



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 565

**EVOLUÇÃO DO EMBASAMENTO ARQUEANO E
PALEOPROTEROZOICO DO CINTURÃO ARAGUAIA COM
BASE EM DADOS ISOTÓPICOS U-Pb E Lu-Hf EM ZIRCÃO
POR LA-MC-ICPMS**

Dissertação apresentada por:

**CLAUBER ROBERTO DA FONSECA ASSIS
Orientador: Prof. Dr. Candido Augusto Veloso Moura (UFPA)**

**BELÉM
2019**

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

A848e Assis, Clauber Roberto da Fonseca
Evolução do embasamento Arqueano e Paleoproterozoico do Cinturão
Araguaia com base em dados isotópicos U-Pb e Lu-Hf em zircão por LA-
MC-ICPMS / Clauber Roberto da Fonseca Assis. — 2019.
xv, 132 f. : il. color.

Orientador(a): Prof. Dr. Candido Augusto Veloso Moura
Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-Graduação em Geologia e
Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade
Federal do Pará, Belém, 2019.

1. Geocronologia. 2. Rochas Metamórficas - Tocantins. 3.
Métodos Urânio-chumbo e lutécio-Háfnio. 4. Zircão. 5. Cinturão
Araguaia. I. Título.

CDD 551.701



Universidade Federal do Pará
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**EVOLUÇÃO DO EMBASAMENTO ARQUEANO E
PALEOPROTEROZOICO DO CINTURÃO ARAGUAIA COM
BASE EM DADOS ISOTÓPICOS U-Pb E Lu-Hf EM ZIRCÃO
POR LA-MC-ICPMS**

**DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR
CLAUBER ROBERTO DA FONSECA ASSIS**

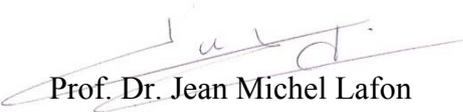
**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de
GEOQUÍMICA E PETROLOGIA, linha de pesquisa GEOCRONOLOGIA E
GEOQUÍMICA ISOTÓPICA**

Data de Aprovação: 10 / 09 / 2019

Banca Examinadora:


Prof. Dr. Candido Augusto V. Moura
Orientador – UFPA


Prof. Dr. Mauro Cesar Geraldini
Membro – UFRJ


Prof. Dr. Jean Michel Lafon
Membro – UFPA

Dedico este trabalho aos meus pais
Francisco Clauber e Claudiane
e a minha avó Elizabete.

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer a todos que participaram e contribuíram direta e indiretamente na realização deste trabalho.

O presente trabalho foi realizado com o apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de nível Superior – Brasil (CAPES) – Código de Financiamento 001.

A Universidade Federal do Pará (UFPA) e ao Instituto de Geociências (IG).

Ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) pelo suporte para a viagem de campo deste trabalho.

Ao Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Pará (Pará-Iso), por todo o suporte em diversas etapas deste trabalho.

A Deus que me deu condições de conseguir meus objetivos e aos meus pais Claudiane e Francisco Clauber que não mediram esforços para que eu pudesse ter uma boa educação, que sempre me incentivaram e deram forças para que alcançasse meus objetivos.

Aos meus avós, Elizabete, Francisco e Edna (*in memoriam*) que também sempre me incentivaram e apoiaram ao longo dos meus estudos. A todos os meus tios, em especial ao meu tio José Roberto e minha tia Elisangela. Aos meus irmãos Mateus e João Vitor. A minha namorada Jeissiany que sempre me acompanhou e apoiou durante o mestrado.

Ao meu orientador professor Dr. Candido Moura, pelos valiosos ensinamentos e orientações repassados desde meu TCC, os quais me fizeram evoluir bastante, além de toda compreensão, dedicação e paciência.

A todos os amigos e colegas que acompanham desde a graduação juntamente com aqueles que conheci durante o mestrado.

Ao professor João Milhomem por toda ajuda técnica durante as análises e tratamento dos dados U-Pb e Lu-Hf, além das discussões em relação à interpretação dos resultados, juntamente com o professor Paulo Gorayeb, as quais foram fundamentais para o desenvolvimento desta dissertação.

Ao Serviço Geológico do Brasil (CPRM), onde foram obtidas as imagens decatodoluminescência, em especial ao Dr. Marcelo Vasquez responsável pelo MEV utilizado. Ao Laboratório de Microanálises da Universidade Federal do Pará, coordenado pelo Prof. Dr. Cláudio Nery Lamarão e Geóloga Msc. Gisele Tavares Marques, onde foram obtidas as imagens de catodoluminescência.

A todos os técnicos envolvidos nas diversas etapas ao longo do trabalho, Afonso Quaresma, Joelma, Bruno, Paula.

“Ninguém vai bater mais forte do que a vida. Não importa como você bate e sim o quanto aguenta apanhar e continuar lutando; o quanto pode suportar e seguir em frente. É assim que se ganha”.

Rocky Balboa

RESUMO

O embasamento do Cinturão Araguaia (CA) é constituído predominantemente por rochas arqueanas e paleoproterozoicas. As primeiras prevalecem no segmento norte. Enquanto as rochas paleoproterozoicas dominam na porção sul. Ao norte, as rochas do embasamento afloram no núcleo de estruturas dômicas, e são representadas principalmente por ortognaisses arqueanos com afinidade TTG (Complexo Colmeia). Subordinadamente ocorrem gnaisses graníticos do Paleoproterozoico (Gnaiss Cantão). Ao sul, as rochas paleoproterozoicas, são representadas especialmente pelos orto- e paragnaisses do Complexo Rio dos Mangues (CRM) e pelo Granito Serrote (GS). Mais restritamente afloram unidades neoarqueanas (Grupo Rio do Coco) e mesoproterozoicas (Suite Monte Santo). Datações pelo método de evaporação de Pb em monocristais de zircão (Pb-Pb em zircão) definiram idades em torno de 2,86 Ga para os ortognaisses do Complexo Colmeia. Para os gnaisses do CRM essas idades ficaram na faixa de 2,05-2,08 Ga. Por sua vez, a idade de 1,86 Ga foi obtida para o GS, intrusivo nos gnaisses do CRM. Datações recentes realizadas pelo método U-Pb em zircão por LA-MC-ICPMS revelaram idades distintas para os ortognaisses das estruturas de Lontra ($2905 \pm 5,1$ Ma) e Cocalândia (2869 ± 11 Ma). Considerando as limitações analíticas do método Pb-Pb em zircão, neste trabalho retomou-se a datação das rochas do embasamento do CA utilizando o método U-Pb em zircão por LA-MC-ICPMS. Essa investigação foi complementada com o uso do sistema Lu-Hf em zircão visando entender a evolução desse segmento crustal. As idades de 2930 ± 15 Ma, 2898 ± 11 Ma e 2882 ± 9 Ma foram determinadas para os ortognaisses das estruturas de Xambioá, Grota Rica e Colmeia, respectivamente. Estas idades, juntamente com aquelas publicadas para os ortognaisses das estruturas de Lontra e Cocalândia, indicam que os protólitos ígneos dos ortognaisses do CC foram gerados por eventos magmáticos distintos, em um intervalo de 60 Ma. As idades $Hf-T_{DM}^C$ dos cristais de zircão destas rochas indicam uma origem a partir de crosta juvenil formada no Mesoarqueano, com maior contribuição de material crustal mais antigo para os protólitos dos gnaisses das estruturas de Grota Rica e Colmeia. Para um ortognaisse do CRM foi obtida a idade de $2059,7 \pm 6,4$ Ma. Para um Metasienogranito porfirítico do GS a idade de 1868 ± 16 Ma foi definida. Esses dados, em ambos os casos, corroboram as idades Pb-Pb em zircão previamente obtidas. As idades $Hf-T_{DM}^C$ e os valores de $\epsilon_{Hf(t)}$ em zircão dessas duas rochas ocorrem em intervalos muito semelhantes, o que indica que foram geradas a partir de uma mesma fonte neo-mesoarqueana. Alternativamente os ortognaisses do CRM poderiam resultar da mistura da fonte mesoarqueana com crosta juvenil do Paleoproterozoico. Neste

caso, o GS poderia ser produto da fusão das rochas do CRM. Dois gnaisses coletados como pertencentes ao CRM apresentaram idades U-Pb em zircão do Neoproterozoico. O primeiro corresponde a um ortognaisse tonalítico cujo protólito cristalizou em 599 ± 15 Ma. Apresenta zircões herdados com idades variando entre 677 e 2990 Ma. As idades modelo Hf- T_{DM}^C dos cristais que definiram a idade de 599 Ma estão situadas entre 1,43 e 1,97 Ga, com valores de $\epsilon_{Hf(599\text{ Ma})}$ variando de -10,90 a -0,88. Estes valores sugerem que o magma tonalítico foi gerado por retrabalhamento de rochas crustais mais antigas, possivelmente com menores contribuições de material mantélico do Neoproterozoico. O outro gnaisse é uma rocha paraderivada, rica em sillimanita, com grãos detríticos de zircão com idades entre 594 e 2336 Ma. Portanto, a idade máxima do protólito sedimentar é inferior a 590 Ma. Os valores das idades modelo Hf- T_{DM}^C destes cristais indicam que as rochas fontes foram geradas, predominantemente, por retrabalhamento de material mais antigo. O evento de metamorfismo que formou esses gnaisses mais jovens, provavelmente, está associado com a colisão do Arco Magmático de Goiás com o segmento sul do embasamento do CA, no contexto da formação do Supercontinente Gondwana no Neoproterozoico.

Palavras-chave: U-Pb e Lu-Hf em zircão. LA-MC-ICPMS. Cinturão Araguaia.

ABSTRACT

The basement rocks of the Araguaia Belt (AB) consists predominantly of Archean and Paleoproterozoic rocks. The former predominates in the northern segment while the Paleoproterozoic rocks prevail in the southern portion. To the north, the basement rocks crop out in the core of dome-like structures, and are represented mainly by TTG affinity Archean orthogneisses (Colmeia Complex), with minor Paleoproterozoic granitic gneisses (Cantão Gneiss). To the south the ortho- and paragneisses of the Rio dos Mangues Complex (RMC) and the Serrote Granite (GS) are the main Paleoproterozoic rock units. Neoproterozoic (Rio do Coco Group) and Mesoproterozoic (Monte Santo Suite) rock units occur locally. Single zircon Pb-evaporation dating defined ages around 2.86 Ga for the Colmeia Complex (CC) orthogneisses. For CRM gneisses these ages were in the range of 2.05-2.08 Ga. In turn, the age of 1.86 Ga was obtained for GS that intrudes the CRM gneisses. Recent U-Pb zircon dating by LA-MC-ICPMS revealed different ages for the orthogneisses of Lontra ($2905 \pm 5,1$ Ma) and Cocalandia (2869 ± 11 Ma) dome-like structures. Aware of the analytical limitations of the Pb-evaporation technique, this study resumed the dating of the CA basement rocks using the U-Pb zircon method by LA-MC-ICPMS. This investigation was complemented by the use of the Lu-Hf zircon system to understand the evolution of this crustal segment. The ages 2930 ± 15 Ma, 2898 ± 11 Ma and 2882 ± 9 Ma were determined for the orthogneisses of the Xambioá, Grota Rica and Colméia dome-like structures, respectively. These ages, together with those published for the orthogneisses of Lontra and Cocalândia dome-like structures, indicate that the igneous protoliths of the orthogneisses of CC were generated by distinct magmatic events spanning 60 Ma. The $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ ages of the zircon crystals of these rocks indicate an origin from a juvenile crust formed in the Mesoarchean, with the largest contribution of older crustal material to the Grota Rica and Colmeia gneiss protoliths. An age of 2059.7 ± 6.4 Ma was obtained for an orthogneiss from the RMC. For a porphyritic metasyenogranite (GS) the age of 1868 ± 16 Ma was defined. Both ages corroborate the previously published Pb-evaporation ages. In both rocks, the $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ ages and $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ values occur at very similar intervals, indicating that they were generated from the same neo-mesoarchean source. Alternatively, the RMC orthogneisses could result from mixing between mesoarchean rocks and Paleoproterozoic juvenile crust. In this case, the GS could result from partial melt of the RMC gneisses. Two gneisses sampled as belonging to the RMC showed Neoproterozoic ages. The first one is a tonalitic orthogneiss whose protolith crystallized at 599 ± 15 Ma. It has inherited zircons ranging in age from 677 to 2990 Ma. The $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$

model ages of the crystals that defined the age of 599 Ma were between 1.43 and 1.97 Ga, with $\epsilon_{\text{Hf}}(599 \text{ Ma})$ ranging from -10.90 to -0.88. These values suggest that reworking older crustal rocks, possibly with smaller contributions of Neoproterozoic mantle material, generated the tonalitic magma. The other rock is a sillimanite-rich paragneiss with detrital zircon ages between 594 and 2336 Ma. Therefore, the maximum age of the sedimentary protholite is less than 590 Ma. The Hf- T_{DM}^{C} model age values for these crystals indicate that the source rocks were generated predominantly by reworking older material. The metamorphic event that formed these younger gneisses is probably associated with the collision of the Goiás Magmatic Arc with the southern segment of the CA basement, within the context of formation of the Gondwana Supercontinent in the Neoproterozoic.

Key-words: U-Pb and Lu-Hf in zircon. LA-MC-ICPMS. Araguaia Belt.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1.1 – Mapa localização da área de estudo no Estado do Tocantins..	6
Figura 2.1 – Etapas para a concentração dos cristais de zircão..	11
Figura 3.1 – Cadeia de decaimento radioativo dos isótopos pai ^{238}U , ^{235}U e ^{232}Th até os isótopos filhos ^{206}Pb , ^{207}Pb e ^{208}Pb	19
Figura 3.2 – Curva concórdia de Wetherill.	20
Figura 3.3 – Diagramas esquemáticos de Hf.....	24
Figura 4.1 – Províncias Estruturais Brasileiras.	30
Figura 4.2 – Mapa da Província Tocantins.....	31
Figura 4.3 – Mapa Geológico do Cinturão Araguaia.	33
Figura 5.1– Diagrama QAP de Streckeisen com as amostras utilizadas neste trabalho plotadas.....	41
Figura 5.2 – Mapa de localização e amostragem dos gnaisses das estruturas dômicas de Xambioá, Grota Rica e Colmeia, nos municípios de Xambioá, Araguaína e Colmeia, respectivamente.	42
Figura 5.3 – Mapa geológico das estruturas das estruturas dômicas de Xambioá e Lontra....	43
Figura 5.4 – Aspectos microscópicos do Muscovita gnaisse trondhjemítico da estrutura dômica de Xambioá.	45
Figura 5.5– Mapa geológico das estruturas dômicas de Cocalândia e Grota Rica.	46
Figura 5.6 – Feições microscópicas do Biotita gnaisse tonalítico da estrutura de Grota Rica..	48
Figura 5.7 – Mapa geológico da estrutura dômica de Colmeia.	49
Figura 5.8 – Características microscópicas do Biotita gnaisse granítico da estrutura de Colmeia..	51
Figura 5.9 – Mapa geológico da região de Paraíso do Tocantins-Fátima.	52
Figura 5.10 – Mapa de localização e amostragem do Complexo Rio dos Mangues (a.....	53
Figura 5.11 – Aspectos de campo e microscópicos do Hornblenda-epídoto-biotita gnaisse migmatizado	56
Figura 5.12 – Aspectos de campo e microscópicos do Biotita gnaisse tonalítico.....	58
Figura 5.13 – Aspectos de campo e microscópicos do Sillimanita-muscovita-biotita gnaisse migmatizado.....	60
Figura 5.14 – Aspectos de campo do metasiengranito, correspondente a borda do corpo do Granito Serrote.....	62
Figura 5.15 – Aspectos petrográficos do metasiengranito..	63

Figura 5.16 – Aspectos de campo e feições petrográficas do metasienogranito porfirítico.....	65
Figura 6.1 – Imagens de CL de alguns dos cristais datados nas amostras XB-01, GR-01 e CM-01.....	72
Figura 6.3 – Imagens de ERE e CL de alguns dos cristais datados nas amostras CA-17-03 e CA-17-05.....	74
Figura 6.4 – Diagramas concórdias mostrando as idades discordantes e concordantes obtidas para as amostras XB-01 (A-B), GR-01 (C-D) e CM-01 (E-F).....	75
Figura 6.5 – Diagramas concórdias mostrando as idades discordantes e concordantes obtidas para as amostra CA-17-01 (A-B) e CA-17-05 (C-D).....	76
Figura 6.6 – Diagramas concórdias mostrando os cristais de zircão com diversas idades concordantes obtidas para as amostra CA-17-02 (A-C) e CA-17-03 (D-F).	77
Figura 6.7 – Diagrama de evolução $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ vs Tempo da unidades estudadas neste trabalho.. ..	78
Figura 7.1 – Mapa Geológico da Folha Fátima (SC-22-Z-B-V) que compõe a Folha Porto Nacional (SC-22-Z-B), mostrando a localização das amostras coletadas neste trabalho em relação ao mapeamento geológico realizado pela CPRM.....	82
Figura 7.2 – Diagramas de frequência do Sillimanita-muscovita-biotita gnaiss migmatizado.	85
Figura 7.3 – Diagrama $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ vs tempo com as amostras utilizadas neste trabalho e adição dos resultados obtidos em duas amostras, uma do Gnaiss Cantão e outra de um ortognaiss da estrutura dômica de Cocalândia	90
Figura 7.4 – Mapa Litoestratigráfico da Região sudeste do Pará e norte do Tocantins mostrando a relação espacial entre as rochas do CC e a Província Carajás.....	94

LISTA DE TABELAS

Tabela 1.1 – Síntese dos dados geocronológicos das principais unidades do embasamento do CA.	3
Tabela 2.1 – Identificação e localização das amostradas coletadas para as análises U-Pb e Lu-Hf.....	8
Tabela 2.2 – Identificação dos <i>mounts</i> de zircão confeccionados para as análises U-Pb e Lu-Hf.....	10
Tabela 2.3 – Configuração dos coletores para a metodologia U-Pb em zircão no Neptune MC-ICPMS.	13
Tabela 2.4 – Parâmetros utilizados para o MC-ICPMS e o Laser nas análises U-Pb em zircão.	13
Tabela 2.5 – Quantitativo de amostras, cristais de zircão, furos e blocos de leitura.	14
Tabela 2.6 – Configuração dos coletores Faraday para o Neptune MC-ICP-MS.	16
Tabela 2.7 – Valores das constantes utilizadas nos cálculos do $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ e das idades modelo crustais.....	16
Tabela 5.1 – Estimativa modal das amostras utilizadas neste trabalho.	41
Tabela 6.1 – Síntese dos resultados U-Pb e Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICPMS.	71
Tabela 7.1 – Idades obtidas em rochas de algumas das unidades geológicas que ocorrem próximas a área de estudo.	84

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
EPÍGRAFE	vi
RESUMO	viii
ABSTRACT	ix
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	xii
LISTA DE TABELAS	xiii
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 LOCALIZAÇÃO E ACESSO	4
1.2 OBJETIVOS	5
2 METODOLOGIA	7
2.1 PESQUISA BIBLIOGRÁFICA	7
2.2 ETAPA DE CAMPO E AMOSTRAGEM.....	7
2.3 PETROGRAFIA.....	8
2.4 PREPARAÇÃO DE AMOSTRAS.....	9
2.5 IMAGENS DE ELÉTRONS RETROESPALHADOS E CATODOLUMINESCÊNCIA (MEV).....	12
2.6 ANÁLISES U-Pb EM ZIRCÃO POR LA-MC-ICPMS E TRATAMENTO DE DADOS	13
2.7 ANÁLISES Lu-Hf EM ZIRCÃO POR LA-MC-ICPMS E TRATAMENTO DE DADOS	15
3 REFERENCIAL TEÓRICO	17
3.1 METODOLOGIA U-Pb EM ZIRCÃO	17
3.2 METODOLOGIA Lu-Hf EM ZIRCÃO.....	21
3.3 MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV).....	215
3.4 ESPECTROMETRIA DE MASSA POR PLASMA INDUTIVAMENTE ACOPLADO E ABLAÇÃO A LASER (LA-ICPMS)	216
4 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	29
4.1 PROVÍNCIA TOCANTINS	29
4.2 CINTURÃO ARAGUAIA	29
4.2.1 Embasamento	32
4.2.1.1 Complexo Colmeia.....	32
4.2.1.2 Grupo Rio do Coco.....	34
4.2.1.3 Complexo Porto Nacional	35
4.2.1.4 Complexo Rio dos Mangues	35
4.2.1.5 Suíte Ipueiras	36
4.2.1.6 Suíte Carreira Comprida.....	36

4.2.1.7 Gnaiss Cantão	36
4.2.1.8 Granito Serrote	36
4.2.1.9 Suítes Monte Santo e Serra da Estrela.....	37
4.2.1.10 Complexos Quatipuru e Serra do Tapa.....	37
4.2.2 Cinturão Araguaia - Unidades Metassedimentares	38
4.2.2.1 Grupo Estrondo	38
4.2.2.2 Grupo Tocantins	38
4.2.3 Granitoides sin a tardi-tectônicos	38
5 GEOLOGIA E PETROGRAFIA DA ÁREA DE TRABALHO	40
5.1 COMPLEXO COLMEIA	40
5.1.1 Muscovita Gnaiss Trondhjemítico (Estrutura de Xambioá)	40
5.1.2 Biotita Gnaiss Tonalítico (Estrutura de Grota Rica)	45
5.1.3 Biotita Gnaiss Granítico (Estrutura de Colmeia)	48
5.2 COMPLEXO RIO DOS MANGUES	52
5.2.1 Hornblenda-epídoto-biotita gnaiss tonalítico.....	54
5.2.2 Biotita Gnaiss Tonalítico	55
5.2.3 Sillimanita-muscovita-biotita gnaiss migmatizado.....	57
5.3 GRANITO SERROTE	60
5.3.1 Metasienogranito	61
5.3.2 Metasienogranito Porfirítico	63
6 RESULTADOS U-Pb E Lu-Hf EM ZIRCÃO POR LA-MC-ICPMS	66
6.1 COMPLEXO COLMEIA	66
6.2 COMPLEXO RIO DOS MANGUES	68
6.3 GRANITO SERROTE	68
6.4 GNAISSES NEOPROTEROZOICOS	69
7 DISCUSSÃO	79
7.1 U-Pb EM ZIRCÃO POR LA-MC-ICPMS	79
7.2 Lu-Hf EM ZIRCÃO POR LA-MC-ICPMS	85
7.3 RELAÇÃO ENTRE O EMBASAMENTO NORTE DO CINTURÃO ARAGUAIA E A PROVINCIA CARAJÁS (CRÁTON AMAZÔNICO)	91
7.4 RELAÇÕES ENTRE O EMBASAMENTO PALEOPROTEROZOICO E O ARCO MAGMÁTICO DE GOIÁS.	95
8 CONCLUSÕES.....	98
REFERENCIAS.....	100
ANEXO A - TABELAS DE DADOS ANALÍTICOS Lu-Hf EM ZIRCÃO POR LA- MC-ICP-MS	109
ANEXO B - TABELAS DE DADOS ANALÍTICOS Lu-Hf EM ZIRCÃO POR LA- MC-ICP-MS	127

1 INTRODUÇÃO

Ao longo da porção norte da Província Tocantins (Almeida *et al.* 1981) localiza-se o Cinturão Araguaia (CA), uma unidade geotectônica do Neoproterozoico com forte estruturação regional na direção N-S, e constituída predominantemente por rochas metassedimentares (Alvarenga *et al.* 2000). O embasamento do CA é composto fundamentalmente por rochas arqueanas e paleoproterozoicas (Moura & Gaudette 1999, Gorayeb *et al.* 2000, Arcanjo & Moura 2000, Arcanjo *et al.* 2013).

No segmento norte do CA predominam, no embasamento, ortognaisses arqueanos com afinidade TTG (Moura 1992), os quais foram agrupados no Complexo Colmeia (CC) (Costa 1980). Estes ortognaisses estão expostos no núcleo das estruturas dômicas de Xambioá, Lontra, Grota Rica, Cocalândia e Colmeia (Santos *et al.* 1984, Teixeira 1984, Moura & Gaudette 1999). As rochas paleoproterozoicas da porção setentrional do CA são representadas pelo Gnaiss Cantão, estas são intrusivas nos ortognaisses do CC, e afloram no interior das estruturas dômicas de Cantão, Rio Jardins e Cunhãs (Souza *et al.* 1984).

As rochas do embasamento na porção sul do CA, formaram-se predominantemente no Paleoproterozoico, sendo representadas principalmente por rochas gnáissicas reunidas no Complexo Rio dos Mangues (CRM) (Costa *et al.* 1983, Arcanjo 2002). O CRM foi posteriormente intrudido por um batólito granítico denominado de Granito Serrote (GS) (Souza & Moura 1995). Além das rochas do CRM e do GS, o embasamento da porção sul do CA também é constituído pelas seguintes unidades: Grupo Rio do Coco (Arcanjo 2002), Complexo Porto Nacional (Gorayeb *et al.* 2000) e rochas alcalinas das suítes Monte Santo e Serra da Estrela (Arcanjo & Moura 2000, Arcanjo 2002).

O método de evaporação de Pb em monocristais de zircão foi utilizado na datação da maioria das unidades litoestratigráficas mencionadas anteriormente (Tabela 1.1), este método determina a idade com base no valor da razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Deste modo, fornece idades mínimas de cristalização para o zircão (Kober 1987), pois não é possível comprovar que a idade obtida é concordante, uma vez que os valores das razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ não são passíveis de determinação por esta técnica analítica.

Recentemente, foram realizadas datações em ortognaisses do CC e do Gnaiss Cantão utilizando-se o método U-Pb em zircão com um Espectrômetro de Massa Multicoletor com Plasma Indutivamente Acoplado, conectado a uma Microsonda de Ablação a Laser (LA-MC-ICPMS) (Assis & Moura 2017, Dias *et al.* 2017). Estes autores encontraram idades mais

antigas (2,87-2,91 Ga) que as definidas anteriormente por Moura & Gaudette (1999) (2,76-2,85 Ga) para (Tabela 1.1).

Com base nestas novas idades obtidas por LA-MC-ICPMS, entendeu-se a necessidade de realizar também novas datações nos ortognaisses das estruturas dômicas de Xambioá, Grota Rica e Colmeia. Desta forma, foi possível definir melhor e de forma mais completa a idade dos eventos magmáticos que deram origem aos protólitos dos ortognaisses arqueanos das diferentes estruturas dômicas do CA. Além disso, reavaliar a pertinência de agrupar estas rochas em uma mesma unidade litoestratigráfica.

Para o CRM, Arcanjo *et al.* (2013) definiram idades de cristalização entre 2,05 e 2,08 Ga para os protólitos ígneos dos ortognaisses. No entanto, também foram encontrados cristais de zircão com idades de 546 ± 4 Ma, 2.127 ± 9 Ma nos gnaisses tonalíticos, e entre 614 e 2.260 Ma em gnaisses granodioríticos. Desta forma, novas datações nos ortognaisses do CRM são fundamentais para se esclarecer a presença de idades divergentes nestas rochas. Para o GS as idades obtidas anteriormente também podem representar idades mínimas de cristalização, portanto, foi realizada uma nova datação dessas rochas utilizando o método U-Pb em zircão por LA-MC-ICPMS. As novas datações permitem uma melhor definição do quadro estratigráfico do embasamento do CA.

Os sistemas isotópicos Sm-Nd e Lu-Hf fornecem informações similares quando utilizados em rocha total, pois se comportam da mesma maneira durante os processos de diferenciação magmática, com o isótopo filho se enriquecendo mais no líquido em relação ao pai. Porém, o menor período de meia-vida do isótopo ^{176}Lu (37,12 Ga) quando comparado ao isótopo ^{147}Sm (106 Ga) resulta em uma taxa de crescimento mais rápida do isótopo ^{176}Hf no manto empobrecido. Isso torna o sistema Lu-Hf um traçador mais sensível à diferenciação química da crosta e do manto em comparação ao Sm-Nd (Pollock *et al.* 2015). Devido o método Sm-Nd ser obtido principalmente em rocha-total, isto o torna mais suscetível de registrar perturbações no sistema Sm-Nd durante eventos metamórficos.

A técnica de datação U-Pb em zircão por LA-MC-ICPMS permitiu uma crescente aplicação do método Lu-Hf, sobretudo em investigações relacionadas à evolução crustal. Isso se deve a possibilidade de empregar o LA-MC-ICPMS para obter dados isotópicos do sistema Lu-Hf em um cristal de zircão previamente datado.

Tabela 1.1 – Síntese dos dados geocronológicos das principais unidades do embasamento do CA.

Unidade			Idade (Ma)	Metodologia
Complexo Colmeia	E.D Lontra	Gnaiss Trondhjemítico	2858 ± 20 (1)	Evaporação de Pb em monocristais de zircão
			2912 ± 21 (2)	U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS
			2905 ± 5,1 (3)	
	E.D Xambioá	Gnaiss Trondhjemítico	2921 ± 42 (2)	U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS
	E.D Cocalândia	Gnaiss Trondhjemítico	2789 ± 27 (1)	U-Pb em zircão por ID-TIMS
			2869 ± 11 (3)	U-Pb em zircão por LA-MC-ICPMS
	E.D Grota Rica	Gnaiss Tonalítico	2867 ± 12 (1)	Evaporação de Pb em monocristais de zircão
	E.D Colmeia	Gnaiss Granítico	2855 ± 12 (1)	Evaporação de Pb em monocristais de zircão
2830,9 ± 6,9 (3)			U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS	
Complexo Porto Nacional	Granulito	2125 ± 3 (4)	Evaporação de Pb em monocristais de zircão	
	Enderbitito	2153 ± 1 (4)		
Complexo Rio dos Mangues	Gnaiss Tonalítico	2065 ± 3 (5)		
	Gnaiss Granodiorítico	2066 ± 6 (5)		
Granito Serrote	Sienogranito	1861 ± 41 (6)	U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS	
		1863,1 ± 5,2 (7)		
Gnaiss Cantão	Gnaiss Monzogranítico	1858 ± 68 (1)	Evaporação de Pb em monocristais de zircão	
		1857 ± 23 (3)	U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS	

Fonte: (1) Moura & Gaudette (1999), (2) Assis & Moura (2017), (3) Dias *et al.* 2017, (4) Gorayeb *et al.* 2000, (5) Arcanjo *et al.* (2013), (6) Sousa & Moura (1995), (7) Alves (2018).

As análises de geoquímica isotópica das unidades estudadas neste trabalho foram realizadas primeiramente utilizando o método Sm-Nd em rocha total (Moura & Gaudette 1994, Arcanjo *et al.* 2013). Nos gnaisses das estruturas dômicas de Grota Rica e Cocalândia, os resultados sugerem a participação de fontes mesoarqueanas e paleoarqueanas para a formação destas rochas (Moura & Gaudette 1994).

Para os gnaisses do CRM os dados Sm-Nd em rocha-total (Arcanjo *et al.* 2013), indicam que os protólitos dos ortognaisses foram originados tanto por fonte mantélica quanto por contribuição de fonte crustal. No GS, os valores encontrados foram interpretados como uma mistura de fontes crustais arqueanas e paleoproterozoicas para a formação deste corpo (Arcanjo *et al.* 2013).

As primeiras análises Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICPMS realizadas nas rochas do embasamento indicam que os gnaisses arqueanos da estrutura dômica de Cocalândia se originaram a partir de uma crosta mesoarqueana recém extraída do manto, enquanto que os gnaisses paleoproterozoicos seriam resultado da fusão parcial dos gnaisses arqueanos (Moura *et al.* 2017).

Com base nas informações levantadas acima, é possível destacar uma origem predominantemente arqueana para as rochas da porção norte do embasamento do CA, enquanto que para a formação das rochas da porção sul do embasamento, há uma marcante contribuição de uma crosta paleoproterozoica. Portanto, os dados de Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICPMS nas rochas de ambas as porções do embasamento, permite uma análise mais completa acerca da origem e evolução do embasamento do CA.

1.1 LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A área de trabalho fica localizada no Estado do Tocantins, região norte do Brasil. As unidades alvo deste trabalho foram estudadas nos municípios de Xambioá, Araguaína, Colmeia, Paraíso do Tocantins, Pugmil e Fátima. A principal rodovia de acesso ao longo da área de trabalho é a BR-153, a qual corta as cidades de Xambioá, Araguaína, Paraíso do Tocantins, Pugmil e Fátima, e passa próximo à cidade de Colmeia (Figura 1.1).

1.2 OBJETIVOS

Os objetivos principais deste trabalho, com base nas análises combinadas de U-Pb e Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICPMS, são:

- Obter com maior exatidão a idade de cristalização dos protólitos ígneos dos ortognaisses das estruturas dômicas de Xambioá, Grota Rica e Colmeia, dos ortognaisses do CRM, além da idade de cristalização do GS.
- Avaliar com base nos dados geocronológicos a extensão do Complexo CRM na Região do Município de Fátima.
- Investigar a partir das idades-modelo $Hf-T_{DM}^c$ e valores de $\epsilon_{Hf(t)}$, os processos de evolução crustal da região estudada, como a origem dos magmas e suas possíveis fontes.
- Avaliar com base nas idades obtidas, se os protólitos ígneos dos ortognaisses do CC, que ocorrem no interior das diferentes estruturas dômicas, são de fato contemporâneos, e juntamente com os dados Lu-Hf, reavaliar o agrupamento destas rochas na mesma unidade geológica.
- Analisar as diferenças entre a evolução do embasamento arqueano (CC) ao norte e do embasamento Paleoproterozoico (CRM e GS) ao sul.

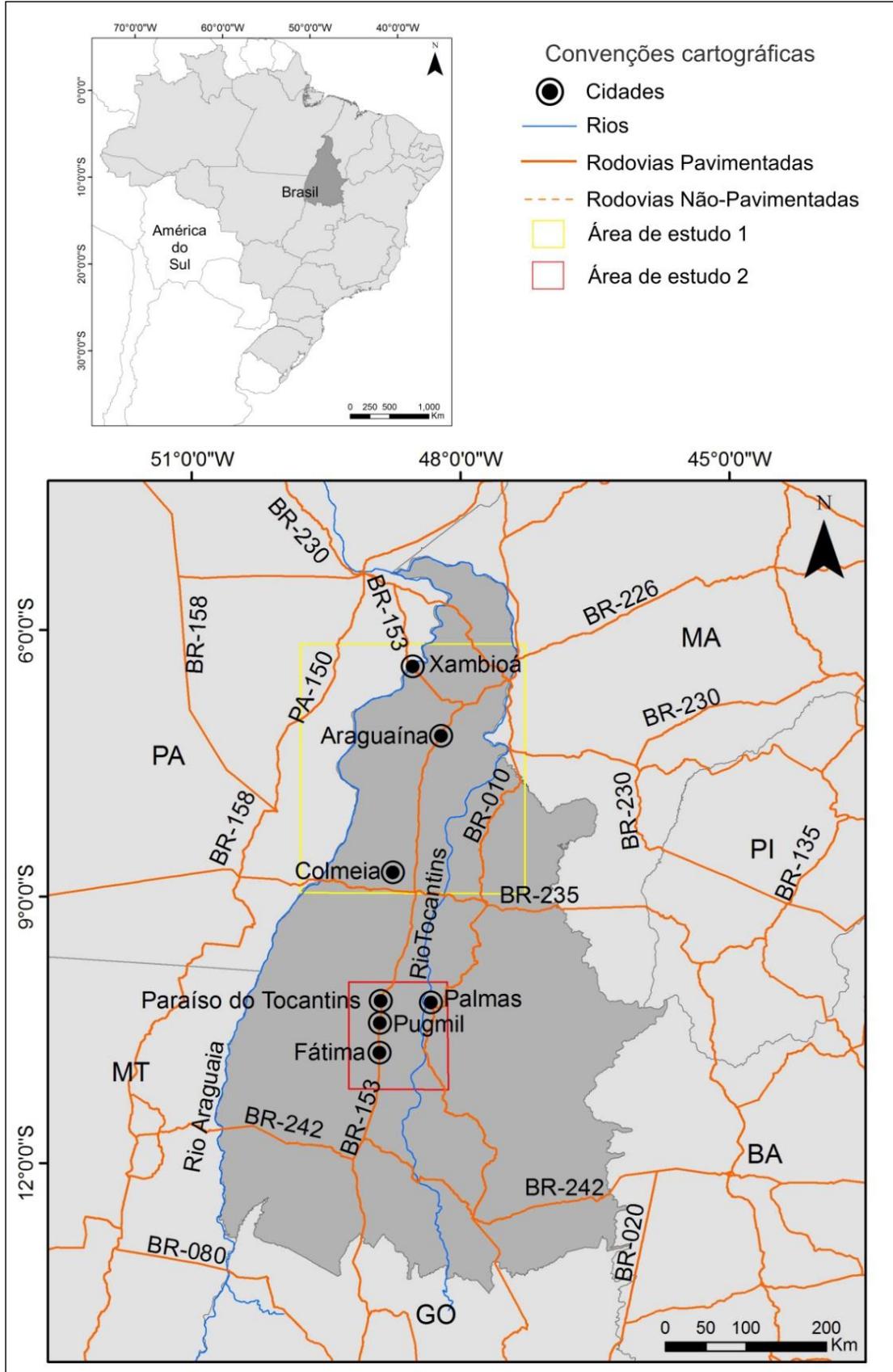


Figura 1.1 – Mapa localização da área de estudo no Estado do Tocantins. As áreas de estudo 1 (amarelo) e 2 (vermelho) são apresentadas com maior detalhe nas figuras 5.2 e 5.10, respectivamente.
 Fonte: Elaborado pelo autor.

2 – METODOLOGIA

2.1 PESQUISA BIBLIOGRÁFICA

Ao longo de todo o trabalho foi desenvolvida uma ampla pesquisa bibliográfica sobre a geologia do CA, com ênfase nas rochas do seu embasamento. Foram utilizados principalmente artigos científicos, além de dissertações de mestrado, teses de doutorado, resumos de congressos, simpósios, etc, que discutiam especialmente a petrografia, geologia estrutural e geocronologia das rochas do embasamento. Desta forma, buscou-se um melhor entendimento das características litológicas, gênese e evolução geológica destas rochas.

Também foram abordados, os diferentes métodos geocronológicos empregados na datação das rochas do CA ao longo do tempo (K-Ar, Rb-Sr, e evaporação de Pb em zircão), contudo, os métodos empregados neste trabalhos (U-Pb e Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICPMS) foram o foco principal.

Uma vasta gama de artigos e alguns livros básicos foram utilizados na pesquisa sobre os métodos U-Pb e Lu-Hf, para uma maior compreensão do funcionamento e aplicações dos métodos. Outro ponto de interesse foi observar a evolução e mudanças dos métodos ao longo dos últimos anos, principalmente sobre o método Lu-Hf, o qual ainda vem passando por modificações e aperfeiçoamentos. Esta pesquisa incluiu também uma abordagem mais detalhada sobre a técnica analítica do LA-MC-ICP-MS e a microscopia eletrônica de varredura (MEV).

2.2 ETAPA DE CAMPO E AMOSTRAGEM

A amostra de um ortognaisse da estrutura dômica de Xambioá (XB-01) foi coletada durante uma viagem de campo do professor Dr. Candido Moura. Por sua vez, os cristais de zircão dos ortognaises das estruturas de Grota Rica (GR-01) e Colmeia (CM-01) já estavam disponíveis, pois foram separados durante o desenvolvimento da tese de doutorado do professor Candido Moura finalizada em 1992. As amostras do GS e dos ortognaises do CRM foram coletadas durante a etapa de campo do presente trabalho, realizada no período de 23 a 30/11/2017.

