon reference material. Analyses are reported with their relative 2SE, while the average is reported with the 2SD of the whole dataset.

Table A2. Lu-Hf isotope data of the zircon reference materials.

Sample/spot	Date	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{178}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ
GJ-1 01	30-Jun-15	0.282018	0.000047	0.000252	0.000000	1.467220	0.000053
GJ-1 02		0.282008	0.000048	0.000254	0.000001	1.467264	0.000048
GJ-1 03		0.281999	0.000049	0.000255	0.000000	1.467279	0.000044
GJ-1 04		0.282001	0.000047	0.000260	0.000000	1.467255	0.000049
GJ-1 05		0.281998	0.000065	0.000260	0.000000	1.467299	0.000055
GJ-1 06		0.282006	0.000064	0.000261	0.000000	1.467262	0.000049
GJ-1 07		0.282003	0.000056	0.000258	0.000000	1.467290	0.000063
GJ-1 08		0.282003	0.000055	0.000256	0.000000	1.467259	0.000061
GJ-1 09		0.282003	0.000066	0.000247	0.000000	1.467282	0.000050
GJ-1 10		0.282000	0.000052	0.000256	0.000000	1.467267	0.000045
GJ-1 11	2-Jul-15	0.282019	0.000058	0.000251	0.000000	1.467214	0.000045
GJ-1 12		0.281997	0.000036	0.000249	0.000000	1.467268	0.000053
GJ-1 13	10-Jul-15	0.281986	0.000054	0.000242	0.000000	1.467278	0.000058
GJ-1 14		0.281972	0.000045	0.000250	0.000000	1.467280	0.000049
GJ-1 15	21-Feb-17	0.281985	0.000056	0.000243	0.000000	1.467181	0.000052
GJ-1 16		0.281974	0.000053	0.000247	0.000001	1.467220	0.000050
GJ-1 17	26-Jun-17	0.281992	0.000061	0.000257	0.000000	1.467125	0.000055
GJ-1 18		0.282028	0.000062	0.000257	0.000000	1.467100	0.000058
GJ-1 19		0.281986	0.000053	0.000257	0.000000	1.467098	0.000057
GJ-1 20		0.282028	0.000058	0.000263	0.000000	1.467067	0.000045
GJ-1 21		0.282008	0.000055	0.000262	0.000001	1.467151	0.000060
GJ-1 22		0.282013	0.000057	0.000253	0.000000	1.467162	0.000064
GJ-1 23		0.282004	0.000041	0.000254	0.000000	1.467188	0.000067
GJ-1 24		0.281973	0.000061	0.000253	0.000001	1.467127	0.000059
GJ-1 25		0.281998	0.000040	0.000254	0.000000	1.467120	0.000052
GJ-1 26		0.281991	0.000041	0.000254	0.000000	1.467127	0.000052
GJ-1 27	4-Jul-17	0.282015	0.000057	0.000255	0.000001	1.467134	0.000042
GJ-1 28		0.281993	0.000064	0.000254	0.000000	1.467110	0.000065
GJ-1 29		0.281997	0.000068	0.000252	0.000000	1.467048	0.000045
GJ-1 30		0.281989	0.000044	0.000252	0.000001	1.467029	0.000051
GJ-1 31		0.282000	0.000060	0.000247	0.000000	1.467090	0.000059
GJ-1 32		0.282006	0.000077	0.000262	0.000001	1.466161	0.000060
GJ-1 33		0.282006	0.000056	0.000264	0.000000	1.466095	0.000061
GJ-1 34		0.282012	0.000059	0.000264	0.000000	1.466150	0.000062
GJ-1 35		0.281999	0.000072	0.000254	0.000001	1.466178	0.000065
GJ-1 36		0.282020	0.000069	0.000255	0.000001	1.466272	0.000072
GJ-1 37		0.282009	0.000067	0.000255	0.000001	1.466128	0.000057
GJ-1 38		0.281996	0.000061	0.000255	0.000001	1.466158	0.000058
GJ-1 39		0.282021	0.000048	0.000259	0.000000	1.466107	0.000063
GJ-1 40		0.282010	0.000057	0.000260	0.000000	1.466107	0.000041
GJ-1 41		0.281972	0.000067	0.000260	0.000000	1.466204	0.000054
GJ-1 42		0.281999	0.000074	0.000259	0.000000	1.466173	0.000064
GJ-1 43		0.281998	0.000054	0.000253	0.000000	1.466405	0.000053
GJ-1 44		0.281983	0.000061	0.000254	0.000000	1.466438	0.000055

Sample/spot	Date	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{178}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ
GJ-1 45		0.282007	0.000070	0.000254	0.000000	1.466564	0.000064
GJ-1 46		0.282030	0.000061	0.000253	0.000000	1.466539	0.000059
GJ-1 47		0.282022	0.000070	0.000253	0.000000	1.466653	0.000060
GJ-1 48		0.282010	0.000072	0.000255	0.000000	1.466816	0.000077
GJ-1 49		0.281974	0.000060	0.000256	0.000000	1.466778	0.000060
GJ-1 50		0.282029	0.000066	0.000255	0.000001	1.466809	0.000068
91500 01	2-Jul-15	0.282315	0.000072	0.000196	0.000001	1.467210	0.000075
91500 02		0.282318	0.000094	0.000204	0.000001	1.467300	0.000071
91500 03		0.282301	0.000046	0.000212	0.000001	1.467250	0.000064
91500 04	10-Jul-15	0.282291	0.000055	0.000168	0.000001	1.467262	0.000066
91500 05	22-Feb-17	0.282316	0.000050	0.000193	0.000000	1.467247	0.000049
91500 06		0.282266	0.000057	0.000204	0.000001	1.467216	0.000045
91500 07		0.282261	0.000057	0.000191	0.000001	1.467174	0.000048
91500 08		0.282268	0.000051	0.000192	0.000000	1.467218	0.000048
91500 09		0.282270	0.000066	0.000198	0.000000	1.467240	0.000054
91500 10		0.282265	0.000063	0.000183	0.000001	1.467217	0.000058
91500 11	7-Mar-17	0.282307	0.000078	0.000150	0.000001	1.461907	0.000073
91500 12		0.282271	0.000093	0.000150	0.000001	1.462290	0.000082
91500 13		0.282338	0.000069	0.000144	0.000001	1.462935	0.000066
91500 14		0.282316	0.000080	0.000154	0.000001	1.462891	0.000080
91500 15		0.282311	0.000062	0.000143	0.000001	1.462918	0.000070
91500 16		0.282333	0.000099	0.000147	0.000001	1.462912	0.000078
91500 17		0.282351	0.000093	0.000150	0.000001	1.462984	0.000079
91500 18		0.282305	0.000093	0.000150	0.000001	1.462811	0.000059
91500 19	22-Jun-17	0.282291	0.000035	0.000165	0.000001	1.465151	0.000048
91500 20		0.282269	0.000032	0.000160	0.000000	1.464940	0.000090
91500 21		0.282282	0.000034	0.000139	0.000001	1.464623	0.000064
91500 22		0.282317	0.000035	0.000154	0.000001	1.464381	0.000052
91500 23		0.282309	0.000024	0.000149	0.000001	1.463679	0.000068
91500 24		0.282335	0.000045	0.000168	0.000000	1.463570	0.000063
91500 25	29-Jun-17	0.282322	0.000053	0.000186	0.000002	1.464411	0.000067
91500 26		0.282291	0.000070	0.000176	0.000002	1.464543	0.000067
91500 27		0.282291	0.000058	0.000209	0.000001	1.464488	0.000070
91500 28		0.282269	0.000064	0.000208	0.000001	1.464354	0.000088
91500 29		0.282332	0.000065	0.000186	0.000001	1.464527	0.000084
91500 30		0.282295	0.000062	0.000178	0.000001	1.464501	0.000065
91500 31		0.282335	0.000051	0.000196	0.000001	1.464413	0.000095
91500 32		0.282356	0.000070	0.000205	0.000001	1.464344	0.000064
91500 33		0.282296	0.000076	0.000192	0.000001	1.464312	0.000070
91500 34		0.282313	0.000052	0.000199	0.000001	1.464416	0.000087
91500 35		0.282293	0.000074	0.000215	0.000001	1.464170	0.000088
91500 36		0.282305	0.000070	0.000206	0.000001	1.463949	0.000080

Sample/spot	Date	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2 σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2 σ	$^{178}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2 σ
Monastery 01	21-Feb-17	0.282713	0.000052	0.000015	0.000000	1.467167	0.000048
Monastery 02	22-Feb-17	0.282709	0.000049	0.000015	0.000000	1.467124	0.000050
Monastery 03		0.282742	0.000046	0.000018	0.000000	1.467164	0.000041
Monastery 04		0.282744	0.000044	0.000019	0.000000	1.467234	0.000048
Monastery 05		0.282731	0.000044	0.000019	0.000000	1.467234	0.000047
Monastery 06		0.282738	0.000042	0.000019	0.000000	1.467234	0.000040
Monastery 07		0.282721	0.000050	0.000019	0.000000	1.467202	0.000049
Monastery 08		0.282736	0.000043	0.000019	0.000000	1.467224	0.000045
Monastery 09		0.282723	0.000046	0.000019	0.000000	1.467181	0.000056
Monastery 10		0.282750	0.000049	0.000019	0.000000	1.467215	0.000044
Monastery 11		0.282715	0.000050	0.000018	0.000000	1.467197	0.000049
Monastery 12	22-Jun-17	0.282730	0.000047	0.000017	0.000000	1.467179	0.000051
Monastery 13		0.282726	0.000053	0.000017	0.000000	1.467218	0.000047
Monastery 14		0.282731	0.000028	0.000016	0.000000	1.465647	0.000047
Monastery 15		0.282717	0.000025	0.000016	0.000000	1.465517	0.000046
Monastery 16		0.282713	0.000023	0.000016	0.000000	1.465268	0.000041
Monastery 17		0.282730	0.000028	0.000016	0.000000	1.465425	0.000042
Monastery 18		0.282731	0.000027	0.000015	0.000000	1.465351	0.000033
Monastery 19	29-Jun-17	0.282779	0.000023	0.000019	0.000000	1.463270	0.000056
Monastery 20		0.282784	0.000022	0.000018	0.000000	1.462968	0.000067
Monastery 21		0.282769	0.000028	0.000017	0.000000	1.463157	0.000042
Monastery 22		0.282769	0.000024	0.000017	0.000000	1.463438	0.000061
Monastery 23		0.282774	0.000023	0.000017	0.000000	1.463692	0.000047
Monastery 24		0.282748	0.000019	0.000018	0.000000	1.463908	0.000047
Monastery 25		0.282734	0.000021	0.000018	0.000000	1.463927	0.000056
Monastery 26		0.282731	0.000021	0.000019	0.000000	1.464047	0.000053
Monastery 27		0.282741	0.000025	0.000018	0.000000	1.463928	0.000058
Monastery 28		0.282740	0.000022	0.000018	0.000000	1.463774	0.000045
Monastery 29	3-Mar-17	0.282759	0.000022	0.000017	0.000000	1.463819	0.000047
Monastery 30		0.282717	0.000021	0.000018	0.000000	1.464218	0.000043
Temora 2 01		0.282676	0.000122	0.000798	0.000036	1.466126	0.000078
Temora 2 02		0.282708	0.000107	0.000759	0.000034	1.466125	0.000087
Temora 2 03		0.282687	0.000133	0.001005	0.000007	1.466182	0.000074
Temora 2 04		0.282670	0.000093	0.000913	0.000003	1.466184	0.000083
Temora 2 05		0.282656	0.000099	0.000935	0.000001	1.466228	0.000076
Temora 2 06		0.282685	0.000098	0.000523	0.000015	1.466198	0.000070
Temora 2 07	6-Mar-17	0.282655	0.000056	0.000893	0.000044	1.464902	0.000064
Temora 2 08		0.282642	0.000054	0.000879	0.000012	1.464830	0.000054
Temora 2 09		0.282658	0.000054	0.001105	0.000025	1.464923	0.000046
Temora 2 10		0.282667	0.000067	0.000826	0.000036	1.464982	0.000062
Temora 2 11		0.282683	0.000082	0.001289	0.000053	1.466035	0.000086
Temora 2 12		0.282671	0.000096	0.000412	0.000014	1.465320	0.000082
Temora 2 13		0.282663	0.000134	0.000947	0.000017	1.465297	0.000122
Temora 2 14		0.282672	0.000074	0.001135	0.000002	1.465421	0.000071