O trabalho de campo foi realizado no Estado do Tocantins, com a unidades estudadas sendo amostradas em 3 municípios: Paraíso do Tocantins (1 amostra – CA-17-01), Pugmil (CA-17-04 e CA-17-05) e Fátima (2 amostras – CA-17-02 e CA-17-03). Foram coletados em torno de 12-15 Kg de cada amostra para as análises de U-Pb e Lu-Hf em zircão e amostras de mão para confeccionar laminadas delgadas para as descrições petrográficas. O material

utilizado em campo incluiu mapas (localização e geológico), GPS, marreta, martelo, lupa e sacos para a coleta de amostras. A tabela 2.1 exibe a identificação das amostras utilizadas neste trabalho e as coordenadas geográficas dos pontos onde estas amostras foram coletadas.

Tabela 2.1 – Identificação e localização das amostras coletadas para as análises U-Pb e Lu-Hf em zircão.

Sigla Amostra	Litologia	Latitude	Longitude	Município
XB-01	Muscovita Gnaiss Trondhjemítico	6°23'47,65''	48°30'51,88''	Xambioá
GR-01	Biotita Gnaiss Tonalítico	7°14'42,86''	48°24'20,75''	Araguaína
CM-01	Biotita Gnaiss Granítico	8°42'58,18''	48°45'35,29''	Colmeia
CA-17-01	Hornblenda-epídoto-biotita Gnaiss Tonalítico	10°11'09''S	49°00'20,1''W	Paraíso do Tocantins
CA-17-02	Sillimanita-muscovita-biotita Gnaiss Migmatizado	10°43'18,08''S	49°03'0,1''W	Fátima
CA-17-03	Biotita Gnaiss Tonalítico	10°44'51''S	48°48'31,9''W	
CA-17-04	Metasienogranito	10°25'22,1''S	48°54'52,2''W	Pugmil
CA-17-05	Metasienogranito Porfirítico	10°21'46,9''S	48°55'26''W	

Fonte: Elaborado pelo autor

2.3 PETROGRAFIA

O estudo petrográfico foi realizado utilizando lâminas delgadas, observadas em microscópio petrográfico da marca *Carls Zeiss*, além das suas respectivas amostras de mão. A descrição destas lâminas baseou-se na identificação dos minerais essenciais, acessórios e secundários, assim como na caracterização dos principais aspectos texturais e microestruturais. As características de cada mineral foram observadas utilizando três sistemas ópticos: luz natural, ortoscopia e conosocopia.

A classificação das rochas baseou-se em Le Maitre (2002) e Fettes & Desmons (2008). A estimativa modal das rochas foi realizada com base em contagem de pontos das lâminas delgadas e o resultado plotado do Diagrama QAP de Streckeisen (1976).

2.4 PREPARAÇÃO DE AMOSTRAS

Os procedimentos para preparação de amostras iniciaram na Oficina de Preparação de Amostra (OPA) (Figura 2.1A), do Instituto de Geociências (IG) da Universidade Federal do Pará (UFPA). Os equipamentos utilizados nesta fase inicial foram: o britador de mandíbulas; o moinho de disco e o *shatter-box* (Figura 2.1B-D), empregados para reduzir gradativamente a granulometria das amostras para o tamanho areia.

As demais etapas envolvidas na preparação das amostras foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) do IG/UFPA. As amostras foram primeiramente peneiradas para as frações de 125-175 μm e 175-250 μm , e eventualmente para a fração de 75-125 μm (ortognaisse da estrutura dômica de Xambioá) (Figura 2.1E).

A seguir, o processo de concentração dos cristais de zircão ocorreu primeiramente pela técnica do bateamento, realizado com duas bateias, a maior com 53 cm de diâmetro e a menor com 30 cm de diâmetro (Figura 2.1F). O material concentrado na etapa anterior foi então microbateado com água, utilizando uma microbateia de porcelana com 6 cm de diâmetro e um pirex redondo com água (Figura 2.1G). Após isso, o concentrado de minerais pesados foi colocado em placa de petri e então levado para a estufa a 100 °C para secagem. Posteriormente, os minerais magnéticos foram retirados do concentrado, utilizando um imã de neodímio. Por último, antes da separação dos cristais de zircão, os minerais pesados que foram colocados no *frantz isodynamic separator*, com inclinação longitudinal de 20° e inclinação lateral de 10°, corrente inicial de 1,5 ampéres, de modo a separar os demais minerais magnéticos da amostra, concentrando apenas zircão e quartzo.

Finalmente, os cristais de zircão foram selecionados utilizando uma lupa binocular (Figura 2.1H), e após a seleção, estes cristais foram fixados em fita dupla face colada em uma base de vidro. Os cristais foram organizados de forma retangular, dispostos em linhas e colunas. Em seguida estes conjuntos foram colocados em pastilhas (*mounts*) revestidas com resina epóxi. No total foram montadas 13 pastilhas com cristais de zircão (tabela 2.2).

Por fim, realizou-se o polimento dos cristais, para expor a seção do zircão. Primeiramente com uma lixa de carbetto de silício e, após a lavagem com água e sabão, com lixas de grão 1200, 2400 e 4000 nesta sequência. Em seguida, a pastilha foi lavada durante 15 minutos na cuba de limpeza por ultra-som. Finalmente, foi feito o polimento com pasta de diamante de 3 μm , 1 μm e 0,25 μm nesta exata sequência.

Tabela 2.2– Identificação dos *mounts* de zircão confeccionados para as análises U-Pb e Lu-Hf.

Unidade		Litologia	Sigla Amostra	Fração (µm)
Complexo Colmeia	Xambioá	Muscovita Gnaiss Trondhjemítico	XB-01	125-175
	Grotta Rica	Biotita Gnaiss Tonalítico	GR-01A	125-175
			GR-01B	125-175 (1°NM)
	Colmeia	Biotita Gnaiss Granítico	GR-01A	125-175 (1°M)
			GR-01B	125-175
	Complexo Rio dos Mangues	Hornblenda-epídoto-biotita Gnaiss Tonalítico	CA-17-01A	175-250
CA-17-01B			125-175	
Sillimanita-muscovita-biotita Gnaiss Migmatizado		CA-17-02A	175-250	
		CA-17-02B	125-175	
Biotita Gnaiss Tonalítico		CA-17-03A	175-250	
		CA-17-03B	125-175	
Granito Serrote	Metasienogranito Porfírico	CA-17-05A	175-250	
		CA-17-05B	125-175	

Fonte: Elaborado pelo autor

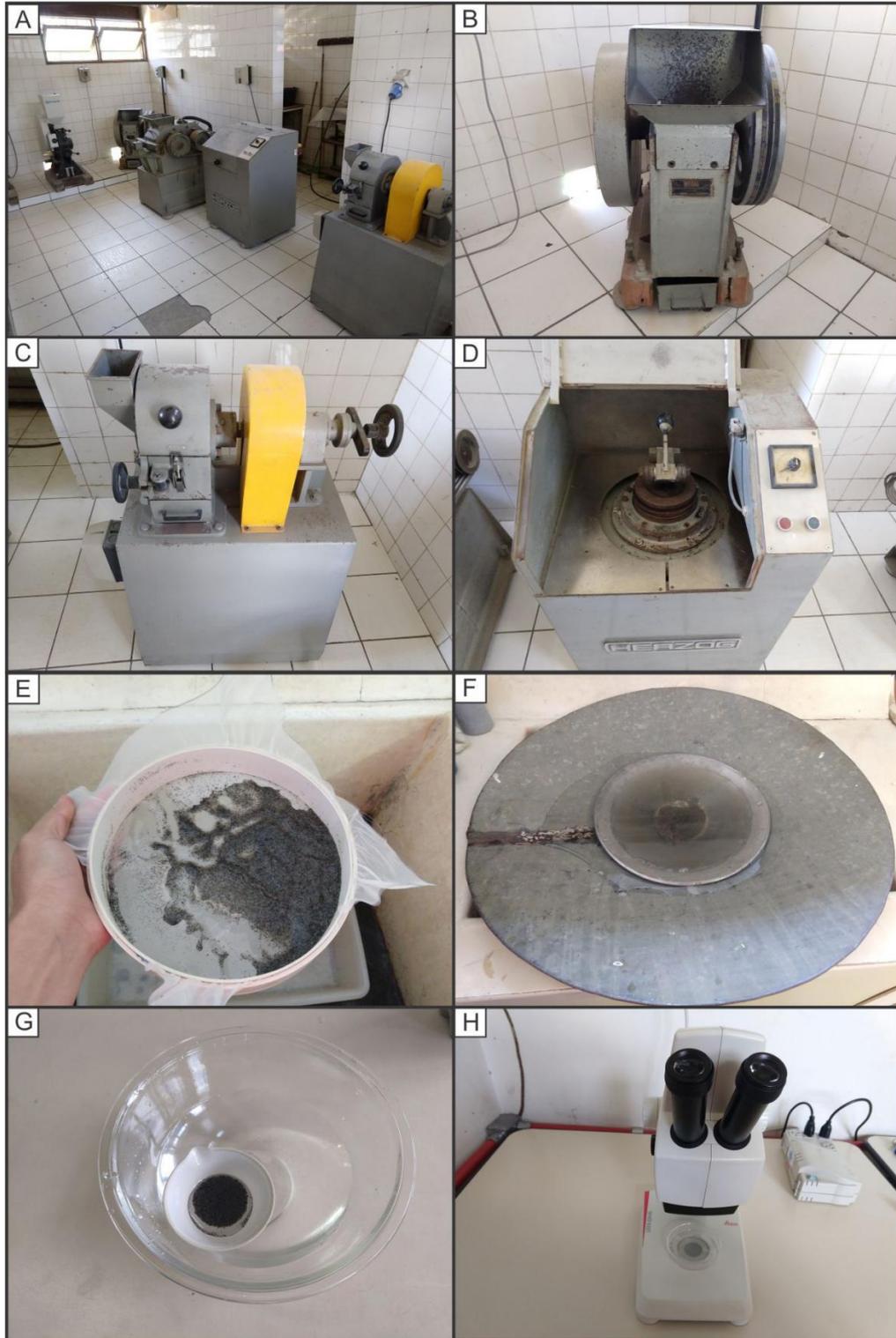


Figura 2.1 – Etapas para a concentração dos cristais de zircão A) Oficina de Preparação de Amostra (OPA) do IG-UFPA. B) Britador de mandíbulas, usado para fragmentar as amostras de mão em frações de alguns centímetros. C) Moinho de disco, utilizado após o britador de mandíbulas, para reduzir a amostra para uma granulometria de grânulo a areia muito grossa (2 a 0,5 mm). D) Shatter-Box, neste equipamento a amostra é reduzida para uma granulometria que varia de areia média a muito fina (0,5 a 0,063 mm). E) Peneiramento das amostras para as frações de 125-175 e 175-20 μm . F) Técnica de bateamento usada para concentrar os minerais pesados no fundo da batéia. G) Etapa de microbateamento utilizada para concentrar apenas os minerais mais pesados em relação aos que foram reunidos no bateamento. H) Separação dos cristais de zircão em lupa binocular.

Fonte: Elaborado pelo autor

2.5 IMAGENS DE ELÉTRONS RETROESPALHADOS E CATODOLUMINESCÊNCIA (MEV)

Imagens de elétrons retroespalhados (ERE) foram obtidas no Laboratório de Microanálises do IG-UFGA. Para as imagens de ERE dos cristais de zircão das amostras de Xambioá, Grota Rica e Colmeia, o equipamento utilizado foi um MEV da marca *Zeiss* e Modelo *LEO 1430*. As condições de operação foram: corrente do feixe de elétrons = 90 μA , voltagem de aceleração constante = 10 kv, distância de trabalho (distância entre a lente e a amostra) = 15mm.

Para as amostras do CRM e do GS, o equipamento utilizado foi um MEV da marca *Zeiss* e modelo *SIGMAVP* pertencente ao Instituto Tecnológico Vale (ITV), cedido em contrato de comodato para a UFGA. As condições de operação foram: corrente do feixe de elétrons = 80 μA , voltagem de aceleração constante = 20 kv, distância de trabalho = 8,5 mm.

Inicialmente as seções polidas de cada amostra foram metalizadas, onde as referentes aos gnaisses de Xambioá e Grota Rica foram metalizadas com carbono, em 5 ciclos de 2 segundos. Por sua vez, as seções polidas com os cristais de zircão do GS e dos gnaisses de Colmeia e do CRM foram metalizadas com ouro, onde o tempo de recobrimento foi de 1,5 minutos. Este procedimento foi realizado em um metalizador da marca EMITECH e modelo K550X. As condições para o imageamento foram: corrente do feixe de elétrons = 90 μA , voltagem de aceleração constante = 10 kv, distância de trabalho (distância entre a lente e a amostra) = 15mm.

Posteriormente, imagens de catodoluminescência (CL) de todas as unidades estudadas foram obtidas em um MEV modelo *LS15* da *Zeiss* no laboratório da Superintendência Regional de Belém da CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Foi utilizado o modo de Alto Vácuo (3,0 – 1,5 10^{-5} mPa) e filamento de Tungstênio. A metalização das seções polidas foi feita com ouro de 5 μm de espessura. As imagens de CL dos cristais de zircão foram obtidas com um detector EVO15RHS- CL, voltagem = 13 a 14 kV, corrente de chegada = 10 nA, distância de trabalho = 13mm.

Após a obtenção das imagens de CL e ERE, o procedimento seguinte foi a retirada da metalização das pastilhas através do polimento com diamante em suspensão micron. Em seguida, as pastilhas foram levadas ao ultrassom em duas etapas, primeiramente por 2 minutos onde foram colocadas em um saco plástico (tipo *zip lock*) juntamente com água e detergente comum. Na segunda etapa foi realizada primeiramente a limpeza com éter de petróleo da superfície das pastilhas, e então foram colocadas novamente em saco plástico com água Milli-

Q e levadas ao ultrassom por 5 minutos. Por último, a pastilha é levada para a estufa a 50 °C por 1 hora.

2.6 ANÁLISES U-Pb EM ZIRCÃO POR LA-MC-ICPMS E TRATAMENTO DE DADOS

As análises U-Pb em zircão foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) do IG-UFPA. As razões U-Pb foram obtidas em um espectrômetro de massa multicoletor com plasma indutivamente acoplado modelo *Neptune* da marca *Thermo Finnigan* conectado a uma microssonda de ablação a laser Nd:YAG 213 nm modelo *LSX-213 G2* da marca *CETAC*. Os procedimentos analíticos empregados no laboratório são segundo Chemale Jr. *et al.* (2012), e estão melhor detalhados em Milhomem Neto *et al.* (2017a).

O MC-ICPMS possui nove coletores *Faraday* e seis contadores de íons, e a configuração utilizada para os elementos de interesse encontra-se na tabela 2.3. As condições de operação do MC-ICPMS e da ablação a laser estão sintetizadas na tabela 2.4.

Tabela 2.3– Configuração dos coletores para a metodologia U-Pb em zircão no Neptune MC-ICPMS.

Coletores Faraday		L4		L3	Central	H2	H4
Canais MIC's	MIC3	MIC4	MIC6				
Isótopos medidos	²⁰² Hg	²⁰⁴ (Hg+Pb)	²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb	²⁰⁸ Pb	²³² Th	²⁰⁸ U

Fonte: Milhomem Neto *et al.* (2017a).

Tabela 2.4 – Parâmetros utilizados para o MC-ICPMS e o Laser nas análises U-Pb em zircão.

MC-ICPMS		Laser Nd:YAG 213	
Potência	1200-1300 W	Potência	50% a 60%
Fluxo de gás argônio resfriador	16,0 L/min	Densidade de energia	5-6 J/cm ²
Fluxo de gás argônio auxiliar	0,7-0,8 L/min	Frequência	10 Hz
Fluxo de gás argônio de arraste	1,0-1,2 L/min	Fluxo de He	450-500 mL/min
Modo de análise	Estático em baixa resolução	Diâmetro do furo (<i>spot size</i>)	25 µm
40 ciclos	1,049 segundos de integração	Tempo de ablação	~40 segundos

As quantidades de amostras utilizadas, cristais de zircão, furos (*spots*) e blocos de análises, estão reunidas na tabela 2.5. A leitura das análises dos cristais de cada bloco ocorreu na seguinte sequencia: 1) background 01, 2) zircão GJ-1 01, 3) zircão Plesovich (337 Ma; Slama *et al.* 2008) ou BB (562 Ma; Santos *et al.* 2017), 4) nove cristais de zircão da amostra, 5) background 02, 6) zircão GJ-1 02 (609 Ma; Jackson *et al.* 2004).

Tabela 2.5– Quantitativo de amostras, cristais de zircão, furos e blocos de leitura.

Amostra	Quantidade de cristais de zircão	Furos (<i>spots</i>)	Blocos de leitura
CA-17-01B	36	36	4
CA-17-02A	27	27	3
CA-17-02B	36	36	4
CA-17-03A	10	10	1
CA-17-03B	27	27	3
CA-17-05a	34	36	4
XB-01	33	36	4
GR-01A	18	18	2
GR-01B	18	18	2
CM-01	35	36	4

O modelo de Stacey & Kramers (1975) de evolução do Pb em estágio duplo foi utilizado para efetuar as correções do Pb comum (^{204}Pb). O processamento das correções e redução dos dados analíticos brutos foi executado em macro Microsoft Excel (adaptada de Chemale Jr. *et al.*, 2012). Essa etapa busca calcular os valores corrigidos das razões isotópicas ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) e seus erros percentuais a um sigma de desvio padrão (1σ) (Milhomem Neto *et al.* 2017a). Em seguida, são descartados os valores mais discrepantes (*outliers*), dentre as 40 leituras analisadas para cada ponto no zircão. Por fim, o programa ISOPLOT/EX 1 (Ludwig, 2003) foi utilizado para realizar os cálculos das idades e a apresentação dos resultados isotópicos.

2.7 ANÁLISES Lu-Hf EM ZIRCÃO POR LA-MC-ICPMS E TRATAMENTO DE DADOS

As análises Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICPMS também foram realizadas no Pará-Iso (IG-UFPA). Assim como para o método U-Pb, foi usado um espectrômetro de massa multicoletor com plasma indutivamente acoplado modelo *Neptune* da marca *Thermo Finnigan* conectado a uma microsonda de ablação a laser Nd:YAG 213 nm modelo LSX-213 G2 da marca CETAC. A descrição completa dos procedimentos analíticos desenvolvidos para as análises Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICPMS no Pará-Iso encontram-se em Milhomem Neto *et al.* (2017b).

A configuração empregada no MC-ICPMS para a metodologia Lu-Hf encontra-se na tabela 2.6. Os zircões *GJ-1* (609 Ma, Jackson *et al.*, 2004; Morel *et al.*, 2008) e *91500* (1065 Ma, Wiedenbeck *et al.* 1995; Goolaerts *et al.* 2004) foram utilizados como referência (Milhomem Neto *et al.* 2017b). Os cristais de zircão utilizados para estas análises foram àqueles previamente datados pelo método U-Pb, preferencialmente os que por sua vez apresentaram idades concordantes.

Durante a ablação a laser as condições foram: potência de 50%, energia de 4-5 J/cm², frequência de 10 Hz, fluxo de He de 450-500 mL/min, tamanho do furo (*spot*) 50 µm de diâmetro e o tempo de ablação foi de ~60 segundos. As condições de operação do MC-ICPMS foram: potência de 1200-1300 W; fluxo de gás argônio resfriador de 16,0 L/min; fluxo de gás argônio auxiliar de 0,7-0,8 L/min; fluxo de gás argônio de arraste de 1,0-1,2 L/min e o modo de análise, estático em baixa resolução.

Os dados obtidos nos cristais de zircão foram processados em macro Microsoft Excel (Adaptado de Bertotti, 2012 e Bertotti *et al.* 2013) para calcular os valores corrigidos das razões ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf e ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf de cada um dos pontos analisados, onde foram selecionados aproximadamente 40 valores de um total de 60 dados integrados de 1,049 s/ponto. Os valores utilizados nos cálculos do $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ e das idades modelo crustais, como a constante de decaimento $\lambda^{176}\text{Lu}$, as razões atuais ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf e ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf para o Reservatório Uniforme Condritico (CHUR) e para o manto empobrecido (DM) e a razão ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf crustal utilizada como um valor médio da crosta continental estão sintetizados na tabela 2.7.

Finalmente, a idade modelo Hf-T_{DM}^c e o parâmetro $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ de cada cristal analisado, além de todos os parâmetros necessários para a produção dos diagramas de evolução do Hf ao longo do tempo geológico, foram calculados em planilhas do Excel construídas especificamente para o método Lu-Hf.

Tabela 2.6– Configuração dos coletores Faraday para o Neptune MC-ICP-MS.

Coletores Faraday	L4	L3	L2	L1	C	H1	H2	H3
Massas medidas	171	173	174	175	176	177	178	179
Isótopos de Hf			Hf		Hf	Hf	Hf	Hf
Isótopos de Yb	Yb	Yb	<u>Yb</u>		<u>Yb</u>			
Isótopos de Lu				Lu	<u>Lu</u>			

Isótopos de Yb e Lu interferentes sobre os isótopos de Hf

Fonte: Milhomem Neto *et al.* (2017b)

Tabela 2.7– Valores das constantes utilizadas nos cálculos do $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ e das idades modelo crustais.

Constantes	Valor	Autores
$\lambda^{176}\text{Lu}$	$1,867 \times 10^{-11} \text{ anos}^{-1}$	(Söderlund <i>et al.</i> 2004)
$(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})^0_{\text{CHUR}}$	0,0336	(Bouvier <i>et al.</i> 2008)
$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})^0_{\text{CHUR}}$	0,282785	
$(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})^0_{\text{DM}}$	0,0388	(Andersen <i>et al.</i> 2009)
$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})^0_{\text{DM}}$	0,28325	
$(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{crustal}}$	0,0113	(Taylor and McLennan 1985, Wedepohl 1995)

3 REFERENCIAL TEÓRICO

3.1 METODOLOGIA U-Pb EM ZIRCÃO

O zircão ($ZrSiO_4$) é um mineral muito utilizado na datação de rochas ígneas e metamórficas por meio do sistema U-Pb, pois incorpora U^{+4} na sua estrutura por substituição do Zr^{+4} (Geraldes 2010). Por sua vez, este mineral não acomoda o Pb^{+2} em sua estrutura cristalina no momento da cristalização, o que indica que praticamente todo chumbo (Pb) presente no zircão é radiogênico (Geraldes 2010). O Pb tem quatro isótopos estáveis que ocorrem naturalmente: ^{204}Pb ; ^{206}Pb ; ^{207}Pb e ^{208}Pb , onde os três últimos são originados pelo decaimento radioativo de ^{238}U ; ^{235}U e ^{232}Th , respectivamente (Neves 2008).

A base para o sistema U-Pb é o decaimento radioativo dos isótopos ^{235}U e ^{238}U para os isótopos-filhos (radiogênicos) ^{207}Pb e ^{206}Pb , respectivamente. O decaimento radioativo dos átomos de U ocorre a partir da emissão de partículas alfas e betas (Figura 3.1). Um átomo de ^{238}U decai para um átomo de ^{206}Pb a partir da emissão de 8 partículas alfa (4_2He) e 6 partículas beta (β), onde o parâmetro Q (= 47,4 MeV/átomo ou 0,71 cal/g) representa a soma da energia de decaimento de todas as séries em milielétron-volts, como mostra a equação (eq. (3.1)) (Faure & Mensing 2005).



O ^{235}U decai para o ^{207}Pb , que é estável, após a emissão de 7 partículas alfa (α) e 4 partículas beta (β), como mostra a eq. (3.2). O parâmetro Q é igual a 45,2 MeV/átomo ou 4,3 cal/g) (Faure & Mensing 2005).



As taxas de decaimento são diferentes e, portanto trata-se de um sistema interdependente e bivariante (Faure & Mensing 2005). Com base nos sistemas de decaimento independentes, são construídas as equações de idade (eq. 3.3 e 3.4), onde o subscrito “i” representa o valor inicial da razão $^{206}Pb/^{204}Pb$, “t” é o tempo desde o fechamento do sistema do mineral para U e Pb. As constantes de decaimento de ^{235}U e ^{238}U são representadas por λ_{235} e λ_{238} , respectivamente (Faure & Mensing 2005).

$$\left(\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}\right) = \left(\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}\right)_i + \left(\frac{^{238}U}{^{204}Pb}\right) (e^{\lambda_{238}t} - 1) \quad (3.3)$$

$$\left(\frac{^{207}Pb}{^{204}Pb}\right) = \left(\frac{^{207}Pb}{^{204}Pb}\right)_i + \left(\frac{^{235}U}{^{204}Pb}\right) (e^{\lambda_{235}t} - 1) \quad (3.4)$$

A quantidade de chumbo inicial é negligenciada nas equações, devido o seu valor ser

muito baixo quando comparado ao do componente radiogênico, deste modo as equações 3.3. e 3.4 podem ser resumidas nas equações 3.5 e 3.6 (Faure & Mensing 2005, Schoene 2014).

$$\left(\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}\right) = (e^{\lambda^{238}t} - 1) \quad (3.5)$$

$$\left(\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}\right) = (e^{\lambda^{235}t} - 1) \quad (3.6)$$

A partir das equações 3.5 e 3.6 é possível construir um diagrama denominado de concórdia (Whetheril 1956) (Figura 3.2). Para o valor de t em ambas as equações são atribuídas as mesmas idades, e então, os valores obtidos das razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ são plotados no diagrama $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. Este procedimento é realizado utilizando as idades entre 0 e 4,6 Ga, e por fim, a união dos pontos distribuídos ao longo do diagrama dá origem a curva concórdia. Se os valores das razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ obtidas de um cristal de zircão definirem a mesma idade, o ponto plota exatamente em cima da curva concórdia e estas idades são chamadas de concordantes.

Em geral, devido a aberturas no sistema e consequente perda de Pb radiogênico, ocorrem divergências nas idades obtidas para os cristais de zircão, e quanto maior a perda, maior é a discrepância. Os danos na estrutura cristalina do zircão são causados pela emissão de partículas alfa, o que facilita a perda de Pb (Faure & Mensing 2005).

Assim, quando os valores das razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ são lançadas no diagrama, eles caem fora da curva Concórdia, ou seja são discordantes. No entanto, a partir destes pontos analíticos discordantes pode se construir uma reta chamada de discórdia. O intercepto superior da discórdia com a curva concórdia indicaria a idade de cristalização deste conjunto de zircão (Geraldes 2010, Neves 2008). Em rochas metamórficas derivadas de protólitos ígneos, geralmente os cristais de zircão são ígneos e irão indicar a idade de cristalização deste protólito (Neves 2008).

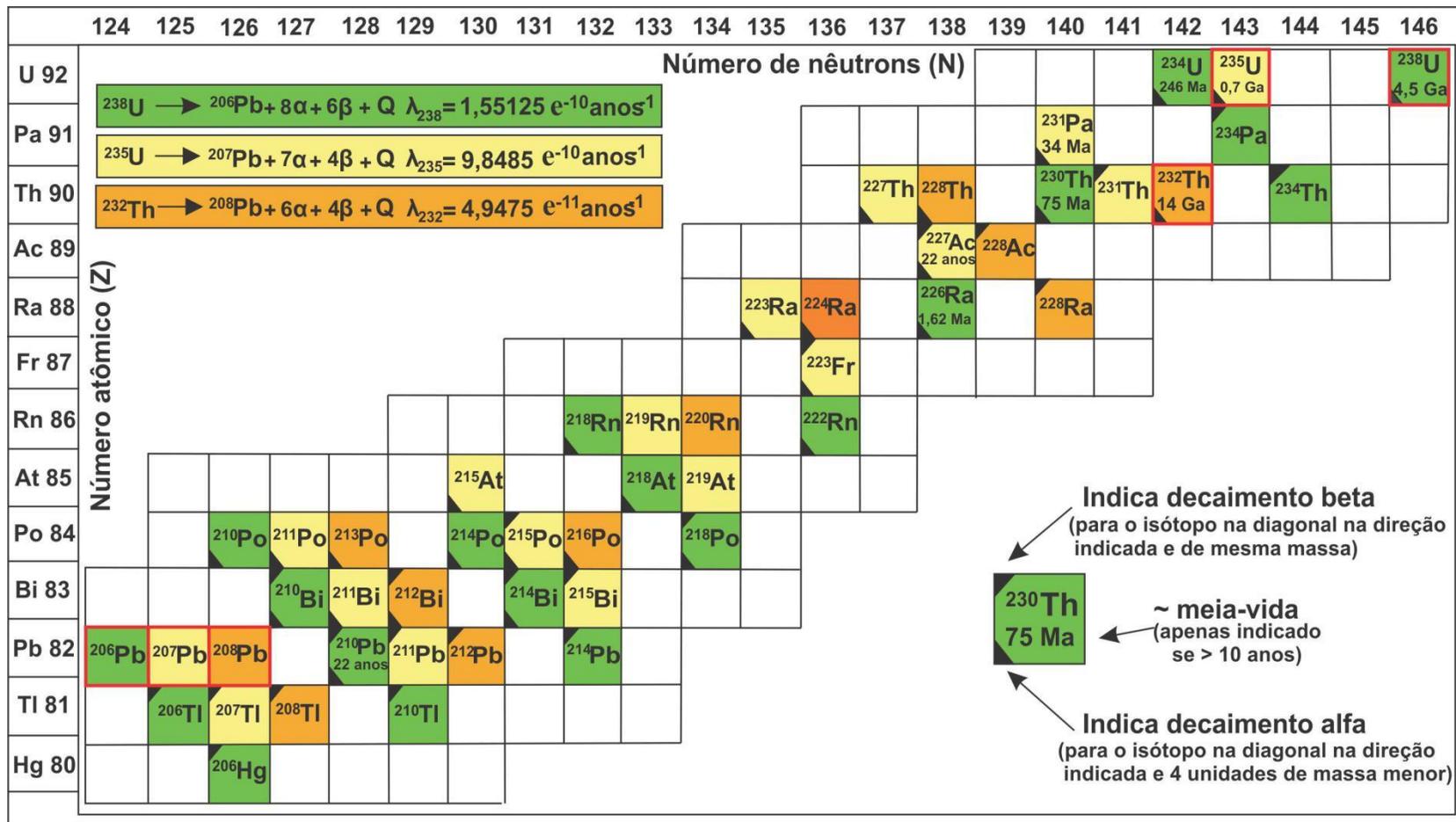


Figura 3.1 – Cadeia de decaimento radioativo dos isótopos pai ^{238}U , ^{235}U e ^{232}Th até os isótopos filhos ^{206}Pb , ^{207}Pb e ^{208}Pb , respectivamente, nos quadrados em vermelho estão os isótopos pais e filhos.
 Fonte: Schoene (2014).

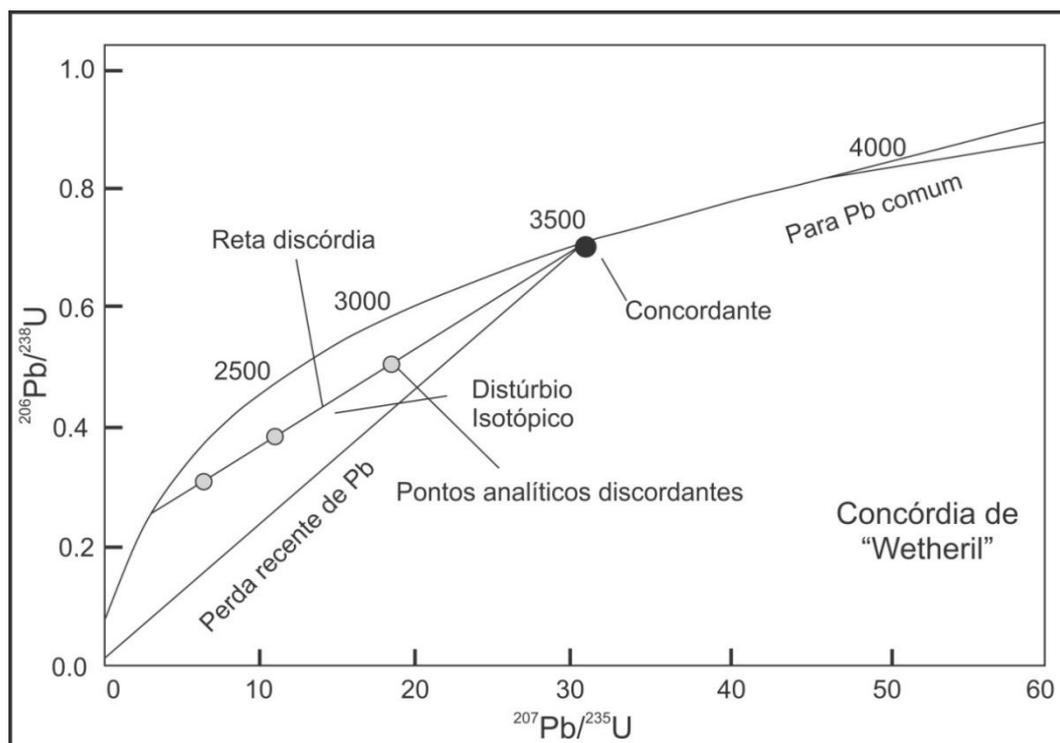


Figura 3.2 – Curva Concórdia de Wetherill.
Fonte: Silva (2006).

A partir da década de 1980 houve um grande avanço tecnológico em relação às técnicas de datação geocronológica. Dentre as técnicas analíticas que são empregadas na datação pelo método U-Pb, temos: diluição isotópica em um espectrômetro de massa por ionização termal de fonte sólida (ID-TIMS), a espectrometria de massa de íons secundários (SIMS) (SHRIMP – *Sensitive High-Resolution Ion Microprobe*) e o espectrômetro de massa com multicoletor e plasma indutivamente acoplado, conectado a uma microsonda de ablação a laser (LA-MC-ICPMS). Estas duas últimas técnicas são as mais utilizadas atualmente. Em cristais de zircão, além das datações pelo método U-Pb, também pode ser utilizada a datação através da técnica evaporação de Pb em monocristais de zircão (Kober 1987).

O LA-MC-ICPMS é a técnica mais utilizada para as datações U-Pb em zircão, pois reúne características como: alta resolução espacial, rápido tempo de análise e maior acessibilidade em relação ao SIMS (SHRIMP) (Schoene 2014). A alta resolução espacial do método permite realizar análises pontuais em um cristal de zircão. Com o auxílio de imagens de catodoluminescência e/ou elétrons retroespalhados é possível observar as texturas internas dos cristais de zircão e, portanto, diferenciar núcleos ígneos de bordas metamórficas, identificar núcleos herdados, inclusões, porções metamíticas, etc. Deste modo, isto possibilita no momento da datação posicionar o feixe do laser no domínio de interesse do cristal.

3.2 METODOLOGIA Lu-Hf EM ZIRCÃO

O sistema isotópico lutécio-háfênio (Lu-Hf) é baseado no decaimento radioativo do isótopo pai ^{176}Lu para o isótopo filho ^{176}Hf , a partir da emissão de uma partícula beta (β^-) (Eq. 3.7) (Faure & Mensing 2005). O lutécio ($Z=71$) é um elemento do grupo das terras-raras com carga +3, sendo o mais pesado desse grupo. Ele apresenta dois isótopos, o ^{175}Lu , o qual é estável e o mais abundante (97,4%), e o ^{176}Lu que é radioativo e menos abundante (2,6%). O háfênio ($Z=72$) é um HFSE (*high-field-strength element*) com carga +4, e possui 6 isótopos: ^{174}Hf , ^{176}Hf (radiogênico), ^{177}Hf , ^{178}Hf , ^{179}Hf e ^{180}Hf (Vervoot 2014).



A eq. 3.8 descreve o comportamento da razão $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (radiogênica) em rochas e minerais ao longo do tempo (t), de modo que a sua taxa de crescimento depende da razão $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ e da constante de decaimento (λ). A razão $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{inicial (i)}}$ é referente ao valor da razão destes isótopos no tempo de formação da rocha ou mineral (Faure & Mensing 2005, Vervoot 2014).

$$\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}} = \left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}} \right)_i + \frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Lu}} * (e^{\lambda t} - 1) \quad (3.8)$$

O tempo de meia-vida do sistema Lu-Hf é de aproximadamente 37 Ga (Scherer *et al.* 2001), e o valor da constante de decaimento do ^{176}Lu passou por várias mudanças, com diversas propostas apresentadas (Patchett & Tatsumoto 1980, Tatsumoto *et al.* 1981, Sguigna *et al.* 1982, Patchett 1983). Ao longo dos anos 2000 diversos trabalhos com a metodologia Lu-Hf utilizaram o valor da constante sugerida por Scherer *et al.* (2001) de $1,865 \pm 0,015 \cdot 10^{-11} \text{a}^{-1}$. Todavia, o valor de $1,867 \pm 0,008 \cdot 10^{-11} \text{a}^{-1}$ (Söderlund *et al.* 2004) vem sendo o mais utilizado nos trabalhos publicados recentemente.

Tanto Lu quanto Hf se comportam como elementos incompatíveis durante a fusão parcial ou cristalização fracionada de uma rocha, ou seja, se enriquecem no líquido gerado ao invés das fases minerais. No entanto, o Hf se enriquece mais no líquido em relação ao Lu. Um comportamento geoquímico muito similar ao do sistema Sm-Nd (Faure & Mensing 2005). O maior enriquecimento de Hf em relação ao Lu ocorre em função do menor valor do coeficiente de partição do Hf (Rollinson 1993).

O sistema Lu-Hf pode ser empregado para obtenção de dados geocronológicos, porém a sua aplicação pelo método isocrônico em rocha total é restrita, devido ao limitado fracionamento na razão Lu/Hf nos processos magmáticos. Com isso, as variações nos valores da razão

$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ em suítes de rochas cogenéticas não propiciam um espalhamento adequado no diagrama isocrônico (Vervoot 2014). Alternativamente, datações geocronológicas utilizando o sistema Lu/Hf também podem ser obtidas a partir da análise de minerais como apatita, granada e lawsonita (Larsson & Soderlund 2005, Brovarone & Herwartze 2013, Vervoot 2014, Pourteau *et al.* 2019).

Apesar da possível aplicação geocronológica, o sistema Lu-Hf tem sido amplamente utilizado como um traçador isotópico para estudos de diferenciação crosta-manto ao longo do tempo, evolução crustal, investigações de proveniência sedimentar, etc, principalmente em conjunto com dados geocronológicos U-Pb (Lizuka *et al.* 2017). As análises isotópicas podem ser realizadas pelo método em rocha-total, porém com advento do LA-ICPMS, análises combinadas de Lu-Hf e U-Pb em zircão se tornaram muito populares.

Devido ao raio iônico do háfnio (0,81 Å) ser muito próximo ao do zircônio (Zr) (0,80 Å), o háfnio consegue facilmente substituí-lo na estrutura cristalina de minerais contendo Zr, como zircão, badeleíta, entre outros (Faure & Mensing 2005). Devido esta característica, o háfnio pode alcançar concentrações de até 3% nos cristais de zircão, e se hospedar muito mais facilmente que o Lu no retículo cristalino destes minerais (Matteini *et al.* 2010). Assim sendo, os valores da razão Lu/Hf encontrados no zircão são em torno de 0,0016, em função do extremo enriquecimento de Hf em relação ao Lu (Faure & Mensing 2005).