Sample/spot	Date	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{178}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ
Temora 2 15	4-Jul-17	0.282652	0.000104	0.000538	0.000008	1.465383	0.000087
Temora 2 16		0.282654	0.000047	0.000945	0.000005	1.466375	0.000063
Temora 2 17		0.282691	0.000071	0.000892	0.000007	1.466383	0.000071
Temora 2 18		0.282665	0.000059	0.001615	0.000012	1.466308	0.000068
Temora 2 19		0.282649	0.000103	0.000855	0.000021	1.466222	0.000071
Temora 2 20		0.282678	0.000071	0.000973	0.000003	1.466222	0.000070
Temora 2 21		0.282708	0.000054	0.000858	0.000018	1.466209	0.000093
Temora 2 22		0.282674	0.000078	0.001541	0.000028	1.466080	0.000096
Temora 2 23		0.282724	0.000071	0.000654	0.000043	1.465943	0.000074
Temora 2 24		0.282641	0.000091	0.001854	0.000026	1.465987	0.000072
Temora 2 25		0.282721	0.000092	0.000969	0.000006	1.466101	0.000103
Temora 2 26		0.282690	0.000135	0.001002	0.000118	1.467153	0.000080
Temora 2 27		0.282678	0.000088	0.000897	0.000082	1.467082	0.000087
Temora 2 28		0.282645	0.000095	0.000851	0.000032	1.467107	0.000088
Temora 2 29		0.282695	0.000114	0.000574	0.000064	1.467074	0.000169
Temora 2 30	18-Jul-17	0.282675	0.000125	0.000421	0.000028	1.466946	0.000124
Temora 2 31		0.282694	0.000097	0.000796	0.000059	1.465856	0.000072
Mud Tank 01	22-Jun-17	0.282473	0.000020	0.000046	0.000001	1.466234	0.000050
Mud Tank 02		0.282506	0.000028	0.000039	0.000001	1.466183	0.000037
Mud Tank 03		0.282518	0.000024	0.000047	0.000000	1.466080	0.000031
Mud Tank 04		0.282515	0.000024	0.000045	0.000000	1.466117	0.000037
Mud Tank 05		0.282500	0.000023	0.000047	0.000000	1.466174	0.000043
Mud Tank 06		0.282503	0.000017	0.000043	0.000001	1.465833	0.000039
Mud Tank 07		0.282495	0.000024	0.000044	0.000000	1.466085	0.000038
Mud Tank 08		0.282520	0.000022	0.000042	0.000000	1.465905	0.000038
Mud Tank 09		0.282502	0.000026	0.000038	0.000000	1.465819	0.000033
Mud Tank 10		0.282492	0.000018	0.000038	0.000000	1.466093	0.000035
Mud Tank 11		0.282503	0.000023	0.000038	0.000000	1.466278	0.000057
Mud Tank 12		0.282496	0.000024	0.000034	0.000001	1.466425	0.000035
Mud Tank 13		0.282487	0.000035	0.000050	0.000000	1.466163	0.000042
Mud Tank 14		0.282520	0.000029	0.000053	0.000000	1.465394	0.000048
Mud Tank 15		0.282496	0.000029	0.000043	0.000000	1.465691	0.000041
Mud Tank 16		0.282531	0.000039	0.000049	0.000000	1.465939	0.000046
Mud Tank 17		0.282513	0.000039	0.000043	0.000000	1.465887	0.000047
Mud Tank 18		0.282484	0.000032	0.000042	0.000000	1.465681	0.000050
Mud Tank 19		0.282499	0.000037	0.000039	0.000000	1.465518	0.000045
Mud Tank 20		0.282535	0.000026	0.000049	0.000000	1.464918	0.000062
Mud Tank 21		0.282498	0.000061	0.000058	0.000000	1.467052	0.000059
Mud Tank 22		0.282508	0.000046	0.000054	0.000000	1.467045	0.000051
Mud Tank 23		0.282495	0.000042	0.000018	0.000000	1.467104	0.000048
Mud Tank 24		0.282480	0.000051	0.000031	0.000001	1.467058	0.000052
Mud Tank 25		0.282511	0.000049	0.000057	0.000000	1.467069	0.000062
Mud Tank 26		0.282513	0.000047	0.000058	0.000000	1.467024	0.000047

Sample/spot	Date	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{178}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ
Mud Tank 27	26-Jun-17	0.282521	0.000046	0.000060	0.000000	1.466990	0.000066
Mud Tank 28		0.282534	0.000060	0.000058	0.000000	1.467029	0.000058
Mud Tank 29		0.282498	0.000038	0.000057	0.000000	1.466921	0.000052
Mud Tank 30		0.282470	0.000048	0.000042	0.000001	1.466962	0.000051
Mud Tank 31		0.282489	0.000048	0.000024	0.000001	1.466921	0.000037
Mud Tank 32		0.282506	0.000036	0.000054	0.000000	1.466999	0.000037
Mud Tank 33		0.282492	0.000045	0.000057	0.000000	1.466900	0.000049
Mud Tank 34		0.282486	0.000043	0.000058	0.000000	1.466917	0.000057
Mud Tank 35		0.282486	0.000039	0.000053	0.000000	1.467007	0.000047
Mud Tank 36		0.282475	0.000041	0.000057	0.000000	1.466979	0.000037
Mud Tank 37		0.282509	0.000042	0.000067	0.000000	1.466954	0.000046
Mud Tank 38		0.282484	0.000042	0.000057	0.000000	1.466980	0.000053
Mud Tank 39		0.282509	0.000045	0.000057	0.000000	1.466960	0.000041
Mud Tank 40		0.282487	0.000043	0.000055	0.000000	1.466963	0.000050
Mud Tank 41		0.282500	0.000042	0.000020	0.000001	1.466966	0.000045
Mud Tank 42		0.282484	0.000038	0.000035	0.000001	1.466946	0.000064
Mud Tank 43		0.282499	0.000056	0.000056	0.000000	1.466978	0.000057
Mud Tank 44		0.282479	0.000040	0.000053	0.000000	1.466994	0.000043

**ANEXO B - TABELAS DE DADOS ANALÍTICOS DO CAPÍTULO 9: EVOLUÇÃO CRUSTAL NOS DOMÍNIOS
PALEOPROTEROZOICOS LOURENÇO E CARECURU**

Tabela 9.1- Dados U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS para as unidades representativas dos domínios paleoproterozoicos Lourenço e Carecuru.

																			(continua)
ID	f_{206}^a	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U ^b	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ (%)	Rho ^c	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^d$	1σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ (abs)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ (abs)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ (abs)	Conc. ^e (%)
Metadiorito - BA22A (Suíte Intrusiva Flexal/Diorito Riacho Doce)																			
A1	0.0012	9.6	8.8	17.2	0.52	8.20	1.28	0.44	0.81	0.63	0.14	1.00	2342.9	18.9	2253.0	28.9	2172.3	21.7	107.9
A2	0.0017	6.6	5.0	12.0	0.42	7.59	1.59	0.41	1.20	0.75	0.14	1.05	2193.2	26.4	2184.0	34.8	2175.4	22.8	100.8
A3	0.0022	5.0	4.1	8.9	0.47	7.59	1.96	0.41	1.32	0.67	0.14	1.45	2202.6	29.1	2183.2	42.7	2165.0	31.3	101.7
A4	0.0015	4.0	3.0	7.5	0.40	7.54	2.08	0.40	1.38	0.66	0.14	1.56	2180.0	30.1	2177.7	45.3	2175.4	33.9	100.2
A5	0.0008	14.5	15.4	25.5	0.61	7.98	1.17	0.43	0.74	0.63	0.14	0.91	2284.0	16.9	2228.7	26.2	2178.3	19.9	104.9
A6b	0.0042	3.3	3.0	8.3	0.36	6.75	2.02	0.36	1.22	0.61	0.14	1.61	1979.2	24.2	2079.1	42.0	2179.5	35.1	90.8
A7n	0.0018	14.1	17.5	28.0	0.63	7.46	1.07	0.40	0.50	0.47	0.14	0.94	2173.1	10.9	2168.6	23.1	2164.4	20.4	100.4
B8	0.0036	3.6	2.5	6.8	0.37	7.59	1.94	0.40	1.26	0.65	0.14	1.48	2183.8	27.5	2184.1	42.4	2184.3	32.3	100.0
B7	0.0102	2.2	1.4	4.0	0.37	7.55	2.35	0.40	1.74	0.74	0.14	1.58	2180.6	38.0	2178.4	51.3	2176.4	34.5	100.2
B1	0.0037	3.9	3.2	7.1	0.46	8.45	1.56	0.45	0.89	0.57	0.14	1.28	2401.9	21.4	2280.7	35.5	2173.8	27.7	110.5
C3	0.0018	10.5	11.5	18.6	0.63	8.35	1.08	0.45	0.59	0.55	0.14	0.91	2375.6	14.1	2269.5	24.6	2175.1	19.7	109.2
C5	0.0057	2.4	1.5	4.4	0.34	7.52	2.65	0.40	1.97	0.74	0.14	1.77	2174.4	42.9	2175.2	57.7	2176.0	38.6	99.9
C7	0.0010	17.3	17.9	32.1	0.56	8.17	1.03	0.43	0.58	0.57	0.14	0.85	2321.0	13.5	2249.7	23.1	2185.4	18.5	106.2
C8	0.0051	2.7	1.6	5.6	0.29	7.56	2.72	0.40	1.92	0.71	0.14	1.92	2179.7	41.8	2180.3	59.2	2180.9	41.9	99.9
D8	0.0042	5.2	3.3	10.3	0.32	7.63	1.83	0.41	1.37	0.75	0.14	1.21	2193.6	30.1	2187.9	40.1	2182.5	26.5	100.5
D5	0.0026	5.8	4.9	10.9	0.45	7.66	1.76	0.41	1.14	0.65	0.13	1.34	2228.5	25.4	2191.9	38.5	2157.9	28.8	103.3
E1b	0.0027	20.0	52.3	82.6	0.64	5.13	1.86	0.30	1.43	0.77	0.13	1.18	1671.2	24.0	1841.2	34.2	2039.2	24.1	82.0
E1n	0.0029	10.4	41.8	36.4	1.16	5.39	1.74	0.31	1.37	0.79	0.13	1.07	1740.1	23.9	1883.3	32.8	2045.1	21.8	85.1
E3	0.0042	19.2	105.5	187.1	0.57	1.74	3.25	0.14	2.46	0.75	0.09	2.14	828.2	20.3	1025.0	33.4	1473.0	31.5	56.2
E4	0.0008	11.5	9.8	23.0	0.43	7.54	1.05	0.40	0.64	0.61	0.14	0.84	2180.1	13.9	2178.1	22.9	2176.2	18.2	100.2

(continuação)

ID	f_{206}^a	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U ^b	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ (%)	Rho ^c	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^d$	1σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ (abs)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ (abs)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ (abs)	Conc. ^e (%)
E5	0.0017	7.1	4.9	14.8	0.34	7.54	1.40	0.40	0.71	0.50	0.14	1.21	2180.5	15.4	2178.3	30.6	2176.3	26.4	100.2
F1	0.0011	8.4	6.3	17.2	0.37	7.48	1.18	0.40	0.68	0.58	0.13	0.97	2180.9	14.9	2170.8	25.6	2161.3	20.9	100.9
F5	0.0008	17.4	23.1	37.5	0.62	7.45	0.99	0.40	0.62	0.63	0.13	0.77	2170.0	13.4	2166.6	21.5	2163.3	16.7	100.3
F8	0.0031	5.5	5.6	12.2	0.46	7.62	1.33	0.41	0.86	0.64	0.14	1.02	2199.4	18.8	2186.7	29.2	2174.9	22.3	101.1
G6	0.0012	9.0	8.1	17.9	0.45	7.58	1.20	0.40	0.68	0.56	0.14	0.99	2189.8	14.8	2182.0	26.2	2174.7	21.6	100.7
G1	0.0039	6.2	5.7	12.6	0.46	7.47	1.51	0.40	0.68	0.45	0.14	1.35	2167.4	14.7	2169.6	32.7	2171.6	29.2	99.8
H4	0.0010	9.3	10.9	18.5	0.59	7.49	1.14	0.40	0.62	0.54	0.14	0.96	2169.7	13.4	2172.1	24.7	2174.3	20.8	99.8
H5	0.0018	8.1	7.1	17.1	0.42	7.58	1.09	0.40	0.55	0.50	0.14	0.95	2189.4	12.0	2182.9	23.9	2176.8	20.6	100.6
J6	0.0026	5.0	3.9	9.8	0.40	7.62	1.54	0.41	1.00	0.65	0.14	1.17	2198.4	22.0	2187.3	33.6	2177.0	25.4	101.0
J5	0.0008	7.3	7.6	14.3	0.54	7.57	1.22	0.40	0.72	0.59	0.14	0.99	2183.0	15.7	2181.9	26.7	2180.8	21.5	100.1
J3	0.0026	6.9	4.8	14.0	0.35	7.53	1.55	0.40	1.06	0.68	0.14	1.13	2177.3	23.1	2177.0	33.8	2176.6	24.7	100.0

Ortognaisse granodiorítico SJJ06 (Suíte Intrusiva Flexal)

A1	0.0064	14.2	12.9	27.4	0.47	7.60	0.74	0.41	0.35	0.47	0.14	0.65	2193.5	7.7	2185.1	16.2	2177.2	14.3	100.7
C1	0.0091	19.9	8.0	118.0	0.07	2.11	1.85	0.14	1.72	0.93	0.11	0.68	867.2	14.9	1152.8	21.3	1738.5	11.9	49.9
E1b	0.0014	2.4	2.7	8.2	0.33	4.56	1.40	0.26	0.89	0.63	0.13	1.09	1486.7	13.2	1741.6	24.5	2062.9	22.4	72.1
F1	0.0011	25.9	31.7	51.6	0.62	7.55	0.63	0.40	0.35	0.55	0.14	0.53	2179.5	7.5	2179.5	13.8	2179.5	11.5	100.0
H1b	0.0019	31.9	46.3	92.5	0.50	5.44	1.30	0.29	0.95	0.73	0.14	0.88	1642.4	15.6	1891.6	24.5	2177.3	19.2	75.4
I1	0.0029	4.4	4.6	10.4	0.45	5.97	1.26	0.32	0.96	0.77	0.13	0.81	1811.0	17.5	1971.1	24.8	2143.6	17.4	84.5
J2	0.0022	22.5	39.3	51.7	0.77	6.42	0.95	0.35	0.76	0.80	0.13	0.57	1929.7	14.6	2035.3	19.3	2144.0	12.2	90.0
I2	0.0343	36.1	79.6	146.4	0.55	2.70	1.75	0.16	1.63	0.93	0.12	0.66	980.8	16.0	1328.4	23.3	1943.6	12.7	50.5
H2	0.0015	42.1	129.2	128.2	1.01	4.19	0.85	0.25	0.48	0.56	0.12	0.71	1414.2	6.8	1672.3	14.3	2013.3	14.3	70.2
E2	0.0005	31.6	26.6	67.7	0.39	7.56	0.90	0.40	0.57	0.63	0.14	0.69	2180.5	12.4	2180.1	19.5	2179.7	15.1	100.0
D2b	0.0035	24.8	26.5	58.2	0.46	6.74	0.90	0.37	0.52	0.58	0.13	0.73	2014.2	10.4	2078.2	18.6	2142.3	15.7	94.0
C2	0.0017	33.9	8.8	93.5	0.09	5.22	1.23	0.30	1.03	0.83	0.13	0.68	1692.2	17.4	1856.4	22.9	2045.6	14.0	82.7
B2	0.0036	17.4	16.9	41.9	0.41	5.91	1.21	0.33	0.98	0.81	0.13	0.70	1826.4	17.9	1963.0	23.7	2110.2	14.8	86.6
B3b	0.0062	7.5	12.1	15.1	0.81	7.51	1.01	0.40	0.39	0.38	0.14	0.93	2171.1	8.4	2174.2	22.0	2177.2	20.3	99.7

(continuação)																			
ID	f_{206}^a	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U ^b	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ (%)	Rho ^c	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^d$	1σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ (abs)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ (abs)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ (abs)	Conc. ^e (%)
C3	0.0067	9.5	13.4	20.0	0.68	7.10	1.30	0.38	0.78	0.60	0.14	1.03	2072.7	16.3	2124.5	27.6	2175.1	22.5	95.3
D3	0.0021	15.4	5.6	35.0	0.16	6.92	0.88	0.38	0.50	0.57	0.13	0.73	2059.5	10.4	2101.5	18.6	2142.9	15.6	96.1
F3	0.0022	32.6	48.3	83.4	0.58	5.81	1.06	0.32	0.86	0.81	0.13	0.62	1771.1	15.2	1947.9	20.7	2141.4	13.3	82.7
J4	0.0021	39.6	79.7	96.2	0.83	7.05	0.65	0.38	0.29	0.44	0.14	0.58	2059.5	6.0	2117.8	13.8	2174.8	12.7	94.7
D4	0.0052	27.2	22.9	61.5	0.37	6.73	0.83	0.36	0.50	0.60	0.14	0.67	1978.0	9.9	2076.0	17.3	2174.8	14.5	91.0
B4	0.0002	37.7	34.9	78.7	0.45	7.57	0.78	0.40	0.51	0.66	0.14	0.59	2178.8	11.2	2181.7	17.0	2184.4	12.8	99.7
A4	0.0024	23.8	20.2	52.9	0.38	6.83	1.07	0.37	0.84	0.78	0.14	0.66	2007.7	16.8	2089.4	22.3	2170.9	14.4	92.5
A5	0.0002	34.8	27.1	73.5	0.37	7.50	0.73	0.40	0.43	0.59	0.14	0.59	2166.7	9.4	2173.3	15.9	2179.5	12.8	99.4
E5	0.0015	31.9	25.5	67.6	0.38	7.51	0.74	0.40	0.43	0.59	0.14	0.60	2163.7	9.4	2173.8	16.1	2183.3	13.1	99.1
F5	0.0012	19.2	13.8	34.7	0.40	7.52	0.76	0.40	0.37	0.49	0.14	0.66	2171.1	8.1	2176.0	16.5	2180.6	14.4	99.6
I5	0.0056	36.1	22.7	63.4	0.36	5.90	1.95	0.32	1.74	0.89	0.13	0.87	1793.6	31.3	1961.6	38.2	2143.8	18.8	83.7
J5	0.0058	16.4	10.4	32.1	0.32	6.29	1.49	0.34	1.29	0.87	0.13	0.75	1900.0	24.6	2017.6	30.2	2140.2	16.0	88.8
G6	0.0013	22.0	12.2	48.9	0.25	7.52	0.68	0.40	0.28	0.41	0.14	0.62	2175.4	6.2	2175.5	14.9	2175.7	13.6	100.0
D6n	0.0033	9.9	8.3	24.8	0.34	6.73	1.19	0.36	0.84	0.71	0.13	0.84	1995.1	16.8	2076.1	24.7	2157.4	18.1	92.5
B6	0.0063	11.6	8.0	19.0	0.42	7.74	0.80	0.41	0.21	0.26	0.14	0.77	2226.5	4.6	2200.9	17.6	2177.1	16.8	102.3
D7	0.0063	8.6	6.0	20.4	0.30	6.36	1.10	0.35	0.62	0.56	0.13	0.91	1931.6	11.9	2027.2	22.3	2125.9	19.4	90.9
E7	0.0008	26.6	24.1	63.3	0.38	6.88	0.69	0.37	0.28	0.40	0.13	0.63	2030.3	5.6	2096.0	14.4	2161.1	13.6	93.9
Tonalito B107 (Complexo Laussat/Guiana Francesa)																			
A2	0.0028	70.9	20.6	172.7	0.12	7.07	1.07	0.39	0.56	0.52	0.13	0.91	2138.7	11.9	2120.2	22.7	2102.2	19.2	101.7
A3	0.0040	13.6	10.8	28.4	0.38	7.81	1.48	0.42	0.94	0.63	0.14	1.15	2256.0	21.1	2209.5	32.8	2166.7	24.9	104.1
A5	0.0064	55.8	24.9	133.1	0.19	7.16	1.08	0.39	0.74	0.68	0.13	0.79	2131.3	15.8	2131.5	23.0	2131.8	16.8	100.0
A8	0.0023	28.7	27.6	64.4	0.43	7.32	1.07	0.40	0.55	0.52	0.13	0.91	2157.9	12.0	2150.9	23.0	2144.3	19.6	100.6
A9	0.0040	25.1	24.5	54.6	0.45	7.37	1.24	0.40	0.92	0.74	0.13	0.83	2177.5	20.0	2157.2	26.7	2138.0	17.8	101.8
A10	0.0033	21.0	15.5	45.1	0.35	7.80	1.23	0.43	0.78	0.63	0.13	0.95	2285.6	17.7	2208.3	27.2	2137.3	20.4	106.9
B1	0.0051	37.8	35.9	83.2	0.43	7.20	1.30	0.39	0.96	0.73	0.13	0.88	2137.3	20.4	2136.2	27.8	2135.1	18.8	100.1

(continuação)																			
ID	f_{206}^a	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U ^b	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ (%)	Rho ^c	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^d$	1σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ (abs)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ (abs)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ (abs)	Conc. ^e (%)
B2	0.0013	13.4	7.0	24.4	0.29	7.42	1.28	0.40	0.91	0.71	0.13	0.90	2164.4	19.6	2163.2	27.6	2162.1	19.4	100.1
B2	0.0020	9.4	5.0	15.4	0.33	7.42	1.88	0.40	1.57	0.84	0.13	1.03	2164.7	34.0	2163.6	40.6	2162.5	22.2	100.1
B4	0.0020	14.0	9.8	24.9	0.40	7.44	1.18	0.40	0.81	0.68	0.13	0.86	2167.9	17.5	2165.5	25.5	2163.3	18.6	100.2
B5	0.0031	11.6	9.9	22.5	0.44	7.33	1.46	0.39	1.09	0.75	0.13	0.97	2143.9	23.4	2151.9	31.4	2159.4	20.9	99.3
B7	0.0043	17.6	4.4	29.9	0.15	6.42	0.93	0.36	0.47	0.51	0.13	0.80	1960.1	9.3	2034.4	19.0	2110.6	16.9	92.9
B8	0.0028	9.7	6.1	17.7	0.35	7.42	1.55	0.40	1.12	0.73	0.13	1.06	2168.5	24.4	2163.0	33.5	2157.8	23.0	100.5
B9	0.0041	9.8	5.7	15.5	0.37	7.95	1.27	0.43	0.75	0.59	0.13	1.02	2324.9	17.4	2225.9	28.2	2136.0	21.9	108.8
B10	0.0028	21.0	12.8	38.3	0.34	7.16	1.05	0.39	0.71	0.68	0.13	0.77	2140.5	15.2	2131.5	22.3	2122.9	16.3	100.8
C1	0.0025	11.6	6.0	18.6	0.33	8.56	1.14	0.47	0.49	0.43	0.13	1.03	2473.9	12.1	2292.6	26.2	2134.7	22.0	115.9
C2	0.0047	22.5	21.3	48.4	0.44	6.10	1.87	0.33	1.66	0.89	0.13	0.85	1859.7	30.8	1989.8	37.1	2127.8	18.1	87.4
C3	0.0021	8.6	5.9	16.9	0.35	7.35	1.25	0.40	0.90	0.72	0.13	0.87	2156.1	19.3	2154.7	26.8	2153.4	18.6	100.1
C4	0.0023	13.8	6.3	36.7	0.17	7.00	1.01	0.39	0.57	0.57	0.13	0.83	2128.5	12.2	2111.4	21.3	2094.7	17.4	101.6
C5	0.0027	5.1	2.7	9.9	0.28	7.53	1.89	0.41	0.90	0.48	0.13	1.66	2193.5	19.8	2176.6	41.1	2160.7	35.8	101.5
C7	0.0029	6.3	3.2	12.8	0.26	7.17	1.31	0.39	0.79	0.61	0.13	1.04	2128.6	16.9	2132.8	27.8	2136.8	22.2	99.6
C8	0.0012	20.4	14.6	38.1	0.39	8.08	1.02	0.44	0.62	0.61	0.13	0.81	2332.2	14.5	2240.2	22.9	2157.1	17.5	108.1
C9	0.0023	7.0	4.4	12.9	0.34	8.91	0.98	0.47	0.52	0.52	0.14	0.84	2502.8	12.9	2328.4	22.9	2178.8	18.2	114.9
C10	0.0050	1.2	0.6	2.3	0.24	10.96	2.79	0.48	1.92	0.69	0.16	2.03	2541.2	48.7	2519.7	70.3	2502.4	50.7	101.6
D1	0.0009	10.8	5.5	19.8	0.28	8.97	1.06	0.48	0.63	0.59	0.13	0.86	2542.4	15.9	2335.4	24.8	2159.0	18.5	117.8
D2	0.0016	7.4	5.0	14.0	0.36	7.83	1.37	0.42	1.10	0.80	0.14	0.81	2259.6	24.8	2211.6	30.2	2167.4	17.6	104.3
D3	0.0018	6.6	4.6	13.2	0.35	7.68	1.18	0.41	0.69	0.58	0.13	0.96	2228.1	15.3	2194.1	25.8	2162.5	20.7	103.0
Sienogranito B25A (Granitoide tipo "caraíbe")																			
A6	0.0039	29.1	49.2	138.7	0.36	4.64	1.43	0.27	1.09	0.76	0.13	0.92	1530.7	16.7	1755.9	25.1	2035.4	18.8	75.2
A8	0.0046	32.5	15.8	181.9	0.09	3.61	2.13	0.22	1.52	0.71	0.12	1.49	1287.9	19.5	1551.5	33.0	1931.7	28.8	66.7
A9	0.0056	25.5	12.5	108.6	0.12	3.26	1.67	0.20	1.24	0.75	0.12	1.11	1196.9	14.9	1472.5	24.5	1895.9	21.0	63.1