De acordo com Belousova *et al.* (2010), os valores da razão $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ são indicativos da origem do magma, e uma forma de comparar quantitativamente o valor razão $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ da amostra, no momento da cristalização da rocha ou mineral, em relação ao CHUR (*Chondritic Uniform Reservoir*), o qual representaria a composição inicial da Terra, é através do parâmetro épsilon Hf (ϵ_{Hf}), como mostrado na equação 3.9.

Com isso, magmas gerados a partir do manto empobrecido (DM-*Depleted Mantle*), um reservatório mantélico empobrecido em elementos incompatíveis, resultado da extração de grandes volumes de magmas basálticos para a geração de crosta (Figura 3.3 A e B), possuem valores da razão $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ maiores que o CHUR. Consequentemente, a razão $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ nessas situações evolui mais aceleradamente, fornecendo valores positivos de ϵ_{Hf} , as quais sugerem uma origem “juvenil”, ou seja, formado diretamente a partir do manto. Por sua vez, os magmas originados por fusão da crosta apresentam comportamento diferente daqueles provenientes do DM, portanto, possuem valores mais baixos da razão $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ e, deste modo, apresentam crescimento mais lento da razão $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$, e evoluem para valores negativos de ϵ_{Hf} , que implicam em retrabalhamento de material crustal mais antigo (Vervoot 2014).

$$\epsilon_{\text{Hf}(t)} = \left[\frac{\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}(\text{amostra}, t) - \frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}(\text{chur}, t)}{\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}(\text{chur}, t)} \right] \times 10^4 \quad (3.9)$$

Outra informação muito valiosa que pode ser obtida a partir das análises Lu-Hf é a idade-modelo T_{DM} , a qual se baseia no modelo de manto empobrecido (DM). As idades modelo Hf- T_{DM} podem ser calculadas em estágio único, de acordo com a equação 3.10 (Yang *et al.* 2006), a partir de análises em rocha-total. Os valores atuais das razões $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ e $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ no DM são de 0,28325 e 0,0388, respectivamente (Andersen *et al.* 2009), enquanto que as razões da amostra são medidas no espectrômetro de massa.

A idade modelo obtida pode ser interpretada como representativa do momento em que o magma foi extraído do manto, no caso de rochas com valor de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ positivo e idade de cristalização muito próxima à idade T_{DM} . Para rochas com valor de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ negativo e idade de cristalização mais nova que a idade modelo, a interpretação comum é que estas rochas foram geradas a partir de fontes mais antigas ou com uma história crustal prévia (fontes que haviam se separado do DM anteriormente).

$$T_{\text{DM}} = \frac{1}{\lambda} * \ln \left\{ 1 + \left[\left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}} \right)_{\text{am}} - \left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}} \right)_{\text{DM}} \right] / \left[\left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}} \right)_{\text{am}} - \left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}} \right)_{\text{DM}} \right] \right\} \quad (3.10)$$

Para análises Lu-Hf em cristais de zircão são utilizadas as chamadas idades modelo crustal (Hf- T_{DM}^{C}), as quais indicam o momento em que o magma precursor da rocha hospedeira do zircão foi extraído do DM. Ou seja, a idade-modelo representa o tempo em que a composição isotópica do Hf na amostra era similar aquela do DM. Os valores positivos de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ indicam procedência mantélica para a rocha a partir da qual o zircão se cristalizou, enquanto que aqueles negativos apontam para uma origem a partir do retrabalhamento de uma crosta mais antiga.

As idades modelo crustal (T_{DM}^{C}) são calculadas em estágio duplo, como mostrado na eq. 3.11. Para obter a idade modelo crustal, é necessário utilizar cristais de zircão previamente datados pelo método U-Pb em zircão (t). Os valores da razão inicial $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ no tempo “t” na amostra, $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{am}}^t$, e no DM, $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}}^t$, podem ser calculadas a partir da eq. 3.8, utilizando a idade de cristalização (t) e as razões $(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{am}}$, medida no espectrômetro de massa, e $(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}}$ de 0,0338 (Andersen *et al.* 2009), respectivamente.

$$T_{\text{DM}}^{\text{C}} = \frac{1}{\lambda} * \ln \left\{ 1 + \left[\left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}} \right)_{\text{am}}^t - \left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}} \right)_{\text{DM}}^t \right] / \left[\left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}} \right)_{\text{crustal}} - \left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}} \right)_{\text{DM}} \right] \right\} + t \quad (3.11)$$

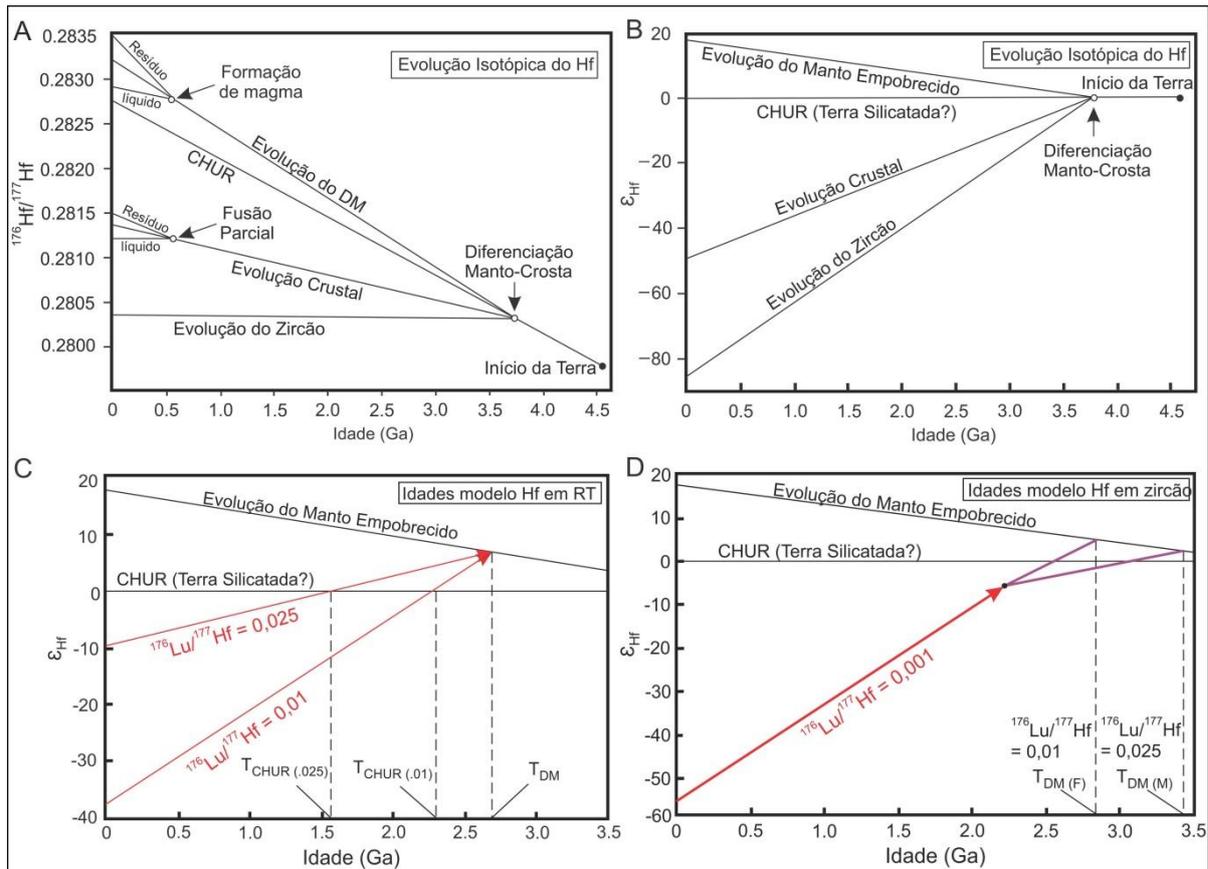


Figura 3.3 – Diagramas esquemáticos de Hf. A) Diagrama esquemático mostrando a evolução isotópica hipotética da razão $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ dos diferentes reservatórios terrestres após o principal evento de diferenciação em 3,8 Ga: CHUR, DM e reservatório crustal enriquecido ($^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,015$), e evolução de um típico zircão formado em 3,8 Ga ($^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,001$). B) O mesmo diagrama em notação épsilon Hf. C) Diagrama esquemático mostrando o cálculo das idades modelo de Hf para duas amostras em rocha-total formadas a partir do DM em ~ 2,7 Ga: uma máfica ($^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,025$) e outra félsica ($^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,010$), ambas evoluem para valores atuais de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ negativos. As duas amostras possuem a mesma idade T_{DM} , porém valores distintos de T_{CHUR} . D) Diagrama esquemático mostrando o cálculo das idades modelo de Hf para um cristal de zircão com idade de cristalização de ~ 2,2 Ga. Para calcular a idade T_{DM} do cristal pressupõem-se a razão $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ da rocha fonte. Para uma fonte mais evoluída ($^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,01$) a idade T_{DM} é de ~ 2,85 Ga, enquanto que para uma fonte mais máfica ($^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,025$) a idade T_{DM} é de ~3,45 Ga. A partir do diagrama também é possível observar a importância da escolha adequada razão $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ da rocha fonte.

Fonte: Modificado de Vervoort (2014), Bertotti (2012).

A razão ($^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$) do zircão é utilizada para definir a evolução dos dias atuais até a sua idade de cristalização. Todavia, para calcular a evolução isotópica do Hf entre a idade de cristalização do zircão e o momento em que o magma precursor da rocha fonte, a qual posteriormente fundiu para gerar a rocha hospedeira do zircão analisado, foi extraído do manto, é necessário adotar um valor para a razão ($^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$)_{crustal}. O valor adotado depende do tipo crosta utilizada para representar a fonte do magma a partir do qual o zircão se cristalizou. Alguns dos valores médios dessa razão são encontrados em Amelin *et al.* (1999) (crosta félsica= 0,010), Griffin *et al.* (2002, 2004) e Belousova *et al.* (2009, 2010) (crosta continental média= 0,015) e Pietranik *et al.*, 2008 (crosta máfica= 0,022).

3.3 MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV)

A microscopia eletrônica de varredura é importante dentro dos estudos geocronológicos de U-Pb *in situ* em zircão, pois as imagens de CL e/ou ERE obtidas por MEV permitem observar as texturas internas dos cristais de zircão. Estas imagens auxiliam na identificação e exclusão de domínios heterogêneos (mistos). Dessa forma, com base nas imagens de CL e ERE é possível escolher as melhores regiões para dar um “tiro” com o laser, e com isso obter a composição isotópica no espectrômetro de massa.

O MEV é uma técnica de caracterização microestrutural, ela opera a partir da focalização de um feixe de íons de pequeno diâmetro sobre a área ou volume que se pretende analisar. A interação entre o feixe de íons e a amostra origina uma série de sinais, que podem ser utilizados para caracterizar as propriedades dessa amostra, como a composição, cristalografia, superfície topográfica, entre outras (Kahn 2007).

A mineralogia é uma das várias áreas do conhecimento (química, odontologia, engenharia, biologia medicina, etc.) que utiliza a microscopia eletrônica de varredura como uma ferramenta fundamental em diversos estudos, pois ela fornece informações de detalhe, com aumentos de até 300.000 vezes. O MEV ao invés de fótons como em um microscópio óptico convencional, utiliza um feixe de elétrons que incide no mineral, sob condições de vácuo (Duarte *et al.* 2003, Dedavid *et al.* 2007).

O MEV pode ser dividido em 2 partes principais: a coluna óptico-eletrônica e a câmara de amostra. Esta coluna é mantida sobre vácuo inferior a 10^{-4} Torr, na sua parte superior fica localizado um canhão eletrônico, o qual é a fonte de elétrons. A principal fonte de elétrons é um filamento de tungstênio aquecido a 2700 K, que opera em uma faixa de tensões de aceleração de 1 a 50 kV (Dedavid *et al.* 2007, Kahn 2007).

A imagem de uma amostra formada por varredura eletrônica apresenta diferentes características, pois diferentes sinais podem ser emitidos pela amostra a partir da sua interação com o feixe de elétrons. Entre os sinais obtidos estão: os elétrons secundários, retroespalhados, *auger* e absorvidos, assim como raios X característicos e catodoluminescência. Uma importante característica do MEV é aparência tridimensional da imagem gerada, a qual é devido a grande profundidade de campo (profundidade de foco) (Duarte *et al.* 2003, Dedavid *et al.* 2007).

A CL, assim como os elétrons retroespalhados, são as técnicas de imageamento com melhor resolução para se observar as texturas internas dos minerais. Fótons de grande comprimento de onda (ultravioleta e visível) são emitidos por materiais isolantes ou

semicondutores quando estes são bombardeados pelo feixe de elétrons. O espectro obtido depende do material estudado e de sua pureza (Dedavid *et al.* 2007).

O imageamento dos cristais de zircão por CL em MEV permite analisar a estrutura interna do cristal e seu padrão morfológico. A partir destas informações é possível interpretar e datar as diversas etapas de crescimento e erosão de um cristal, determinar se as zonas de crescimento são de origem ígnea ou metamórfica, e evitar escolher zonas onde houve remolibização isotópica ou abertura do sistema (Corfu *et al.* 2003, Chichorro 2014).

Os controles elementares, ou estruturais, da emissão de catodoluminescência são em geral bem entendidos para a maioria dos minerais, e são comumente atribuídos às transições eletrônicas de elétrons da camada 5d dos elementos de transição e dos elétrons da camada 4f dos elementos terras raras trivalentes (ETRs). Também são associados a luminescência vibracional do íon urânio ou fenômenos relacionados a defeitos (Marshall 1988). Em cristais de zircão o Dy^{3+} (disprósio) é o principal emissor de catoluminescência, porém, outros constituintes como Sm^{3+} (samário), Tb^{3+} (térbio) e Eu^{2+} (európio) também podem emitir (Corfu *et al.* 2003).

3.4 ESPECTROMETRIA DE MASSA POR PLASMA INDUTIVAMENTE ACOPLADO E ABLAÇÃO A LASER (LA-ICPMS)

A espectrometria de massas é uma técnica analítica que se baseia na separação de íons, utilizando a sua razão massa-carga, onde estes íons são obtidos na fase gasosa a partir de moléculas. Dentre as características da espectrometria de massas que fazem com que ela tenha destaque dentre os métodos analíticos, estão: a alta sensibilidade e os baixos limites de detecção, além da velocidade de análise e diversidade de aplicações, como na ciência forense; controles de alimentos e poluição; problemas bioquímicos; reações físicas e cinéticas; geocronologia; entre outros (Hoffmann & Stroobant 2007).

Existem 4 técnicas de espectrometria de massas que são as mais utilizadas para análises multielementares de elementos traços: ionização termal (TI, *thermal ionization*), fonte de ignição (SS, *spark source*), descarga luminescente (GD, *glow discharge*) e plasma indutivamente acoplado (ICP, *inductively coupled plasma*) (Hoffmann & Stroobant 2007).

O ICPMS é uma técnica analítica utilizada para análise de elementos traços, e uma grande quantidade de elementos pode ser detectada e medida com um espectrômetro. Um dos benefícios da ionização por plasma é a prevenção da formação de óxidos, pois ela ocorre em um ambiente quimicamente inerte, além do fato do processo de ionização ser mais completo. Entretanto, há também muitos problemas de interferência isotópica. O processo de análise do

ICPMS pode ser dividido em 4 estágios: introdução da amostra, tocha do ICP, interface e espectrometria de massas (Bazilio & Weinrich 2012).

A primeira etapa é a introdução da amostra, onde as características físicas da amostragem influenciam na escolha de um dos vários métodos de introdução. O objetivo principal desta etapa é levar a amostra na forma de aerossol ou gás para a tocha do ICP, para que ela seja analisada. Para amostras em solução, o método mais comum de introdução é através de um nebulizador pneumático, enquanto que para amostras sólidas (como cristais de zircão) é realizada por um sistema de ablação a laser (Sato & Kawashita 2002). A ablação ocorre a partir da alta energia UV, que produz uma cavidade na amostra, e o material então ablaçado é levado para o plasma do ICPMS, onde posteriormente esse material é ionizado (Bazilio & Weinrich 2012).

A tocha do ICP consiste em uma bobina de indução feita de cobre e envolve três tubos concêntricos de quartzo (central, intermediário e externo). Através de cada tubo passa gás argônio, onde no central passa um gás de arraste com a amostra nebulizada, e no intermediário um gás auxiliar, o qual dá sustentação e forma ao plasma. Por último, um gás refrigerante passa ao longo do tubo externo e serve para evitar o superaquecimento da tocha (Shibuya 1999, Bazilio & Weinrich 2012).

A interface corresponde ao ponto onde a amostra passa do ICP para o espectrômetro de massa, os íons são levados para uma zona de menor pressão após serem extraídos do plasma. Em seguida são direcionados para uma região de alta pressão, primeiramente passam pelo cone de amostragem, e posteriormente para o cone *skimmer* (Shibuya 1999, Bazilio & Weinrich 2012).

Após a etapa de interface, a corrente de íons é focalizada na região do quadrupolo por lentes de íons individuais (Bazilio & Weinrich 2012). A razão massa-carga (m/z) dos íons é a propriedade física que é obtida pelo analisador, e não apenas a massa dos íons (Hoffmann & Stroobant, 2007). O sistema analisador de espectrômetros de massa de dupla focalização opera a partir da conjugação de campos eletrostáticos e magnéticos (Shibuya 1999, Hoffmann & Stroobant 2007).

Após saírem do analisador de massa, os íons vão para o detector. O sinal gerado pelo detector é dado na forma de uma corrente elétrica, a qual aumenta de acordo com a abundância de íons, essa corrente é gerada a partir da detecção dos íons incidentes que passaram através do analisador de massa e dos contadores de íons (MIC's) (Hoffmann & Stroobant 2007).

Ao ICPMS pode ser adicionado o LA (*laser ablation*), que corresponde a um equipamento acessório acoplado a um microscópio. A técnica de ablação a laser apresenta uma resolução espacial maior que da técnica SHRIMP, com um diâmetro de 5 a 10 vezes maior, e

com isso a análise de um domínio pontual pode ser realizada com maior precisão em cristais com morfologia complexa, a partir do estudo de imagens de CL e ERE (Silva 2006).

O sistema de ablação a laser é constituído de um laser de comprimento de onda curta (< 266 nm) no estado sólido (Ex: Nd-YAG) ou com fonte de gás (Ex: Ar-F Excimer). Após o “disparo” com este feixe de laser de alta energia, os íons da superfície da amostra (zircão) são extraídos um feixe molecular na forma de aerosol de sólidos e gás de argônio (“fumaça”) (Silva 2006). O LA-MC-ICPMS apresenta algumas limitações em função do fracionamento entre U e Pb, e entre o mesmo elemento, com isso as razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ são diferentes das verdadeiras (Geraldes 2010).

4 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

4.1 PROVÍNCIA TOCANTINS

A Província Tocantins é uma das dez províncias estruturais brasileiras definidas por Almeida *et al.* (1981) (Figura 4.1). Fica localizada entre os crátons Amazônico e São Francisco, com as bacias do Parnaíba e do Paraná constituindo os limites a norte e ao sul, respectivamente (Almeida *et al.* 1981). A formação da Província Tocantins está diretamente ligada ao Ciclo Brasileiro, pela convergência e colisão de três blocos cratônicos: Amazônico, São Francisco e Paranapanema (coberto pela Bacia do Paraná), no contexto da consolidação do Supercontinente Gondwana (Santos 2003). Esta província é constituída pelos cinturões Brasília, Araguaia e Paraguai, que são orógenos brasileiros, caracterizados por cinturões de dobras e empurrões (Figura 4.2).

Os cinturões Araguaia e Paraguai, ocupam a porção mais oeste da Província Tocantins, e são adjacentes às porções sudeste e sul do Cráton Amazônico, respectivamente. O Cinturão Brasília compõe a porção mais leste da Província Tocantins, bordejando a porção oeste do Cráton São Francisco (Pimentel *et al.* 2000).

Estes cinturões supracrustais de dobramentos são separados na porção central da Província Tocantins por uma área geologicamente complexa, formada por diferentes domínios geológico/estruturais, de diversas idades (Pimentel *et al.* 2000). Nessa região, as unidades mais importantes são o Maciço de Goiás e o Arco Magmático de Goiás.

O Maciço de Goiás é formado por complexos granito-gnáissicos arqueanos, sequências meta-vulcanossedimentares e greenstone belts paleoproterozoicos, sequências meta-vulcanossedimentares mesoproterozoicas e complexos máfico-ultramáfico acamadados meso a neoproterozoicos. Por fim, rochas metassedimentares, metavulcânicas, granitos e ortognaisses neoproterozoicos estão presentes no Arco Magmático de Goiás (Fuck *et al.* 1994, Pimentel *et al.* 2000, Valeriano *et al.* 2008, Cordeiro 2014).

4.2 CINTURÃO ARAGUAIA

O CA é uma unidade geotectônica do Neoproterozoico localizada na Província Tocantins, possui cerca de 1200 km de extensão por 100 km de largura, com estruturação regional na direção N-S (Alvarenga *et al.* 2000) (Figura 4.3). Limita-se com o Cráton Amazônico na sua região oeste e sudoeste, enquanto ao norte e a leste os sedimentos paleozoicos da Bacia do Parnaíba recobrem as rochas desse cinturão orogênico. Ao sul e a sudeste, o CA faz contato com o Arco Magmático de Goiás (Hasui 2012).

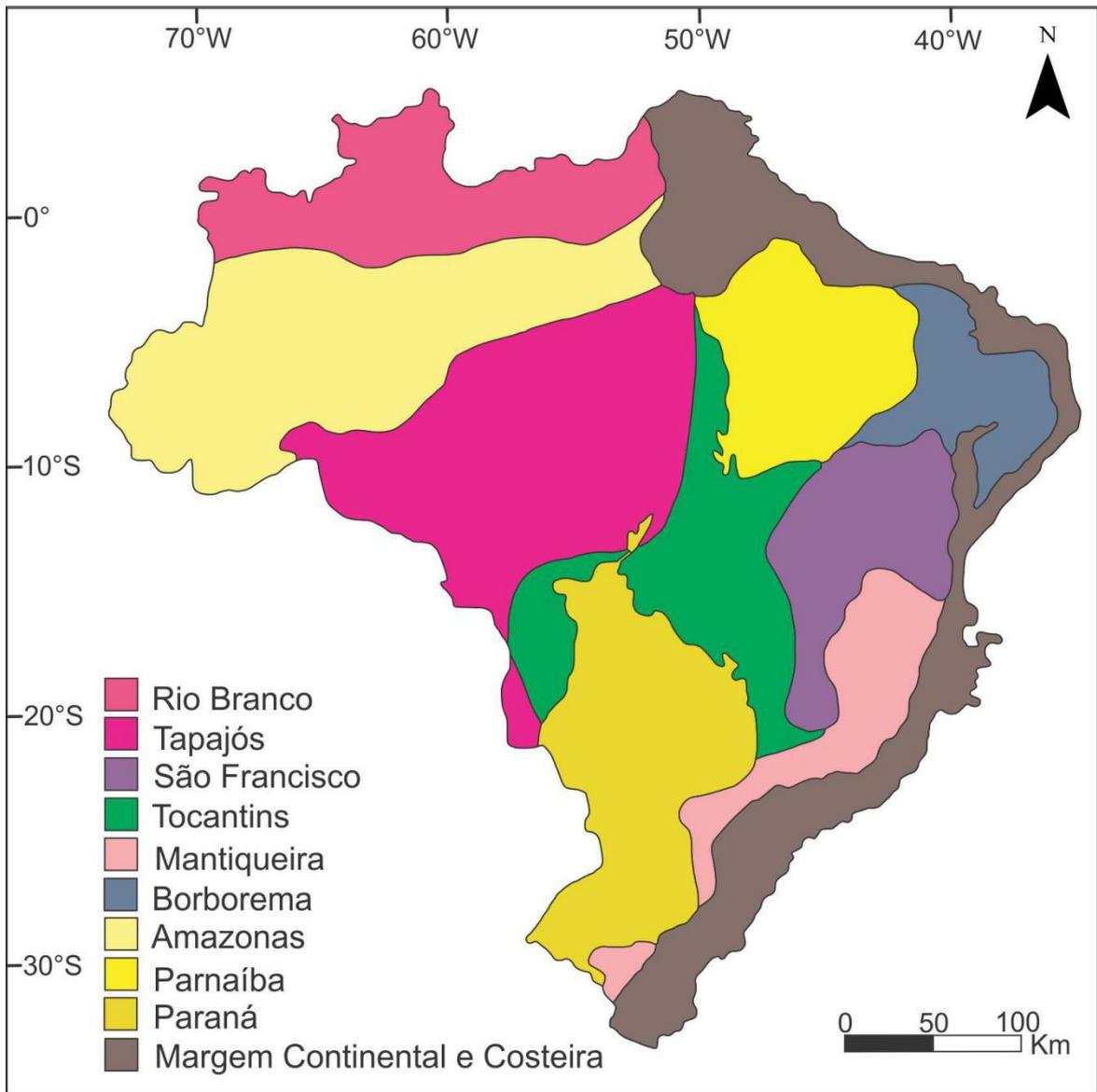


Figura 4.1 – Províncias Estruturais Brasileiras.
 Fonte: Adaptado de Almeida *et al.*(1981).

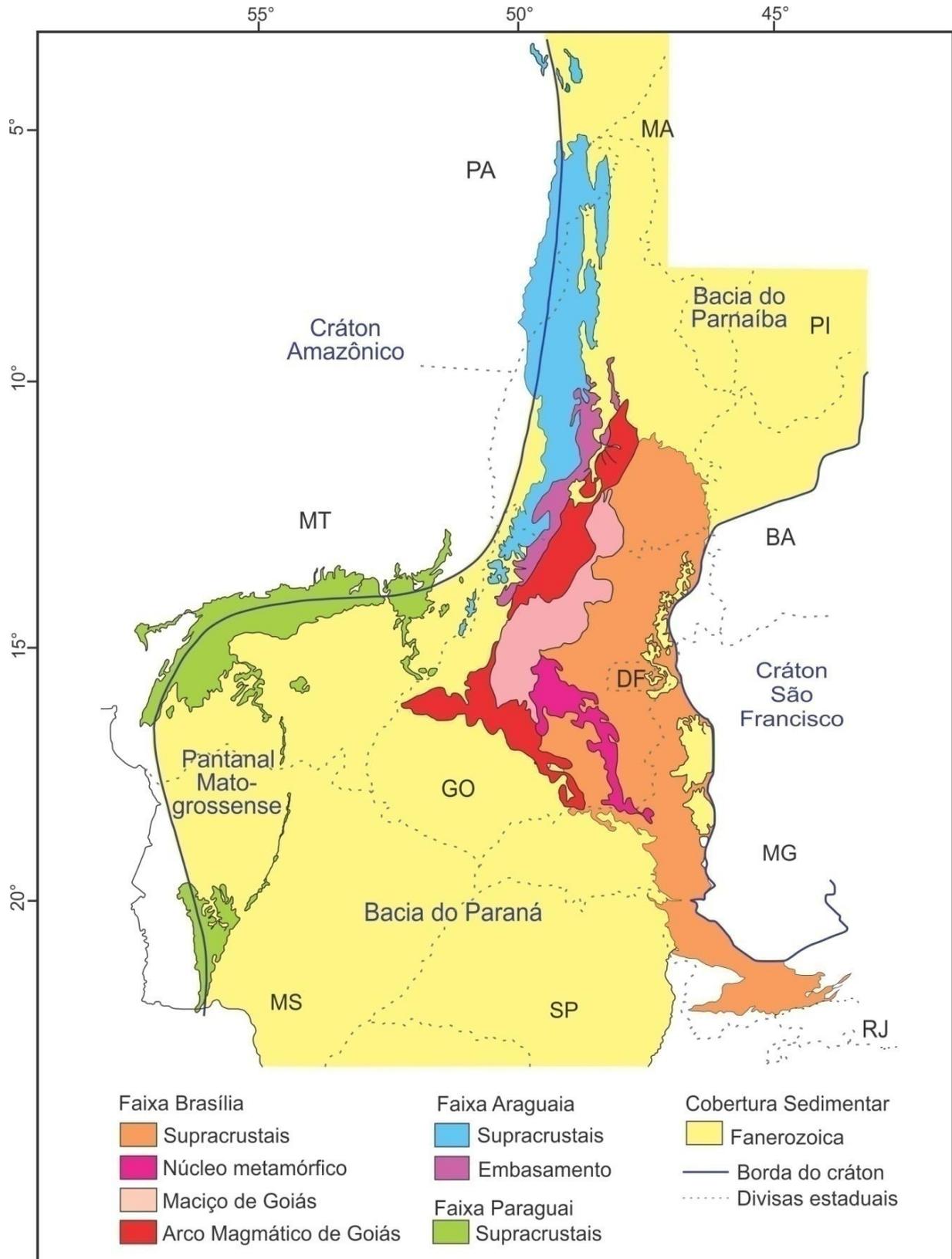


Figura 4.2 – Mapa da Província Tocantins.
 Fonte: Modificado de Hasui (2012)

O embasamento do CA é constituído predominantemente por rochas arqueanas e paleoproterozoicas, e mais restritamente por rochas mesoproterozoicas (Moura & Gaudette 1999, Gorayeb *et al.* 2000, Arcanjo & Moura 2000, Arcanjo *et al.* 2013). O embasamento Arqueano é representado pelo Complexo Colmeia e pelo Grupo Rio do Coco, enquanto que as rochas paleoproterozoicas correspondem aos Complexos Porto Nacional, Rio dos Mangues, Suíte Carreira Comprida, Suíte Ipueiras, Formação Monte do Carmo, Gnaiss Cantão e Granito Serrote (Alvarenga *et al.* 2000). As rochas mesoproterozoicas do embasamento estão presentes nas suítes Monte Santo e Serra da Estrela, as quais são intrusivas no CRM e formadas por rochas alcalinas (Arcanjo 2002).

Unidades formadas no Neoproterozoico também ocorrem ao longo do CA, são representadas pelas rochas máfica-ultramáficas dos complexos Quatipuru e Serra do Tapa principalmente, unidades metavulcanossedimentares, além de granitoides sin a tardi-tectônicos (Hasui, 2012).

As unidades metassedimentares do CA foram agrupadas no Supergrupo Baixo Araguaia (Abreu 1978), sendo este, composto pelos grupos Estrondo (formações Morro do Campo e Xambioá), o qual ocorre no lado leste, e Tocantins (formações Pequizeiro e Couto Magalhães) que ocorre na porção oeste (Alvarenga *et al.* 2000). As unidades do CA e do embasamento serão descritas com maior detalhe abaixo, partindo da mais antiga para a mais nova.

4.2.1 Embasamento

4.2.1.1 Complexo Colmeia

O CC foi definido por Costa (1980), para representar as rochas gnáissicas aflorantes no interior da estrutura dômica de Colmeia. Posteriormente, os gnaisses que ocorrem no interior das estruturas dômicas de Xambioá, Lontra, Grota Rica e Cocalândia, também foram incluídos nesta unidade (Santos *et al.* 1984, Teixeira, 1984). O CC representa o embasamento Arqueano da porção norte do CA (Moura & Gaudette 1999), sendo constituído predominantemente por gnaisses com afinidade TTG (Moura 1992).

Segundo Abreu *et al.* (1994) a exposição do embasamento gnáissico na forma de domos, é resultado do processo de inversão tectônica que ocorreu no CA. Com isso, as sequências de rochas de mais alto grau metamórfico foram colocadas em níveis superiores daquelas sequências de mais baixo grau.

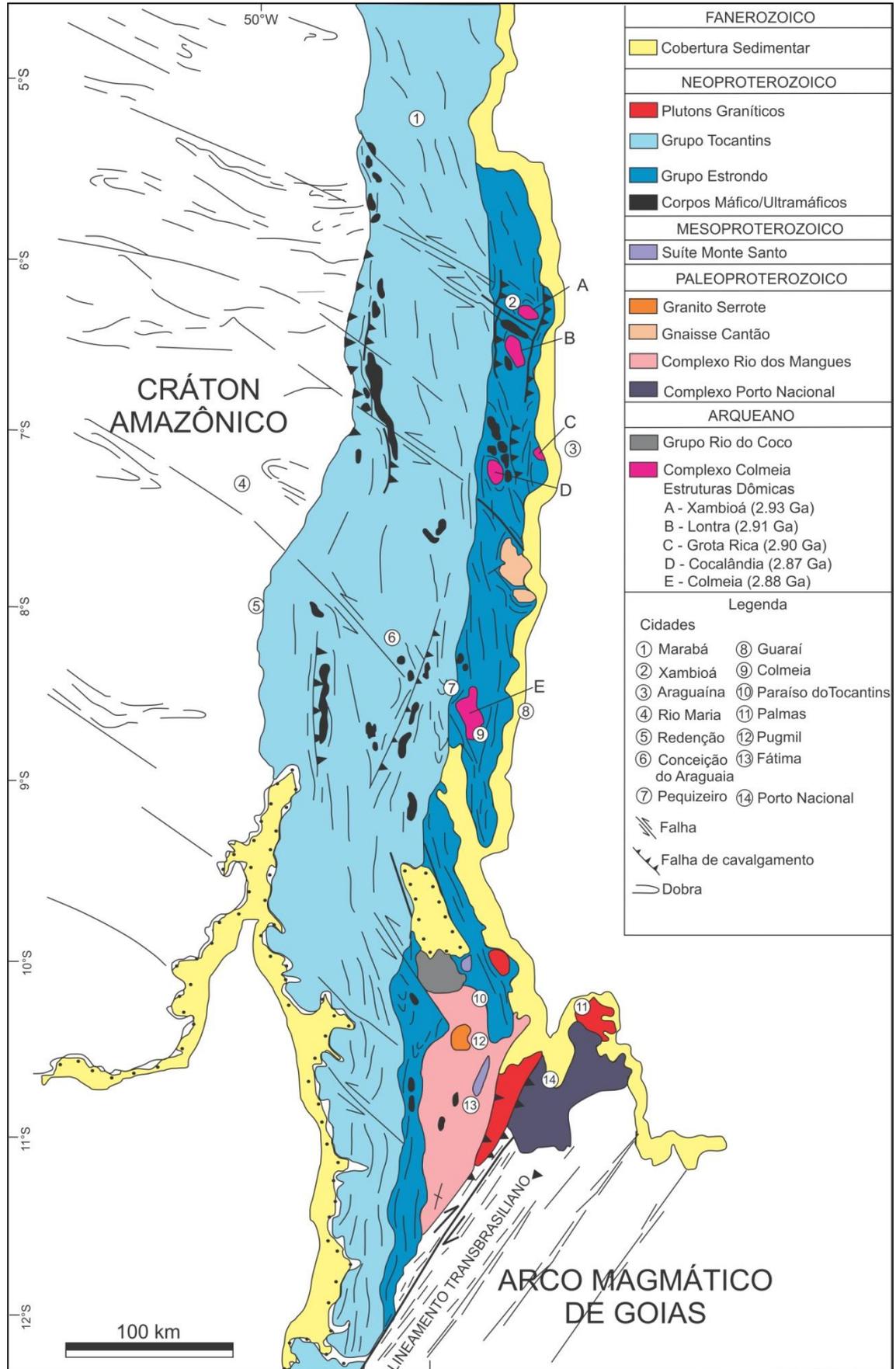


Figura 4.3 – Mapa Geológico do Cinturão Araguaia.

Fonte: Modificado de Alvarenga *et al.* (2000), Arcanjo (2002), Alves (2006).

Este tectonismo resultou em um forte encurtamento crustal, o qual deu origem a cavalgamentos e misturou tectonicamente as rochas. Devido este processo, as rochas do embasamento foram projetadas tectonicamente em direção à superfície e expostas na forma de antiformes com duplo caimento do eixo.

A datação pelo método de evaporação de Pb havia fornecido uma idade de 2858 ± 20 Ma para o ortognaisses trondhjemíticos da estrutura do Lontra (Moura & Gaudette 1999), enquanto que para os gnaisses da estrutura de Xambioá não haviam dados geocronológicos. A datação recentemente realizada pelo método U-Pb por LA-MC-ICPMS dos ortognaisses de Xambioá e Lontra revelou as idades de 2921 ± 43 Ma e 2912 ± 21 Ma, as quais foram interpretadas como as idades de cristalização dos protólitos ígneos (Assis & Moura 2017). Estas idades apesar de distintas se superpõem no limite dos erros analíticos, portanto, os prótolitos dos gnaisses das estruturas de Lontra e Xambioá podem ser contemporâneos. Dias *et al.* (2017) também utilizando o método U-Pb por LA-MC-ICPMS, encontraram uma idade de 2905 ± 5.1 Ma para os ortognaisses tonalíticos da estrutura do Lontra, muito próxima a de Assis & Moura (2017).

A idade de cristalização dos protólitos ígneos dos gnaisses da estrutura de Cocalândia foi primeiramente obtida pelo método U-Pb em zircão por ID-TIMS, e idade definida foi de 2789 ± 27 Ma, ao passo que, uma datação mais recente utilizando a metodologia U-Pb em zircão por LA-MC-ICPMS, revelou uma idade mais antiga, de 2869 ± 11 Ma (Dias *et al.* 2017). Para a estrutura de Grota Rica a idade de cristalização foi obtida pelo método de evaporação de Pb (2867 ± 12 Ma) (Moura & Gaudette 1999).

A datação dos gnaisses graníticos da estrutura de Colmeia, assim como nos gnaisses das estruturas de Lontra e Grota Rica, foi feita primeiramente pelo método de evaporação de Pb, e resultou em uma de idade de 2855 ± 12 Ma, também interpretada como a idade de cristalização dos protólitos ígneos (Moura & Gaudette 1999). Uma nova idade de 2831 ± 7 Ma foi obtida para estes gnaisses graníticos, a partir da metodologia U-Pb em zircão por LA-MC-ICPMS, a qual é mais jovem do que a obtida anteriormente (Dias *et al.* 2017).

4.2.1.2 Grupo Rio do Coco

O Grupo Rio do Coco é a única unidade arqueana da porção meridional do CA. Foi descrita primeiramente por Barreira (1980), o qual denominou esta unidade como Sequencia Vulcanossedimentar Rio do Coco. Posteriormente o nome Grupo Rio do Coco foi atribuído a esta unidade (Costa *et al.* 1983). Consiste de uma sequência metavulcanossedimentar, tipo *greenstone belt*, é composta por intercalações de rochas vulcânicas de natureza komatiítica com sedimentos pelíticos e químicos (Barreira 1980).

Este conjunto de rochas foi dividido em duas unidades: a inferior é formada por sedimentos pelíticos e químicos, os quais se intercalam com xistos magnesianos, enquanto que a unidade superior é composta predominantemente por xistos feldspáticos e rochas máficas (Barreira 1980). A datação pelo método de evaporação de Pb em monocristais de zircão de uma rocha metabásica desta sequência, forneceu uma idade 2618 ± 14 Ma, posicionando esta unidade no Arqueano (Arcanjo 2002).

4.2.1.3 Complexo Porto Nacional

O Complexo Porto Nacional (Costa *et al.* 1983) corresponde a um terreno metamórfico de alto grau, constituído por rochas orto e paraderivadas (Gorayeb 1996). Estas rochas são representadas principalmente por enderbitos, granulitos máficos (piroxênio granulitos, hornblenda granulitos e granada granulitos) e rochas ultramáficas, com mobilizados charnockíticos ocorrendo mais raramente, intercalados a granada gnaisses com sillimanita e/ou cianita e grafita (kinzigitos), acompanhados de granitoides granadíferos (Gorayeb 1996).

As idades obtidas em granulitos máficos e enderbitos pelo método de evaporação de Pb em monocristais de zircão foram de 2125 ± 3 Ma e 2153 ± 1 Ma, respectivamente (Gorayeb *et al.* 2000). As idades modelo obtidas para um kinzigito e um enderbito foram de 2,55 Ga e 2,40 Ga, respectivamente. Os valores de ϵ_{Nd} foram de -1,02 para o kinzigito e +1,37 para o enderbito, e essa variação de valores negativos a positivos indicam que a idade modelo representa um período intermediário entre a derivação mantélica e a idade de recristalização da rocha na crosta (Alves *et al.* 2002).

4.2.1.4 Complexo Rio dos Mangues

A denominação Complexo Rio dos Mangues foi sugerida por Costa *et al.* (1983), e esta unidade é composta principalmente por gnaisses tonalíticos, granodioríticos e calcissilicáticos, associados com quartzitos, micaxistos e anfíbolitos (Costa *et al.* 1983, Arcanjo & Moura 2000, Arcanjo 2002). Os gnaisses tonalíticos apresentam granulação média a grossa, coloração cinza escuro, sendo mesocráticos a melanocráticos, e encontram-se fortemente migmatizados. Por sua vez, os gnaisses granodioríticos são rochas mesocráticas, de cor cinza claro (Arcanjo & Moura 2000, Arcanjo *et al.* 2013). Os gnaisses calcissilicáticos exibem granulação grossa, e localmente granulação fina nas bandas máficas (Arcanjo & Moura 2000).

A datação dos ortognaisses foi realizada pelo método de evaporação de Pb, e forneceu idades variando de 2,05 Ga nos gnaisses tonalíticos a 2,08 Ga nos gnaisses granodioríticos (Arcanjo *et al.* 2013). As idades modelos obtidas para estes gnaisses foram de 2,21-2,25 Ga

(gnaisses tonalíticos) e 2,35 Ga (gnaisses granodiorítico), com os valores de ϵ_{Nd} sendo 0,86 e 2,40 nos gnaisses tonalíticos e -1,04 para os granodioríticos. Estes dados indicam que os protólitos dos gnaisses do CRM possuem derivação tanto crustal quanto mantélica (Arcanjo *et al.* 2013).

4.2.1.5 Suíte Ipueiras

Suíte Ipueiras, de 2080 Ma (Chaves *et al.* 2008), é constituída de sienogranitos e monzogranitos de tipo A, formando os corpos de Areias, Ipueiras, Itália, Monte do Carmo, na região de Porto Nacional-Monte do Carmo-Ipueiras. Estes são intrusivos na Formações Morro do Aquiles e Monte do Carmo.

4.2.1.6 Suíte Carreira Comprida

A Suíte Carreira Comprida é representada por noritos, dioritos, anortositos, quartzodioritos, tonalitos, gabros, gabronoritos e piroxenitos, dos corpos Carreira Comprida, ao sul de Porto Nacional, Rio Crixás e Morro da Mata, a oeste de Brejinho de Nazaré. O corpo anortosítico Carreira Comprida foi datado por Gorayeb & Moura (2001), e a idade obtida foi de 2070 Ma. Esta idade foi considerada como de zircões herdados e determinou-se para o corpo Rio Crixás idade de 530 Ma (Lima *et al.* 2008).

4.2.1.7 Gnaiss Cantão

O Gnaiss Cantão é uma unidade Paleoproterozoica do embasamento do CA, e foi nomeado por Souza *et al.* (1984). Estes autores descreveram um conjunto de rochas gnáissicas que afloram predominantemente no interior das estruturas dômicas de Cantão, Rio jardim e Cunhãs. Os gnaisses foram divididos em dois grupos, um de composição granodiorítica (biotita-hornblenda gnaiss granodiorítico) e outro de composição granítica (biotita gnaiss monzogranítico, muscovita-biotita gnaiss monzogranítico e muscovita-biotita gnaiss sienogranítico) (Souza *et al.* 1984, Souza *et al.* 1985). A datação de um gnaiss monzogranítico pelo método de evaporação de Pb revelou uma idade de 1858 ± 68 Ma, interpretada como sendo a idade mínima de cristalização do protólito ígneo (Moura & Gaudette 1999). Posteriormente, esta idade foi confirmada por uma datação pelo método U-Pb em zircão em LA-MC-ICPMS, que revelou uma idade de 1857 ± 31 Ma (Dias *et al.* 2017).

4.2.1.8 Granito Serrote

O GS corresponde a um batólito alongado na direção NNE-SSW, que se colocou subconcordantemente aos gnaisses do CRM, o maior eixo deste corpo apresenta em torno de 20

km, enquanto que transversalmente mede 11 km (Gorayeb, 1996). Este corpo é de composição granítica, plotando predominantemente no campo dos sienogranitos no diagrama Q-A-P de Streckeisen (1976) (Sousa 1995). Segundo Sousa (1995) são identificadas 3 fácies petrográficas neste corpo: biotita microgranito, sienogranito e sienogranito porfirítico, sendo o último tipo o mais abundante. Estas rochas são de cor rósea a marrom avermelhada, leucocráticas e de granulação grossa variando para granulações mais finas nas bordas (Sousa 1995, Gorayeb 1996).

A datação do GS foi realizada pelo método de evaporação de Pb em monocristais de zircão, obtendo-se a idade de 1851 ± 41 Ma, a qual foi interpretada como sendo a idade mínima de cristalização deste corpo (Sousa 1995). Estas rochas foram afetadas durante o Ciclo Brasileiro, como mostrado na idade 536 ± 37 Ma definida em uma isócrona Rb-Sr em minerais (Sousa 1995). Os valores de ϵ_{Nd} encontrados variam de -5,2 a -6,0, e juntamente com as idades T_{DM} de 2,58 a 2,63 Ga calculadas em estágio duplo, indicam que estes granitos foram gerados a partir do retrabalhamento de crosta arqueana com um longo período de residência crustal (Moura *et al.* 2003).

4.2.1.9 Suítes Monte Santo e Serra da Estrela

A Suíte Monte Santo é formada pelos corpos de Monte Santo e Serra da Estrela, constituídos por gnaisses alcalinos, onde o primeiro encontra-se parcialmente recoberto pelo Grupo Estrondo, e Serra da Estrela intrude o CRM (Arcanjo *et al.* 2013). Os gnaisses sieníticos do corpo de Monte Santo são rochas mesocráticas, de granulação média a grossa, com coloração predominantemente rósea (Arcanjo 2002). No corpo de Serra da Estrela, os gnaisses sieníticos também exibem uma coloração predominantemente rósea, são de granulação média, destacam-se os cristais orientados de feldspato que se intercalam a leitos acinzentados de minerais máficos.

Os corpos alcalinos de Monte Santo e Serra da Estrela apresentam idades de 1051 ± 17 Ma (Arcanjo 2002) e 1006 ± 86 Ma (Arcanjo & Moura 2000), respectivamente, as quais foram obtidas pelo método de evaporação de Pb. Estas rochas representariam o magmatismo alcalino ocorrido durante o rifteamento, provocado por uma tectônica distensiva, que originou a bacia que recebeu os sedimentos posteriormente metamorfizados que compõem o CA (Arcanjo & Moura 2000).

4.2.1.10 Complexos Quatipuru e Serra do Tapa

O Complexo Quatipuru é constituído por serpentinitos, talcoxistos, clorititos, peridotitos, piroxenitos, wehrlitos, gabros, silixitos, cromititos, com metamorfismo incipiente, enquanto que o Complexo Serra do Tapa é formado por serpentinitos, talcoxistos, metabasaltos, xistos

máficos, gabros, silexitos, quartzitos, BIFs, filitos, com metamorfismo de baixo grau). Ambos se formaram em torno de 760 Ma, são pré-tectônicos, ofiolíticos e entremeados no Supergrupo Baixo Araguaia (Hasui 2012).

4.2.2 Cinturão Araguaia - Unidades Metassedimentares

4.2.2.1 Grupo Estrondo

O Grupo Estrondo é subdividido nas formações Morro do Campo e Xambioá, com a primeira sendo a unidade basal do grupo (Abreu, 1978). A Formação Morro do Campo é composta por quartzitos, muscovita quartzitos, metaconglomerados, micaxistos, quartzo-muscovita xistos, além de xistos com granada, estauroлита e cianita (Abreu 1978, Hasui *et al.* 1984, Pinheiro *et al.* 2011). Os diferentes litotipos desta unidade encontram-se intercalados ao longo da sequência (Abreu 1978). As rochas da Formação Morro do Campo definem e realçam a forma das estruturas dômicas, onde o relevo mais alto das bordas destas estruturas é determinado pelos quartzitos (Moura 1992).

A Formação Xambioá é composta por micaxistos, xistos feldspáticos, xistos grafitosos, xistos com granada, estauroлита e cianita, além de metagrauvas, anfibolitos e mármore (Abreu 1978, Hasui *et al.* 1984, Pinheiro *et al.* 2011). A passagem da Formação Morro do Campo para a Formação Xambioá é transicional (Abreu 1978). Na região de Colmeia, Costa (1980) descreveu os xistos da Formação Xambioá como de granulação fina a média com textura lepidoblástica, classificando como estauroлита biotita xisto, muscovita-quartzo xisto e biotita xisto, com os seguintes minerais acessórios: calcita, plagioclásio, apatita, opacos, zircão e turmalina.

4.2.2.2 Grupo Tocantins

O Grupo Tocantins é composto pelas formações Couto Magalhães e Pequizeiro, e ocupa a porção oeste do CA (Abreu, 1978). A Formação Couto Magalhães é constituída por filitos, ardósias, metapelitos, metarcósios, metagrauvas, quartzitos e calcários (Abreu 1978, Hasui *et al.* 1984). As rochas da Formação Pequizeiro são principalmente xistos formados por quartzo, muscovita, biotita e clorita com variadas proporções destes minerais, também ocorrem intercalações de filitos e quartzitos, e localmente observam-se níveis ricos em carbonatos caracterizando calcoxistos (Gorayeb 1991).

4.2.3 Granitoides sin a tardi-tectônicos

Diversos corpos ígneos neoproterozoicos ocorrem ao longo do CA, estão presentes na Suíte Aliança, Suíte Santa Luzia, Granito Matança, Granito aroeiras, Granito Ramal do Lontra. O termo Suíte Aliança foi proposto por Frasca e Lima (2005), para rochas tonalíticas e

granodioríticas neoproterozoicas. Esta unidade é composta pelo Tonalito-Granodiorito Aliança, cujas rochas anteriormente eram atribuídas em função da similaridade dos aspectos composicional e estrutural ao embasamento (CRM), Granito Córrego das Lages e pelo Tonalito Serra do Tapuio. O tonalito-granodiorito Aliança é composto por gnaisse de composição tonalítica a granodiorítica, de granulação fina a média deformados em regime dúctil-rúptil, com mobilizados quartzo-feldspáticos dobrados. Meta-biotita tonalito, meta-biotita granodiorito. A datação de um gnaisse tonalítico dessa unidade utilizando o método U-Pb em zircão definiu uma idade 593 ± 59 Ma (Ribeiro *et al.* 2017).

5 GEOLOGIA E PETROGRAFIA DA ÁREA DE TRABALHO

Neste capítulo são apresentadas as principais características geológicas das três unidades estudadas neste trabalho: Complexo Colmeia, Complexo Rio dos Mangues e Granito Serrote. São abordados os aspectos geológicos de campo, como forma de ocorrências das rochas, descrição dos afloramentos amostrados, descrição macroscópica das rochas coletadas para as análises de U-Pb e Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICPMS deste trabalho.

Além disso, as descrições microscópicas das amostras coletadas também são exibidas, enfatizando as suas principais feições texturais e mineralógicas. Os aspectos de campo apresentados aqui são provenientes tanto do trabalho de campo desta dissertação, quanto de informações compiladas da literatura. A estimativa modal das rochas foi realizada com base em contagem de pontos das lâminas delgadas (Tabela 5.1), e o resultado plotado do Diagrama QAP de Streckeisen (1976) (Figura 5.1).

5.1 COMPLEXO COLMEIA

O CC, de idade mesoarqueana, é a unidade mais antiga do embasamento do CA. Esta unidade é composta predominantemente por ortognaisses de afinidade TTG, os quais estão expostos no interior de estruturas dômicas. Neste trabalho foram estudados os gnaisses de três destas estruturas dômicas (Xambioá, Grota Rica e Colmeia), onde em cada estrutura foi coletada uma amostra de gnaiss (Figura 5.2).

5.1.1 Muscovita Gnaiss Trondhjémítico (Estrutura de Xambioá) (XB-01)

A estrutura dômica de Xambioá (Figura 5.3) (Santos 1983, Santos *et al.* 1984) localiza-se no Município de Xambioá, no norte do Estado Tocantins, próximo a fronteira com o Estado do Pará. A estrutura dômica de Xambioá possui a forma de uma elipse, com aproximadamente 14 km na direção E-W e por volta de 7 km no eixo menor, de direção N-S (Santos 1983). Os gnaisses trondhjémíticos são os litotipos dominantes no interior da estrutura de Xambioá, e encontram-se localmente migmatizados. Frequentemente, também ocorrem gnaisses graníticos, em contrapartida, anfíbolitos e serpentinitos são de ocorrência mais restrita (Souza & Moreton 2001). Os quartzitos da Formação Morro do Campo compõem o relevo em torno das bordas da estrutura, enquanto que os micaxistos da Formação Xambioá ocorrem na parte arrasada ao redor da estrutura (Santos *et al.* 1984).

Na estrutura dômica de Xambioá os gnaisses são de cor cinza claro e apresentam um bandamento pouco desenvolvido, concordante com a foliação dos xistos do Grupo Estrondo de direção NWW (Santos 1983). Nas porções migmatizadas observam-se estruturas ptigmáticas,

estromatíticas e nebulíticas (Santos *et al.* 1984). O neossoma formado nos migmatitos possui uma composição mais feldspática e menos micácea que os gnaisses (Santos 1983).

Tabela 5.1– Estimativa modal das amostras utilizadas neste trabalho.

Amostras	Minerais											Total %	N° pontos	A+P	M'
	Plg	Mc	Qz	Bt	Ms	Hb	Ep	Op	Tt	Zr	Ap				
XB-01	56,4	5,4	26,4	2,6	7,1	-	-	-	-	0,1	-	100	800		2,7
GR-01	63,0	5,1	29,5	1,4	-	-	-	-	-	0,1	-	100	700		1,5
CM-01	38,7	32,7	19,0	9,3	-	-	-	0,1	-	0,1	-	100	700		9,5
CA-17-01	41,4	-	24,1	21,4	-	5,6	7,4	-	0,1	0,1	-	100	900		34,6
CA-17-03	54,3	-	17,1	27,6	-	-	-	1,0	-	0,1	-	100	800		28,7
CA-17-04	22,6	47,8	22,5	5,3	-	-	-	0,1	0,4	0,1	-	100	1200		5,9
CA-17-05	23,3	52,6	22,2	0,8	-	-	-	0,5	0,5	0,1	-	100	1500		1,9

Plg: Plagioclásio, Mc: Microclínio, Qz: Quartzo, Bt: Biotita, Ms: Muscovita, Hb: Hornblenda Ep: Epídoto, Op: Opacos, Tt: Titanita, Zr: Zircão, Ap: Apatita.

XB-01 (Estrutura de Xambioá), GR-01 (Estrutura de Grota Rica), CM-01 (Estrutura de Colmeia), CA-17-01 (CRM), CA-17-02 (CRM), CA-17-03 (CRM) e CA-17-05 (GS).

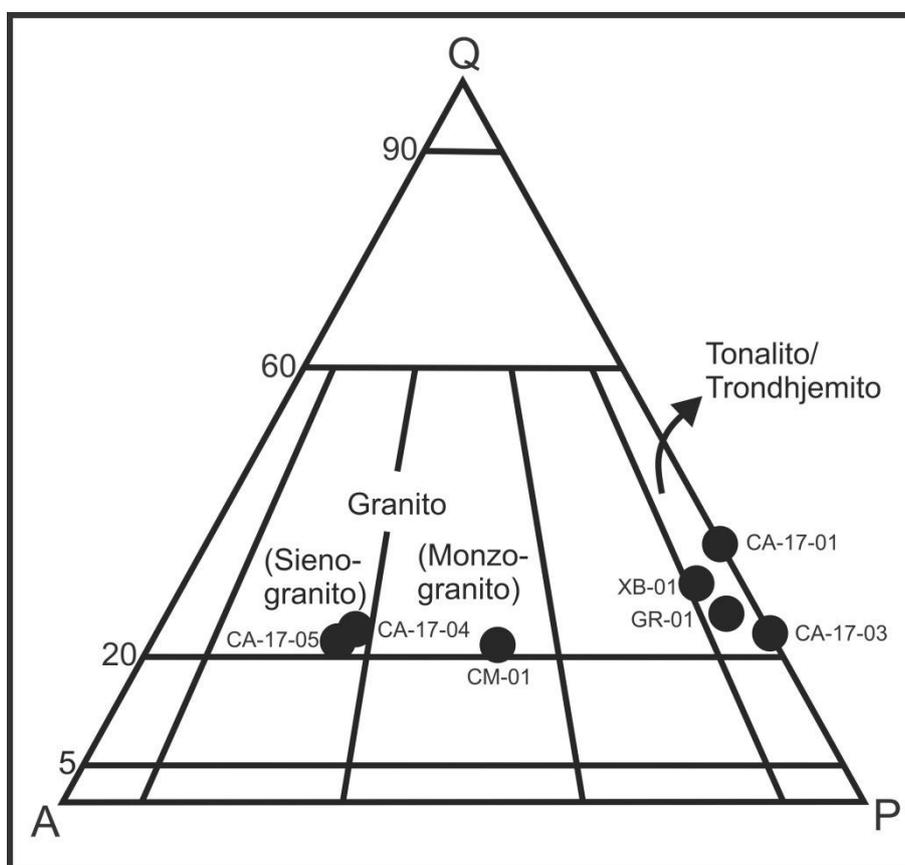


Figura 5.1– Diagrama QAP de Streckeisen (1976) com as amostras utilizadas neste trabalho plotadas. Fonte: Elaborado pelo autor.

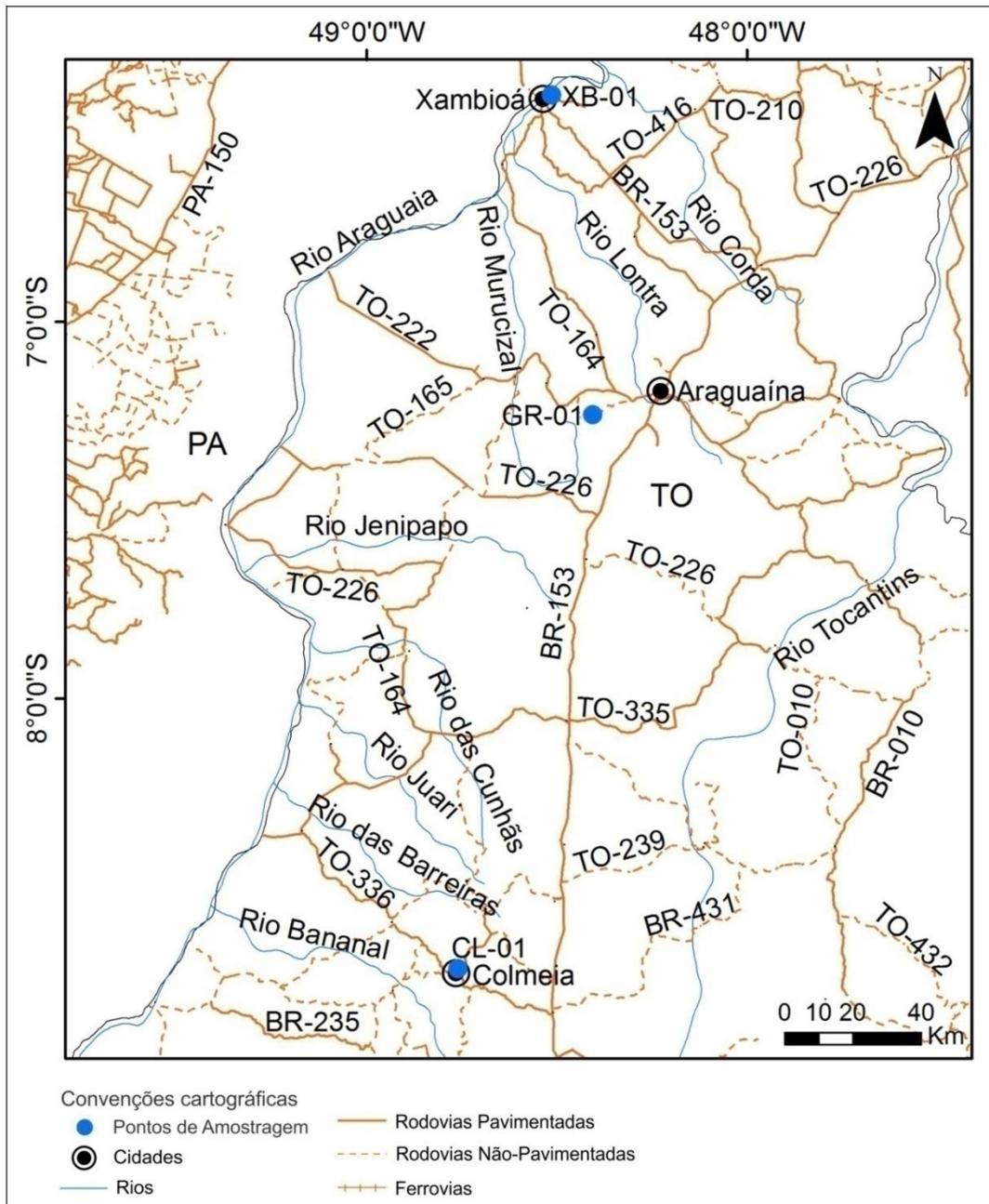


Figura 5.2– Mapa de localização e amostragem dos gnaisses das estruturas dômicas de Xambioá, Grota Rica e Colmeia, nos municípios de Xambioá, Araguaína e Colmeia, respectivamente.

Fonte: Elaborado pelo autor

A amostra utilizada neste trabalho para as análises U-Pb e Lu-Hf em zircão, foi coletada em um afloramento do tipo lajedo, próximo ao Sítio São José, em uma vicinal em direção ao assentamento Assaízal, na saída da BR-153. Esta rocha foi classificada como um muscovita gnaisse trondhjemítico, e apresenta coloração cinza-esbranquiçado, é inequigranular, de granulação fina e pontualmente média, com uma foliação bem definida.

Microscopicamente, a rocha apresenta uma foliação bem desenvolvida (Figura 5.4A), e uma textura heteroblástica orientada, com os cristais inequigranulares de microclínio, plagioclásio e quartzo apresentando forte orientação (Figura 5.4B). Localmente, ocorrem as texturas lepidoblástica, granoblástica poligonal ou interlobada. A primeira se forma onde os cristais de muscovita e biotita formam faixas delgadas entre os minerais félsicos, enquanto que a textura granoblástica poligonal é definida pelo contato de cristais de quartzo e plagioclásio em ponto tríplice. Os contatos entre os cristais são heterogêneos, sendo principalmente côncavo-convexos, sinuosos ou interlobados, e nas porções da rocha onde os cristais são mais equigranulares, em função dos contatos citados acima, desenvolve-se uma textura granoblástica interlobada (Figura 5.4C).

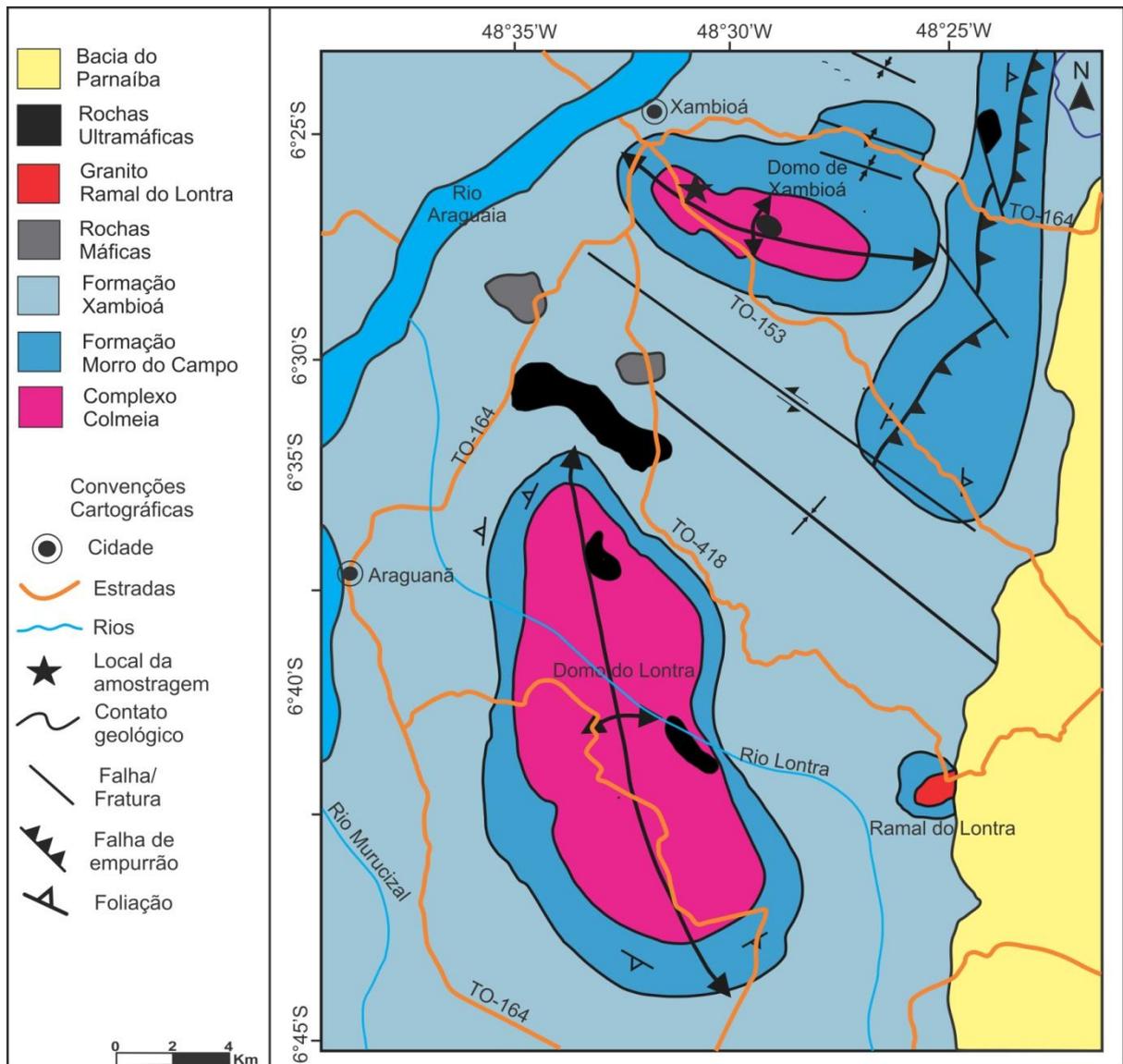


Figura 5.3– Mapa geológico das estruturas das estruturas dômicas de Xambioá e Lontra.

Fonte: Adaptado de Moura (1992).

Os minerais essenciais são: plagioclásio, microclínio, quartzo e muscovita. A biotita ocorre como mineral acessório, juntamente com apatita e zircão, e os minerais secundários são sericita e clorita.

Os cristais de plagioclásio são anédricos e alongados, por vezes, são tabulares ou exibem formas irregulares. Estes cristais apresentam dimensões que variam de 0,2 a 2,5 mm. A geminação dos cristais de plagioclásio ocorre apenas pontualmente, nesses casos, sendo principalmente polissintética segundo a lei albita, com algumas dessas maclas possuindo formas irregulares. Localmente a geminação ocorre segundo a lei albita-carlsbad. É comum observar um forte zoneamento em alguns dos cristais (Figura 5.4D) e as alterações para sericita são fracas a moderadas.

O microclínio ocorre principalmente como cristais anédricos ou subédricos, de hábito tabular, ou ainda, com formas granulares ou irregulares, contudo, também são comuns cristais fortemente alongados. A típica geminação segundo a lei albita-periclina (“maclamento xadrez”) aparece apenas localmente bem desenvolvida, por vezes de forma difusa. Pertitas ocorrem em alguns dos cristais de microclínio.

Os cristais de quartzo, de modo geral, são anédricos e de hábito granular, porém, também podem exibir formas irregulares. Estes cristais possuem tamanho variando entre 0,1 e 2 mm. Os cristais maiores tendem a ser mais alongados e exibem uma orientação preferencial. Entre os cristais mais alongados é comum se observar recristalizações internas (Figura 5.4B), ou ainda, uma moderada a forte extinção ondulante.

Os cristais de muscovita formam longas e delgadas faixas ao longo da rocha, as quais se encontram fortemente orientadas. Algumas destas faixas alcançam até 8-10 mm de espessura. Cristais menores de muscovita de hábito lamelar e ripiforme ocorrem dispersos ou formando pequenos agregados. Alguns cristais de muscovita preenchem fraturas em cristais de plagioclásio e quartzo.

A biotita se apresenta na forma de cristais lamelares, alguns cristais são muitos finos e alongados, e ocorrem principalmente na faixa de tamanho entre 0,1 e 1 mm, com alguns cristais alcançando até 2-3 mm. O pleocroísmo da biotita varia de amarelo-pálido (X) a marrom escuro (Y, Z). Os cristais de biotita alteram parcialmente ou ainda totalmente para clorita, é comum que as alterações ocorram paralelamente ao maior eixo. Os cristais de zircão são prismáticos, com bordas arredondadas e ocorrem inclusos nos cristais de plagioclásio.

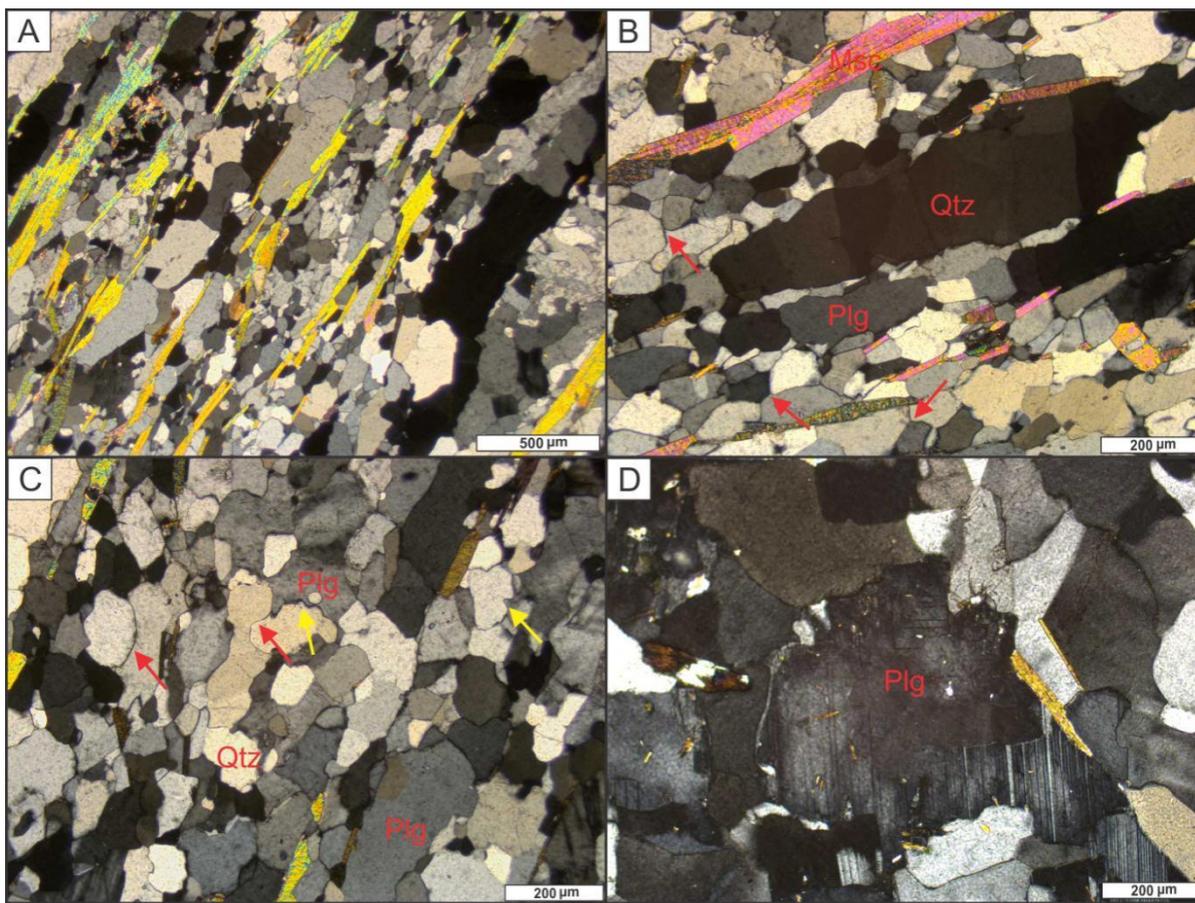


Figura 5.4 – Aspectos microscópicos do Muscovita gnaiss trondhjemítico da estrutura dômica de Xambioá. Todas as imagens com nicóis cruzados. A) Foliação bem desenvolvida na rocha, com forte orientação de cristais de muscovita e cristais alongados de quartzo e plagioclásio. B) Textura heteroblástica da rocha, onde os cristais são inequigranulares e detalhe também para a recristalização interna em um cristal alongado de quartzo no centro da imagem. As setas em vermelhos indicam os contatos em ponto tríplices entre cristais de quartzo e plagioclásio. C) Porção da rocha exibindo textura granoblástica interlobada, indicada pelas setas em amarelo, enquanto que as setas em vermelho indicam contatos do tipo côncavo convexo. D) Cristal de plagioclásio no centro da imagem exibindo um forte zoneamento.

Fonte: Elaborado pelo autor.

5.1.2 Biotita Gnaiss Tonalítico (Estrutura de Grota Rica) (GR-01)

A estrutura dômica de Grota Rica localiza-se no Município de Araguaína no Estado do Tocantins (Sá *et al.* 1979, Teixeira 1984) (Figura 5.5). A estrutura de Grota Rica tem uma área de exposição muito pequena, apenas o seu flanco noroeste encontra-se exposto, o que dificulta definir bem a sua forma e natureza (Teixeira 1984). Os gnaisses trondhjemíticos que ocorrem nesta estrutura foram descritos por Teixeira (1984), e indicados como o litotipo dominante, com gnaisses graníticos e anfibolitos ocorrendo subordinadamente.

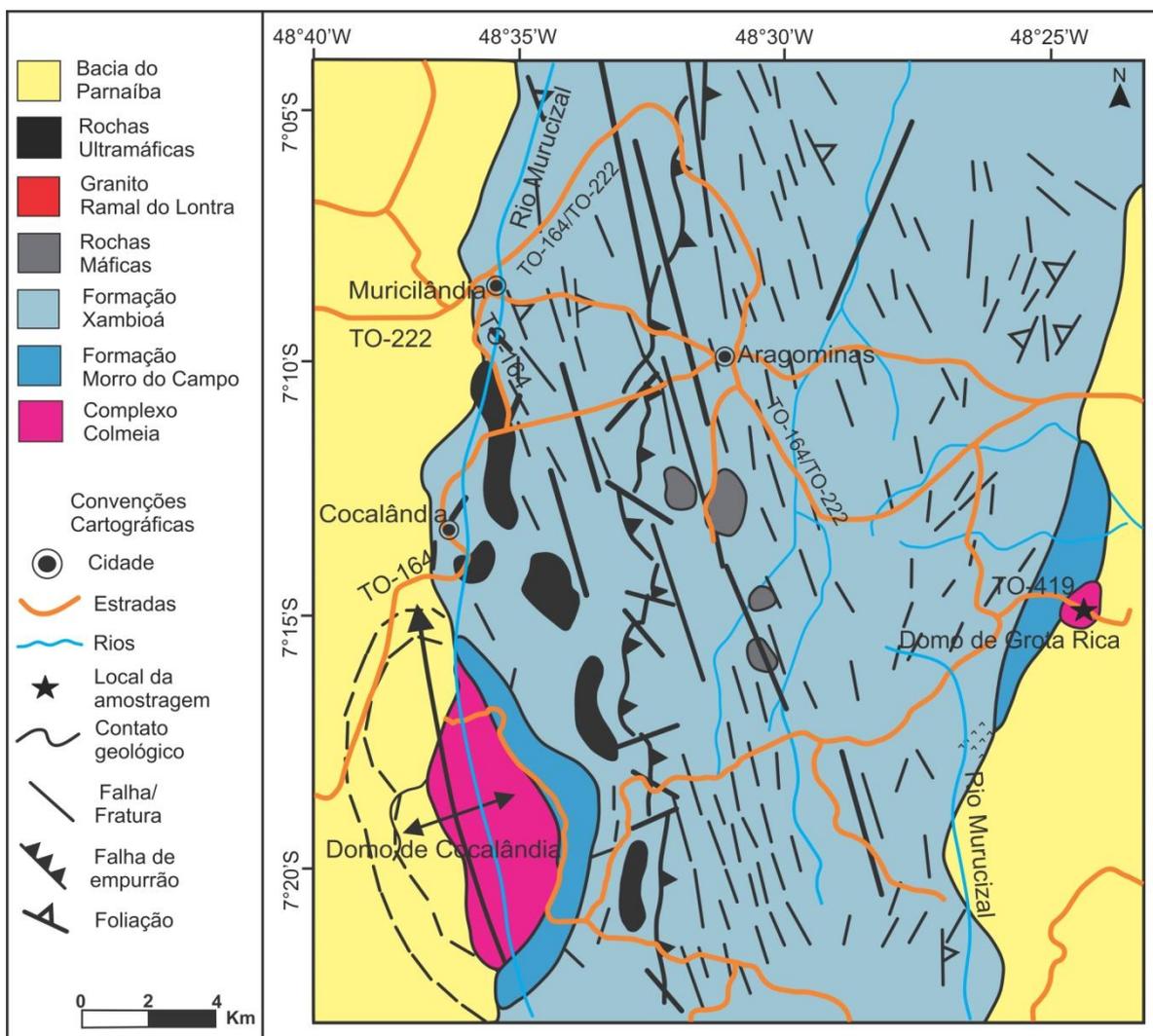


Figura 5.5– Mapa geológico das estruturas dômicas de Cocalândia e Grota Rica.
Fonte: Adaptado de Moura (1992).

Gnaisses tonalíticos foram identificados por Moura (1992) na estrutura de Grota Rica. São rochas de granulação fina a média, de coloração variando de cinza a cinza claro, o bandamento possui direção NNE a NNW, sendo caracterizado pela alternância de bandas félsicas (quartzo, plagioclásio e microclínio subordinado) e máficas (predominantemente biotita) (Moura 1992). Ainda segundo este autor, os gnaisses tonalíticos são aparentemente mais abundantes que os trondjemíticos, uma vez que quase sempre a proporção modal dos minerais máficos é superior a 10%.

Para realizar as análises U-Pb e Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICPMS neste trabalho, utilizou-se a amostra de um Biotita gnaiss tonalítico, coletado por Moura (1992). A amostra foi coletada ao longo da rodovia TO-419, a aproximadamente 20 km da cidade de Araguaína. Este gnaiss possui cor cinza claro, granulação fina e a sua foliação é marcada pela orientação dos cristais de biotita.