(continuação)																			
ID	f_{206}^a	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U ^b	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ (%)	Rho ^c	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^d$	1σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ (abs)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ (abs)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ (abs)	Conc. ^e (%)
B5	0.0050	14.9	25.4	38.2	0.67	4.85	5.00	0.28	4.89	0.98	0.13	1.04	1573.0	76.9	1794.2	89.7	2062.0	21.4	76.3
B6	0.0068	24.6	56.1	262.6	0.22	2.60	1.84	0.17	1.17	0.63	0.11	1.42	1007.8	11.8	1299.3	23.9	1819.7	25.9	55.4
B7	0.0064	16.5	16.3	40.5	0.41	4.46	1.55	0.25	1.30	0.84	0.13	0.84	1452.7	18.9	1723.6	26.7	2070.5	17.3	70.2
C1	0.0020	32.0	51.1	76.2	0.67	7.16	1.54	0.39	1.26	0.82	0.13	0.89	2137.9	27.0	2131.0	32.9	2124.4	18.9	100.6
C3	0.0026	39.7	34.4	77.6	0.45	7.83	0.95	0.43	0.51	0.54	0.13	0.80	2322.9	11.9	2212.1	21.0	2111.0	16.9	110.0
C6	0.0060	19.0	53.8	167.6	0.32	2.09	3.59	0.13	3.27	0.91	0.12	1.48	767.9	25.1	1145.7	41.1	1953.8	29.0	39.3
C7	0.0067	17.5	9.1	48.9	0.19	4.47	8.57	0.26	8.51	0.99	0.12	0.99	1487.7	126.6	1725.0	147.8	2026.5	20.1	73.4
D3	0.0051	31.8	60.9	84.0	0.73	4.84	1.09	0.28	0.71	0.65	0.13	0.82	1570.3	11.2	1791.1	19.4	2058.9	16.9	76.3
D4	0.0069	25.2	32.8	142.0	0.23	3.18	1.39	0.20	0.95	0.68	0.12	1.02	1153.0	10.9	1453.1	20.2	1924.3	19.7	59.9
D6	0.0087	30.5	44.9	100.1	0.45	4.98	1.99	0.28	1.69	0.85	0.13	1.04	1604.6	27.1	1815.2	36.1	2066.3	21.6	77.7
E1	0.0056	16.1	12.3	36.6	0.34	4.78	1.58	0.28	1.33	0.85	0.13	0.84	1569.9	20.9	1782.0	28.1	2040.3	17.2	76.9
E9	0.0033	35.9	33.2	85.2	0.39	6.02	1.08	0.33	0.64	0.60	0.13	0.87	1834.9	11.8	1978.0	21.4	2131.3	18.5	86.1
F6	0.0038	28.4	38.6	135.5	0.29	3.04	1.71	0.17	1.48	0.86	0.13	0.87	1036.5	15.3	1418.0	24.3	2049.2	17.8	50.6
F8	0.0034	70.0	71.4	135.6	0.53	7.71	1.42	0.42	1.18	0.83	0.13	0.79	2269.5	26.7	2197.3	31.2	2130.7	16.9	106.5
G6	0.0019	23.7	20.2	126.9	0.16	2.21	1.68	0.15	1.29	0.77	0.11	1.08	897.9	11.6	1185.5	19.9	1756.5	18.9	51.1
I9	0.0077	14.2	4.7	36.3	0.13	5.98	1.86	0.33	1.29	0.69	0.13	1.34	1859.3	24.0	1973.3	36.7	2095.0	28.1	88.8
Tonalito B91A (Gabros/tonalitos do sudeste da Guiana Francesa)																			
A4	0.0016	15.1	33.4	33.2	1.01	5.93	1.13	0.33	0.54	0.48	0.13	0.99	1846.1	10.0	1966.1	22.3	2094.9	20.8	88.1
A5	0.0019	16.0	39.8	32.0	1.25	6.51	1.21	0.36	0.56	0.46	0.13	1.07	2000.5	11.1	2047.0	24.8	2094.3	22.5	95.5
A6	0.0034	27.7	51.3	76.9	0.67	7.42	1.14	0.42	0.47	0.41	0.13	1.04	2243.4	10.5	2163.9	24.7	2089.4	21.8	107.4
A7	0.0023	28.8	46.3	56.0	0.83	6.96	1.29	0.39	0.90	0.70	0.13	0.93	2122.8	19.1	2106.5	27.2	2090.5	19.4	101.5
B1	0.0027	39.9	55.1	77.2	0.72	7.06	1.19	0.40	0.88	0.74	0.13	0.81	2147.8	18.9	2119.3	25.3	2091.8	16.9	102.7
B2	0.0038	50.9	124.6	105.7	1.19	6.24	1.39	0.35	0.84	0.61	0.13	1.10	1931.2	16.3	2010.0	27.9	2092.0	23.0	92.3
B3	0.0012	102.0	226.4	210.0	1.09	6.84	0.85	0.38	0.41	0.48	0.13	0.75	2082.5	8.5	2090.8	17.8	2098.9	15.7	99.2
B8	0.0017	47.9	84.7	90.3	0.95	7.15	0.93	0.40	0.51	0.54	0.13	0.78	2163.4	10.9	2130.0	19.9	2098.0	16.4	103.1
A10	0.0045	44.1	65.9	93.6	0.71	6.94	1.08	0.39	0.57	0.52	0.13	0.92	2124.7	12.0	2104.1	22.7	2084.0	19.2	102.0

(continuação)																			
ID	f_{206}^a	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U ^b	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ (%)	Rho ^c	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^d$	1σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ (abs)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ (abs)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ (abs)	Conc. ^e (%)
C2	0.0016	109.8	189.1	199.6	0.95	7.36	0.94	0.41	0.53	0.57	0.13	0.78	2215.7	11.8	2156.4	20.4	2100.5	16.3	105.5
C4	0.0012	102.5	166.5	194.5	0.86	7.26	0.92	0.40	0.55	0.60	0.13	0.74	2185.0	12.1	2143.5	19.7	2103.9	15.5	103.9
C8	0.0007	138.2	228.2	254.5	0.90	7.19	1.00	0.40	0.66	0.66	0.13	0.75	2163.0	14.3	2135.0	21.3	2108.2	15.8	102.6
C10	0.0015	79.9	127.5	150.1	0.86	7.57	0.84	0.42	0.32	0.38	0.13	0.78	2264.7	7.2	2181.2	18.3	2103.5	16.3	107.7
D2	0.0044	22.8	18.8	47.8	0.40	6.75	1.30	0.38	0.96	0.74	0.13	0.88	2084.5	19.9	2079.3	26.9	2074.1	18.1	100.5
D3	0.0013	87.2	144.8	155.6	0.94	7.84	0.85	0.43	0.41	0.49	0.13	0.74	2325.8	9.6	2212.9	18.8	2110.0	15.6	110.2
D4	0.0042	34.4	32.0	78.4	0.41	6.74	0.96	0.38	0.49	0.50	0.13	0.83	2077.4	10.1	2078.5	20.0	2079.5	17.3	99.9
E4	0.0040	19.3	23.1	36.7	0.63	7.40	1.18	0.42	0.78	0.66	0.13	0.89	2244.4	17.5	2160.8	25.6	2082.3	18.5	107.8
E9	0.0011	84.3	129.1	144.6	0.90	7.45	1.03	0.41	0.71	0.68	0.13	0.76	2234.1	15.8	2166.5	22.4	2103.2	15.9	106.2
F1	0.0004	134.0	254.7	217.1	1.18	7.49	1.01	0.42	0.71	0.71	0.13	0.71	2242.7	16.0	2171.9	21.9	2105.6	14.9	106.5
F2	0.0027	21.5	29.9	38.7	0.78	7.28	1.01	0.41	0.53	0.53	0.13	0.86	2230.5	11.9	2146.6	21.7	2067.3	17.7	107.9
F3	0.0006	41.8	66.2	73.9	0.90	7.58	0.92	0.43	0.51	0.56	0.13	0.76	2285.0	11.6	2182.0	20.0	2086.5	15.9	109.5
F4	0.0004	115.5	215.5	195.0	1.11	7.48	0.89	0.42	0.52	0.59	0.13	0.72	2238.5	11.7	2171.0	19.4	2107.9	15.2	106.2
F5	0.0010	94.7	164.4	161.9	1.02	7.34	1.06	0.41	0.77	0.72	0.13	0.74	2201.6	16.9	2153.7	22.9	2108.3	15.6	104.4
F6	0.0022	40.7	71.6	74.6	0.97	7.21	0.94	0.40	0.56	0.60	0.13	0.76	2175.0	12.2	2137.8	20.2	2102.2	15.9	103.5
G1	0.0004	157.3	342.2	247.0	1.40	7.30	1.03	0.40	0.75	0.73	0.13	0.71	2185.5	16.4	2148.6	22.2	2113.5	15.0	103.4
G2	0.0005	141.0	270.6	233.9	1.17	7.51	0.91	0.42	0.56	0.62	0.13	0.72	2243.5	12.6	2174.2	19.8	2109.4	15.1	106.4
G3	0.0013	45.3	79.3	78.0	1.02	7.41	0.96	0.41	0.58	0.60	0.13	0.76	2224.4	12.8	2162.3	20.7	2103.8	16.1	105.7
Granito TH09 (Granitoide tipo "caraíbe")																			
A2	0.0024	4.0	4.9	12.1	0.41	4.90	2.48	0.28	1.93	0.78	0.13	1.56	1568.3	30.2	1801.8	44.7	2083.9	32.5	75.3
A6	0.0028	50.7	46.7	90.6	0.52	7.99	0.97	0.45	0.45	0.46	0.13	0.86	2388.4	10.7	2230.3	21.6	2088.2	17.9	114.4
A8	0.0041	98.4	65.6	206.5	0.32	6.90	1.41	0.39	1.10	0.78	0.13	0.88	2102.7	23.2	2098.3	29.6	2094.1	18.5	100.4
A10	0.0019	52.7	47.0	99.7	0.47	7.85	0.98	0.44	0.40	0.41	0.13	0.90	2355.7	9.5	2214.1	21.8	2085.5	18.7	113.0
B2	0.0035	29.0	43.6	51.6	0.85	6.87	1.51	0.38	1.14	0.75	0.13	0.99	2095.1	23.9	2094.3	31.7	2093.6	20.8	100.1
B3	0.0023	40.3	65.7	63.5	1.04	8.11	1.11	0.45	0.62	0.55	0.13	0.93	2408.1	14.8	2243.8	24.9	2097.1	19.4	114.8

(continuação)																			
ID	f_{206}^a	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U ^b	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ (%)	Rho ^c	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^d$	1 σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ (abs)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ (abs)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ (abs)	Conc. ^e (%)
B4	0.0022	37.3	39.8	67.9	0.59	7.82	1.09	0.44	0.56	0.51	0.13	0.93	2334.2	13.0	2210.7	24.0	2098.2	19.6	111.3
B6	0.0006	83.5	75.2	151.7	0.50	8.42	1.07	0.45	0.67	0.63	0.14	0.83	2387.8	15.9	2277.2	24.3	2179.4	18.1	109.6
B7	0.0035	59.5	73.4	116.6	0.63	7.02	1.11	0.39	0.67	0.60	0.13	0.89	2129.7	14.3	2113.7	23.5	2098.1	18.6	101.5
B8	0.0018	78.9	101.0	130.7	0.78	8.07	1.09	0.45	0.64	0.59	0.13	0.88	2392.4	15.4	2239.4	24.5	2102.4	18.6	113.8
B10	0.0008	90.9	81.8	171.0	0.48	8.24	1.02	0.46	0.49	0.48	0.13	0.89	2434.0	11.8	2257.3	23.0	2100.8	18.8	115.9
C1	0.0012	47.0	67.2	86.4	0.78	7.39	1.20	0.41	0.82	0.69	0.13	0.87	2209.0	18.2	2159.8	25.9	2113.4	18.5	104.5
C2	0.0032	166.1	125.9	305.8	0.41	8.10	1.09	0.45	0.69	0.63	0.13	0.84	2390.5	16.4	2242.6	24.3	2110.1	17.7	113.3
C6	0.0023	104.0	137.1	230.2	0.60	6.90	1.46	0.38	1.18	0.81	0.13	0.85	2097.6	24.8	2099.2	30.6	2100.7	17.9	99.9
C9	0.0040	59.7	37.3	116.2	0.32	8.27	0.92	0.45	0.40	0.44	0.13	0.83	2382.4	9.6	2260.7	20.8	2152.4	17.9	110.7
C10	0.0054	9.2	8.8	23.5	0.38	6.47	1.49	0.36	0.97	0.65	0.13	1.13	1985.6	19.3	2041.4	30.4	2098.3	23.7	94.6
D1	0.0061	137.7	135.8	256.7	0.53	6.92	1.73	0.38	1.48	0.86	0.13	0.88	2098.7	31.2	2101.9	36.3	2105.0	18.6	99.7
D3	0.0018	82.9	98.9	152.4	0.65	7.69	1.04	0.43	0.52	0.50	0.13	0.90	2290.1	12.0	2195.1	22.9	2107.5	19.0	108.7
D4	0.0021	84.7	84.4	202.4	0.42	6.61	1.06	0.37	0.48	0.45	0.13	0.95	2028.8	9.6	2060.8	21.9	2092.9	19.9	96.9
D6	0.0015	8.2	12.5	14.5	0.87	7.15	1.41	0.40	1.07	0.76	0.13	0.91	2160.9	23.2	2130.7	30.0	2101.8	19.1	102.8
D10	0.0017	29.3	28.8	56.0	0.52	7.63	0.92	0.42	0.53	0.58	0.13	0.75	2276.2	12.1	2189.0	20.1	2108.2	15.7	108.0
E4	0.0023	42.3	43.2	95.0	0.46	6.87	1.15	0.38	0.82	0.71	0.13	0.81	2088.1	17.2	2094.2	24.2	2100.1	17.0	99.4
E5	0.0028	14.8	15.4	26.7	0.58	7.64	0.99	0.42	0.50	0.50	0.13	0.86	2283.0	11.3	2189.2	21.7	2102.5	18.0	108.6
F1	0.0010	53.3	29.5	135.8	0.22	6.37	1.17	0.36	0.67	0.58	0.13	0.95	1965.9	13.2	2027.6	23.6	2090.9	19.9	94.0
G4	0.0018	8.6	12.4	15.8	0.79	7.42	1.07	0.41	0.64	0.60	0.13	0.85	2235.7	14.3	2163.9	23.1	2096.5	17.9	106.6
H5	0.0018	15.3	19.7	27.6	0.72	7.24	1.10	0.40	0.80	0.72	0.13	0.76	2187.5	17.5	2140.9	23.6	2096.5	15.9	104.3
H8	0.0038	11.6	20.0	20.2	1.00	7.60	1.02	0.42	0.54	0.53	0.13	0.87	2278.2	12.2	2185.4	22.4	2099.5	18.3	108.5
I1	0.0049	25.3	40.6	44.5	0.92	6.95	1.57	0.39	1.31	0.84	0.13	0.86	2104.6	27.6	2104.9	33.0	2105.2	18.1	100.0
J3	0.0008	21.1	10.4	42.2	0.25	7.28	1.01	0.41	0.59	0.59	0.13	0.82	2193.7	13.0	2145.9	21.7	2100.6	17.2	104.4
Tonalito LT126 (Complexo Araguari)																			
A1	0.0010	97.8	143.4	173.9	0.83	6.96	1.26	0.39	0.84	0.67	0.13	0.94	2105.0	17.7	2106.8	26.5	2108.5	19.7	99.8