Os minerais essenciais da rocha são: plagioclásio, microclínio, quartzo e biotita, enquanto que os minerais acessórios são representados por muscovita e zircão. Sericita e clorita são minerais secundários. Microscopicamente, a rocha apresenta uma foliação marcada principalmente pela orientação das biotitas (Figura 5.6A), entretanto o bandamento da rocha é pouco desenvolvido e ocorre a partir de formação de faixas de biotita entre os cristais de quartzo e plagioclásio (Figura 5.6B). A textura é predominantemente granoblástica, a qual é definida pela predominância de cristais de quartzo e plagioclásio anédricos e sem orientação (Figura 5.6C).

A textura lepidoblástica ocorre de forma subordinada, sendo marcada pela forte orientação dos cristais de biotita. A formação da textura granoblástica poligonal é muito comum nas porções da rocha, onde os contatos entre plagioclásio e quartzo são em ponto tríplices. Localmente, também se desenvolve a textura heteroblástica, onde os cristais principalmente de plagioclásio e quartzo são inequigranulares (Figura 5.6D). Os contatos entre os cristais da rocha são em sua maioria irregulares ou levemente irregulares, localmente são retilíneos (especialmente a biotita), côncavo-convexos ou em ponto tríplices.

Os cristais de plagioclásio são anédricos e de hábito tabular, porém diversos cristais possuem forma alongada. Os cristais são menores que 0,1 m e alcançam até 0,5 mm. A típica geminação do plagioclásio está ausente nesta rocha. Alguns cristais exibem um moderado a forte zoneamento e alterações fracas a moderadas para sericita.

Cristais de microclínio são pouco frequentes, são cristais anédricos e aproximadamente tabulares ou levemente alongado. Estes cristais preservam incipientemente a geminação segundo a lei albita-periclina (“maclamento xadrez”).

O quartzo ocorre na forma de cristais anédricos e granulares, com alguns destes exibindo formas alongadas, enquanto que o tamanho varia de 0,1 a 0,5 mm. São frequentes as ocorrências de recristalizações internas e de extinção ondulante nos cristais de quartzo.

A biotita possui forma subédrica e hábito lamelar, e o tamanho varia entre 0,1 e 1 mm, com tamanho médio de 0,2-0,4 mm. O pleocroísmo da biotita varia de amarelo-pálido (X) a marrom escuro (Y,Z). Localmente observam-se alterações fortes ou moderadas de biotita para muscovita ou clorita.

Lamelas de muscovita, com tamanho entre 0,1 e 0,3 mm ocorrem ao longo da rocha, assim como, cristais granulares ou levemente prismáticos de epídoto (<0,1mm-0,2mm).

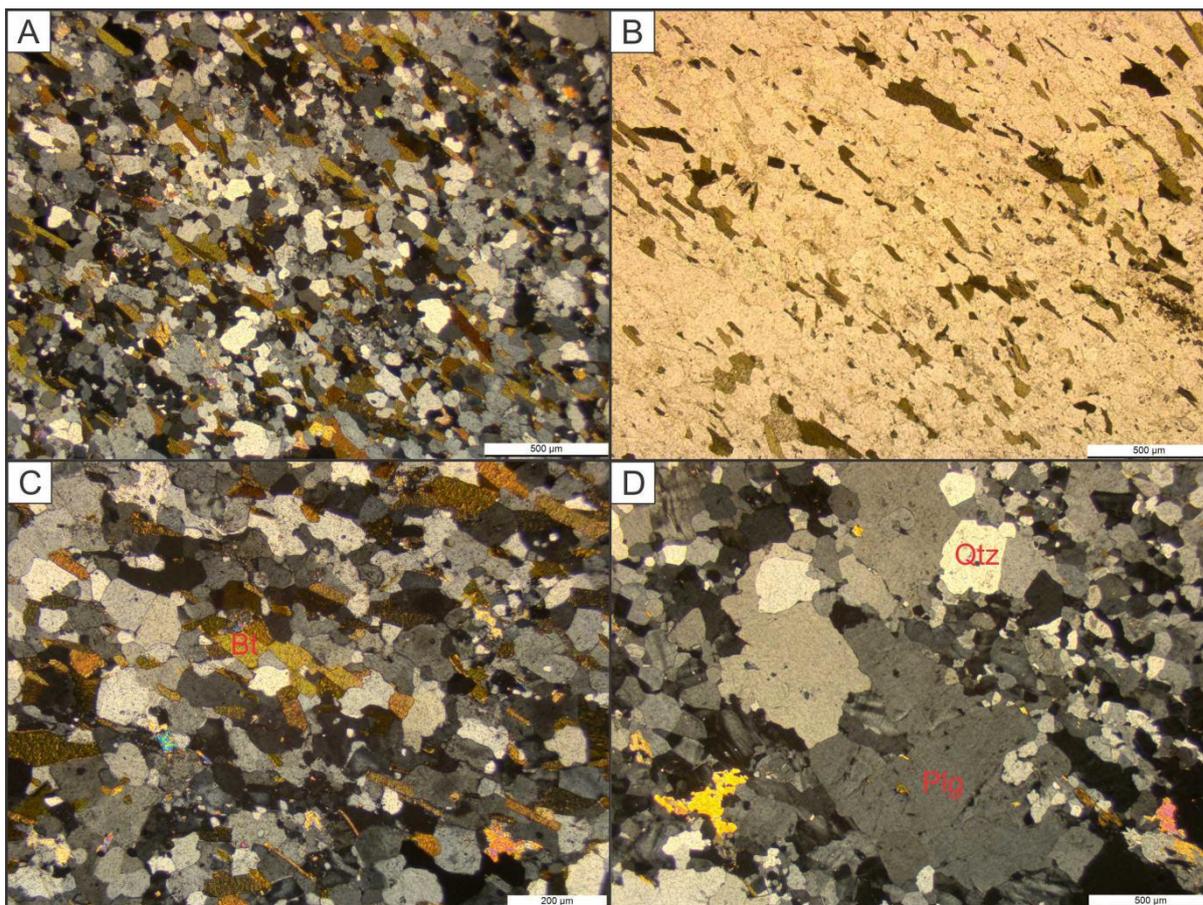


Figura 5.6 – Feições microscópicas do Biotita gnaiss tonalítico da estrutura de Grotta Rica. A) Textura granolepidoblástica, com cristais de biotita orientados e cristais de quartzo e plagioclásio anédricos e não orientados. B) Foliação bem desenvolvida na rocha, com um certo bandamento se desenvolvendo. C) Maior detalhe da textura granolepidoblástica. D) Textura heteroblástica que se forma localmente na rocha com cristais maiores de quartzo e plagioclásio.

Fonte: Elaborado pelo autor.

5.1.3 Biotita Gnaiss Granítico (Estrutura de Colmeia) (CM-01)

A estrutura dômica de Colmeia fica localizada no Município de Colmeia, na região central do Estado do Tocantins (Figura 5.7). Esta estrutura dômica é constituída principalmente por gnaisses migmatizados, além de biotita xistos feldspatizados, quartzitos micáceos e anfibolitos (Costa 1980). A estrutura de Colmeia exibe o eixo principal de aproximadamente 40 km, orientado na direção N-S, enquanto que o eixo menor possui 20 km de comprimento (Moura 1992).

Biotita gnaisses trondhjemíticos foram descritos por Costa (1980), são rochas de granulação grossa e cor cinza esbranquiçado. Também foram observados gnaisses graníticos de coloração rósea a cinza e granulação média a grossa. Matta & Souza (1991) dividiram os gnaisses de composição granítica, granodiorítica e trondhjemítica em 4 grupos: muscovita-biotita gnaiss granodiorítico, muscovita-biotita gnaiss trondhjemítico, muscovita-biotita gnaiss granítico e hornblenda-biotita gnaiss granodiorítico. Nas porções migmatizadas dos gnaisses a

principal estrutura observada é a estromatítica. As foliações presentes nas rochas gnáissicas são de direção E-W, também foram identificadas duas gerações de dobras, ambas com eixos orientados na direção E-W (Costa 1980).

A amostra utilizada para as análises isotópicas de U-Pb e Lu-Hf em zircão deste trabalho, foi coletada por Moura (1992). A amostragem foi realizada próximo a TO-336. A rocha é composta essencialmente por microclínio, plagioclásio, quartzo e biotita, enquanto que muscovita, zircão e apatita são minerais acessórios. Os minerais secundários que estão presentes são: sericita, muscovita, clorita e carbonato.

A rocha apresenta textura predominantemente heteroblástica, com os cristais dos minerais essenciais variando entre 0,5 e 3 mm (Figura 5.8A). Localmente se observam as texturas porfiroclástica (Figura 5.8B) e granoblástica poligonal. A textura granoblástica poligonal ocorre nas porções onde os agregados de cristais quartzo formam contatos em ponto tríplices entre si (Figura 5.8C). Os porfiroclastos são de plagioclásio e microclínio. Intercrescimentos mimerquíticos também são muito frequentes.

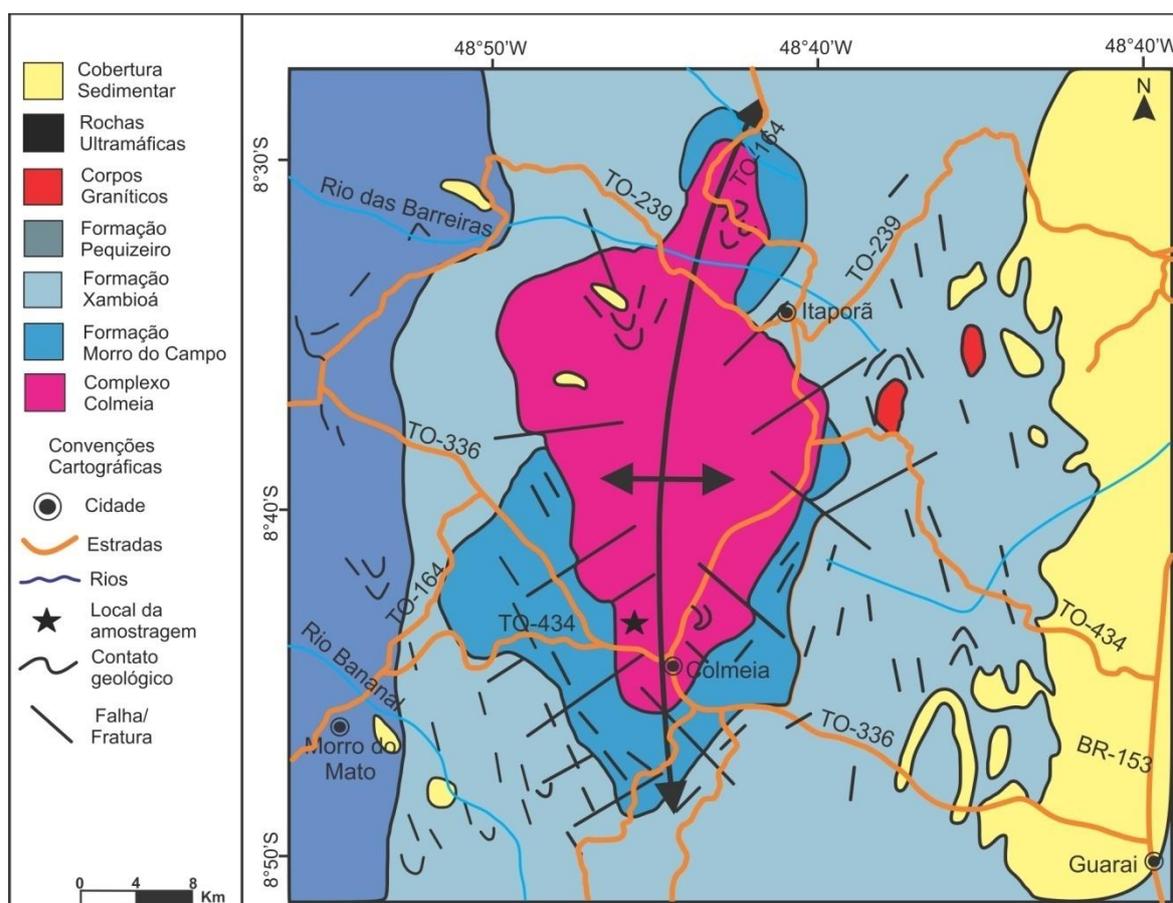


Figura 5.7 – Mapa geológico da estrutura dômica de Colmeia.
Fonte: Adaptado de Moura (1992).

Os contatos entre os cristais são principalmente dos tipos, côncavo-convexo, sinuoso ou suturado, os contatos em pontos tríplexes são comuns, e próximos a estes também ocorrem alguns contatos retilíneos. Em algumas porções da rocha são frequentes a presença de recristalizações de plagioclásio, microclínio e quartzo em diversos cristais menores (<0,1 mm).

Os porfiroclastos de microclínio apresentam tamanho entre 1,5 e 3 mm, são cristais anédricos e possuem hábito principalmente granular ou tabular, ou ainda, são levemente alongados, e estes cristais exibem a geminação albita-periclina (“maclamento xadrez”). É possível observar em alguns cristais a presença de um forte zoneamento, e em outros, alterações moderadas ou fortes para sericita ou muscovita.

Os cristais de plagioclásio possuem dimensões que variam entre 0,5 e 2 mm. Os cristais são anédricos e de hábito tabular. Localmente, os cristais de plagioclásio preservam a geminação polissintética do tipo albita, e alguns cristais exibem um leve a moderado zoneamento. As alterações existentes nestes cristais são principalmente para sericita e ocorrem de forma moderada, pontualmente os cristais também alteram para carbonatos.

Os cristais de quartzo são anédricos e granulares, por vezes encontram-se levemente alongados. Com relação ao tamanho variam entre 0,1 e 0,4 mm. Localmente os cristais de quartzo formam agregados e os contatos entre estes cristais são em pontos tríplexes.

Os cristais de biotita apresentam tamanhos que variam entre 0,1 e 1 mm, com tamanho médio entre 0,3 e 0,5 mm. Estes cristais tendem a formar agregados, e localmente ocorrem rodeando os cristais maiores de plagioclásio e microclínio (Figura 5.8D). De modo geral, os cristais de biotita se encontram apenas localmente orientados. O pleocroísmo das biotitas varia de amarelo-pálido (X) a marrom escuro (Y,Z). Pontualmente alguns cristais de biotita alteram fortemente para clorita.

Alguns cristais acessórios de muscovita ocorrem principalmente associados a plagioclásio e microclínio, variam entre 0,5 e 0,8 mm. Cristais de zircão e apatita são encontrados inclusos nos cristais de plagioclásio.

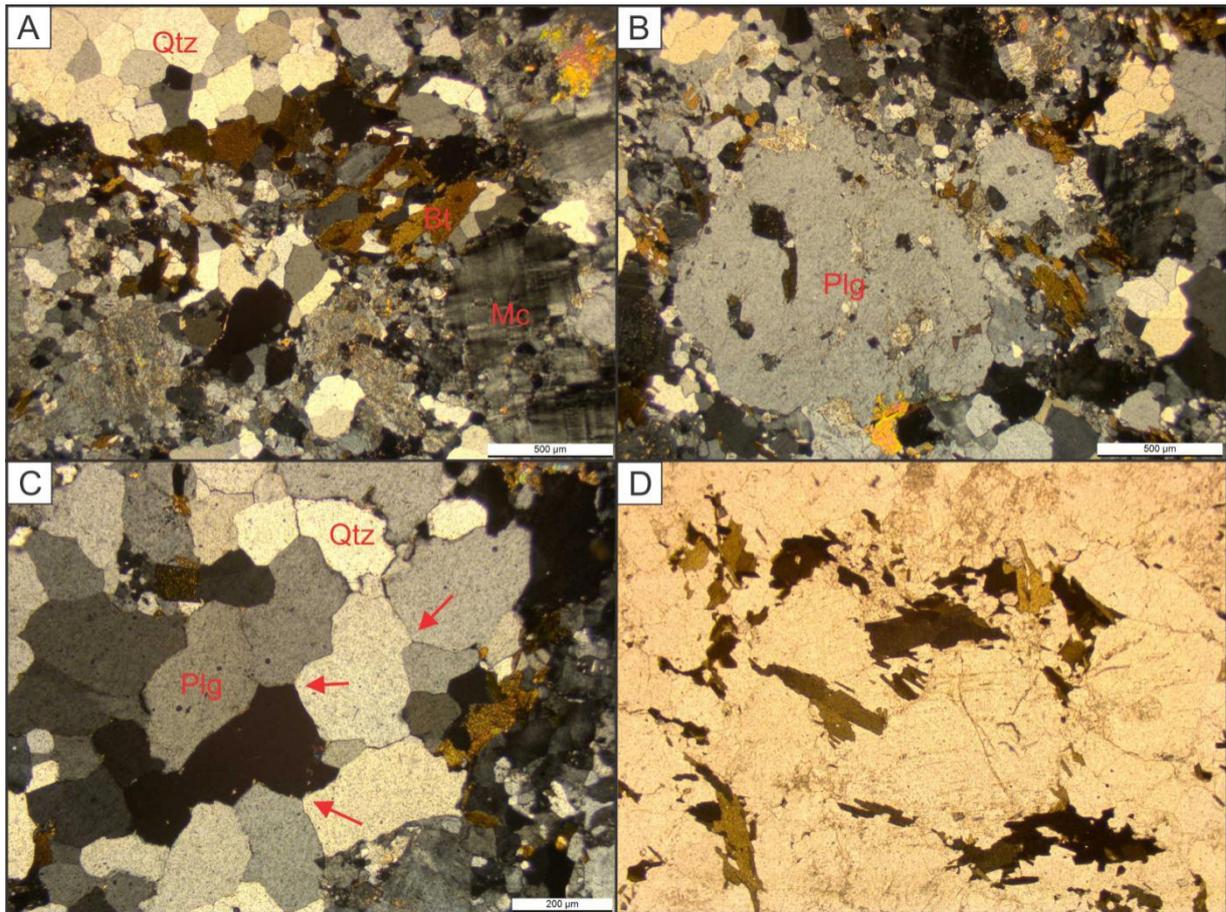


Figura 5.8 – Características microscópicas do Biotita gnaisse granítico da estrutura de Colmeia. A) Textura heteroblástica da rocha com grande variação no tamanho dos cristais. B) A textura porfiroclástica que se desenvolve localmente na rocha, com destaque para o pórfiro de plagioclásio em meio aos demais cristais. C) Cristais de quartzo e plagioclásio formando uma textura granoblástica poligonal com contatos irregulares. D) Destaque para os cristais de biotita que se ajustam ao redor de cristais de plagioclásio.

Fonte: Elaborado pelo autor

5.2 COMPLEXO RIO DOS MANGUES

O CRM é uma unidade paleoproterozoica composta principalmente por gnaisses tonalíticos, granodioríticos e calcissilicáticos, associados com quartzitos, micaxistos e anfibolitos (Arcanjo & Moura 2000, Arcanjo 2002). Esta unidade ocorre na porção sul do embasamento do Cinturão Araguaia e possui a forma de uma faixa disposta na direção aproximadamente NE-SW (Figura 5.9).

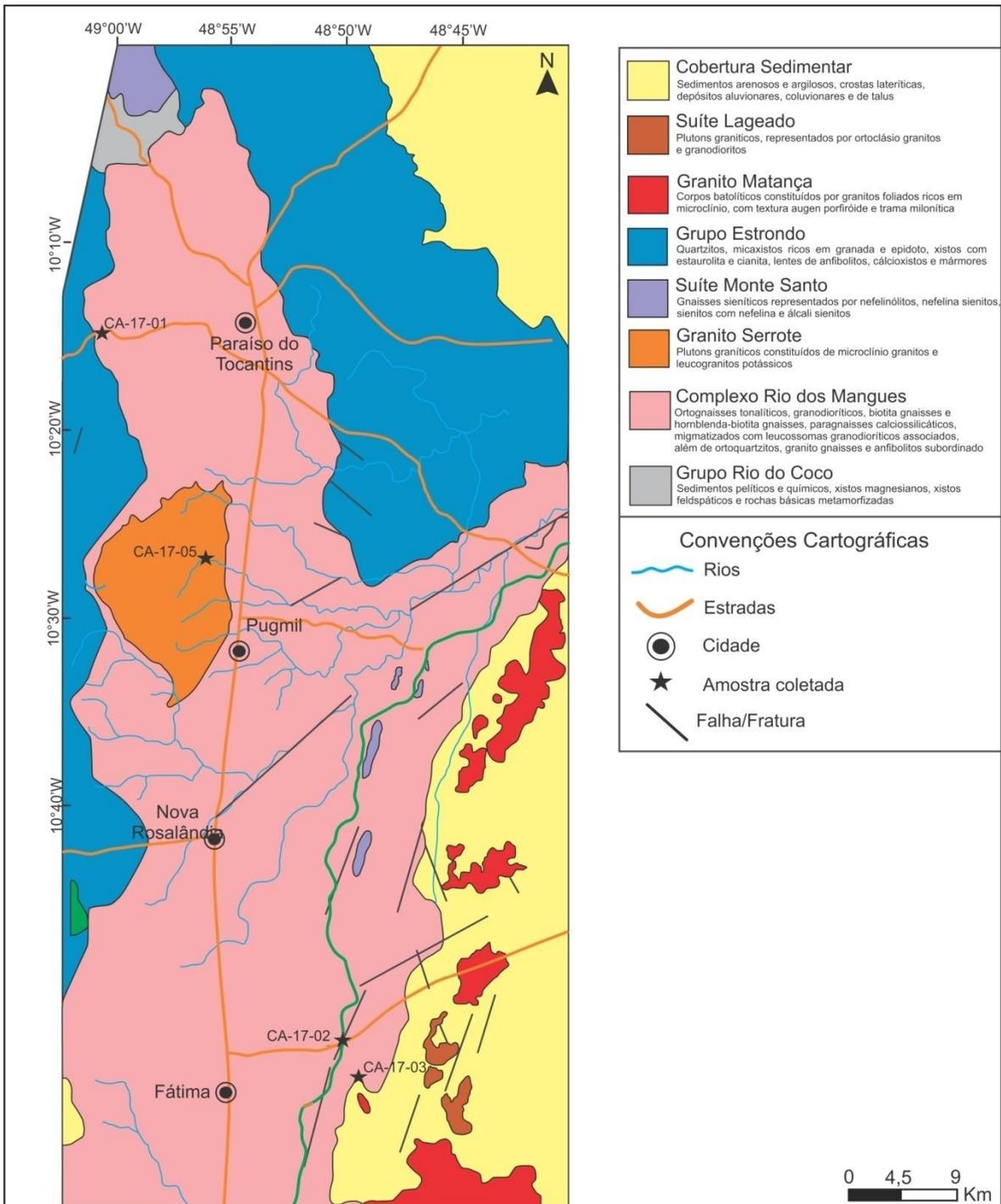


Figura 5.9 – Mapa geológico da região de Paraíso do Tocantins-Fátima.
Fonte: Modificado de Arcanjo (2000), Arcanjo *et al.* (2013).

Gnaisses tonalíticos e granodioríticos, descritos por Arcanjo (2002), são os litotipos dominantes nesta unidade. Os primeiros são rochas mesocráticas a melanocráticas, de cor cinza escuro e granulação média a grossa que se encontram migmatizadas e contêm veios pegmatóides concordantes com a foliação milonítica de orientação geral NW-SE a NE-SW. Os gnaisses granodioríticos foram descritos como rochas mesocráticas, com coloração cinza claro, localmente apresentam-se migmatizadas, a orientação geral do bandamento é N-S.

Para a realização das análises U-Pb e Lu-Hf em zircão foram coletadas 3 amostras de gnaisses do CRM (CA-17-01, CA-17-02, CA-17-03) (Figura 5.10). Um dos gnaisses foi coletado na porção norte da unidade, no Município de Paraíso do Tocantins, enquanto que os outros dois foram coletados na região sul do CRM, no Município de Fátima (Figura 5.9).

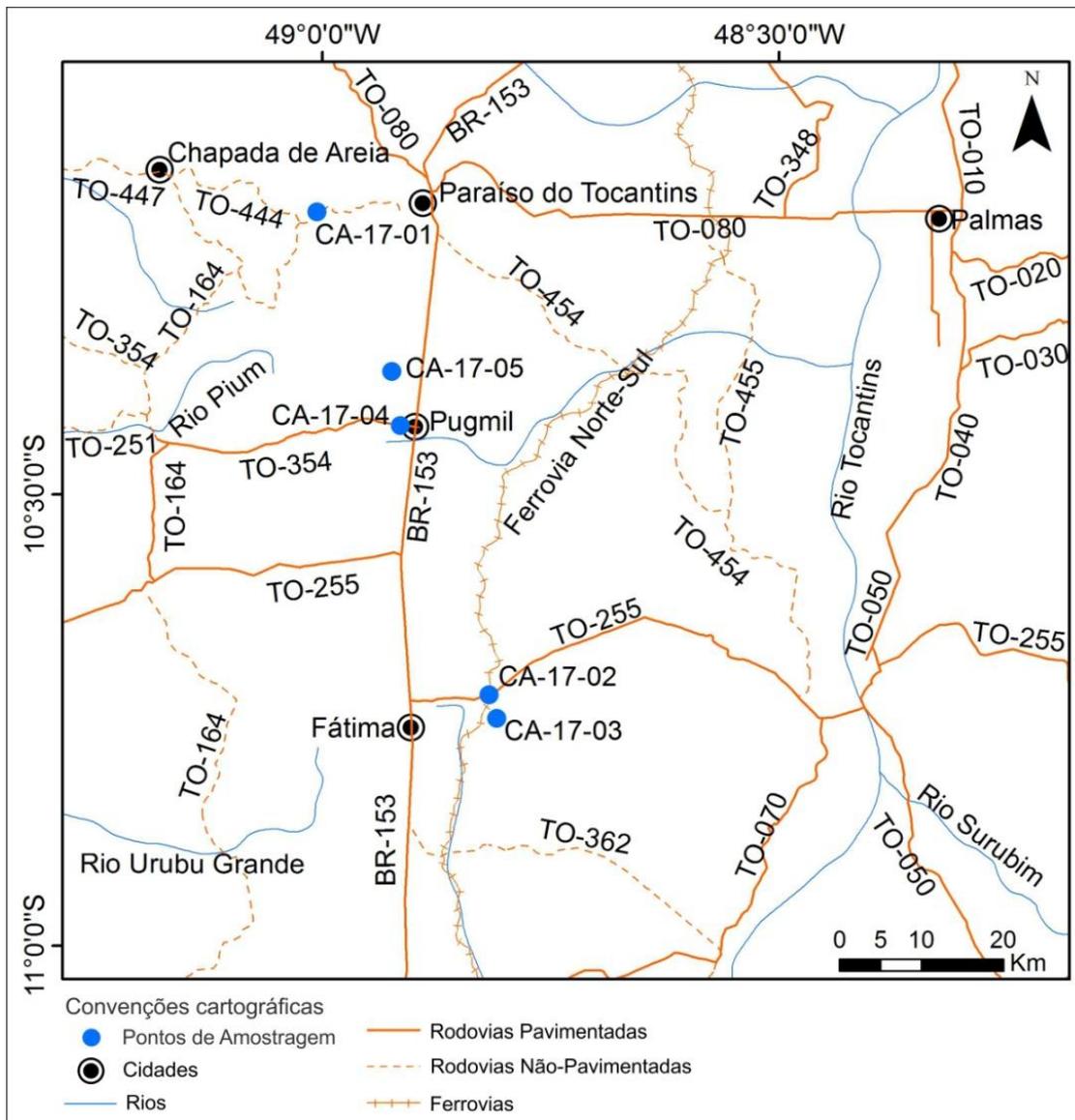


Figura 5.10– Mapa de localização e amostragem do Complexo Rio dos Mangues (amostras CA-17-01, 02 e 03) e Granito Serrote (CA-17-04, 05) nos municípios de Paraíso do Tocantins, Pugmil e Fátima.
Fonte: Elaborado pelo autor

5.2.1 Hornblenda-epídoto-biotita gnaiss tonalítico (CA-17-01)

O afloramento onde foi coletada a amostra deste gnaiss fica localizado do lado esquerdo da Rodovia TO-447 no sentido Paraíso do Tocantins-Chapada de Areia, a aproximadamente 12 km de Paraíso do Tocantins, e pode ser encontrado logo após uma pequena ponte que próxima a Rodovia TO-447. O afloramento é do tipo lajedo, com cerca de 2,0 m x 1,5m (Figura 5.11A). A rocha apresenta coloração cinza escuro, é fanerítica, de granulação média e anisotrópica (Figura 5.11B). Os planos de foliação são bem desenvolvidos, de fina espessura e encontram-se ondulados. Veios graníticos cortam a rochas e são milimétricos (1-2 mm) a centimétricos (até 2cm). Estes veios são em sua maioria concordantes a foliação do gnaiss, porém também o cortam discordantemente, de forma perpendicular ou oblíqua.

A mineralogia essencial da rocha é composta por plagioclásio, microclínio, quartzo e biotita. Os minerais varietais são hornblenda e epídoto, e os minerais acessórios são titanita e zircão. A sericita é mineral secundário. A rocha apresenta textura granolepidoblástica, isto ocorre devido ao bandamento formado na rocha, com separação em bandas félsicas, onde predominam os minerais félsicos e conseqüentemente uma textura granoblástica, e bandas máficas, com domínio de cristais orientados de biotita, definindo a textura lepidoblástica (Figura 5.11C).

Localmente, a textura passa a ser heteroblástica, com cristais de quartzo e plagioclásio variando entre 1 e 15 mm (Figura 5.11D). A textura nematoblástica também se forma em alguns pontos, em função da orientação de cristais prismáticos de hornblenda (Figura 5.11E). Cristais de quartzo e plagioclásio em diversos pontos formam contatos em pontos tríplexes, caracterizando a textura granoblástica poligonal (Figura 5.11F).

Os cristais de plagioclásio possuem tamanhos que variam predominantemente entre 0,1 e 0,5 mm. Os cristais são anédricos, de hábito tabular, prismático ou com formas mais alongadas. A geminação polissintética do tipo albita está presente apenas em alguns cristais, enquanto que o zoneamento oscilatório ocorre com maior frequência. Determinados cristais alteram para sericita, principalmente ao longo das bordas. O intercrescimento mimerquítico também está presente em alguns cristais.

O microclínio ocorre, geralmente, na forma de pequenos cristais que variam entre 0,3 e 0,5 mm. Estes cristais são subédricos e com hábito tabular, preservam apenas incipientemente a geminação do tipo albita-periclina. Pontualmente, se observam porfiroclastos de microclínio, os quais são anédricos e alongados. Os porfiroclastos exibem a geminação albita-periclina bem preservada.

Os cristais de quartzo ocorrem em duas populações de diferente tamanhos. Os cristais menores variam entre 0,1 e 0,3 mm, e possuem um hábito granular. Por sua vez, os cristais maiores, alcançam até 2 mm, são anédricos e variam de leve a fortemente alongados. Outra característica comum destes cristais é a forte extinção ondulante.

As lamelas de biotita apresentam comprimento variando entre 0,1 e 1,5 mm, porém predominam na faixa entre 0,5 e 1 mm. Estes cristais são subédricos, predominantemente lamelares e raramente ripiformes. O pleocroísmo das biotitas varia de amarelo-pálido (X) a marrom esverdeado (Y,Z). Localmente, os cristais de biotita se agrupam paralelamente, e tomam a aparência de um único cristal.

Os cristais de hornblenda possuem dimensões entre 0,3 e 0,4 mm, são anédricos ou subédricos, de hábito prismático ou com formas irregulares. Em algumas porções estes cristais encontram-se fortemente fraturados. O pleocroísmo dos cristais varia de amarelo acastanhado (X), verde escuro (Y) a verde-amarelado (Z).

Os cristais de epídoto, com tamanho variando de 0,1 a 0,8 mm, são anédricos a subédricos, de hábito granular ou prismático. Localmente exibem geminação simples. Ocorrem inclusos principalmente no plagioclásio e na biotita.

A titanita ocorre como cristais anédricos, com tamanho em torno de 0,5 mm, possuem forma losangular. O pleocroísmo varia de marrom avermelhado (X) a castanho claro (Y,Z). Estão comumente associados a epídoto e biotita. Os cristais de zircão são subédricos e ocorrem inclusos em cristais de plagioclásio.

5.2.2 Biotita Gnaiss Tonalítico (CA-17-03)

O afloramento fica localizado ao lado direito da Rodovia TO-255, no sentido Oliveira de Fátima-Porto Nacional, a uma distância em torno de 1,7 km da Ferrovia Norte-Sul. O acesso até o ponto se dá através de um caminho que fica a esquerda da Ferrovia no sentido N-S (Figura 5.10). A rocha aflora na forma de boulderes e pequenos lajedos (Figura 5.12A). A amostragem para as análises U-Pb e Lu-Hf em zircão foi realizada buscando as porções menos migmatizadas da rocha.

A rocha é de coloração cinza escura, fanerítica, de granulação média, inequigranular, anisotrópica e migmatizada. A rocha não apresenta um bandamento bem definido, apenas localmente é possível observar a orientação dos cristais de biotita. De um modo geral a rocha é composta essencialmente por plagioclásio, quartzo e biotita. As porções migmatizadas apresentam formas irregulares (Figura 5.12B), e granulação mais grossa (2-3 mm), é possível observar alguns agregados de quartzo.

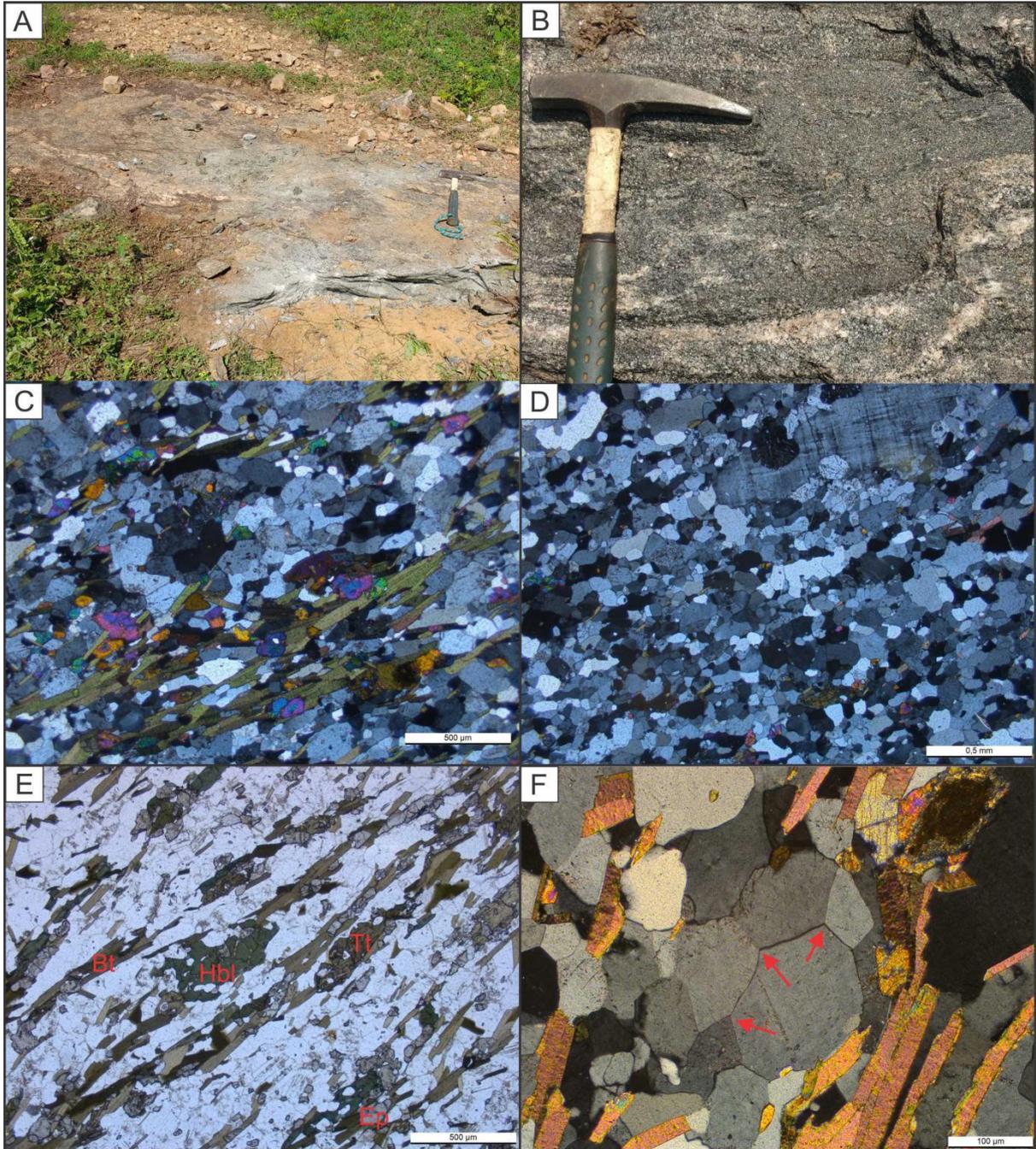


Figura 5.11 – A) Visão geral do afloramento onde foi coletado o Hornblenda-Epídoto-Biotita Gnaiss Tonalítico. B) A rocha apresenta uma coloração cinza escuro com presença de veios de quartzo deformados. C) Textura granolepidoblástica caracterizada pelo bandamento formado na rocha. D) Textura heteroblástica mostrando cristais inequigranulares de plagioclásio, microclínio e quartzo. E) Textura nematoblástica que se desenvolve localmente na rocha em virtude da forte orientação de cristais de hornblenda. F) Contatos em ponto tríplice em cristais de quartzo e plagioclásio definem a textura granoblástica poligonal.

Fonte: Elaborado pelo autor

Os cristais de quartzo são predominantemente anédricos, e nas porções mais finas da rocha estes cristais possuem tamanho entre 0,1 e 0,5 mm, por vezes alcançando até 1 mm, enquanto que entre os cristais maiores, os quais são mais alongados, o tamanho varia entre 1,5 e 3 mm ao longo do maior eixo. Entretanto, em algumas porções da rocha os cristais podem variar

entre 3 e 6 mm. Alguns cristais mais deformados também exibem uma moderada a forte extinção ondulante (Figura 5.12E). Alguns cristais estão levemente fraturados, e por vezes estas fraturas são preenchidas por muscovita (Figura 5.12F).

A biotita se faz presente na forma de cristais subédricos ou anédricos, de hábito predominantemente lamelar, alguns cristais apresentam formas irregulares e reentrâncias. Os cristais de biotita possuem tamanho entre 0,1 e 0,7 mm, porém alguns cristais chegam até 1-1,5 mm. O pleocroísmo varia de amarelo-pálido (X) a marrom, com tons de castanho. Comumente os cristais formam pequenos agregados ou estão inclusos no plagioclásio. Em algumas porções da rocha observam-se alterações para muscovita.

Os minerais opacos exibem hábito predominantemente granular, alguns possuem formas irregulares. Estes cristais estão principalmente associados ou inclusos na biotita. De modo geral, os cristais possuem tamanho entre 0,1 e 0,5 mm.

Nas porções do leucossoma há um aumento na granulação, com cristais de quartzo fortemente alongados variando de 4 a 10 mm ao longo do maior eixo, apresentam extinção ondulante. Os cristais de plagioclásio variam de 4-6 mm, alteram para carbonato e sericita, localmente apresentam intercrescimento mimerquítico. Cristais de biotita são pouco comuns nessas porções, enquanto que cristais primários de muscovita estão presentes.

5.2.3 Sillimanita-muscovita-biotita gnaiss migmatizado (CA-17-02)

Esta rocha aflora ao longo do corte da Ferrovia Norte-Sul, e a coleta foi realizada próximo ao cruzamento desta com a TO-255. A rocha apresenta coloração variando de cinza claro a escuro, é fanerítica, com granulação variando de fina a média, inequigranular e fortemente migmatizada. Ao longo da rocha é possível observar algumas segregações entre leucossoma e melanossoma. O leucossoma encontra-se em menor proporção, assume formas irregulares e onduladas, por vezes mais lineares, também apresentam granulação mais grossa que o melanossoma (Figura 5.13A). No melanossoma é possível observar cristais de biotita fortemente orientados. Ainda no mesmo afloramento foram encontradas porções desta rocha mais fortemente migmatizadas. Nestas porções encontra-se o melanossoma em maior proporção com a presença de bolsões graníticos com forma alongada.

Microscopicamente a rocha apresenta textura granolepidoblástica, onde no melanossoma predomina a textura lepidoblástica, onde os cristais de biotita, muscovita e sillimanita encontram-se fortemente orientados (Figura 5.13C).

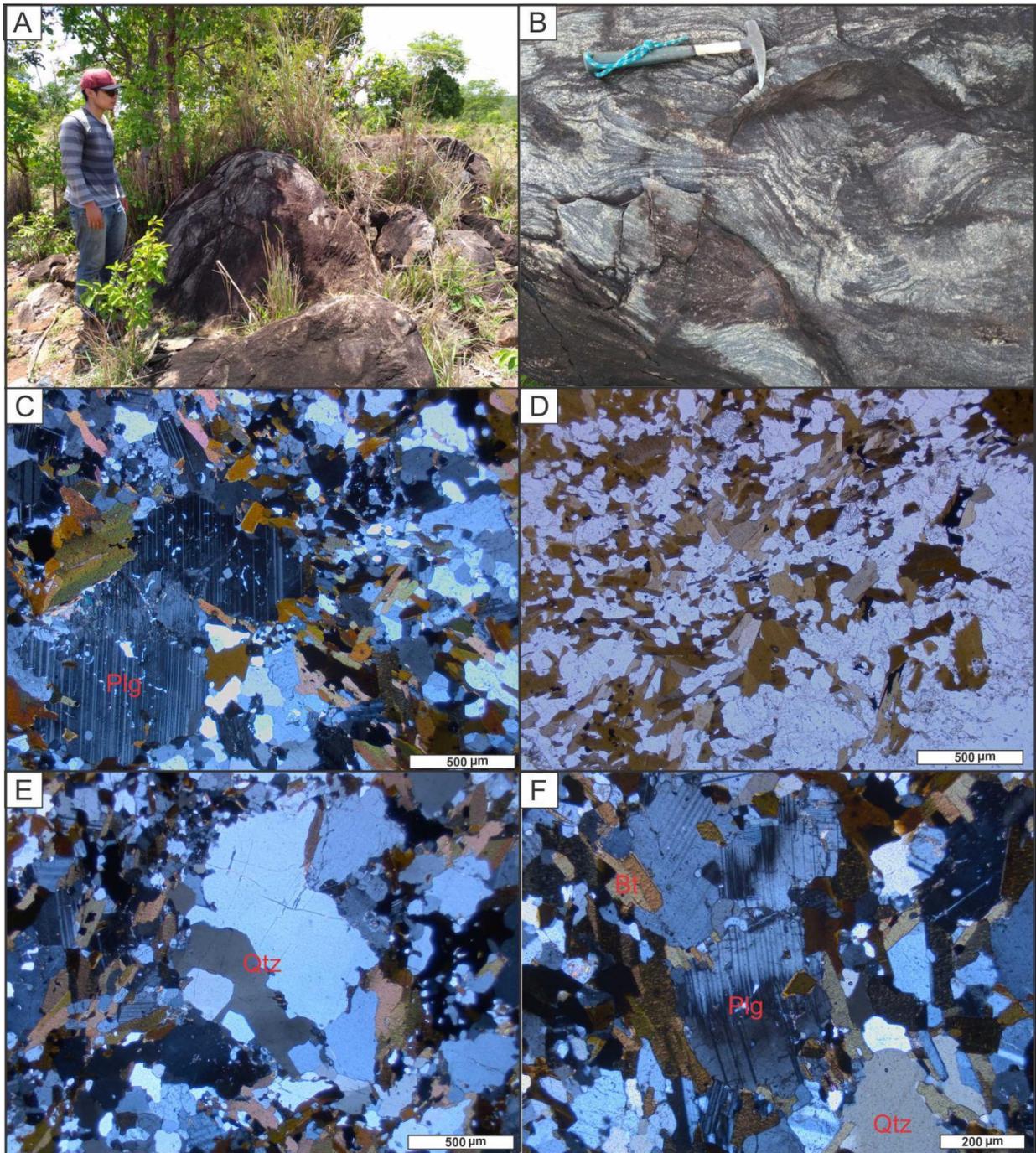


Figura 5.12 – Aspectos de campo e microscópicos do Biotita gnaiss tonalítico. A) O afloramento é constituído por alguns blocos *in situ* B) A rocha encontra-se migmatizada com estrutura estromatítica. C) Cristais fortemente inequigranulares que definem a textura heteroblástica da rocha. D) Porções da rocha mais ricas em biotita. E) Cristais alongados de quartzo com forte extinção ondulante. F) Cristais zonados de plagioclásio exibindo maclas deformadas.
Fonte: Elaborado pelo autor

Os cristais de biotita possuem hábito predominantemente lamelar, são inequigranulares e variam de 0,5 a 4 mm, com tamanho médio de 1-2 mm. O pleocroísmo varia de amarelo-pálido (X) a marrom escuro (Y, Z). Os cristais de muscovita são subédricos e de hábito lamelar, com

tamanho entre 0,5 e 6 mm. Os cristais são uniformemente distribuídos dentro desta faixa de tamanho. Localmente, alguns cristais de biotita alteram para opacos.

A sillimanita ocorre na forma de cristais de hábito fibroso, são alongados e fortemente orientados. Encontram-se principalmente formando agregados dentro das faixas ricas em biotita. Juntamente com a muscovita também ocorrem contornando cristais maiores de plagioclásio.

No leucossoma da rocha a textura é granoblástica (Figura 5.13E), localmente interlobada, onde os contatos entre os cristais são lobados e côncavo-convexos. Os cristais de biotita não apresentam uma orientação preferencial nessas porções (Figura 5.13D).

O plagioclásio ocorre na forma de cristais anédricos e de hábito granular, ou ainda como cristais subédricos e tabulares. Os cristais possuem tamanho entre 1 e 5 mm, raramente alcançando 8 mm. Alguns cristais encontram-se fortemente alongados. Poucos cristais preservam a geminação polissintética do tipo albita, assim como poucos apresentam zoneamento concêntrico (Figura 5.13F). Feições de recristalização interna são observadas, assim como alterações leves a moderadas para sericita. Os contatos com os cristais de quartzo são suturados

O microclínio apresenta preferencialmente forma anédrica e hábito granular, por vezes possui forma subédrica e hábito tabular. A dimensão dos cristais varia de 1 a 5 mm. A geminação do tipo albita-periclina encontra-se apenas localmente preservada. Estes cristais estão levemente deformados e alongados. Também são comuns cristais leve a moderadamente fraturados.

Os cristais de quartzo são anédricos e fortemente alongados, exibem uma forte extinção ondulante. O tamanho dos cristais varia de 0,5 a 5 mm, e o tamanho médio fica entre 2 e 4 mm. Um fraturamento moderado pode ser observado nos cristais de quartzo.

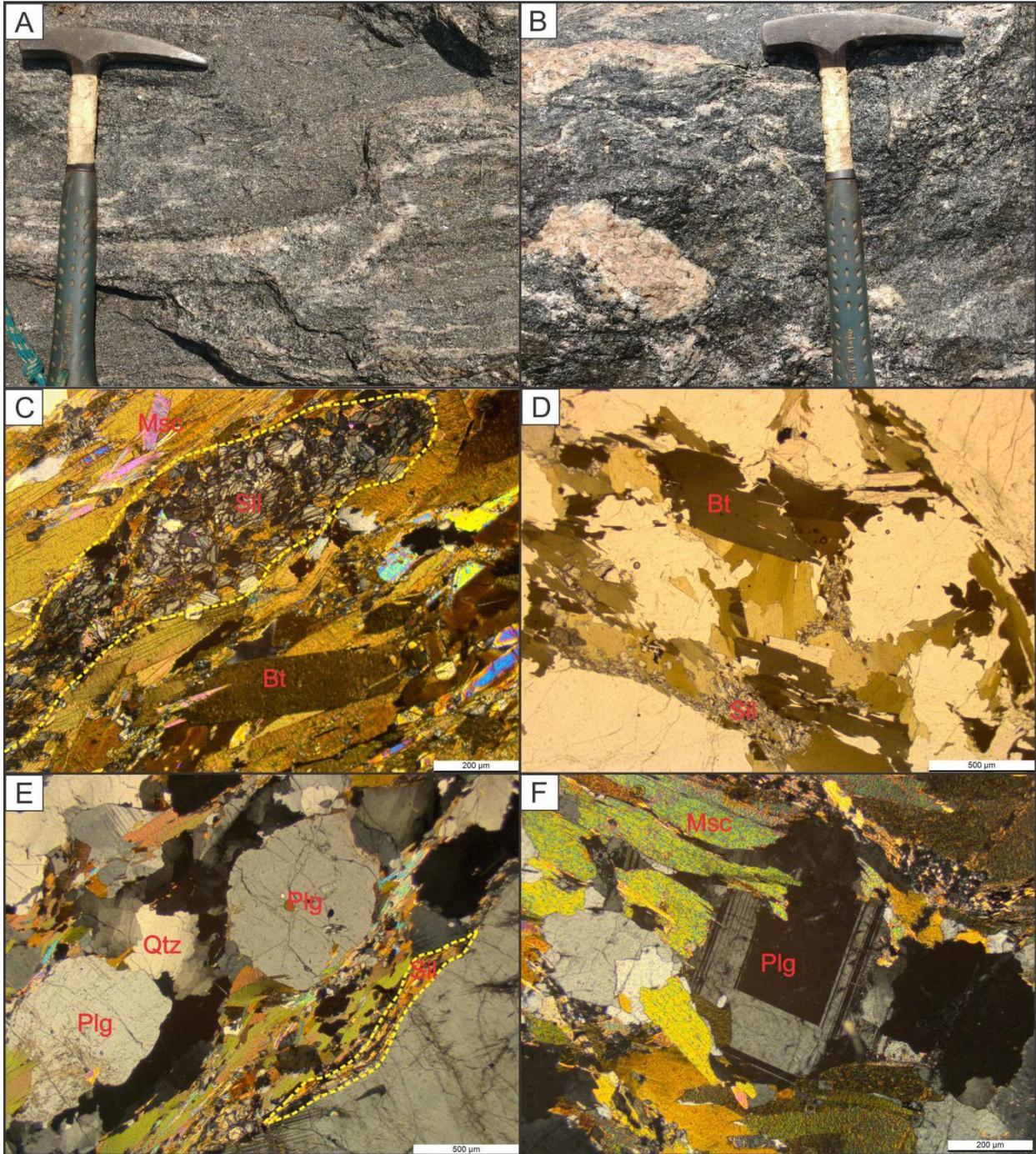


Figura 5.13– Aspectos de campo e microscópicos do Sillimanita-muscovita-biotita gnaiss migmatizado. A) Melanossoma da rocha com finas faixas de leucossoma dobradas. B) Porção mais fortemente migmatizada da rocha, onde se formam bolsões graníticos. C) Faixa de cristais de sillimanita no melanossoma da rocha onde predominam cristais orientados de biotita. D) Porção mais isotrópica da rocha, onde cristais de biotita se ajustam ao redor de cristais de plagioclásio. E) Leucossoma da rocha, onde predominam cristais anédricos e granulares de plagioclásio e quartzo. F) Cristal de plagioclásio exibindo zoneamento concêntrico.

Fonte: Elaborado pelo autor

5.3 GRANITO SERROTE

O Granito Serrote está localizado no município de Pugmil, Estado do Tocantins. Corresponde a um batólito paleoproterozoico de composição granítica, com aproximadamente 20 km de comprimento por 11 km de largura (Gorayeb, 1996). Segundo Sousa (1995) são

identificadas 3 fácies petrográficas neste corpo: biotita microgranito, sienogranito e sienogranito porfirítico, sendo a última mais abundante. Estas rochas são de cor rósea a marrom avermelhada, leucocráticas e de granulação grossa variando para granulações mais finas nas bordas (Sousa 1995, Gorayeb 1996).

Foram coletadas duas amostras deste granito para o estudo petrográfico, sendo uma da borda do corpo, onde apresenta granulação fina e maior deformação, e foi classificada como um metasiogranito. A segunda amostra foi coletada na porção mais central do corpo, onde ocorre um aumento na granulação e menor intensidade na deformação, esta rocha foi classificada como um metasiogranito porfirítico. A amostra do metasiogranito porfirítico foi selecionada para as análises U-Pb e Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICPMS.

5.3.1 Metasiogranito (CA-17-04)

O afloramento estudado encontra-se em uma pequena pedreira abandonada (Figura 5.14A) a esquerda da estrada TO-353 no sentido Pugmil-Pium, a uma distância em torno de 2 km da cidade de Pugmil (referencia ao mapa de localização). Ao longo da borda do corpo, essa rocha apresenta uma coloração cinza claro a rósea, é fanerítica, de granulação média, inequigranular e anisotrópica (Figura 5.14B). Apresenta uma marcante foliação, com os cristais de biotita fortemente orientados, os cristais de quartzo, microclínio e plagioclásio são estirados e também fortemente orientados (Figura 5.14C). Localmente, ocorrem porções onde os cristais de microclínio formam agregados que variam de milimétricos a centimétricos, e os cristais de quartzo passam a ser mais grossos (~5 mm). Algumas fraturas podem ser observadas na rocha (Figura 5.14D).

A rocha apresenta uma textura porfiroclástica, onde os pórfiros são de microclínio, quartzo e plagioclásio (Figura 5.15A), enquanto que a matriz de granulação fina ocorre com uma textura granoblástica, sendo também formada predominantemente por estes três minerais. Os minerais acessórios são biotita, titanita, zircão e opacos, enquanto que sericita, muscovita, clorita e carbonatos são os minerais secundários.

Os pórfiros de microclínio são anédricos e arredondados, com uma moderada a forte sericitização, além de ocorrência de alteração para muscovita. Ao longo da matriz os cristais de microclínio são anédricos, localmente subédricos, e observam-se diversos cristais zonados. Também são muito comuns cristais com a típica geminação albita-periclina, porém igualmente ocorrem aqueles não geminados. Localmente também se observam intercrescimentos peritéticos (Figura 5.15B).



Figura 5.14– Aspectos de campo do metasyenogranito, correspondente a borda do corpo do Granito Serrote. A) afloramento correspondente a uma pequena pedreira abandonada. B) Rocha de granulação fina, foliada com porfiroclatos principalmente de microclínio e quartzo. C) Fratura evidenciando a foliação bem desenvolvida da rocha. D) Padrão de fraturas em par cisalhante.

Fonte: Elaborado pelo autor

Os cristais de plagioclásio apresentam tamanhos variando de 0,5 até 1,5 mm e estão presentes na matriz da rocha. São cristais anédricos ou subédricos, de hábito tabular, e exibem geminação do tipo albita bem desenvolvida. Alguns plagioclásios encontram-se fortemente alterados para sericita (Figura 5.15C), e alterações para muscovita e carbonato também ocorrem.

O quartzo pode ocorrer na forma de porfiroclastos, os quais se encontram alongados e orientados, exibem uma forte extinção ondulante (Figura 5.15D). Estes cristais variam de 3 até 7 mm ao longo do maior eixo. Alguns pórfiros menores (1-2 mm) são menos alongados, porém se agrupam e formam faixas monominerálicas. Ao longo da matriz os cristais são anédricos, de hábito granular, com moderada extinção ondulante e formam diversos contatos em ponto tríplice entre si, ou ainda com plagioclásio e microclínio.

Os cristais de biotitas presentes na rocha são subédricos, com hábito lamelar e ripiforme, e exibem uma forte orientação preferencial, que por vezes apresenta-se levemente ondulada. Os cristais de biotita são fortemente pleocróicas, variando de amarelo-pálido (X) a marrom escuro (Y, Z), e as dimensões variam de 0,1 a 0,8 mm.

Os cristais de titanita são anédricos e alongados, ou ainda podem ser subédricos, localmente ocorrem cristais com forma losangular.

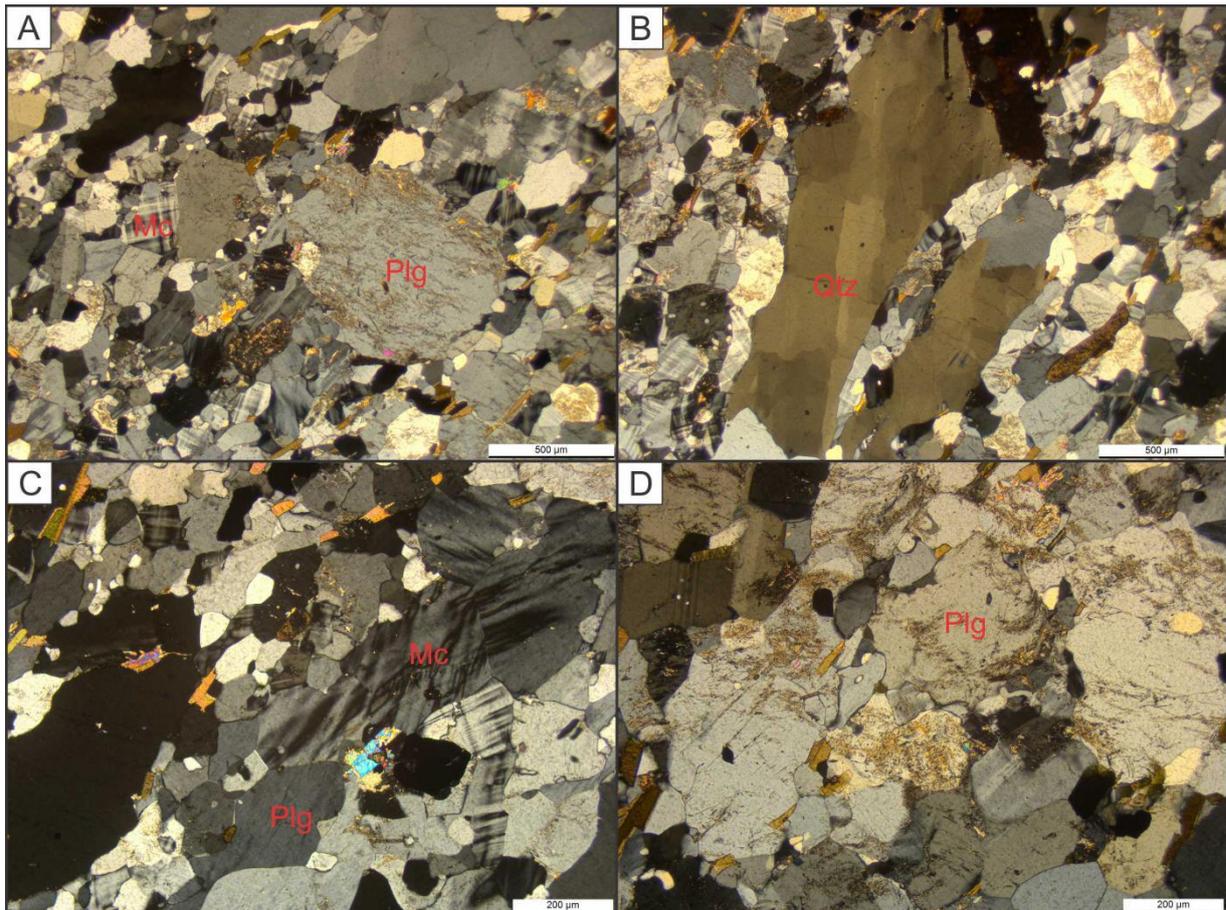


Figura 5.15- Aspectos petrográficos do metasienogranito. A) Textura porfiroclástica da rocha, porfiroclastos arredondados de microclínio em meio a matriz granoblástica. B) Detalhe dos porfiroclastos fortemente alongados de quartzo, exibindo uma forte extinção ondulante. C) Destaque para a heterogeneidade na granulação da rocha e intercrescimento perítico no microclínio. D) Cristais de microclínio e plagioclásio alterados para sericita.

Fonte: Elaborado pelo autor

5.3.2 Metasienogranito Porfirítico (CA-17-05)

O afloramento estudado corresponde a Pedreira Paraíso no Município de Pugmil (Figura 5.16A). A rocha possui coloração rósea, é porfiroclástica com matriz de granulação fina e localmente média. É possível observar uma leve foliação, marcada principalmente pelo estiramento e orientação dos pórfiros de quartzo e plagioclásio. Os cristais de microclínio se agregam para formar a matriz da rocha, a qual se ajusta ao redor dos demais minerais que são maiores. Os cristais de biotita também se encontram orientados, porém são muito finos (~ 1 mm) e ocorrem em pequena proporção, podendo localmente formar agregados e estão predominantemente inclusos e associados ao cristais de quartzo (Figura 5.16B). Os agregados de quartzo em algumas porções chegam até 2 cm.

A rocha apresenta textura porfiroclástica, onde plagioclásio e quartzo são os principais pórfiros, mais raramente o microclínio (Figura 5.16C). A matriz é de granulação fina, com algumas porções de granulação média. A textura granular hipidomórfica encontra preservada

(Figura 5.16D), onde predominam cristais subédricos de microclínio e plagioclásio. Na matriz da rocha os minerais acessórios são biotita, titanita, zircão e opacos, e os minerais secundários observados são: sericita, muscovita, carbonatos e opacos (alteração da titanita).

O microclínio ocorre como cristais subédricos, raramente anédricos, de hábito tabular e que formam, predominantemente, a matriz da rocha onde também é o mineral dominante. Os cristais demicroclínio da matriz formam agregados e apresentam tamanho variando de 0,2 a 1 mm. Estes cristais apresentam predominantemente geminação do tipo albita-periclina, também se observa a ocorrência de intercrescimento pertítico (Figura 5.16E). Os cristais localmente apresentam alterações para sericita e muscovita. Diversos pórfiros de microclínio exibem pertitas, encontram-se alongados e possuem até 8 mm ao longo do eixo de maior estiramento. Também ocorrem pórfiros tabulares, com dimensão de 3-5 mm ao longo do maior eixo.

Os cristais de plagioclásio (An_{28}) ocorrem de duas maneiras: como pórfiros, que possuem de 2 a 7 mm, e apresentam apenas localmente a geminação tipo albita. Os cristais são anédricos, alongados ou com formas irregulares. A segunda forma que o plagioclásio ocorre, é como cristais mais finos na matriz da rocha, que variam de 0,2 a 1 mm. São cristais subédricos, com hábito comumente tabular, também podendo ser prismáticos.

Os cristais de quartzo apresentam dimensões variando de 3 a 8 mm ao longo do maior eixo. São cristais anédricos, alongados e com formas irregulares, que ocorrem como fenocristais. Os contatos com os cristais da matriz são serrilhados e/ou suturados. Também apresentam extinção ondulante, e englobam cristais de plagioclásio e biotita.

Os cristais de biotita possuem hábito lamelar ou ripiforme, com um forte pleocroísmo variando de amarelo-pálido (X) a marrom esverdeado (Y, Z). Os cristais menores variam predominantemente entre 0,1 e 0,3 mm, enquanto que a população de cristais maiores varia de 0,7 a 1,2 mm. Alguns cristais de biotita alteram fortemente ou até mesmo totalmente para clorita.

A titanita ocorre como cristais prismáticos e subédricos ou como cristais anédricos e, ocasionalmente, na forma losangular. A titanita possui um leve pleocroísmo e localmente apresenta geminação simples. O tamanho dos cristais varia entre 0,3 e 0,8 mm e, excepcionalmente alcança até 2 mm. Em geral, a titanita ocorre formando agregados de cristais e associados às lamelas de biotita (Figura 5.16F).

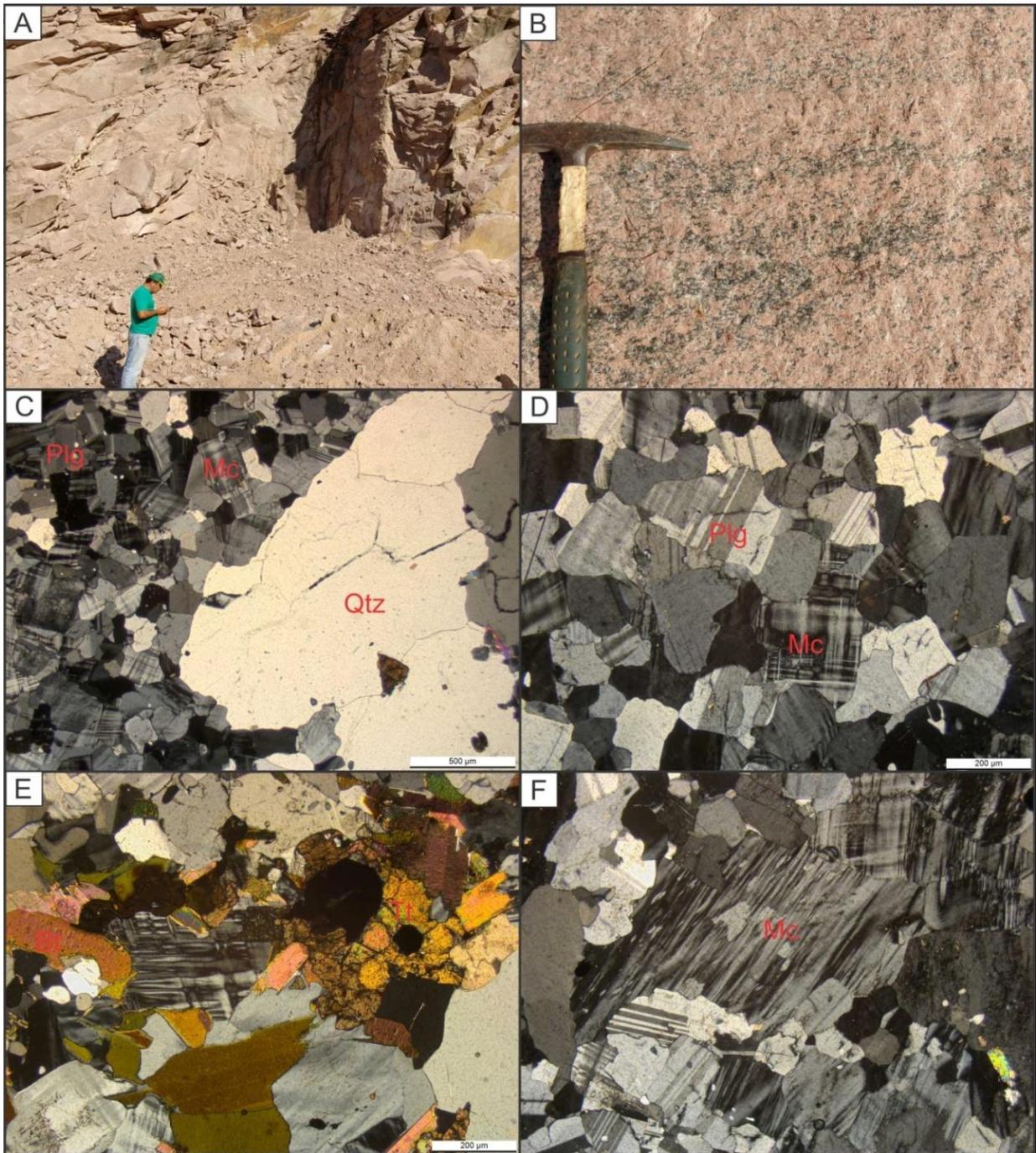


Figura 5.16– Aspectos de campo e feições petrográficas do metasiénogranito porfirítico. A) Parede da Pedreira Paraíso no município de Pugmil (TO) onde foi coletada a amostra do metasiénogranito porfirítico. B) Destaque para a granulação da rocha e cristais fortemente orientados de biotita. C) Textura porfirítica da rocha mostrando pórfiro de quartzo com matriz de granulação fina constituída predominantemente por microclínio. D) Matriz da rocha de textura localmente hipidiomórfica e formada por microclínio e plagioclásio. E) Porção da rocha com maior proporção de minerais máficos. F) Intercrescimento perítico em cristal de microclínio.

Fonte: Elaborado pelo autor

6 RESULTADOS U-Pb E Lu-Hf EM ZIRCÃO POR LA-MC-ICPMS

A partir de imagens de MEV-ERE e CL foi possível observar as texturas internas dos cristais de zircão (Figuras 6.1, 6.2 e 6.3), e então selecionar os domínios que foram analisados pelos métodos U-Pb e Lu-Hf. Os dados U-Pb em zircão (Anexo A) foram plotados no diagrama Concórdia para definir as idades de cada amostra datada (Figuras 6.4, 6.5 e 6.6). Foram excluídos os cristais com razões discordantes ($\pm 2\%$), altos erros analíticos da razão Pb/U ($> 7\% - 1\sigma$), ou com altas contribuições de Pb comum, representada por altos valores de f_{206} ($>0,0099$) (Anexo A). Os dados Lu-Hf em zircão (Anexo B) foram utilizados para calcular o valor de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$, com base na idade U-Pb obtida para a rocha, além da idade modelo Hf- T_{DM}^{C} . A razão média $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ (0,0113) da crosta continental foi utilizada para calcular as idades modelo Hf- T_{DM}^{C} (Taylor & McLennan 1985, Zeh *et al.* 2007). Estes resultados foram plotados no diagrama ϵ_{Hf} vs tempo (Figura 6.7).

6.1 COMPLEXO COLMEIA

6.1.1. Muscovita Gnaise Trondhjemítico (Estrutura de Xambioá)

Os cristais de zircão analisados foram coletados nas frações granulométricas de 125-175 μm e 175-250 μm . Em sua maioria, são cristais opacos, com tonalidade variando de castanho claro a marrom escuro, alguns são levemente translúcidos. Os cristais são subédricos, alongados e de hábito prismático, com valores da razão comprimento:largura (C:L) variando de 2,5:1 a 4:1. As imagens de MEV-CL e ERE mostram que os cristais, em geral, possuem um zoneamento concêntrico bem definido, porém, zoneamentos irregulares e complexos também ocorrem (Fig. 6.1). Também é possível observar que diversos cristais encontram-se parcialmente metamitizados, com apenas algumas partes do cristal preservadas. Por fim, os cristais apresentam-se pouco ou moderadamente fraturados.

Foram analisados 36 cristais de zircão, dentre os quais, 9 definiram uma idade discordante de intercepto superior de $2931 \pm 14 \text{ Ma}$ (2σ $n=9$; MSWD = 0,26) (Figura 6.4A). Uma idade concordante de $2930 \pm 15 \text{ Ma}$ (2σ , $n=3$; MSWD = 0,088) também foi obtida (Figura 6.4B).

Foram utilizados 8 cristais de zircão concordantes-subconcordantes para as análises Lu-Hf. Estes quais forneceram valores predominantemente positivos de $\epsilon_{\text{Hf}(2,93 \text{ Ga})}$ entre 1,14 a 4,20 com um único valor negativo (-0,29). As idades modelo Hf- T_{DM}^{C} variam de 3,04 a 3,28 Ga (Tabela 6.1).

6.1.2. Biotita Gnaiss Tonalítico (Estrutura de Grota Rica)

Os cristais de zircão analisados foram coletados em duas frações granulométricas, 125-175 μm e 175-250 μm , e posteriormente, separados em duas frações magnéticas, 1º não-magnético (GR-01 A) e 1º magnético (GR-01B). Os cristais da fração não-magnética são translúcidos ou levemente opacos e de coloração marrom. Em geral, são prismáticos e subédricos, com valores da razão C:L principalmente de 2:1 a 3:1, raramente chegando a 5:1. Por sua vez, os cristais da fração magnética são predominantemente opacos, com coloração variando de marrom claro a escuro. Também são prismáticos e subédricos, com razão C:L de 2,5:1 a 4:1. A partir das imagens de MEV-CL e ERE é possível observar a presença de um zoneamento nos cristais, que varia de concêntrico a irregular. Diversos cristais encontram-se parcialmente ou completamente metamitizados, e ainda, apresentam-se pouco ou fortemente fraturados.

Foram analisados 36 cristais de zircão de ambas as frações, dentre os quais, 13 definiram uma idade discordante de intercepto superior de 2885 ± 21 Ma (2σ n=13; MSWD = 2,1) (Figura 6.4C). Uma idade concordante de 2898 ± 11 Ma (2σ , n=5; MSWD = 0,58) também foi calculada (Figura 6.4D).

Foram utilizados 11 cristais de zircão concordantes-subconcordantes para as análises Lu-Hf, onde os valores de $\epsilon_{\text{Hf}}(2,90 \text{ Ga})$ variam de levemente negativos a levemente positivos ou próximos de zero (-2,36 e 2,72), com idades modelo Hf- T_{DM}^{C} variando de 3,09 a 3,37 Ga (Tabela 6.1).

6.1.3. Biotita Gnaiss Granítico (Estrutura de Colmeia)

Os cristais de zircão analisados foram coletados na fração granulométrica de 125-175 μm e 175-250 μm . São cristais que variam de translúcidos a opacos, com tonalidade variando de castanho claro a marrom escuro. Formam cristais subédricos, de hábito prismático e formas alongadas ou mais curtos com arestas arredondadas. Os valores da razão C:L variam de 2:1 a 4,5:1. As imagens de MEV-CL e ERE mostram que a grande maioria dos cristais possui um zoneamento bem definido, sendo principalmente concêntrico, e mais raramente irregular ou complexo. Alguns cristais encontram-se pouco ou moderadamente metamitizados e, além disso, apresentam-se pouco ou moderadamente fraturados.

Foram analisados 36 cristais de zircão, dentre os quais, 17 definiram uma idade discordante de intercepto superior de 2888 ± 14 Ma (2σ n=17; MSWD = 1,5) (Figura 6.4E). Outras duas idades concordantes também foram obtidas: 2744 ± 23 Ma (2σ , n=3; MSWD = 6,3) (Figura 6.4E) e 2883 ± 9 Ma (2σ , n=5; MSWD = 1,14) (Figura 6.4F). Cristais concordantes mais antigos com idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2976 Ma, 2928 Ma estão igualmente presentes.

Foram utilizados 11 cristais de zircão concordantes-subconcordantes para as análises Lu-Hf, os quais forneceram valores negativos de $\epsilon_{\text{Hf}}(2,88 \text{ Ga})$ entre -4,44 e 4,45 e idades Hf- T_{DM}^{C} variando de 2,99 a 3,47 Ga. Dois cristais mais antigos também foram analisados, os valores encontrados foram os seguintes: para o cristal com idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2,93 Ga, o valor de $\epsilon_{\text{Hf}}(2,93 \text{ Ga})$ foi de -0,72 e a idade Hf- T_{DM}^{C} 3,30 Ga. Por sua vez, para o cristal com idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2,98 Ga, o valor de $\epsilon_{\text{Hf}}(2,93 \text{ Ga})$ foi de 2,34 e a idade Hf- T_{DM}^{C} de 3,18 Ga (Tabela 6.1).

6.2 COMPLEXO RIO DOS MANGUES

6.2.1 Hornblenda-epídoto-biotita gnaiss tonalítico

Os cristais de zircão analisados foram coletados na fração granulométrica de 125-175 μm . São cristais translúcidos, com tonalidade marrom claro, subédricos e euédricos, predominantemente prismáticos, com valores da razão C:L de 2:1 a 2,5:1. As imagens de MEV-ERE mostram cristais homogêneos, com pequenas variações nos tons de cinza. Alguns cristais encontram-se leve ou moderadamente fraturados.

Foram analisados 36 cristais de zircão, dentre os quais, 30 definiram uma idade discordante de intercepto superior de $2067 \pm 12 \text{ Ma}$ (2σ n=30; MSWD = 0,13) (Figura 6.5A). Uma idade concordante de $2060 \pm 6 \text{ Ma}$ (2σ , n=13; MSWD = 1,8) obtida, com base em 13 cristais (Figura 6.5B).

Foram utilizados 10 cristais de zircão concordantes-subconcordantes para as análises Lu-Hf, os quais forneceram valores negativos de $\epsilon_{\text{Hf}}(2,06 \text{ Ga})$ entre -2,03 e -5,28 e idades Hf- T_{DM}^{C} variando de 2,73 a 2,85 Ga (Tabela 6.1).

6.3 GRANITO SERROTE

6.3.1 Metasienogranito Porfirítico

Os cristais de zircão analisados foram coletados na fração granulométrica de 125-175 μm . Estes cristais são predominantemente translúcidos, com variações nos tons de marrom claro, são subédricos e euédricos, sobretudo prismáticos. O valor da razão C:L é de 3:1 na grande maioria dos cristais. Nas imagens de MEV-CL é possível observar cristais com zoneamento oscilatório bem definido, geralmente com núcleos com mais alta luminescência em relação às bordas.

Dentre os 36 cristais de zircão analisados, 22 deste foram utilizados para calcular uma idade discordante de intercepto superior, $1866 \pm 25 \text{ Ma}$ (2σ , n=22; MSWD = 0,095) (Figura 6.5C), enquanto que 13 cristais concordantes forneceram uma idade concordante de $1868 \pm 16 \text{ Ma}$ (2σ , n=13; MSWD = 0,0035) (Figura 6.5D).

Os 10 cristais de zircão concordantes-subconcordantes utilizados para as análises Lu-Hf, forneceram valores negativos de $\epsilon_{\text{Hf}}(1,87 \text{ Ga})$ entre -5,19 e -8,61 e idades modelo Hf- T_{DM}^{C} variando de 2,69 a 2,88 Ga (Tabela 6.1).

6.4 GNAISSES NEOPROTEROZOICOS

6.4.1 Biotita Gnaiss Tonalítico

Os cristais analisados foram coletados na fração granulométrica de 125-175 μm e 175-250 μm . Os cristais de zircão são predominantemente translúcidos com tonalidade marrom clara. A maioria é subédrico, variando de prismáticos a tabulares, com valor da razão C:L predominantemente de 2:1, apenas alguns cristais possuem valores de 4:1 ou 5:1. As imagens de MEV-ERE mostram cristais principalmente não zonados, com pequenas variações nos tons de cinza, onde a presença de um zoneamento oscilatório pode ser observada apenas em alguns cristais. Cristais com leve a moderado fraturamento encontram-se em maior proporção. Nas imagens de CL é possível observar a presença de zoneamento oscilatório concêntrico em diversos cristais, assim como a presença de sobrecrescimentos.

Foram analisados 73 cristais de zircão, dentre os quais, 52 são concordantes. Estes cristais concordantes espalham-se ao longo da curva Concórdia, no entanto, dois agrupamentos principais de cristais foram observados com idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em torno de 590 e 680 Ma. Estes cristais foram utilizados para definir as seguintes idades concordantes: $599 \pm 15 \text{ Ma}$ (2σ n=5; MSWD = 0,0021) e $680 \pm 11 \text{ Ma}$ (2σ n=9; MSWD = 0,0038). Outros conjuntos de cristais mais antigos, também permitiram calcular outras idades concordantes: $1022 \pm 17 \text{ Ma}$ (2σ n=4; MSWD = 0,042) e $2068 \pm 15 \text{ Ma}$ (2σ n=5; MSWD = 0,72). Outros cristais concordantes ocorrem isolados e exibem idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de: 732 Ma, 931 Ma, 962 Ma, 1132 Ma, 1183 Ma, 1296 Ma, 1319 Ma, 1791 Ma, 1963 Ma, 2599 Ma e 2990 Ma.