(continuação)

ID	f_{206}^a	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U ^b	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ (%)	Rho ^c	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^d$	1σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ (abs)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ (abs)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ (abs)	Conc. ^e (%)
A2	0.0028	106.0	141.2	223.9	0.64	6.15	1.86	0.35	1.60	0.86	0.13	0.95	1916.2	30.7	1997.3	37.2	2082.3	19.9	92.0
A3	0.0023	79.1	231.8	227.8	1.02	5.04	1.35	0.29	0.91	0.67	0.12	1.00	1660.7	15.1	1826.5	24.6	2021.1	20.1	82.2
A4	0.0004	79.1	92.1	157.6	0.59	6.96	1.31	0.38	0.92	0.70	0.13	0.94	2099.4	19.3	2106.2	27.7	2112.9	19.8	99.4
A5	0.0034	113.2	125.1	316.7	0.40	5.13	1.29	0.29	0.86	0.67	0.13	0.97	1656.6	14.3	1841.8	23.8	2058.0	19.9	80.5
A6	0.0012	51.7	92.9	97.1	0.96	7.18	1.08	0.40	0.52	0.48	0.13	0.95	2163.0	11.3	2133.7	23.1	2105.7	19.9	102.7
A7	0.0007	60.9	74.6	119.6	0.63	6.99	1.29	0.39	0.89	0.69	0.13	0.94	2114.0	18.7	2110.1	27.2	2106.3	19.8	100.4
A8	0.0014	82.7	73.3	171.8	0.43	7.65	0.98	0.42	0.35	0.36	0.13	0.92	2252.4	8.0	2191.0	21.5	2134.0	19.5	105.5
A9	0.0008	96.7	115.7	204.0	0.57	6.87	1.09	0.38	0.55	0.50	0.13	0.95	2080.8	11.4	2094.5	22.9	2107.9	20.0	98.7
A10	0.0018	36.9	51.6	79.0	0.66	5.83	1.63	0.33	1.27	0.78	0.13	1.03	1842.6	23.3	1950.7	31.8	2067.4	21.3	89.1
A11	0.0040	69.6	97.8	135.3	0.73	7.28	1.03	0.40	0.70	0.68	0.13	0.76	2183.0	15.2	2146.5	22.1	2111.8	16.0	103.4
A12	0.0014	79.0	132.3	153.6	0.87	6.88	1.10	0.38	0.78	0.71	0.13	0.77	2096.5	16.4	2096.3	23.0	2096.2	16.1	100.0
A13	0.0020	80.9	122.8	164.5	0.75	7.04	1.05	0.39	0.73	0.69	0.13	0.76	2136.6	15.6	2116.0	22.3	2096.1	16.0	101.9
A15	0.0052	181.3	557.2	1224.4	0.46	1.40	1.82	0.12	1.42	0.78	0.09	1.14	714.0	10.1	889.9	16.2	1356.8	15.5	52.6
A16	0.0021	80.7	249.1	182.4	1.38	5.97	1.43	0.34	1.21	0.84	0.13	0.77	1874.1	22.6	1970.8	28.3	2073.9	16.0	90.4
A17	0.0013	72.3	98.1	161.6	0.61	6.46	1.33	0.36	1.09	0.82	0.13	0.77	2000.3	21.8	2041.0	27.1	2082.4	16.0	96.1
B1	0.0021	111.9	117.0	256.6	0.46	6.80	0.96	0.38	0.59	0.62	0.13	0.75	2077.6	12.4	2085.7	19.9	2093.7	15.6	99.2
B2	0.0060	146.4	998.7	633.3	1.59	2.46	1.88	0.17	1.58	0.84	0.11	1.02	989.5	15.6	1260.7	23.7	1759.0	18.0	56.3
B3	0.0016	83.8	153.1	204.5	0.75	5.85	1.91	0.33	1.74	0.91	0.13	0.80	1858.9	32.3	1954.6	37.4	2057.4	16.5	90.4

Tonalito CG07A (Complexo Araguari)

C01	0.0021	101.9	59.5	248.8	0.24	6.74	0.74	0.38	0.42	0.56	0.13	0.62	2093.4	8.7	2077.7	15.4	2062.2	12.7	101.5
C05	0.0040	71.0	107.5	118.3	0.92	6.79	0.83	0.39	0.58	0.70	0.13	0.60	2100.2	12.2	2085.1	17.4	2070.1	12.4	101.5
C07	0.0016	137.8	106.3	290.1	0.37	6.91	1.16	0.38	0.95	0.82	0.13	0.66	2094.8	19.9	2099.5	24.3	2104.2	13.9	99.6
C08	0.0006	37.6	50.9	72.5	0.71	7.97	0.73	0.41	0.50	0.68	0.14	0.54	2225.8	11.1	2227.9	16.3	2229.8	12.0	99.8
C09	0.0037	138.5	189.3	750.6	0.25	2.50	1.08	0.18	0.80	0.74	0.10	0.73	1063.4	8.5	1272.3	13.8	1645.0	12.1	64.6
C10	0.0015	122.0	56.8	295.9	0.19	6.59	0.68	0.39	0.35	0.52	0.12	0.58	2103.6	7.5	2058.1	13.9	2012.9	11.6	104.5

(continuação)																			
ID	f_{206}^a	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U ^b	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ (%)	Rho ^c	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^d$	1σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ (abs)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ (abs)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ (abs)	Conc. ^e (%)
C11	0.0006	52.5	77.9	101.3	0.78	7.67	0.78	0.41	0.56	0.72	0.14	0.54	2196.7	12.3	2192.7	17.1	2189.0	11.9	100.4
C13	0.0035	76.8	47.1	166.2	0.29	6.95	0.89	0.39	0.68	0.77	0.13	0.57	2105.2	14.4	2105.4	18.7	2105.7	11.9	100.0
C14	0.0041	59.0	60.9	111.9	0.55	7.16	1.10	0.39	0.89	0.81	0.13	0.64	2129.3	19.0	2131.4	23.4	2133.5	13.7	99.8
C15	0.0005	99.3	269.0	175.6	1.54	6.62	0.84	0.38	0.50	0.60	0.12	0.67	2098.1	10.5	2062.5	17.2	2027.1	13.5	103.5
C19	0.0016	129.7	38.2	292.8	0.13	7.31	1.00	0.41	0.75	0.75	0.13	0.65	2208.0	16.6	2150.0	21.4	2095.1	13.7	105.4
C22	0.0006	70.0	50.8	131.5	0.39	6.89	1.13	0.39	0.88	0.78	0.13	0.71	2100.8	18.6	2097.9	23.8	2095.2	14.9	100.3
D04	0.0012	80.8	271.2	122.2	2.24	6.64	0.77	0.39	0.35	0.45	0.12	0.68	2117.1	7.3	2065.3	15.8	2014.0	13.8	105.1
D05	0.0022	144.4	173.5	601.1	0.29	3.04	1.75	0.21	1.53	0.87	0.11	0.85	1202.7	18.4	1418.2	24.8	1758.5	14.9	68.4
D05B	0.0019	167.7	204.5	834.7	0.25	2.76	1.16	0.20	0.79	0.69	0.10	0.84	1166.8	9.3	1344.2	15.5	1639.2	13.8	71.2
C4	0.0058	72.1	34.1	248.8	0.14	5.22	3.42	0.29	3.22	0.94	0.13	1.16	1639.9	52.9	1855.5	63.5	2106.6	24.3	77.8
C6	0.0038	57.7	67.6	67.3	1.01	7.24	1.09	0.41	0.57	0.52	0.13	0.93	2235.6	12.7	2142.0	23.3	2053.5	19.0	108.9
C18	0.0020	41.4	93.9	88.6	1.07	6.73	1.24	0.38	0.76	0.61	0.13	0.98	2095.2	16.0	2077.2	25.8	2059.5	20.2	101.7
D1	0.0012	65.0	14.8	108.5	0.14	12.02	0.90	0.51	0.59	0.66	0.17	0.68	2644.8	15.7	2605.6	23.5	2575.2	17.5	102.7
D9	0.0030	51.0	39.6	97.3	0.41	7.29	1.39	0.39	0.85	0.61	0.13	1.10	2145.2	18.3	2147.1	29.9	2148.9	23.7	99.8
D10	0.0032	78.0	48.8	166.3	0.30	8.08	0.91	0.43	0.43	0.47	0.14	0.80	2298.3	9.9	2240.5	20.3	2188.1	17.5	105.0
D14	0.0053	162	103	389	0.27	6.54	1.00	0.37	0.56	0.56	0.13	0.83	2023.1	11.4	2051.6	20.5	2080.3	17.2	97.2
D15	0.0033	38	85	67	1.27	7.02	1.22	0.39	0.73	0.60	0.13	0.98	2142.8	15.6	2113.7	25.9	2085.4	20.5	102.8
D16	0.0036	40	70	71	0.99	7.05	1.00	0.40	0.50	0.50	0.13	0.87	2171.2	10.9	2117.3	21.2	2065.2	17.9	105.1
D17	0.0041	60	133	97	1.38	6.90	1.34	0.39	0.66	0.49	0.13	1.17	2130.7	14.0	2099.3	28.2	2068.6	24.2	103.0
D20	0.0019	77	86	153	0.57	7.05	0.92	0.40	0.47	0.51	0.13	0.80	2156.1	10.2	2117.4	19.6	2080.0	16.5	103.7
D2	0.0045	110	84	319	0.27	6.64	1.01	0.37	0.66	0.66	0.13	0.76	2035.0	13.4	2064.8	20.8	2094.7	15.9	97.2
D3	0.0060	112	167	336	0.50	4.39	2.33	0.26	2.15	0.92	0.12	0.89	1511.0	32.5	1709.9	39.8	1963.1	17.6	77.0
Sienogranito DAC0806 (Granito Cunani)																			
1-B1	0.0030	43.1	36.5	228.1	0.16	2.70	1.22	0.17	0.79	0.64	0.11	0.94	1029.7	8.1	1329.2	16.3	1850.9	17.3	55.6
1-E1	0.0048	58.1	28.8	144.9	0.20	6.21	0.97	0.35	0.53	0.54	0.13	0.81	1918.9	10.1	2006.5	19.4	2098.1	17.0	91.5