Foram utilizados 20 cristais concordantes-subconcordantes para as análises Lu-Hf. Para os cristais que definiram a idade de 599 Ma (n=5) os valores de $\epsilon_{\text{Hf}}(599 \text{ Ma})$ são negativos variando entre -0,88 e -10,90 e idades Hf- T_{DM}^{C} variando de 1,43 a 1,97 Ga. Os cristais que definiram a idade de 680 Ma (n=9) valores de $\epsilon_{\text{Hf}}(680 \text{ Ma})$ são predominantemente negativos e variam -12,03 a 1,08, com idades modelo Hf- T_{DM}^{C} entre 1,39 e 2,10 Ga. Outros cristais mais antigos foram analisados também, com os seguintes resultados: um cristal de 844 Ma possui $\epsilon_{\text{Hf}}(844 \text{ Ma})$ de -9,74 e idade modelo Hf- T_{DM}^{C} de 2,11 Ga; dois dos cristais que definiram uma idade 1022 Ma apresentaram valores de $\epsilon_{\text{Hf}}(1,02 \text{ Ga})$ de -4,75 e -4,15 e idades Hf- T_{DM}^{C} de 1,95 e 1,99 Ga, respectivamente. Outros dois cristais com idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 1182 Ma e 2008 Ma exibiram valores de ϵ_{Hf} de 0,28 e -11,46 e Hf- T_{DM}^{C} de 1,84 Ga e 3,14 Ga, respectivamente. Por fim, dois

cristais que determinaram uma idade concordante de 2,07 Ga apresentaram valores de $\epsilon_{\text{Hf}}(2.07 \text{ Ga})$ de -8,63 e -7,50 e idades $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ de 2,98 e 3,04 Ga, respectivamente.

6.4.2 Sillimanita-muscovita-biotita Gnaiss Migmatizado

Os cristais de zircão analisados foram coletados na fração granulométrica de 125-175 μm e 175-250 μm . Eles são predominantemente translúcidos, com alguns de coloração marrom claro. Em geral são euédricos a subédricos, e prismáticos com extremidades arredondadas, sendo mais raro cristais com extremidades bipiramidais. A razão C:L varia de 2:1 a 3:1 e, nos poucos cristais mais arredondados é de 1,5:1. As imagens de MEV-ERE mostram tanto cristais com zoneamento oscilatório bem definido quanto cristais não zonados ou com presença de núcleo com ton de cinza mais escuro em relação às bordas. Observa-se desde cristais não fraturados até fortemente fraturados. Nas imagens de CL observou-se vários cristais com zoneamento oscilatório concêntrico, assim como cristais com possíveis núcleos herdados.

Foram analisados 63 cristais de zircão, sendo 42 deles concordantes, os quais apresentaram uma grande variação nas idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (560-2390 Ma). Todos os cristais concordantes foram plotados no diagrama Concórdia (Figura 6.6A). Foi possível observar dois agrupamentos principais de idades, um em torno de 590 Ma e outro em 690 Ma. A partir destes cristais foi possível calcular as seguintes idades concordantes: $595 \pm 15 \text{ Ma}$ (2σ n=9; MSWD = 0,090) e $695 \pm 13 \text{ Ma}$ (2σ n=7; MSWD = 0,077), respectivamente. Outros agrupamentos de idades concordantes menos expressivas são observados em cristais mais antigos: $2008 \pm 30 \text{ Ma}$ (2σ n=3; MSWD = 0,056); $2066 \pm 15 \text{ Ma}$ (2σ n=3; MSWD = 0,41); $2173 \pm 18 \text{ Ma}$ (2σ n=3; MSWD = 0,038); $2246 \pm 17 \text{ Ma}$ (2σ n=3; MSWD = 1,5) e $2336 \pm 16 \text{ Ma}$ (2σ n=6; MSWD = 0,015). Algumas idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ isoladas também são encontradas: 641 Ma, 743 Ma, 896 Ma, 1488 Ma, 1540 Ma, 1761 Ma e 1855 Ma (Tabela 6.1).

Análises Lu-Hf foram realizadas em 20 cristais de zircão concordantes-subconcordantes. Aqueles cristais que definiram a idade concordante de 594 Ma (n=9) forneceram valores predominantemente negativos de $\epsilon_{\text{Hf}}(594 \text{ Ma})$ variando entre -22,51 e 4,82 e idades $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ variando de 2,59 a 1,12 Ga, com apenas três valores positivos de $\epsilon_{\text{Hf}}(594 \text{ Ma})$ de 0,18; 1,37 e 4,82 com as respectivas idades $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ de 1,37, 1,31 e 1,1 Ga. Para os cristais que definiram a idade concordante de 695 Ma (n=7), os valores de $\epsilon_{\text{Hf}}(691 \text{ Ma})$ são essencialmente negativos entre -18,16 e -4,39 com idades $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ variando de 2,44 a 1,70 Ga. Um único valor positivo de $\epsilon_{\text{Hf}}(691 \text{ Ma})$ de 4,37 foi encontrado com idade $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ 1,23 Ga. Para três cristais mais antigos com idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2,22 Ga; 2,30 Ga; e 2,38 Ga os valores de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ foram de -7,22; -14,11 e -11,14 e as idades $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ de 3,09 Ga; 3,52 Ga e 3,43 Ga, respectivamente.

Tabela 6.1– Síntese dos resultados U-Pb e Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICPMS.

Amostra	Litotipo	Idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Hf- T_{DM}^{c}	$\epsilon_{\text{Hf}(t)}$
XB-01	Msc Gnaiss Trondhjemítico	2,93 Ga	3,04 a 3,28 Ga	-0,29 a 4,20
GR-01	Bt Gnaiss Tonalítico	2,90 Ga	3,09 a 3,37 Ga	-2,36 a 2,72
CM-01	Bt Gnaiss Granítico	2,88 Ga	2,99 a 3,47 Ga	-4,44 a 4,45
		2,93 Ga*	3,30 Ga	-0,72
		2,98 Ga*	3,18 Ga	2,34
CA-17-01	Hornblenda-epídoto-biotita gnaiss tonalítico	2,06 Ga	2,73 a 2,85 Ga	-2,03 a -5,28
CA-17-02	Sillimanita-muscovita-biotita Gnaiss Migmatizado	594 Ma	1,12 a 2,59 Ga	-22,51 a 4,82
		695 Ma	1,23 a 2,49 Ga	-18,16 a 4,37
		2,22 Ga*	3,09 Ga	-7,22
		2,30 Ga*	3,52 Ga	-14,11
		2,38 Ga*	3,43 Ga	-11,14
CA-17-03	Biotita Gnaiss Tonalítico	599 Ma	1,43 a 1,97 Ga	-10,90 a -0,88
		680 Ma	1,39 a 2,10 Ga	-12,12 a 1,06
		844 Ma*	2,11 Ga	-9,74
		1022 Ma	1,95 e 1,99 Ga	-4,75 a -4,15
		1182 Ma*	1,84 Ga	0,28
		2008 Ma*	3,14 Ga	-11,46
		2068 Ma	2,98 e 3,04 Ga	-8,63 a -7,50
CA-17-05	Metasienogranito Porfírico	1,87 Ga	2,69 a 2,88 Ga	-5,19 a -8,61

*Idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircão herdados

Fonte: Elaborado pelo autor

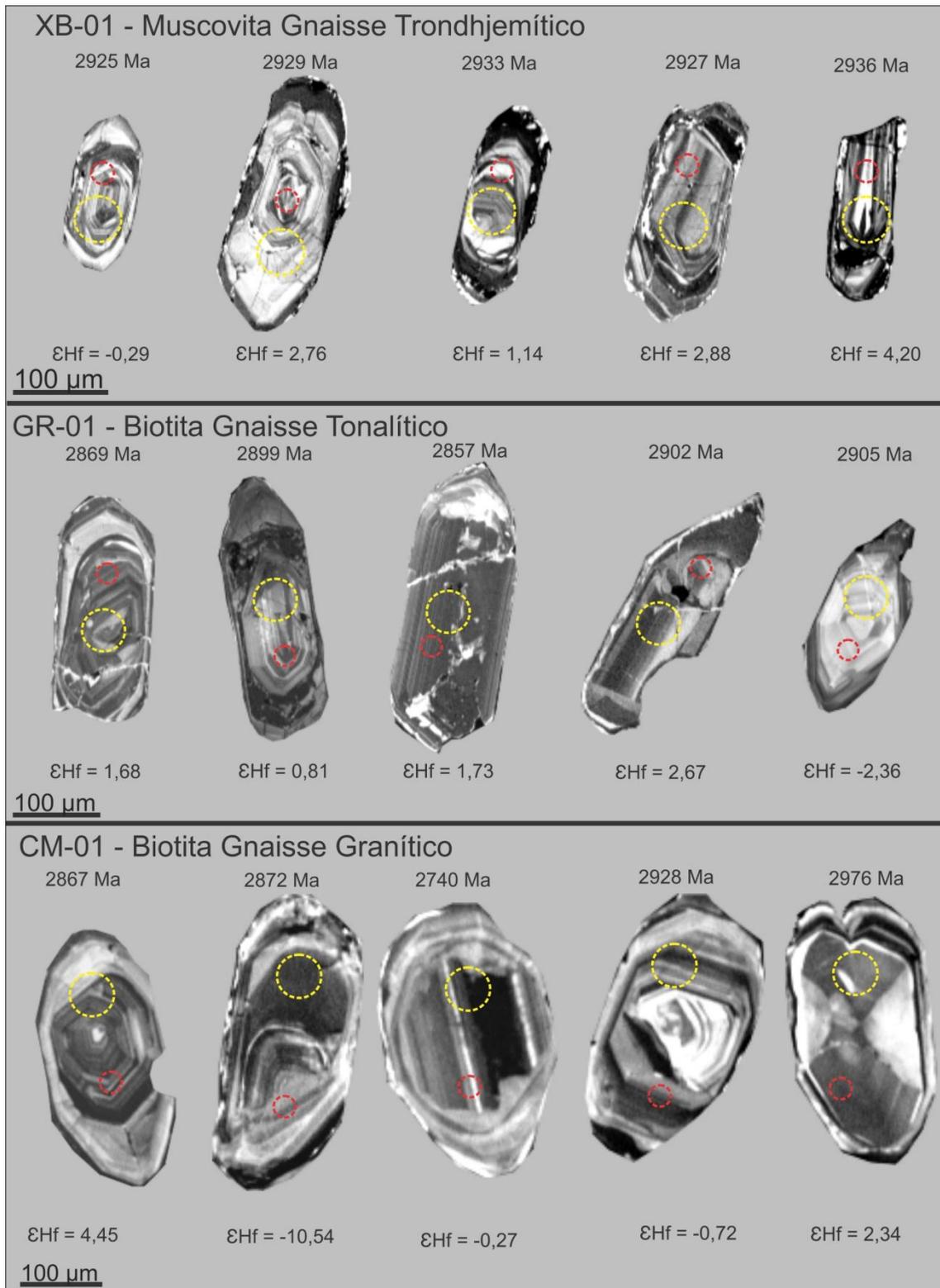


Figura 6.1– Imagens de CL de alguns dos cristais datados nas amostras XB-01, GR-01 e CM-01, os spots das análises U-Pb estão representados pelos círculos vermelhos (25 μm), enquanto que os de Lu-Hf são identificados pelos círculos amarelos (50 μm). Os valores das idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ estão colocados acima dos respectivos cristais, enquanto que os valores de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ estão indicados abaixo, e foram calculados utilizando a idade de cristalização da rocha.

Fonte: Elaborado pelo autor

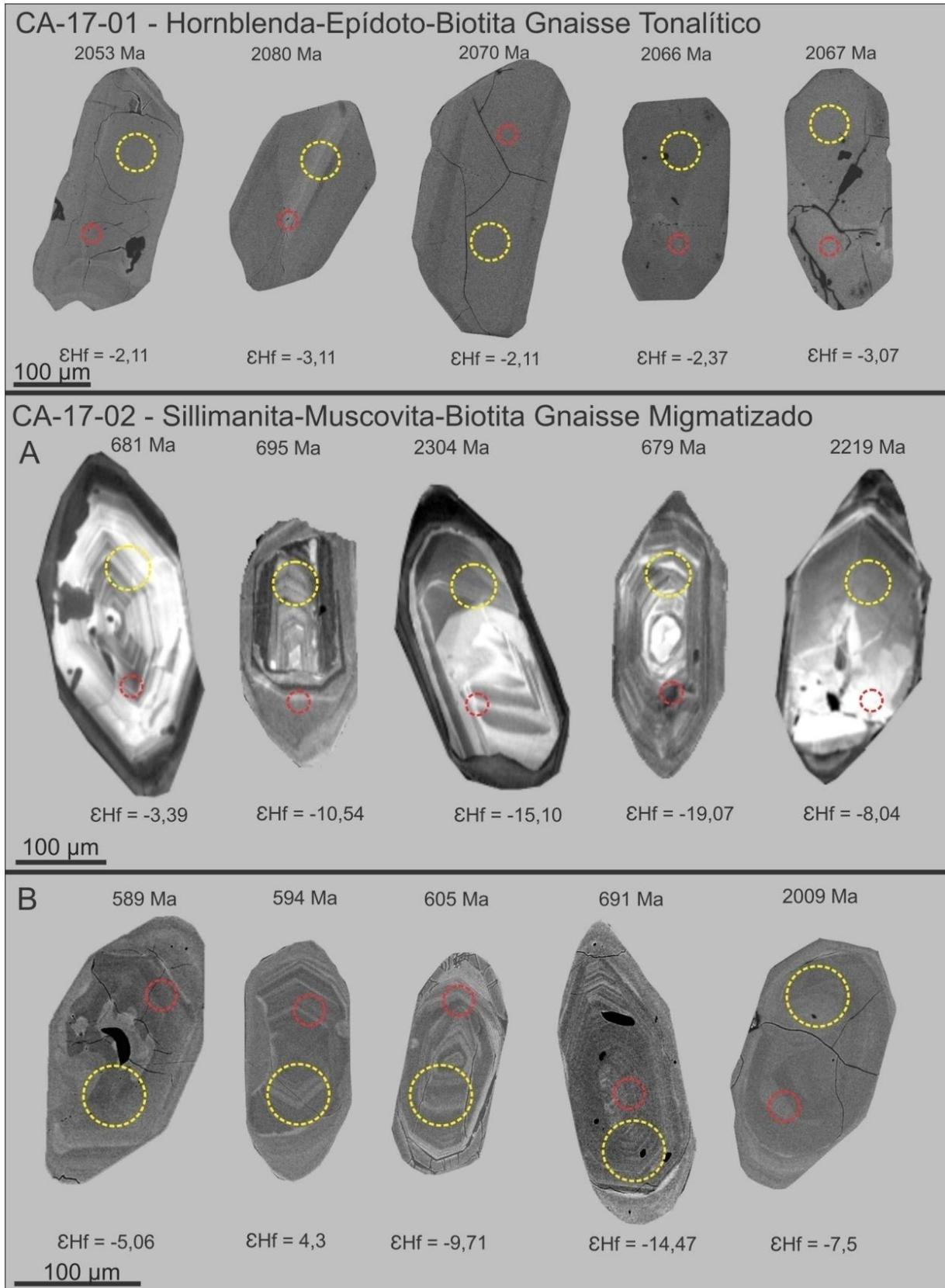


Figura 6.2 – Imagens de CL e ERE de alguns dos cristais datados nas amostras CA-17-01 e CA-17-02, os spots das análises U-Pb estão representados pelos círculos vermelhos (25 μm), enquanto que os de Lu-Hf são identificados pelos círculos amarelos (50 μm). Os valores das idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ estão colocados acima dos respectivos cristais, enquanto que os valores de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ estão indicados abaixo, e foram calculados utilizando a idade de cristalização da rocha.

Fonte: Elaborado pelo autor

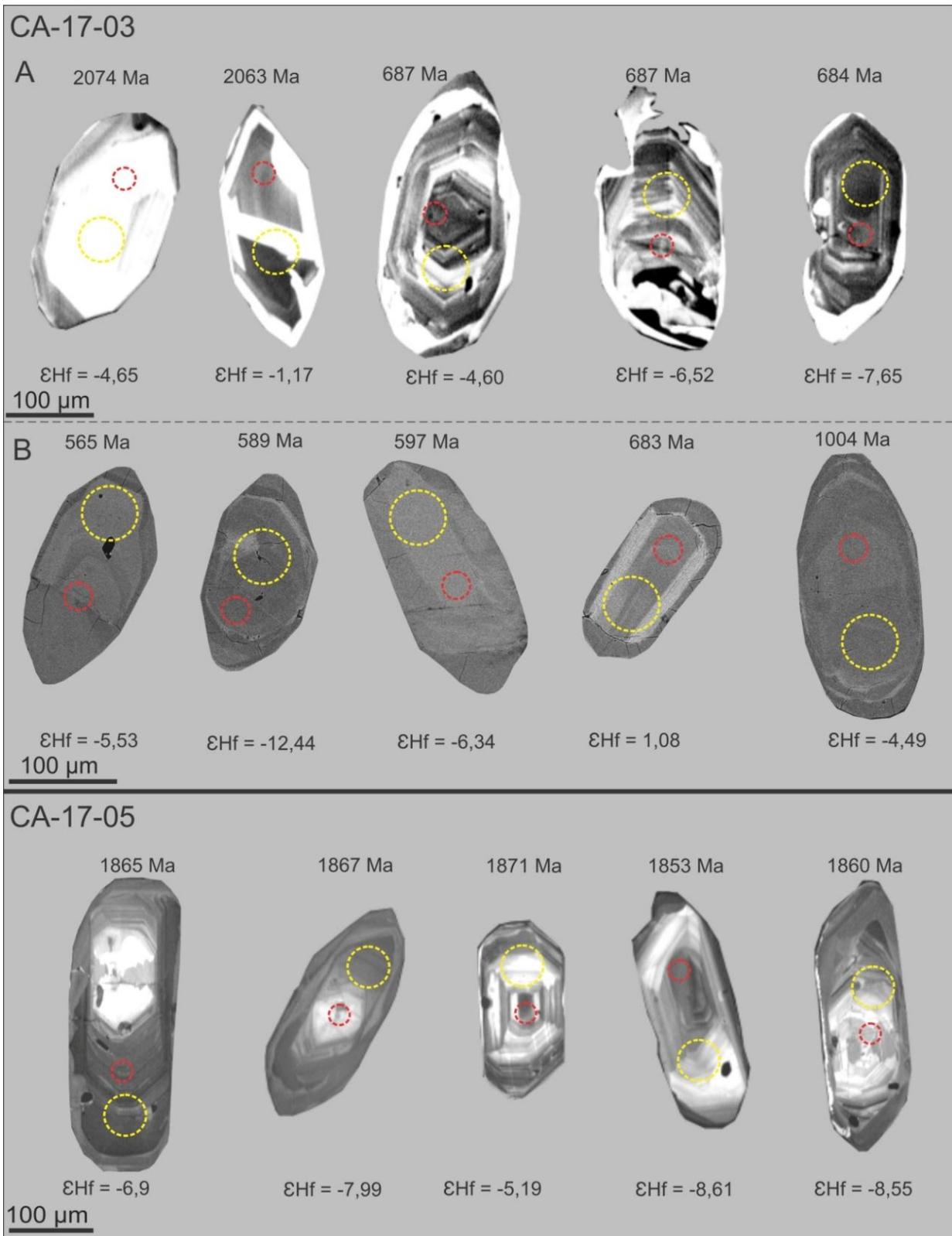


Figura 6.3– Imagens de ERE e CL de alguns dos cristais datados nas amostras CA-17-03 e CA-17-05, respectivamente. Os spots das análises U-Pb estão representados pelos círculos vermelhos (25 μm), enquanto que os de Lu-Hf são identificados pelos círculos amarelos (50 μm). Os valores das idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ estão colocados acima dos respectivos cristais, enquanto que os valores de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ estão indicados abaixo, e foram calculados utilizando a idade de cristalização da rocha.

Fonte: Elaborado pelo autor

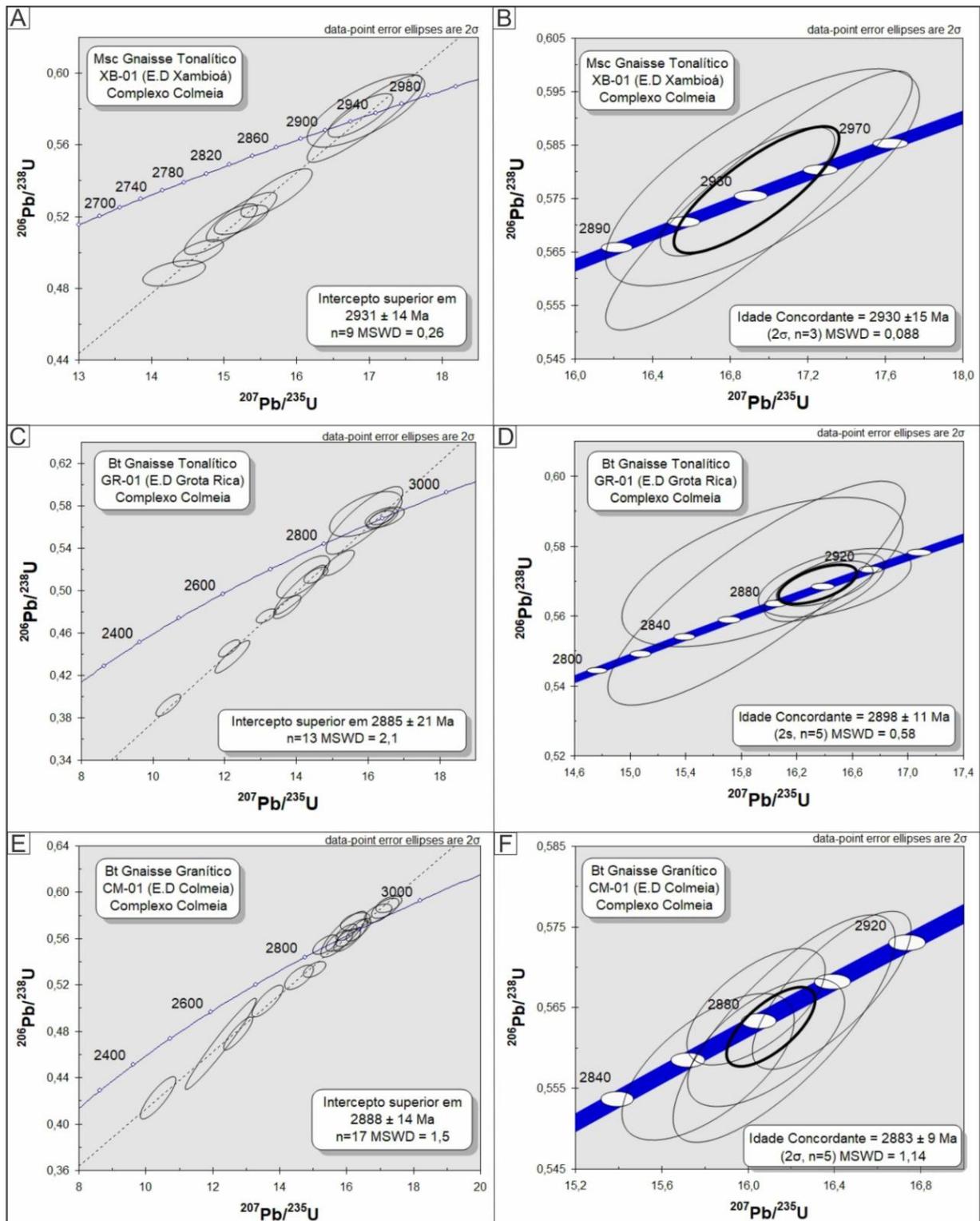


Figura 6.4 – Diagramas concórdias mostrando as idades discordantes e concordantes obtidas para as amostras XB-01 (A-B), GR-01 (C-D) e CM-01 (E-F).

Fonte: Elaborado pelo autor

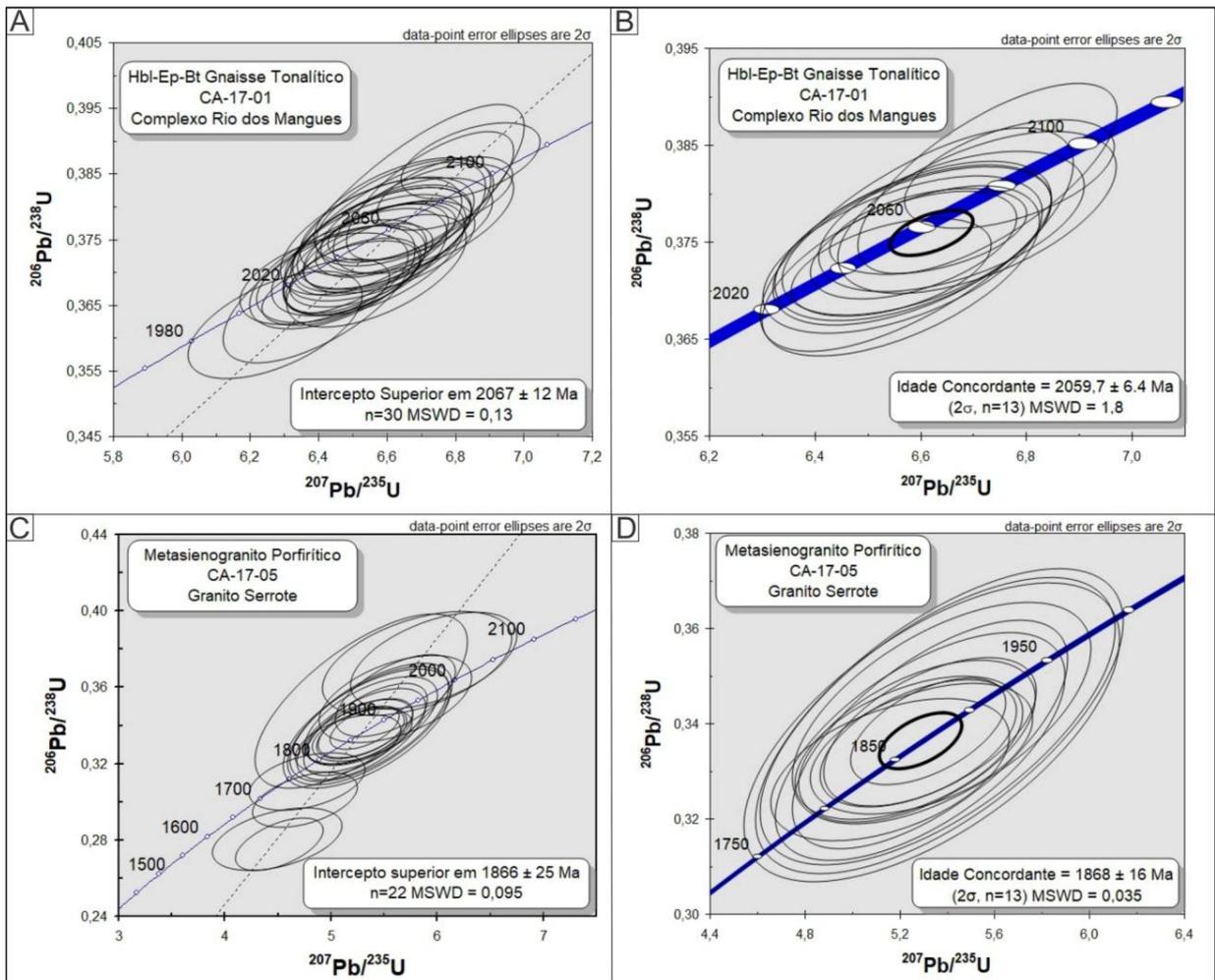


Figura 6.5 – Diagramas concórdias mostrando as idades discordantes e concordantes obtidas para as amostra CA-17-01 (A-B) e CA-17-05 (C-D).

Fonte: Elaborado pelo autor

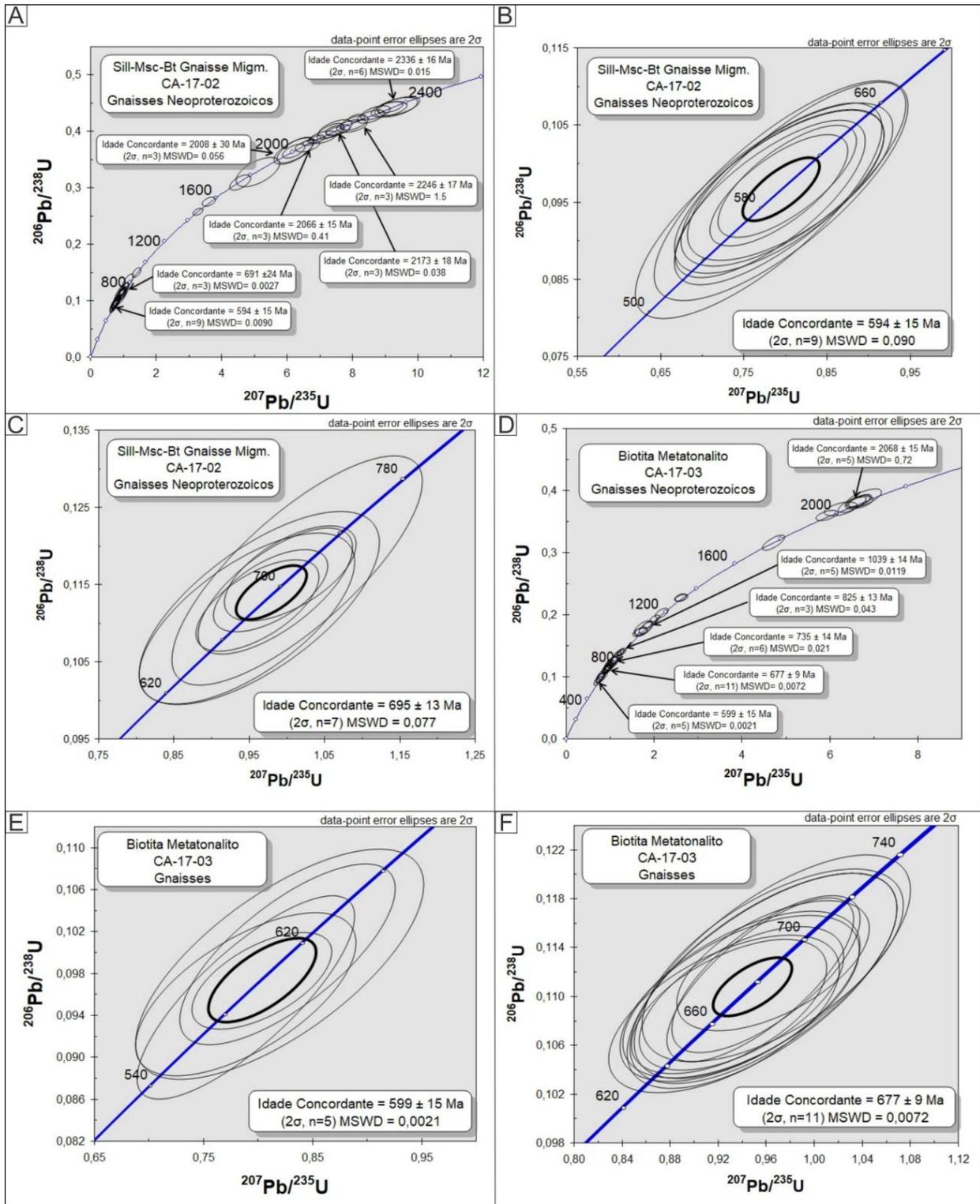


Figura 6.6– Diagramas concórdias mostrando os cristais de zircão com diversas idades concordantes obtidas para as amostra CA-17-02 (A-C) e CA-17-03 (D-F), também são mostradas as principais idades concordantes encontradas. Fonte: Elaborado pelo autor

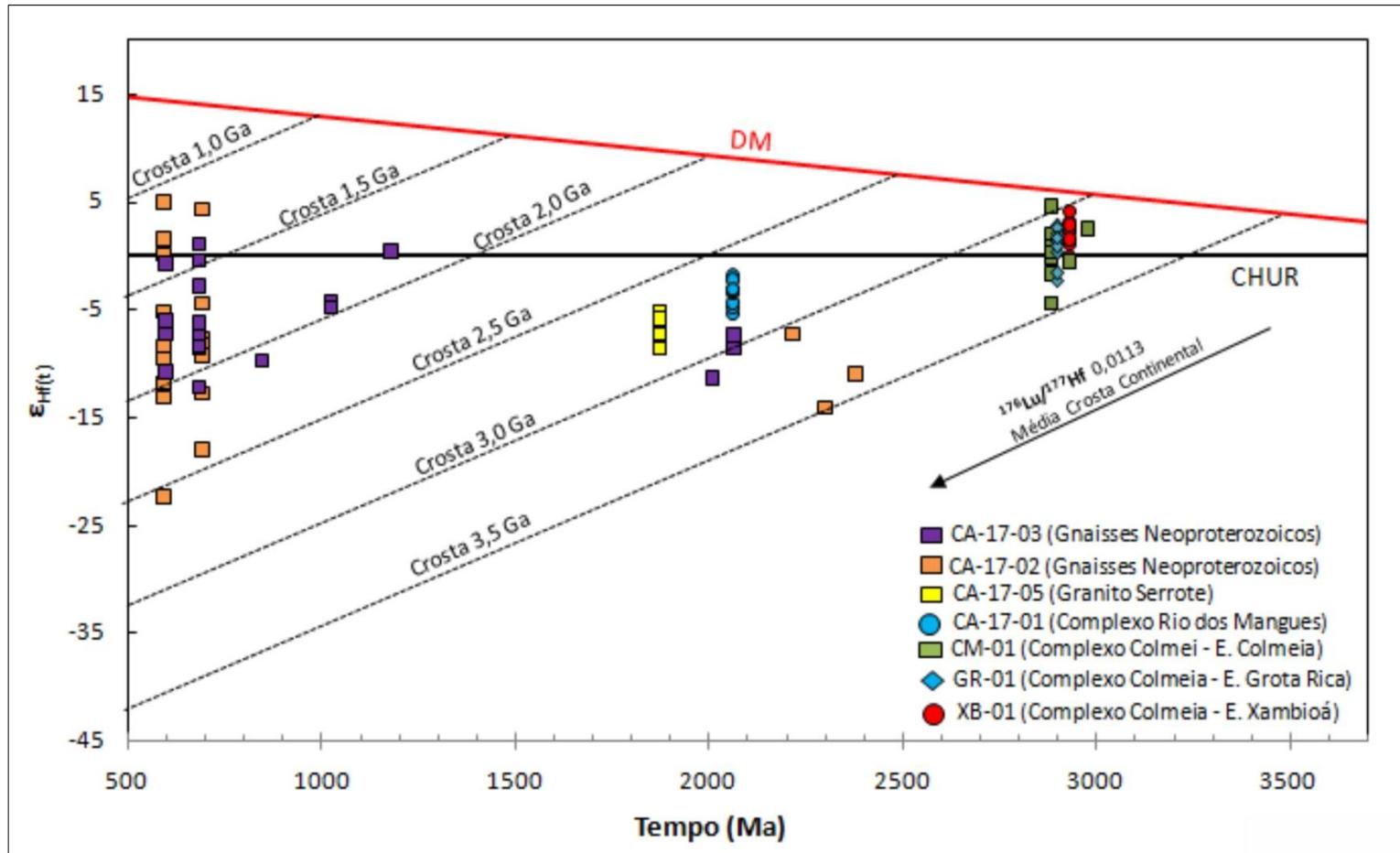


Figura 6.7– Diagrama de evolução $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ vs Tempo da unidades estudadas neste trabalho. As linhas tracejadas representam *trends* de evolução crustal, utilizando a razão $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ de 0,0113 para a média da crosta continental (Taylor and McLennan 1985, Zeh *et al.* 2007).

Fonte: Elaborado pelo autor

7 DISCUSSÃO

7.1 U-Pb EM ZIRCÃO POR LA-MC-ICPMS

7.1.1 Embasamento do segmento norte do Cinturão Araguaia

O Muscovita gnaïsse trondhjemítico apresenta uma idade concordante de 2930 ± 15 Ma, a qual foi interpretada como a idade de cristalização do protólito ígneo dos gnaïsses presentes na estrutura dômica de Xambioá. Esta idade é mais precisa do que aquela de 2921 ± 43 Ma obtida por Assis e Moura (2017), também pelo método U-Pb em zircão por LA-MC-ICPMS. Ela é ainda mais antiga que as idades de 2912 ± 21 Ma e $2905 \pm 5,1$ Ma definidas por Assis & Moura (2017) e Dias *et al.* (2017), respectivamente, para os ortognaïsses tonalíticos da estrutura dômica do Lontra, a qual se encontra próxima a estrutura dômica de Xambioá.

Para o Biotita gnaïsse tonalítico pertencente a estrutura dômica de Grota Rica, a idade concordante de 2898 ± 11 Ma foi interpretada como a idade de cristalização do protólito ígneo deste gnaïsse. A idade definida neste trabalho é mais antiga que a de 2867 ± 12 Ma obtida pelo método de evaporação de Pb em monocristais de zircão por Moura & Gaudette (1999), até então a única idade publicada para estes gnaïsses. Para os gnaïsses da estrutura dômica de Cocalândia, que se encontra localizada a aproximadamente 18 Km a oeste da estrutura de Grota Rica, a idade obtida pelo método U-Pb em zircão foi de 2869 ± 11 Ma, sugerindo que o protólito destes gnaïsses é mais jovem que o de Grota Rica.

A idade concordante de 2883 ± 9 Ma encontrada para o Biotita gnaïsse granítico da estrutura dômica de Colmeia foi interpretada, igualmente, como a idade de cristalização do seu protólito ígneo. Assim sendo, as idades obtidas por Moura & Gaudette (1999) e Dias *et al.* (2017) de 2855 ± 12 Ma e $2830,9 \pm 6,9$ Ma, respectivamente, representam idades mínimas de cristalização. Na datação de Moura & Gaudette (1999), esta idade mais jovem obtida para o ortognaïsse pode ser atribuída à limitação do método de evaporação de Pb em zircão. Nesta técnica todo o chumbo contido nas porções cristalinas do zircão é evaporado, incluindo eventuais porções de sobrecrescimento metamórfico no cristal. No caso de Dias *et al.* (2017), a idade menor pode estar relacionada ao fato de terem sido analisados cristais de zircão da fração magnética obtida com 2° de inclinação lateral do *Frantz* (Candido Moura, informação verbal).

A idade concordante de 2744 ± 23 Ma pode representar um evento metamórfico ocorrido no Neoarqueano. Portanto, bem anterior ao metamorfismo do Neoproterozoico relacionado a estruturação do CA, durante o evento Brasileiro, e amplamente registrado nestes gnaïsses do embasamento (Dias *et al.* 2017). No gnaïsse da estrutura de Grota Rica, um

crystal de zircão sub-concordante (95%) também apresenta uma idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 2731 Ma, o que corrobora esta hipótese. Os cristais concordantes mais antigos com idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2928 Ma e 2976 Ma provavelmente são herdados da fonte que deu origem ao protólito deste gnaíse.