(continuação)																			
ID	f_{206}^a	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U ^b	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ (%)	Rho ^c	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^d$	1σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ (abs)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ (abs)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ (abs)	Conc. ^e (%)
1-A2	0.0110	38.4	45.7	101.2	0.46	4.89	1.36	0.27	0.79	0.58	0.13	1.10	1558.6	12.3	1800.9	24.4	2094.3	23.1	74.4
1-C2	0.0019	9.9	5.2	13.2	0.40	19.22	0.91	0.60	0.49	0.54	0.23	0.76	3041.5	14.9	3053.2	27.7	3060.9	23.3	99.4
1-D2	0.0059	42.3	36.7	64.9	0.57	12.92	0.68	0.51	0.30	0.45	0.18	0.61	2648.6	8.0	2673.9	18.1	2693.1	16.3	98.3
1-A3	0.0035	26.3	46.1	83.2	0.56	4.67	1.13	0.28	0.51	0.45	0.12	1.01	1576.5	8.0	1762.5	19.9	1990.6	20.1	79.2
1-D3	0.0069	17.7	12.3	43.5	0.28	5.91	1.12	0.33	0.59	0.53	0.13	0.95	1849.0	11.0	1962.7	21.9	2084.7	19.7	88.7
1-E3	0.0062	19.2	57.3	61.2	0.94	5.30	1.72	0.30	1.50	0.87	0.13	0.84	1670.2	25.1	1869.1	32.2	2098.1	17.7	79.6
1-B1-2	0.0041	146.6	177.7	1165.8	0.15	1.58	1.76	0.12	1.19	0.68	0.10	1.30	726.9	8.6	962.4	16.9	1547.8	20.1	47.0
1-A2-2	0.0032	96.5	101.4	241.7	0.42	6.27	1.12	0.35	0.54	0.48	0.13	0.98	1943.8	10.4	2014.4	22.5	2087.4	20.4	93.1
1-A3-2	0.0097	171.8	459.8	1521.3	0.30	1.49	1.89	0.11	1.42	0.75	0.10	1.26	676.8	9.6	926.0	17.5	1578.3	19.8	42.9
2-B1	0.0061	23.7	22.2	105.3	0.21	2.27	1.60	0.16	1.13	0.70	0.10	1.14	981.3	11.1	1202.1	19.3	1624.1	18.5	60.4
2-H1	0.0064	15.0	15.0	30.9	0.49	6.88	1.18	0.39	0.56	0.48	0.13	1.03	2099.7	11.8	2096.0	24.7	2092.3	21.6	100.4
2-A2	0.0061	48.6	48.6	123.4	0.40	5.08	1.18	0.30	0.72	0.61	0.12	0.93	1703.3	12.3	1832.7	21.6	1982.9	18.4	85.9
2-G4	0.0065	37.1	37.0	111.9	0.33	12.52	1.11	0.50	0.56	0.51	0.18	0.96	2635.0	14.8	2644.5	29.3	2651.8	25.4	99.4
2-C4	0.0085	20.4	18.4	55.8	0.33	6.94	1.35	0.39	0.77	0.57	0.13	1.10	2102.4	16.3	2103.4	28.3	2104.4	23.2	99.9
2-G4-2	0.0037	18.7	19.9	42.2	0.47	12.81	1.79	0.51	1.25	0.70	0.18	1.28	2665.8	33.4	2666.1	47.7	2666.4	34.0	100.0
2-A2-2	0.0054	166.0	211.6	400.8	0.53	4.96	1.54	0.30	1.02	0.66	0.12	1.15	1669.3	17.1	1813.1	27.9	1982.6	22.9	84.2
2-D3-2	0.0011	86.6	136.3	256.8	0.53	7.31	1.48	0.41	0.59	0.40	0.13	1.35	2203.8	13.0	2150.6	31.7	2100.3	28.4	104.9
2-I5-2	0.0066	90.8	159.9	258.4	0.62	5.71	1.59	0.33	1.26	0.79	0.13	0.97	1844.7	23.2	1933.2	30.7	2029.3	19.6	90.9
2-F5-2	0.0052	72.9	171.5	196.2	0.88	4.99	1.66	0.28	1.37	0.83	0.13	0.94	1614.6	22.2	1817.8	30.2	2059.2	19.3	78.4
2-C5-2	0.0053	102.0	124.7	455.6	0.28	3.32	1.95	0.20	1.64	0.84	0.12	1.06	1200.8	19.7	1484.9	29.0	1918.1	20.4	62.6

Ortognaisse tonalítico LT202A (Suíte Intrusiva Carecuru)

A1	0.0023	5.9	2.6	10.5	0.25	8.18	1.48	0.44	1.17	0.79	0.13	0.90	2355.1	27.6	2251.3	33.3	2158.2	19.4	109.1
A2	0.0013	21.5	22.0	36.8	0.60	7.84	3.85	0.43	3.75	0.97	0.13	0.88	2293.7	85.9	2213.4	85.2	2139.8	18.8	107.2
A3	0.0018	13.9	7.9	26.4	0.30	7.31	1.68	0.40	1.47	0.88	0.13	0.81	2163.6	31.8	2149.7	36.1	2136.4	17.2	101.3
A4	0.0014	16.1	11.2	29.7	0.38	8.01	1.28	0.44	0.97	0.76	0.13	0.83	2337.7	22.7	2232.1	28.6	2136.6	17.8	109.4

(continuação)																			
ID	f_{206}^a	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U ^b	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ (%)	Rho ^c	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^d$	1σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ (abs)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ (abs)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ (abs)	Conc. ^e (%)
A5	0.0019	14.3	14.7	26.0	0.57	7.84	1.21	0.42	0.81	0.67	0.13	0.90	2282.3	18.4	2212.5	26.7	2148.5	19.3	106.2
A6	0.0012	13.8	5.0	31.5	0.16	7.31	1.46	0.40	1.23	0.84	0.13	0.79	2159.8	26.6	2149.6	31.4	2139.9	16.9	100.9
A7	0.0033	17.0	9.7	31.8	0.31	8.59	1.25	0.46	0.75	0.60	0.13	0.99	2458.3	18.4	2295.8	28.6	2154.1	21.4	114.1
A8	0.0024	10.3	5.6	17.4	0.32	8.05	1.22	0.44	0.81	0.66	0.13	0.92	2342.6	18.9	2237.2	27.4	2142.1	19.7	109.4
A9	0.0013	24.8	20.2	46.4	0.44	7.99	1.04	0.44	0.62	0.59	0.13	0.84	2330.5	14.4	2230.0	23.2	2138.9	17.9	109.0
A10	0.0027	15.3	12.5	24.9	0.50	7.86	1.12	0.43	0.78	0.70	0.13	0.80	2304.0	18.0	2215.5	24.8	2134.7	17.2	107.9
B1	0.0029	6.5	3.9	8.8	0.44	8.77	5.27	0.47	5.10	0.97	0.13	1.31	2500.4	127.6	2313.9	121.9	2153.2	28.2	116.1
B2	0.0030	21.7	14.9	36.5	0.41	7.21	1.48	0.39	1.29	0.87	0.13	0.73	2141.1	27.5	2138.3	31.7	2135.7	15.7	100.3
B3	0.0017	10.6	5.4	15.4	0.35	7.89	4.36	0.43	4.29	0.98	0.13	0.78	2299.4	98.7	2218.8	96.8	2145.1	16.7	107.2
B6	0.0013	20.3	14.2	37.9	0.38	7.99	1.02	0.44	0.60	0.58	0.13	0.83	2329.5	13.9	2230.2	22.8	2140.3	17.8	108.8
B7	0.0028	21.1	18.9	45.1	0.42	7.19	1.60	0.39	1.34	0.84	0.13	0.88	2145.0	28.8	2135.3	34.2	2126.0	18.6	100.9
B8	0.0020	13.5	8.9	25.4	0.35	7.38	1.52	0.40	1.30	0.85	0.13	0.79	2171.4	28.2	2158.5	32.8	2146.3	16.9	101.2
B9	0.0043	14.1	9.9	22.6	0.44	7.26	2.11	0.40	1.96	0.93	0.13	0.79	2150.4	42.1	2143.3	45.3	2136.4	16.9	100.7
B10	0.0015	17.6	10.9	35.0	0.31	7.33	1.37	0.40	1.11	0.81	0.13	0.81	2172.1	24.1	2152.2	29.5	2133.4	17.2	101.8
C1	0.0022	5.6	2.9	7.9	0.37	7.22	2.56	0.39	2.41	0.94	0.13	0.86	2135.9	51.4	2139.3	54.7	2142.6	18.5	99.7
C2	0.0078	21.6	15.8	56.7	0.28	7.18	3.60	0.40	3.49	0.97	0.13	0.90	2154.7	75.1	2134.1	76.9	2114.2	19.1	101.9
C4	0.0008	21.3	15.0	41.4	0.36	7.89	1.02	0.43	0.45	0.44	0.13	0.92	2294.0	10.3	2218.3	22.6	2149.2	19.7	106.7
C5	0.0041	25.7	46.4	76.5	0.61	4.77	1.29	0.26	0.82	0.63	0.13	1.00	1510.1	12.3	1779.3	23.0	2111.6	21.2	71.5
C6	0.0019	32.1	29.2	67.0	0.44	7.23	1.23	0.39	0.82	0.67	0.13	0.91	2140.5	17.6	2140.6	26.2	2140.7	19.5	100.0
C7	0.0059	14.9	22.8	47.1	0.49	4.64	1.42	0.26	1.02	0.72	0.13	0.98	1477.3	15.1	1756.8	24.9	2107.6	20.7	70.1
C9	0.0022	26.8	16.4	46.5	0.35	7.34	1.53	0.40	1.24	0.81	0.13	0.90	2167.0	26.8	2153.8	33.0	2141.4	19.4	101.2
C10	0.0043	28.5	23.8	77.9	0.31	5.85	1.04	0.32	0.45	0.43	0.13	0.94	1812.6	8.1	1953.8	20.3	2106.9	19.8	86.0
D1	0.0024	21.7	20.7	43.5	0.48	7.20	1.38	0.40	1.06	0.76	0.13	0.89	2146.2	22.7	2136.0	29.5	2126.2	19.0	100.9
D2	0.0046	18.5	12.5	32.6	0.39	7.22	1.20	0.40	0.77	0.64	0.13	0.93	2147.2	16.5	2138.4	25.8	2129.9	19.7	100.8
D5	0.0009	22.5	16.8	43.4	0.39	7.31	1.45	0.40	1.14	0.79	0.13	0.90	2161.1	24.6	2149.5	31.1	2138.4	19.2	101.1
D6	0.0021	8.3	6.1	18.0	0.34	7.22	1.64	0.39	1.14	0.70	0.13	1.17	2135.9	24.5	2138.7	35.0	2141.4	25.1	99.7

(conclusão)																			Conc. ^e (%)
ID	f_{206}^a	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U ^b	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ (%)	Rho ^c	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^d$	1σ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ (abs)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ (abs)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ (abs)	
C6r	0.0023	21.1	14.4	43.4	0.33	7.91	0.92	0.43	0.37	0.40	0.13	0.84	2299.9	8.5	2221.2	20.4	2149.4	18.0	107.0
D3	0.0026	8.0	5.1	15.2	0.34	6.47	3.50	0.35	3.36	0.96	0.13	0.98	1939.0	65.1	2041.8	71.5	2147.4	21.1	90.3
D4	0.0009	38.0	61.3	71.9	0.86	7.37	1.08	0.40	0.73	0.68	0.13	0.79	2171.4	15.9	2157.7	23.3	2144.7	17.0	101.2
D7	0.0010	19.1	19.3	37.0	0.53	7.34	1.90	0.40	1.68	0.89	0.13	0.88	2162.9	36.3	2153.6	40.9	2144.9	18.9	100.8
D8	0.0011	10.8	10.0	23.7	0.43	7.29	1.31	0.40	0.77	0.59	0.13	1.05	2146.2	16.6	2147.7	28.0	2149.2	22.6	99.9
D9	0.0016	17.5	17.5	35.4	0.50	7.33	1.17	0.40	0.80	0.69	0.13	0.85	2155.8	17.3	2152.3	25.2	2149.0	18.4	100.3
D10	0.0015	24.5	21.6	48.8	0.45	7.80	0.91	0.42	0.36	0.40	0.13	0.84	2274.3	8.3	2208.4	20.2	2147.8	18.0	105.9
E8	0.0027	18.5	18.7	32.7	0.58	7.25	1.99	0.39	1.77	0.89	0.13	0.90	2139.3	37.9	2142.5	42.6	2145.5	19.3	99.7
E9	0.0039	5.2	2.9	11.3	0.26	7.28	1.81	0.39	1.29	0.71	0.13	1.27	2145.1	27.6	2146.3	38.8	2147.5	27.4	99.9
E10	0.0050	8.2	6.1	15.3	0.40	7.30	2.02	0.40	1.72	0.85	0.13	1.05	2149.8	37.0	2148.3	43.3	2146.8	22.6	100.1
Diorito LT76 (Suíte Intrusiva Carecuru)																			
A1	0.0048	10.9	10.8	37.6	0.29	7.25	1.79	0.39	1.07	0.60	0.13	1.43	2141.5	22.9	2143.1	38.4	2144.6	30.7	99.9
A4	0.0098	4.9	4.0	11.7	0.34	5.82	2.13	0.32	1.55	0.73	0.13	1.47	1772.3	27.5	1949.8	41.6	2143.9	31.4	82.7
A5	0.0044	6.0	4.5	12.5	0.36	6.03	1.80	0.33	1.56	0.87	0.13	0.89	1856.5	29.0	1980.8	35.6	2113.3	18.9	87.9
B1	0.0032	6.5	7.7	10.4	0.74	7.23	1.75	0.39	1.20	0.69	0.13	1.27	2140.4	25.6	2140.6	37.4	2140.9	27.2	100.0
B4	0.0029	8.9	9.1	17.5	0.52	7.18	1.38	0.39	0.93	0.67	0.13	1.03	2140.1	19.8	2134.2	29.5	2128.5	21.9	100.5
B6	0.0050	5.4	4.4	11.0	0.40	7.24	1.67	0.39	1.03	0.62	0.13	1.31	2141.6	22.2	2141.9	35.8	2142.2	28.1	100.0
B7	0.0014	9.5	6.1	20.2	0.30	7.28	1.39	0.40	0.89	0.64	0.13	1.06	2148.6	19.1	2146.0	29.8	2143.6	22.8	100.2
B9	0.0044	6.8	5.2	14.0	0.37	7.26	1.71	0.39	1.12	0.65	0.13	1.30	2142.6	24.0	2143.5	36.8	2144.3	27.8	99.9
B10	0.0033	6.6	8.2	11.6	0.71	7.24	2.23	0.39	1.73	0.78	0.13	1.40	2143.4	37.1	2141.3	47.7	2139.4	30.0	100.2
C1	0.0033	4.6	4.4	9.3	0.48	7.21	1.46	0.39	1.12	0.76	0.13	0.94	2135.2	23.8	2138.3	31.2	2141.3	20.2	99.7
C2	0.0030	5.8	4.8	11.4	0.42	7.24	1.79	0.39	1.34	0.75	0.13	1.19	2141.5	28.6	2141.3	38.3	2141.1	25.4	100.0
C7	0.0018	9.3	8.5	18.5	0.46	7.24	1.71	0.39	1.28	0.75	0.13	1.13	2141.5	27.5	2141.7	36.6	2142.0	24.2	100.0
C8	0.0041	5.3	5.0	10.8	0.47	7.25	1.89	0.39	1.42	0.75	0.13	1.24	2139.3	30.4	2142.1	40.5	2144.9	26.7	99.7

- ^a Fração do ^{206}Pb não-radiogênico do ponto do zircão analisado, onde $f_{206} = (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})^t_{\text{comum}} / (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{amostra}}$;
- ^b Razão Th/U e concentrações de Pb, Th e U (ppm) calculadas com base no zircão de referência GJ-1;
- ^c Rho é a correlação de erro definido como o quociente dos erros propagados das razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$;
- ^d Corrigida para o fracionamento de massa (*mass-bias*) por normalização ao zircão GJ-1 e para 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.

Tabela 9.2- Dados Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICP-MS para as unidades representativas dos domínios paleoproterozoicos Lourenço e Carecuru.

(continua)										
ID	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2 σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2 σ	$\epsilon_{\text{Hf}(0)}$	t (U-Pb) (Ma)	$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_t$	$\epsilon_{\text{Hf}(t)}$	T _{DM} (Ma)	T _{DM} ^C (Ma)
Metadiorito - BA22A (Suíte Intrusiva Flexal/Diorito Riacho Doce)										
A2	0.281368	0.000070	0.000391	0.000058	-50.1	2178	0.281352	-1.4	2562	2822
A7	0.281394	0.000067	0.000764	0.000201	-49.2	2178	0.281362	-1.0	2552	2799
B8	0.281396	0.000066	0.000579	0.000059	-49.1	2178	0.281372	-0.7	2537	2777
C5	0.281413	0.000079	0.000721	0.000121	-48.5	2178	0.281383	-0.3	2523	2752
C8	0.281398	0.000072	0.001127	0.000070	-49.0	2178	0.281352	-1.4	2570	2822
D5	0.281349	0.000086	0.000989	0.000139	-50.8	2178	0.281308	-2.9	2628	2920
E4	0.281419	0.000070	0.000756	0.000016	-48.3	2178	0.281388	-0.1	2518	2743
E5	0.281423	0.000091	0.000808	0.000017	-48.2	2178	0.281389	0.0	2516	2739
F5	0.281403	0.000096	0.000778	0.000079	-48.9	2178	0.281370	-0.7	2541	2781
G6	0.281357	0.000093	0.001096	0.000045	-50.5	2178	0.281311	-2.8	2624	2912
F1	0.281373	0.000095	0.000686	0.000079	-49.9	2178	0.281344	-1.6	2575	2839
G1	0.281430	0.000094	0.001106	0.000184	-47.9	2178	0.281384	-0.2	2525	2750
Ortognaisse granodiorítico SJJ06 (Suíte Intrusiva Flexal)										
A1	0.281291	0.000077	0.000470	0.000009	-52.8	2176	0.281272	-4.27	2669	3001
F1	0.281367	0.000072	0.000708	0.000028	-50.2	2176	0.281337	-1.94	2585	2856
E2	0.281280	0.000075	0.000536	0.000043	-53.2	2176	0.281258	-4.76	2689	3032
J2	0.281353	0.000049	0.000696	0.000077	-50.7	2176	0.281324	-2.42	2603	2886
B3	0.281288	0.000055	0.000774	0.000008	-52.9	2176	0.281256	-4.84	2695	3037
B4	0.281275	0.000052	0.000703	0.000070	-53.4	2176	0.281245	-5.20	2708	3059
E5	0.281352	0.000063	0.000512	0.000011	-50.7	2176	0.281330	-2.18	2592	2871
F5	0.281313	0.000072	0.000873	0.000029	-52.0	2176	0.281277	-4.08	2667	2989
G6	0.281330	0.000059	0.000646	0.000020	-51.5	2176	0.281303	-3.16	2630	2932
E7	0.281276	0.000074	0.000510	0.000012	-53.3	2176	0.281255	-4.85	2692	3038
D3	0.281283	0.000071	0.000871	0.000067	-53.1	2176	0.281247	-5.14	2708	3056
Tonalito B107 (Complexo Laussat/Guiana Francesa)										
A2	0.281509	0.000072	0.001012	0.000035	-45.1	2143	0.281467	1.92	2413	2588
A3	0.281532	0.000055	0.000903	0.000018	-44.3	2143	0.281495	2.89	2375	2527

(continuação)

ID	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$\epsilon_{\text{Hf}(t)}$	$t_{(\text{U-Pb})} \text{ (Ma)}$	$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_t$	$\epsilon_{\text{Hf}(t)}$	$T_{\text{DM}} \text{ (Ma)}$	$T_{\text{DM}}^{\text{C}} \text{ (Ma)}$
A4	0.281512	0.000057	0.000608	0.000033	-45.0	2143	0.281487	2.62	2384	2545
A5	0.281479	0.000066	0.000863	0.000093	-46.2	2143	0.281444	1.07	2444	2641
A6	0.281491	0.000064	0.000840	0.000037	-45.7	2143	0.281457	1.55	2426	2611
A7	0.281520	0.000053	0.001166	0.000056	-44.7	2143	0.281473	2.11	2407	2576
A8	0.281510	0.000065	0.000904	0.000049	-45.1	2143	0.281473	2.10	2405	2577
A9	0.281477	0.000063	0.000944	0.000044	-46.2	2143	0.281439	0.90	2451	2652
A10	0.281457	0.000065	0.000820	0.000043	-47.0	2143	0.281424	0.37	2470	2686
B2	0.281468	0.000045	0.000814	0.000037	-46.6	2143	0.281435	0.75	2456	2661
B3	0.281470	0.000060	0.001077	0.000083	-46.5	2143	0.281426	0.43	2470	2682
B4	0.281468	0.000048	0.000990	0.000029	-46.6	2143	0.281427	0.49	2467	2678
Sienogranito B25A (Granitoide tipo "caraíbe"/Guiana Francesa)										
C3	0.281535	0.000060	0.001244	0.000316	-44.20	2121	0.281485	2.0	2391	2564
E9	0.281521	0.000088	0.001888	0.000183	-44.68	2121	0.281445	0.6	2451	2653
F8	0.281569	0.000135	0.002564	0.000436	-42.99	2121	0.281466	1.3	2428	2607
A6	0.281530	0.000046	0.001738	0.000191	-44.37	2121	0.281460	1.1	2429	2620
A8	0.281512	0.000034	0.001329	0.000077	-45.03	2121	0.281458	1.1	2429	2625
A9	0.281505	0.000050	0.001059	0.000150	-45.27	2121	0.281462	1.2	2421	2616
B5	0.281526	0.000054	0.001636	0.000297	-44.53	2121	0.281460	1.1	2429	2620
D3	0.281558	0.000035	0.002154	0.000076	-43.39	2121	0.281471	1.5	2417	2595
Tonalito B91A (Gabros do sudeste da Guiana Francesa)										
A4	0.281446	0.000073	0.001030	0.000108	-47.35	2095	0.281405	-1.41	2499	2760
A5	0.281438	0.000055	0.000896	0.000096	-47.65	2095	0.281402	-1.52	2502	2767
A6	0.281456	0.000056	0.000476	0.000044	-47.00	2095	0.281437	-0.27	2450	2689
A7	0.281473	0.000091	0.000436	0.000051	-46.38	2095	0.281456	0.40	2425	2647
A10	0.281399	0.000057	0.000566	0.000055	-49.02	2095	0.281376	-2.43	2532	2824
B1	0.281408	0.000069	0.000374	0.000023	-48.69	2095	0.281393	-1.83	2508	2786
A10	0.281418	0.000085	0.000623	0.000039	-48.36	2095	0.281393	-1.85	2511	2787
B1	0.281433	0.000079	0.000346	0.000015	-47.80	2095	0.281419	-0.90	2472	2728
B8	0.281507	0.000086	0.001365	0.000017	-45.20	2095	0.281452	0.27	2438	2655
C2	0.281455	0.000095	0.000916	0.000091	-47.03	2095	0.281419	-0.93	2479	2730

(continuação)

ID	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2 σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2 σ	$\epsilon_{\text{Hf}(0)}$	t (U-Pb) (Ma)	($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$) _t	$\epsilon_{\text{Hf}(t)}$	T _{DM} (Ma)	T _{DM} ^C (Ma)
C4	0.281501	0.000073	0.000905	0.000047	-45.40	2095	0.281465	0.72	2416	2626
C8	0.281426	0.000076	0.000320	0.000054	-48.05	2095	0.281414	-1.11	2480	2741
C10	0.281465	0.000095	0.001038	0.000080	-46.67	2095	0.281424	-0.74	2473	2718
D2	0.281502	0.000076	0.000533	0.000042	-45.38	2095	0.281480	1.26	2393	2592
D3	0.281528	0.000068	0.001265	0.000040	-44.47	2095	0.281477	1.15	2403	2599
E4	0.281442	0.000100	0.000619	0.000021	-47.50	2095	0.281417	-0.98	2478	2733
G1	0.281533	0.000105	0.001588	0.000035	-44.27	2095	0.281470	0.88	2416	2616
G2	0.281531	0.000100	0.001479	0.000057	-44.36	2095	0.281472	0.96	2412	2612
Granito TH09 (Granitoide tipo "caraíbe"/Guiana Francesa)										
A2	0.281240	0.000071	0.000529	0.000006	-54.65	2099	0.281219	-7.95	2742	3170
A5	0.281198	0.000063	0.000585	0.000042	-56.11	2099	0.281175	-9.50	2801	3266
A6	0.281211	0.000067	0.000665	0.000018	-55.67	2099	0.281184	-9.16	2790	3246
A8	0.281231	0.000070	0.000542	0.000039	-54.96	2099	0.281209	-8.28	2755	3191
A10	0.281173	0.000085	0.000613	0.000051	-57.02	2099	0.281148	-10.44	2837	3325
B2	0.281204	0.000086	0.000366	0.000012	-55.90	2099	0.281190	-8.98	2778	3234
B3	0.281218	0.000074	0.000336	0.000010	-55.41	2099	0.281205	-8.44	2757	3201
B4	0.281184	0.000092	0.000574	0.000038	-56.61	2099	0.281161	-9.98	2819	3296
B6	0.281052	0.000077	0.000388	0.000010	-61.29	2179	0.281036	-12.58	2980	3520
B7	0.281161	0.000091	0.000727	0.000022	-57.42	2099	0.281132	-11.01	2861	3360
B8	0.281266	0.000068	0.000662	0.000054	-53.70	2099	0.281240	-7.18	2716	3123
B10	0.281211	0.000069	0.000415	0.000012	-55.65	2099	0.281195	-8.79	2772	3222
Tonalito LT126 (Complexo Araguari)										
A1	0.281367	0.000047	0.000492	0.000024	-50.14	2099	0.281348	-3.36	2570	2885
A2	0.281299	0.000048	0.000381	0.000037	-52.56	2099	0.281284	-5.64	2653	3027
A4	0.281278	0.000052	0.000491	0.000010	-53.30	2099	0.281258	-6.54	2689	3083
A6	0.281316	0.000062	0.000432	0.000008	-51.95	2099	0.281299	-5.10	2634	2993
A7	0.281374	0.000073	0.000528	0.000017	-49.89	2099	0.281353	-3.17	2563	2873
A9	0.281289	0.000063	0.000636	0.000010	-52.89	2099	0.281264	-6.33	2683	3070
A12	0.281300	0.000067	0.000502	0.000010	-52.52	2099	0.281280	-5.77	2660	3035
A13	0.281302	0.000052	0.000709	0.000042	-52.45	2099	0.281273	-6.00	2672	3049

(continuação)

ID	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2 σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2 σ	$\epsilon_{\text{Hf}(0)}$	t (U-Pb) (Ma)	($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$) _t	$\epsilon_{\text{Hf}(t)}$	T _{DM} (Ma)	T _{DM} ^C (Ma)
A14	0.281279	0.000050	0.000438	0.000015	-53.26	2099	0.281261	-6.43	2684	3076
A16	0.281284	0.000081	0.000705	0.000052	-53.07	2099	0.281256	-6.61	2695	3087
A17	0.281196	0.000041	0.000484	0.000047	-56.20	2099	0.281176	-9.44	2797	3263
B1	0.281281	0.000055	0.000569	0.000042	-53.20	2099	0.281258	-6.55	2690	3083
Tonalito CG07A (Complexo Araguari)										
C1	0.281393	0.000051	0.000338	0.000046	-49.22	2092	0.281380	-2.38	2525	2818
C3	0.281408	0.000062	0.000269	0.000007	-48.70	2092	0.281397	-1.76	2501	2780
C4	0.281455	0.000048	0.000451	0.000054	-47.04	2092	0.281437	-0.35	2450	2691
C5	0.281195	0.000083	0.000150	0.000003	-56.24	2092	0.281189	-9.16	2775	3240
C6	0.281386	0.000063	0.000352	0.000011	-49.46	2092	0.281372	-2.64	2535	2834
C7	0.281424	0.000067	0.000763	0.000072	-48.14	2092	0.281393	-1.90	2512	2788
C8	0.281337	0.000045	0.000201	0.000004	-51.22	2228	0.281328	-1.06	2591	2841
C9	0.281314	0.000042	0.000699	0.000070	-52.00	2092	0.281287	-5.69	2654	3024
C10	0.281416	0.000051	0.000495	0.000015	-48.42	2092	0.281396	-1.80	2505	2782
C11	0.281303	0.000056	0.000239	0.000012	-52.42	2193	0.281293	-3.13	2639	2943
C13	0.281314	0.000051	0.000440	0.000010	-52.00	2092	0.281297	-5.32	2637	3002
C14	0.281319	0.000071	0.000628	0.000085	-51.84	2137	0.281293	-4.41	2643	2979
Sienogranito DAC0806 (Granito Cunani)										
1-C1	0.281227	0.000085	0.000733	0.000039	-55.11	2097	0.281197	-8.75	2774	3218
1-E1	0.281331	0.000070	0.000419	0.000003	-51.43	2097	0.281314	-4.60	2614	2961
1-E1n	0.281385	0.000086	0.000533	0.000035	-49.50	2097	0.281364	-2.83	2548	2850
1-A2	0.281406	0.000086	0.000405	0.000013	-48.77	2097	0.281390	-1.91	2513	2792
1-B2	0.281386	0.000105	0.000306	0.000016	-49.46	2097	0.281374	-2.47	2532	2827
1-C2	0.280797	0.000087	0.000306	0.000006	-70.30	3045	0.280779	-1.44	3309	3496
1-D2	0.280922	0.000098	0.000728	0.000023	-65.90	2648	0.280885	-7.03	3179	3538
1-A3	0.281199	0.000088	0.000546	0.000053	-56.08	2097	0.281177	-9.46	2797	3263
1-B3	0.281278	0.000058	0.000367	0.000041	-53.31	2097	0.281263	-6.41	2681	3074
1-D3	0.281269	0.000065	0.000504	0.000036	-53.61	2097	0.281249	-6.91	2701	3104
1-E3	0.281260	0.000092	0.000483	0.000052	-53.92	2097	0.281241	-7.20	2712	3122

(conclusão)										
ID	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2 σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2 σ	$\epsilon_{\text{Hf}(t)}$	t (U-Pb) (Ma)	$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_t$	$\epsilon_{\text{Hf}(t)}$	T _{DM} (Ma)	T _{DM} ^C (Ma)
Ortognaisse tonalítico LT202A (Suíte Intrusiva Carecuru)										
A6	0.281533	0.000109	0.000789	0.000074	-44.26	2152	0.281501	3.33	2366	2507
A9	0.281457	0.000108	0.000604	0.000037	-46.98	2152	0.281432	0.86	2458	2662
A3	0.281466	0.000108	0.000460	0.000025	-46.63	2152	0.281448	1.42	2435	2626
B7	0.281544	0.000077	0.000473	0.000028	-43.89	2152	0.281524	4.15	2333	2455
C4	0.281500	0.000077	0.000349	0.000039	-45.45	2152	0.281485	2.77	2384	2542
C5	0.281486	0.000098	0.000586	0.000040	-45.93	2152	0.281462	1.94	2417	2594
C6	0.281479	0.000075	0.000730	0.000055	-46.19	2152	0.281449	1.47	2436	2623
C10	0.281501	0.000077	0.000764	0.000052	-45.41	2152	0.281470	2.20	2408	2577
D6	0.281535	0.000061	0.000360	0.000046	-44.21	2152	0.281520	4.00	2338	2464
D8	0.281476	0.000088	0.000252	0.000020	-46.28	2152	0.281466	2.08	2409	2585
D10	0.281465	0.000081	0.000408	0.000030	-46.67	2152	0.281449	1.46	2434	2624
Diorito LT76 (Suíte Intrusiva Carecuru)										
A1	0.281406	0.000047	0.000434	0.000092	-48.76	2142	0.281388	-0.91	2514	2765
A5	0.281402	0.000047	0.000325	0.000017	-48.91	2142	0.281389	-0.90	2513	2764
A3	0.281434	0.000089	0.000473	0.000048	-47.77	2142	0.281415	0.02	2479	2707
A4	0.281402	0.000037	0.000396	0.000044	-48.92	2142	0.281385	-1.02	2518	2772
B1	0.281435	0.000092	0.000453	0.000012	-47.75	2142	0.281416	0.08	2477	2703
B7	0.281424	0.000039	0.000238	0.000007	-48.11	2142	0.281415	0.03	2477	2706
B9	0.281402	0.000058	0.000277	0.000014	-48.92	2142	0.281390	-0.84	2510	2761
C2	0.281424	0.000073	0.000340	0.000022	-48.14	2142	0.281410	-0.15	2485	2717
C7	0.281435	0.000048	0.000288	0.000018	-47.74	2142	0.281423	0.33	2467	2688

Parâmetros usados para os cálculos: $\lambda = 1,867 \times 10^{-11}$ anos⁻¹ (Scherer *et al.*, 2001; Söderlund *et al.*, 2004); $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,0336$ e $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,282785$ para o valor atual do CHUR (Bouvier *et al.*, 2008); $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,0388$ e $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,28325$ para o manto empobrecido (DM) (Andersen *et al.*, 2009); Idades-modelo em estágio único (T_{DM}) calculadas utilizando-se as razões $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ e $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ medidas. Idades modelo em estágio duplo ou crustal (T_{DM}^C) utilizando-se a respectiva idade U-Pb e uma razão $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$ média da crosta continental (Griffin *et al.*, 2002, 2004).

Tabela 9.3- Dados isotópicos Sm-Nd em rocha total por ID-TIMS para as unidades representativas dos domínios Lourenço e Carecuru.

Unidades	Litotipo/amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$f(\text{Sm-Nd})$	$\epsilon_{\text{Nd}(0)}$	Idade (Ma)*	$\epsilon_{\text{Nd}(t)}$	$T_{\text{DM}}(\text{Ga})^{**}$
¹ Suíte Intrusiva Flexal	metadiorito/BA22A	7.90	38.46	0.12360	0.511511 (07)	-0.372	-22.0	2178	-1.5	2.61
⁵ Suíte Intrusiva Flexal	ortognaisse/SJJ06	4.38	26.24	0.10099	0.511045 (33)	-0.49	-31.1	2176	-4.3	2.72
² Complexo Laussat	tonalito/B107	4.72	21.90	0.13030	0.511777 (06)	-0.338	-16.8	2143	1.5	2.32
² Granitoide tipo Caraíbe	sienogranito/B25A	5.84	34.40	0.10260	0.511417 (04)	-0.478	-23.8	2121	1.8	2.24
⁵ Granitoide tipo Caraíbe	granito/TH09	10.36	60.96	0.10269	0.511068 (35)	-0.478	-30.6	2099	-5.3	2.73
⁵ Gabros SE G. Francesa	tonalito/B91A	8.18	45.25	0.10929	0.511245 (21)	-0.444	-27.2	2095	-3.7	2.64
³ Complexo Araguari	tonalito/LT126	4.96	26.58	0.11280	0.511294 (07)	-0.427	-26.2	2099	-3.6	2.66
³ Complexo Araguari	tonalito/CG07A	10.42	90.17	0.06990	0.510645 (08)	-0.645	-38.9	2092	-4.8	2.56
⁵ Granito Cunani	sienogranito/DAC0806	3.75	20.71	0.10935	0.511090 (07)	-0.444	-30.2	2097	-6.7	2.88
⁴ Suíte Intrusiva Carecuru	ortognaisse/LT202A	4.45	22.87	0.11770	0.511512 (70)	-0.402	-22.0	2152	-0.1	2.44
⁴ Suíte Intrusiva Carecuru	diorito/LT76	3.89	19.61	0.11980	0.511512 (05)	-0.391	-22.0	2142	-0.8	2.50

*Idades U-Pb determinadas neste trabalho e usadas para calcular o $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$. ** T_{DM} calculada segundo o modelo de evolução de Nd de DePaolo (1981).

Números em parenteses são 2σ (10^{-6}). ¹Avelar (2002); ²Avelar *et al.* (2003); ³Barreto *et al.* (2013); ⁴Rosa-Costa *et al.* (2006); ⁵Este trabalho.



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA



PARECER

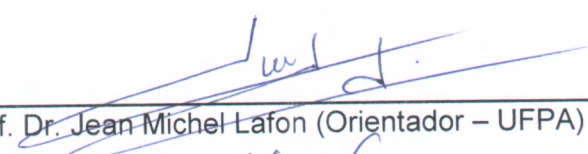
Sobre a Defesa Pública da Tese de Doutorado de JOÃO MARINHO MILHOMEM NETO

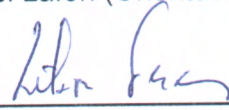
A banca examinadora da Tese de Doutorado de **JOÃO MARINHO MILHOMEM NETO** orientando do Prof. Dr. Jean Michel Lafon (UFPA), composta pelos professores doutores Wilson Teixeira (USP), Marcio Martins Pimentel (UNB), Lúcia Travassos da Rosa Costa (CPRM), e Moacir José Buenano Macambira (UFPA), após apresentação da sua tese intitulada **“U-Pb E Lu-Hf EM ZIRCÃO POR LA-MC-ICP-MS: METODOLOGIA E APLICAÇÃO NO ESTUDO DA EVOLUÇÃO CRUSTAL DA PORÇÃO SUDESTE DO ESCUDO DA GUIANAS”**, emite o seguinte parecer:

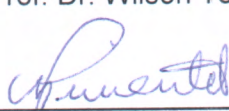
O candidato realizou sua apresentação de forma clara, bem organizada e segura no tempo estipulado. Na arguição mostrou domínio completo da temática abordada e respondeu com propriedade as perguntas formuladas pela banca. O trabalho escrito foi apresentado na forma de artigos e atende as exigências básicas para uma tese de doutorado.

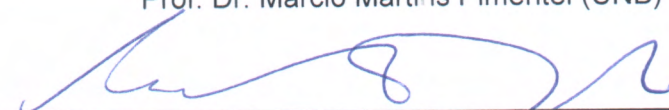
Finalmente, a banca examinadora decidiu por unanimidade aprovar a tese de doutorado com **DISTINÇÃO** face à excelência da contribuição técnico-científica para o conhecimento do Cráton Amazônico e para a comunidade científica, ao implantar e dispor uma nova metodologia isotópica.

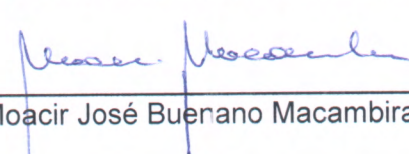
Belém, 06 de abril de 2018.


Prof. Dr. Jean Michel Lafon (Orientador – UFPA)


Prof. Dr. Wilson Teixeira (USP)


Prof. Dr. Marcio Martins Pimentel (UNB)


Dr.ª Lúcia Travassos da Rosa Costa (CPRM)


Prof. Dr. Moacir José Buenano Macambira (UFPA)