As idades U-Pb em zircão obtidas por LA-MC-ICP-MS neste trabalho, juntamente com as publicadas por Assis & Moura (2017) e Dias *et al.* (2017), demonstram que os protólitos ígneos dos gnaíses do CC, que afloram no interior das diferentes estruturas dômicas, foram gerados em eventos magmáticos distintos. Estes eventos ocorreram dentro de um intervalo de aproximadamente 60 Ma (2,87-2,93 Ga). Este intervalo de idades é também encontrado nas rochas do Domínio Rio Maria, da Província Carajás, do Cráton Amazônico adjacente (Almeida *et al.* 2011). Deve-se ressaltar ainda o fato do embasamento do segmento norte do CA incorporar ortognaíses cujo protólito ígneo tem idade U-Pb em zircão de ~1.85 (Dias *et al.* 2017). Estes ortognaíses (Gnaíse Cantão) têm afinidade geoquímica com granitos Tipo-A (Moura 1992). Esta é mais uma semelhança do embasamento do CA com o Domínio Rio Maria do Cráton Amazônico, onde as rochas mesoarquenaossão intrudidas por granitos tipo-A paleoproterozoicos (~ 1,88 Ga) (Dall'Agnol *et al.* 2005, Dall'Agnol & Oliveira 2007). Deste modo, é provável que as rochas da porção norte do embasamento do Cinturão Araguaia podem representar fragmentos do Cráton Amazônico, como será discutido no tópico 7.3.

7.1.2 Embasamento do Segmento Sul do Cinturão Araguaia

A idade U-Pb em zircão de 2,06 Ga do Hornblenda-epídoto-biotita gnaíse tonalítico é interpretada como a idade de cristalização do protólito ígneo deste gnaíse. Esta idade é condizente com as idades obtidas pelo método de evaporação de Pb (2,05-2,08 Ga) por Arcanjo *et al.* (2013). Segundo o mapa geológico da Folha SC.22-Z-B (Porto Nacional) (Ribeiro *et al.* 2014), na área de ocorrência deste gnaíse tonalítico são mapeados paragnaíses do CRM (Figura 7.1). No entanto, a presença de rochas magmáticas neste setor é aqui detectada. Um fator importante para classificar esta rocha como um ortognaíse foi a ausência de diopísídeo, o qual é muito característico nos gnaíses calcissilicáticos do CRM (Ribeiro & Alves 2017). Ademais, os cristais de zircão presentes são predominantemente prismáticos e com idades concordantes, muito próximas, além da inexistência de cristais herdados. Deste modo, entende-se que dentro do CRM, orto- e paragnaíses encontram-se misturados, necessitando de mapeamentos mais detalhados para se definir melhor o limite entre estas rochas.

Para o Metasienogranitoporfirítico do GS, a idade U-Pb em zircão de 1,87 Ga foi interpretada como a idade de cristalização da rocha, sendo similar a de 1,86 Ga, determinada tanto pelo método de evaporação de Pb em zircão (Souza & Moura 1995) como por U-Pb em zircão em LA-MC-ICPMS (Alves, 2018).

7.1.3 Gnaisses Neoproterozoicos

As duas idades concordantes de 599 ± 15 Ma e 680 ± 11 Ma encontradas para o Biotita gnaiss tonalítico são mais jovens do que a idade definida para o CRM, que é de idade Paleoproterozoica (2,06-2,08 Ga), indicando que esta rocha, inicialmente amostrada como pertence a este complexo, de fato deve constituir outra unidade geológica. De acordo com o mapa geológico da Folha SC.22-Z-B (Porto Nacional) (Ribeiro *et al.* 2014), o Biotita gnaiss tonalítico amostrado pertence a unidade denominada de Tonalito-Granodiorito Aliança (Figura 7.1), cuja idade U-Pb em zircão, obtida em um gnaiss tonalítico por SHRIMP, é de 593 ± 59 Ma (Ribeiro & Alves 2017). Esta unidade reúne principalmente biotita metatonalitos e biotita metagranodioritos, além de gnaisses tonalíticos a quartzodioríticos.

Assim, a idade de 599 ± 15 Ma é interpretada, a princípio, como a idade de cristalização do protólito ígneo do Biotita gnaiss tonalítico. No entanto, a idade obtida por Ribeiro & Alves (2017), é de intercepto superior e apresenta um erro analítico muito alto (59 Ma), portanto ela pode estar indicando uma idade mínima. Além disso, há mais cristais de zircão definindo a idade concordante de 680 ± 12 Ma (n= 9) do que a de 599 ± 15 Ma (n=5). Deste modo, há a necessidade de se investigar mais detalhadamente se de fato a idade 599 ± 19 Ma representa a época de cristalização da rocha.

Os cristais de zircão mais antigos encontrados (1,0 a 2,91 Ga) seriam herdados ou xenocristais. Podem ser proveniente do segmento crustal que fundiu para gerar o protólito tonalítico. Alternativamente, podem ter sido assimilados das rochas metassedimentares encaixantes durante a colocação do corpo ígneo. A segunda interpretação é apoiada pelos dados geoquímicos de Ribeiro & Alves (2017), que interpretaram o caráter peraluminoso do magma tonalítico como resultado de contaminação crustal.

Por sua vez, o Sillimanita-muscovita-biotita gnaiss migmatizado também foi amostrado como pertencente ao conjunto de gnaisses do CRM (Figura 7.1), de acordo com o trabalho de Arcanjo *et al.* (2013), e o mapa geológico da Folha SC.22-Z-B (Ribeiro *et al.* 2014). Devido a presença em grande quantidade de fases ricas em Al (sillimanita, muscovita, biotita) esta rocha foi interpretada como paragneiss. Neste caso, a existência de cristais detríticos de zircão com diversas idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, sugere a proveniência de diversas fontes.

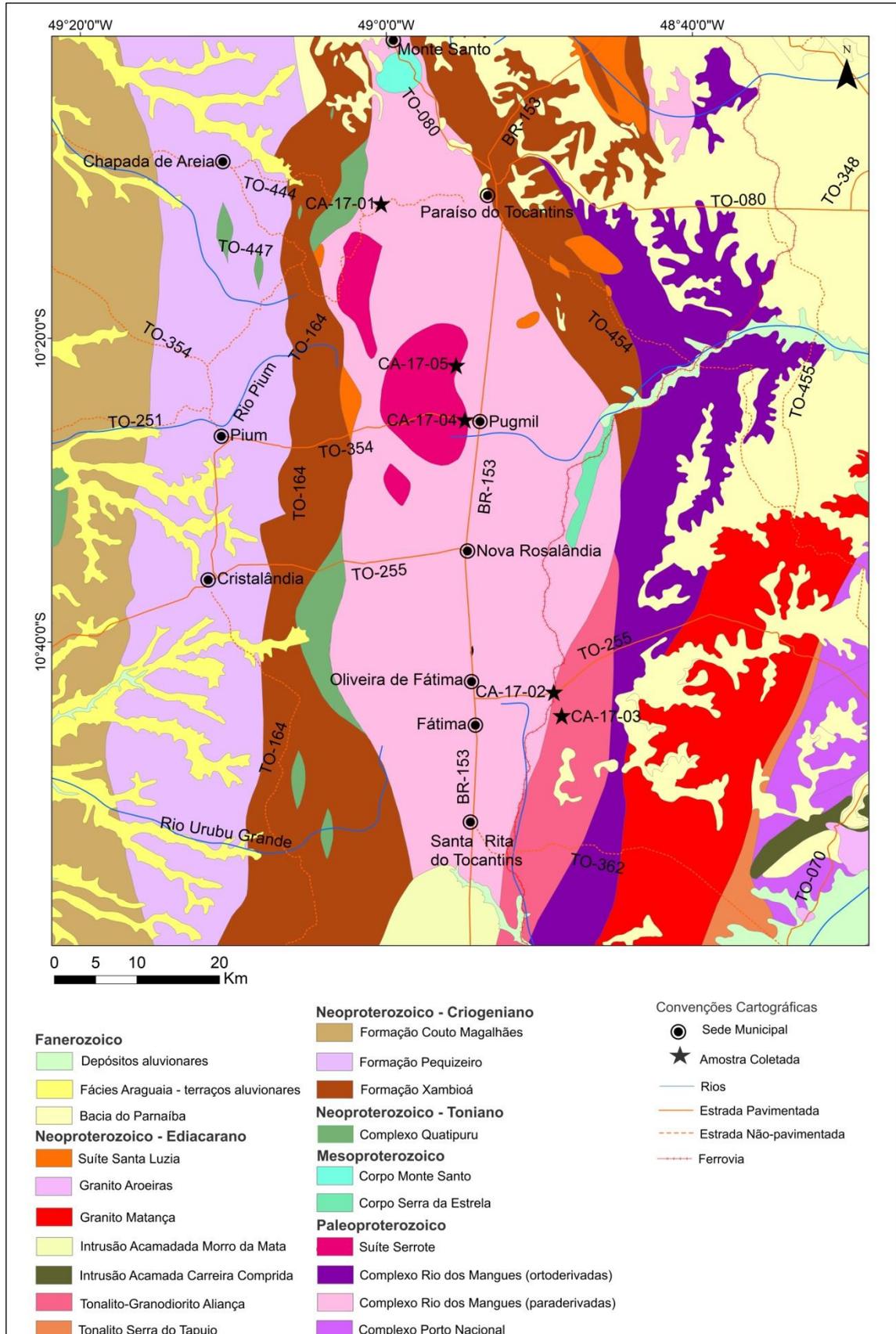


Figura 7.1 – Mapa Geológico da Folha Fátima (SC-22-Z-B-V) que compõe a Folha Porto Nacional (SC-22-Z-B), mostrando a localização das amostras coletadas neste trabalho em relação ao mapeamento geológico realizado pela CPRM.

Fonte: Adaptado de Ribeiro *et al.* (2014).

O agrupamento destes cristais permitiu calcular algumas idades concordantes, que estão representadas tanto no diagrama Concórdia (Figura 6.6) quanto no diagrama de frequência (Figura 7.2). Contudo, a presença neste gnaiss de cristais de zircão com idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ entre 590 e 1950 Ma (Tabela 6.1, Anexo A), mais jovens que o CRM, indica que esta rocha deve constituir uma unidade mais jovem e distinta do CRM. As idades U-Pb encontradas nos zircões detríticos deste paragnaisse são similares as de rochas de unidades próximas presentes no Arco Magmático de Goiás, no Maciço de Goiás e no próprio CRM (Tabela 7.1), e podem representar as fontes dos sedimentos. Com base na grande proporção de cristais de zircão com idades do Neoproterozoico, as quais são encontradas nas rochas do Arco Magmático de Goiás, é muito provável que as rochas deste arco tenham sido a principal fonte para a formação do protólito sedimentar do paragnaisse, com contribuição menor, de unidades do Paleoproterozoico.

Na região estudada, as rochas metassedimentares mais jovens que o CRM fazem parte do Supergrupo Baixo Araguaia pertencente ao CA. Porém, rochas metassedimentares com sillimanita ainda não foram reportadas nesta unidade litoestratigráfica. Assim sendo, há duas possibilidades a serem colocadas. A primeira delas é que este Sillimanita-muscovita-biotita gnaiss migmatizado faria parte de um conjunto de rochas metassedimentares de alto grau metamórfico, pertencente ao Supergrupo Baixo Araguaia, e que ainda não havia sido identificado no CA. Outra possibilidade é que estas rochas sejam referentes a uma outra unidade, ainda não individualizada, e que podem ter tido sua evolução relacionada a colisão do Arco Magmático de Goiás como embasamento sul do CA.

Assim, a presença de cristais com idades em torno 594 Ma, os quais preservam as características ígneas (prismáticos, variam de euédricos a subédricos, com zoneamento oscilatório bem preservado e razão $\text{Th}/\text{U} > 0,1$), pode indicar que a fonte estaria próxima. Estes cristais são contemporâneos ao Biotita gnaiss tonalítico, com isso, corpos gerados no mesmo evento magmático que o protólito do Biotita gnaiss tonalítico podem ser a fonte dos cristais com esta idade. Além disso, a idade destes cristais indica que o protólito sedimentar pode ter se depositado concomitantemente a formação do CA, fortalecendo assim a hipótese de que elas seriam relacionadas ao Supergrupo Baixo Araguaia. McGee *et al.* (2018) relatam a presença de zircões detríticos com idades entre 530 e 590 Ma nas rochas metassedimentares do Supergrupo Baixo Araguaia, e interpretam que sedimentação e orogênese ocorrem contemporaneamente neste período.

Outra possibilidade a ser melhor investigada, é que estes cristais de zircão tenham se cristalizado a partir do leucossoma gerado durante a migmatização sofrida por esta rocha. Todavia, os valores da razão Th/U são $>0,1$ e, segundo Rubatto (2017), apesar de geralmente serem comuns em cristais de zircão ígneos, há casos em que ocorrem em zircões metamórficos. Além disso, leucossomas ricos em zircônio (>200 ppm) apresentam cristais de zircão euédricos com feições típicas de zircões magmáticos (Broudet *et al.* 1990). Portanto, a amostragem adicional desta sucessão metassedimentar e um maior volume de dados U-Pb em zircão são necessários para melhor investigar as hipóteses aventadas acima.

Tabela 7.1 – Idades obtidas em rochas de algumas das unidades geológicas que ocorrem próximas a área de estudo.

Unidade		Litotipo	Idade	Autor (es)
Complexo Rio dos Mangues		Gnaisses tonalíticos e granodioríticos	2,05-2,08 Ga ^{1,2}	Arcanjo <i>et al.</i> 2013
Bloco Cavalcante-Natividade	Suíte Rio do Moleque	Tonalito	2342 ± 26 Ma ³	Lima 2014
	Sequência Metavulcanosedimentar Água Suja	Paragneisse	1,88-2,29 Ga ^{3*}	Lima 2014
	Domínio Almas-Conceição do Tocantins	Gnaisse Tonalítico	2343 ± 11 Ma	Fuck <i>et al.</i> 2014
		Gnaisse Granítico	2379 ± 6 Ma	
Hornblenda-biotita Tonalito		2180 ± 12 Ma		
Biotita Granito	2144 ± 21 Ma			
Maciço de Goiás		Gnaisse Granodiorítico	2143 ± 11 Ma	Fuck <i>et al.</i> 2014
Arco Magmático de Goiás	Arco de Mara Rosa	Gnaisse Tonalítico	848 ± 4 Ma	Frasca <i>et al.</i> 2005
		Biotita Gnaisse Granodiorítico	804 ± 6 Ma	Laux <i>et al.</i> 2005
	Arco de Santa Terezinha de Goiás	Gnaisse tonalítico-granítico	669 ± 3 Ma	Laux <i>et al.</i> 2005
		Biotita Gnaisse	630 ± 5 Ma	
		Hornblenda Metatonalito	654 ± 4 Ma	Praxedes 2014

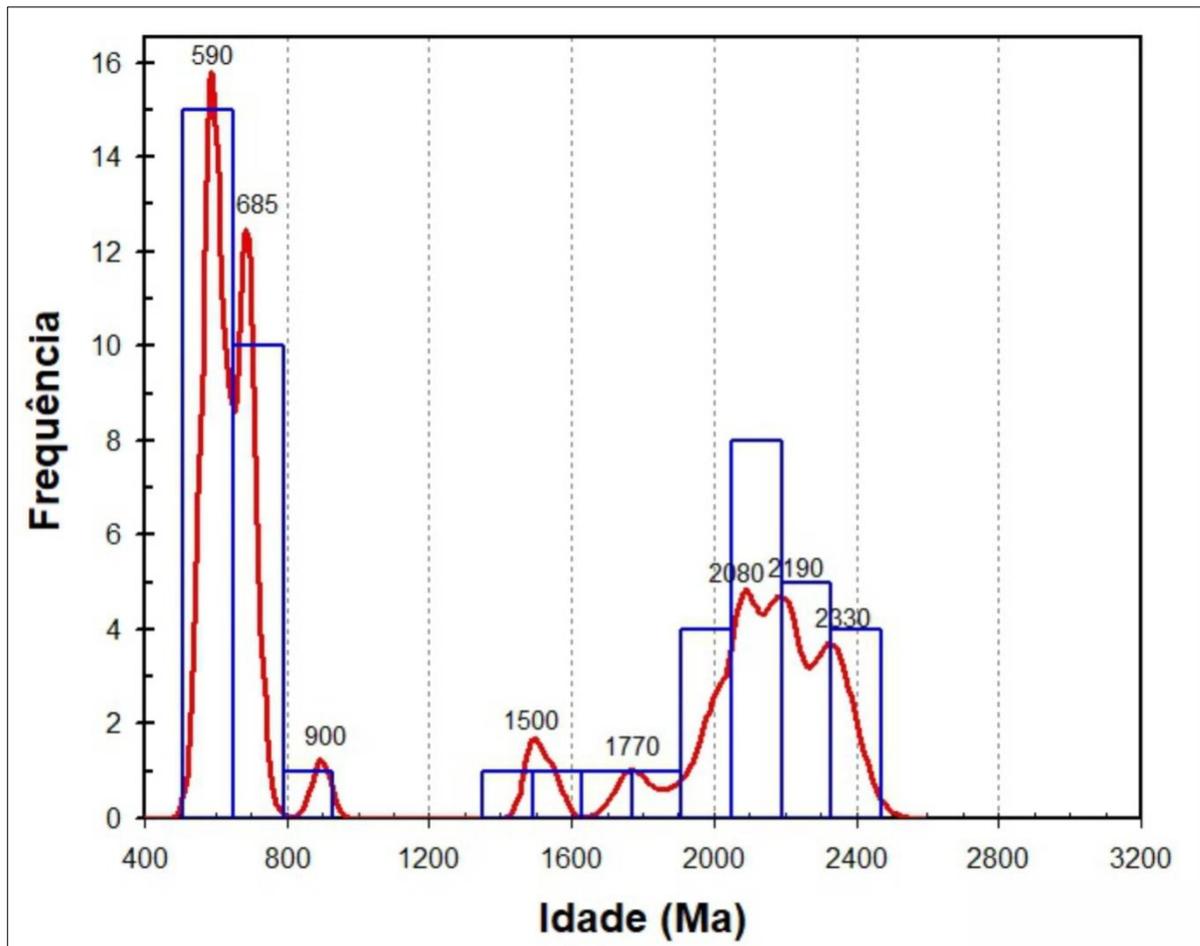


Figura 7.2– Diagramas de frequência do Sillimanita-muscovita-biotita gnaiss migmatizado.
Fonte: Elaborado pelo Autor

7.2 Lu-Hf EM ZIRCÃO POR LA-MC-ICPMS

7.2.1 Embasamento do Segmento Norte do Cinturão Araguaia

Com base nos valores de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ e das idades modelo $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^c$ que ocorrem dentro de intervalos muito similares, identificou-se que apesar de os ortognaisses das estruturas de Xambioá, Grota Rica e Colmeia terem idades U-Pb em zircão distintas, o que indica que seus protólitos ígneos foram gerados em diferentes eventos magmáticos, estas rochas possuem assinaturas isotópicas de Hf muito semelhantes. Isto é demonstrado no diagrama $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ vs tempo (Figura 7.3), onde os cristais de zircão analisados, pertencentes a cada um dos ortognaisses estudados, incluindo os de um ortognaisse da estrutura de Cocalândia compilados de Moura *et al.* (2017), apresentam um *trend* evolutivo aproximadamente dentro de um mesmo intervalo. Desta forma, entende-se que estas rochas se formaram em eventos magmáticos distintos, porém, compartilham parcialmente de uma rocha fonte em comum.

O Muscovita gnaïsse trondhjemítico da estrutura de Xambioá, o qual é a rocha mais antiga desse embasamento, apresenta valores de $\epsilon_{\text{Hf}(2,93 \text{ Ga})}$ predominantemente positivos, com apenas um valor negativo (-0,29 a 4,20) e idades modelo Hf- T_{DM}^{c} entre 3,28 e 3,04 Ga. Portanto, interpreta-se que esta rocha se formou predominantemente a partir da fusão de uma crosta mesoarqueana recém extraída do manto. Uma pequena contribuição de crosta mais antiga pode ser representada pelos valores levemente negativos e próximos de zero de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$, e ainda pelas idades modelo Hf- T_{DM}^{c} mais antigas.

Para o Biotita gnaïsse tonalítico da estrutura de Grota Rica os valores de $\epsilon_{\text{Hf}(2,90 \text{ Ga})}$ variam de levemente positivos a levemente negativos (-2,36 a 2,72) e as idades modelo Hf- T_{DM}^{c} (3,37 a 3,09 Ga) são muito semelhantes àquelas do ortognaïsse de Xambioá. Assim sendo, é plausível que os ortognaïsses de Grota Rica e Xambioá tenham se originado a partir da mesma crosta mesoarqueana, contudo, para o primeiro, pode ter havido uma contribuição maior de material crustal formado no Paleoarqueano.

Os valores de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ encontrados para o Biotita gnaïsse granítico da estrutura de Colmeia variam de positivos a negativos (-4,44 e 4,45) e as idades modelo Hf- T_{DM}^{c} apresentam uma maior variação (3,47 a 2,99 Ga). Desta forma, é interpretado que o protólito granítico deste gnaïsse é produto da mistura principalmente entre uma crosta juvenil mesoarqueana e materiais crustais mais antigos do Paleoarqueano. Os vários valores de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ próximos de zero com respectivas idades modelo Hf- T_{DM}^{c} intermediárias, fortalecem esta interpretação.

Dois cristais de zircão herdados também foram analisados pelo método Lu-Hf, e apresentam idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2,93 Ga e 2,98 Ga. Os valores de foram $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ de -0,72 e 2,34 e as idades modelo Hf- T_{DM}^{c} de 3,30 Ga e 3,18 Ga, respectivamente. Estes cristais herdados reforçam a participação de material crustal mais antigo durante a formação do protólito granítico da estrutura de Colmeia.

As idades modelo Hf- T_{DM}^{c} mais jovens de cada gnaïsse que correspondem aos valores mais positivos de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$, são muito similares, o que permite inferir uma idade de formação entre 3,0-3,1 Ga para a crosta juvenil mesoarqueana envolvida na formação destas rochas. Este evento de formação crustal, por estar envolvido na formação destas rochas que estão geograficamente distantes, provavelmente ocorreu de forma expressiva.

7.2.2 Embasamento do Segmento Sul do Cinturão Araguaia

A partir das idades modelo Hf- T_{DM}^{c} mais antigas, juntamente com valores predominantemente negativos de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$, é possível identificar que a origem das rochas estudadas é

produto principalmente de retrabalhamento de crosta mais antiga, com contribuições mais restritas de material juvenil e mantélico. Para o ortognaisse do CRM, os baixos valores negativos de $\epsilon_{\text{Hf}(2,06 \text{ Ga})}$ (-2,03 a -5,28) e as idades $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ (2,85 a 2,73 Ga) indicam que os protólitos destes gnaisses podem ter se originado principalmente a partir de uma fonteneo-mesoarqueana, ou ainda pela mistura de material juvenil gerado durante o transamazônico com uma crosta mais antiga do Mesoarqueano. Com base no diagrama $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ vs tempo (Figura 7.3) e na relação regional entre as unidades, esta crosta mesoarqueana pode ser representada pelos gnaisses do Complexo Colmeia localizados mais ao norte.

Os valores negativos $\epsilon_{\text{Hf}(1,87 \text{ Ga})}$ (-5,19 e -8,61) do Metasienogranito porfirítico do GS, assim como as idades modelo $\text{Hf-T}_{\text{DM}}^{\text{C}}$ (2,69 a 2,88 Ga), definem um *trend* evolutivo semelhante ao do ortognaisse do CRM, como pode ser observado no diagrama $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ vs tempo (Figura 7.3). Desta forma, é muito provável que o GS tenha se originado pela fusão dos gnaisses do CRM, onde este corpo encontra-se encaixado. Contudo, existe a possibilidade deste granito ter se formado, assim como o protólito do ortognaisse do CRM, a partir de uma fonte neo-mesoarqueana.

A partir destes resultados foi possível identificar que os segmentos norte e sul do embasamento do CA foram gerados a partir de crostas distintas. Na porção norte, as rochas foram geradas principalmente a partir de uma crosta juvenil mesoarqueana com mistura em diferentes proporções de material crustal do Meso-Paleoarqueano. Por sua vez, no segmento sul, as fontes são do Neo-Mesoarqueano, ou ainda, estas rochas são produto de mistura entre fontes mantélicas e juvenis do Paleoproterozoico com uma crosta mais antiga do Meso-Paleoarqueano. A crosta mais antiga poderia ser representada pelas rochas mesoarqueanas da porção norte do CA ou ainda do Cráton Amazônico (Figura 7.4), localizadas atualmente ao norte e noroeste do CRM, respectivamente.

Outra observação importante, é que os gnaisses tanto do segmento norte quanto do segmento sul compartilham a intrusão de rochas graníticas do Paleoproterozoico (~1,85-1,87 Ga), referentes ao Gnaiss Cantão e GS, respectivamente. Isto fortalece a hipótese de que estas diferentes porções do embasamento do CA formavam um único segmento crustal no Paleoproterozoico e que, conseqüentemente, o Gnaiss Cantão e o GS compartilham suas origens dentro de um mesmo contexto tectônico. No diagrama $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ vs tempo os gnaisses mais antigos apresentam o mesmo *trend* evolutivo que seus respectivos corpos intrusivos paleoproterozoicos (Figura 7.3). Isso mostra que embora contemporâneos, esses granitos

intrusivos do Paleoproterozoico tiveram fontes crustais distintas atestando dessa forma as diferenças entre os segmentos norte e sul do embasamento do CA.

7.2.3 Gnaisses Neoproterozoicos

O Biotita gnaiss tonalítico apresenta valores negativos de $\epsilon_{\text{Hf}(599 \text{ Ma})}$ (-10,90 a -0,88), e idades modelo Hf- T_{DM}^{c} (1,97 a 1,43 Ga), enquanto que para os cristais herdados que definiram a idade de 680 Ma, os valores de $\epsilon_{\text{Hf}(680 \text{ Ma})}$ variam de -12,12 a 1,06, e as idades modelo Hf- T_{DM}^{c} de 1,39 a 2,10 Ga. Estes resultados demonstram que é possível que haja relação genética entre estas duas populações de cristais, de modo que ambas possuem assinaturas isotópicas de Hf muito semelhantes. Com isso, rochas com idade em torno de 680 Ma teriam sido a principal fonte para a geração do magma tonalítico, o que explicaria a grande quantidade de cristais de zircão herdados com idades próximas de 680 Ma. As idades modelo Hf- T_{DM}^{c} e os valores negativos de ϵ_{Hf} , para a população de cristais que definiram a idade de cristalização da rocha, indicam que este protólito tonalítico é produto principalmente do retrabalhamento de rochas crustais mais antigas. Valores mais próximos de zero podem indicar menores contribuições de magma ou rocha juvenil.

Em uma segunda hipótese que deve ser melhor investigada, a cristalização do protólito tonalítico ocorreu por volta de 680 Ma, e os cristais com idades de ~599 Ma seriam provenientes do leucossoma formado durante um evento de migmatização, e consequentemente exibem assinaturas isotópicas de Hf semelhantes a da rocha original.

Os cristais mais antigos presentes nesta rocha com idades entre 844 Ma e 2,07 Ga, exibem valores de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$, preponderantemente negativos, o que indica que são rochas também formadas por retrabalhamento de material crustal antigo. Destaque para os cristais de zircão com idade de 2,07 Ga que mostraram valores de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ e idades modelo Hf- T_{DM}^{c} próximos aos obtidos para o Hornblenda-epídoto-biotita gnaiss tonalítico, fortalecendo a hipótese de que podem ter sido assimilados de rochas do CRM, durante a colocação do tonalito.

Para o Sillimanita-muscovita-biotita gnaiss migmatizado os valores de $\epsilon_{\text{Hf}(594 \text{ Ma})}$ dos cristais com idade em torno de 594 Ma variam de -22,51 a 4,82, e as idades modelo Hf- T_{DM}^{c} ocorrem entre 2,59 e 1,12 Ga. O espalhamento presente nestes valores pode indicar que estes cristais são provenientes de rochas diferentes, as quais foram geradas contemporaneamente ao Biotita gnaiss tonalítico, e que estariam ligados aos eventos colisionais entre embasamento sul do CA e o Arco Magmático de Goiás. Por sua vez, os cristais que determinaram a idade 695 Ma apresentam os valores de $\epsilon_{\text{Hf}(695 \text{ Ma})}$ entre -18,16 a 4,37 e idades modelo Hf- T_{DM}^{c} entre 1,23 a 2,49 Ga. Estes valores são muito similares aos

encontrados para os cristais de 594 Ma. Dessa forma, rochas magmáticas formadas em torno de 680-700 Ma e por volta de 600 Ma devem ter sido fonte do protólito sedimentar do Sillimanita-muscovita-biotita gnaiss migmatizado.

De modo geral, os cristais de zircão de diferentes idades do Sillimanita-muscovita-biotita gnaiss migmatizado apresentam valores de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ predominantemente negativos (-22,51 a -4,39), indicando que são provenientes de rochas formadas principalmente a partir de retrabalhamento de crosta mais antiga com idades modelo Hf- T_{DM}^c variando do Mesoproterozoico (1,7 Ga) ao Paleorqueano (3,52 Ga). Contudo, cristais de zircão com idades de 594 Ma e 691 Ma e valores de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ positivos (0,18 a 4,82) indicam que rochas com assinatura isotópica juvenil poderiam estar presentes na área fonte desta rocha (Figura 7.3).

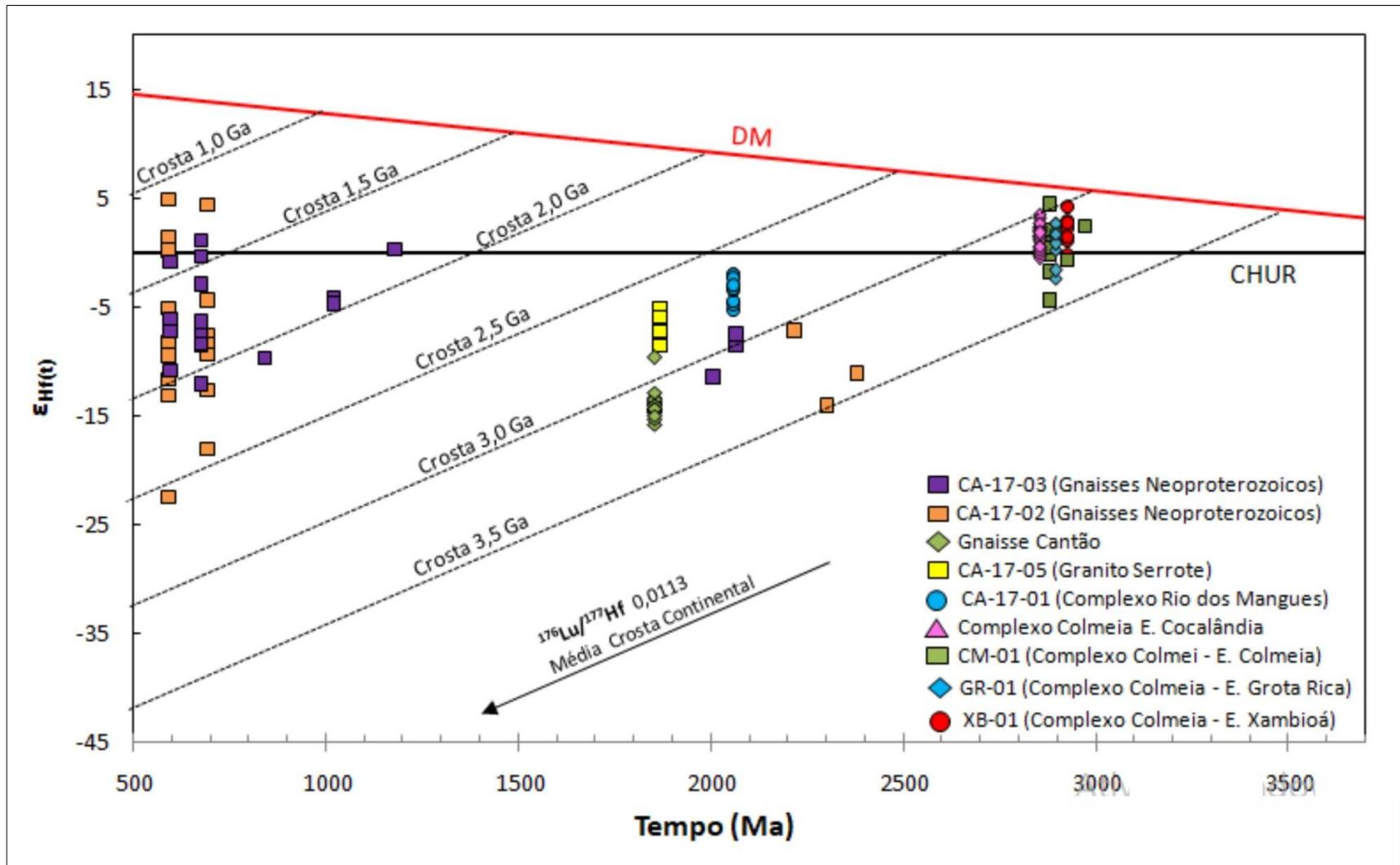


Figure 7.3 – Diagrama $\epsilon_{Hf(t)}$ vs tempo com as amostras utilizadas neste trabalho e adição dos resultados obtidos em duas amostras, uma do Gnaiss Cantão e outra de um ortogneiss da estrutura dômica de Cocalândia. Os resultados de Cantão e Cocalândia foram compilados de Moura *et al.* (2017). É possível observar uma relação similar entre os gnaisses mais antigos do embasamento, tanto da porção norte (CC) quanto do segmento sul (CRM), e seus respectivos corpos intrusivos do Paleoproterozoico.
 Fonte: Elaborado pelo autor

7.3 RELAÇÃO ENTRE O EMBASAMENTO NORTE DO CINTURÃO ARAGUAIA E A PROVÍNCIA CARAJÁS (CRÁTON AMAZÔNICO)

Segundo Moura & Gaudette (1999) as rochas do embasamento do CA podem representar *inliers* do Cráton Amazônico adjacente uma vez que ambos os terrenos são constituídos de granitoides arqueos intrudidos por granitos do Paleoproterozoico. O avanço nos dados geocronológicos dos granitoides arqueos o cráton como nos gnaisses do embasamento do cinturão permitem examinar mais detalhadamente essa hipótese. A figura 7.4 mostra um mapa geológico simplificado da região sudeste do Pará e noroeste do Tocantins mostrando a relação espacial entre as unidades da província Carajás e do segmento norte do CA.

A Província Carajás é uma das 7 províncias definidas no Cráton Amazônico e ocorre adjacente ao CA. Esta província é constituída pelos domínios Rio Maria, Sapucaia e Canaã dos Carajás e, ao norte da Província Carajás encontra-se a Bacia de Carajás (Dall’Agnol *et al.* 2013). A porção sul da Província Carajás é constituída pelo Domínio Rio Maria, formado por *greenstone belts* do Supergrupo Andorinhas (3,0-2,9 Ga) e por granitoides do tipo TTG, os quais possuem idades variando de 2,96 a 2,86 Ga (Almeida *et al.* 2011). Os domínios Sapucaia e Canaã dos Carajás ocorrem a norte do Domínio Rio Maria. O primeiro possui rochas similares a do Domínio Rio Maria, com a diferença de que este foi afetado por eventos tectônicos neoarqueos. Por sua vez, o domínio Sapucaia é formado predominantemente por granitos *stricto sensu* e associações charnoquíticas neoarqueas, com raras ocorrências de granitoides sódicos e granitos anorogênicos (Marangoanha *et al.* 2019).

As suítes TTG mesoarqueas do Domínio Rio Maria são representadas pelos tonalitos Arco Verde e Mariazinha, além do Trondhjemitó Mogno (2,96-2,92 Ga). No domínio Sapucaia os TTG’s correspondem aos tonalitos Caracol e São Carlos (2,95-2,93 Ga), e pelos trondhjemitos Colorado e Água Fria (2,87-2,86 Ga). No Domínio Canaã do Carajás, TTG’s estão mais restritos ao Trondhjemitó Rio Verde (2,93-2,92 Ga). A tabela 7.2 sintetiza as idades das unidades TTG mesoarqueas da Província Carajás.

No Domínio Rio Maria, Almeida *et al.* (2011) dividiram o magmatismo TTG em 3 eventos: o primeiro em $2,96 \pm 0,02$ Ga, onde foram geradas as rochas do Tonalito Arco Verde e o Trondhjemitó Mogno. No segundo evento, que ocorreu em $2,93 \pm 0,02$ Ga, formaram-se o Tonalito Caracol e o Tonalito Mariazinha. No terceiro e mais jovem evento em $2,86 \pm 0,01$ Ga originou-se o Trondhjemitó Água Fria. Após os novos limites determinados por Dall’Agnol *et*

al.(2013), o Tonalito Caracol e o Trondhjemito Água Fria passaram a fazer parte do Domínio Sapucaia. Desta forma, é possível distinguir dois períodos principais de formação de TTG's na Província Carajás, o primeiro em torno de 2,96-2,91 Ga e um segundo por volta de 2,87-2,86 Ga.

O Muscovita gnaissetrondhjemítico da estrutura de Xambioá é a rocha mais antiga do embasamento norte do CA, e sua idade de 2930 ± 15 Ma se superpõe as idades principalmente do Tonalito Arco Verde, Tonalito Caracol e Trondhjemito Rio Verde. Por sua vez, o Biotita gnaisse tonalítico da estrutura de Grota Rica, assim como o gnaisse trondhjemítico da estrutura do Lontra datado por Assis & Moura 2017 e Dias *et al.* 2017), apresentam idades de 2898 ± 11 Ma, 2912 ± 21 Ma e $2905 \pm 5,1$ Ma, respectivamente. Estas idades se superpõem entre si e são similares a idade do Tonalito Mariazinha (2912 ± 5 Ma). O Biotita gnaisse granítico da estrutura de Colmeia (2883 ± 9 Ma) possui idades próximas as obtidas para o Granito Xinguara (2865 ± 1 Ma), Granito Guarantã (2870 ± 16 Ma) e Granito Mata Surrão (2881 ± 2 Ma). Por último, o gnaisse trondhjemítico da estrutura de Cocalândia (Dias *et al.* 2017) possui idade de 2869 ± 11 Ma, a qual é similar a idade do Trondhjemito Água Fria (2864 ± 21 Ma) e do Trondhjemito Colorado (2872 ± 2 Ma).

Deste modo, pode se perceber que há uma forte similaridade entre as idades de formação das suítes TTG e de rochas graníticas da Província Carajás com a idade de formação dos protólitos ígneos dos ortognaisses reunidos no CC, que ocorrem no segmento norte do CA. A presença de magmatismo granítico paleoproterozoico associado tanto as ortognaisses arqueanos do CA (~1,84 Ga) como aos granitoides mesoarqueanos da Província Carajás fortalece a hipótese que as rochas estas duas regiões pertenciam a um único segmento crustal durante o Neoproterozoico e que, portanto, o embasamento do segmento norte do CA representaria fragmentos do Cráton Amazônico.

No entanto, as rochas do CC não necessariamente corresponderiam as mesmas unidades do Cráton Amazônico, podendo apenas terem sido formadas em eventos magmáticos contemporâneos aos reconhecidos no Cráton Amazônico. Para isso, comparações geoquímicas e de geoquímica isotópica mais detalhadas são necessárias para se investigar de forma mais completa a correlação entre as rochas do CC e do Cráton Amazônico

Tabela 7.2 – As diferentes idades obtidas para as unidades TTG's e graníticas da Província Carajás.

UNIDADE	MÉTODO GEOCRONOLÓGICO	IDADE (Ma)	AUTOR(ES)
Granito Xinguara	Evaporação de Pb em monocristais de zircão -TIMS	2865 ± 1	Leite <i>et al.</i> (2004)
Granito Guaratã	U-Pb em zircão por LA-MC-ICPMS	2870 ± 16	Almeida <i>et al.</i> (2013)
Granito Mata Surrão	Evaporação de Pb em monocristais de zircão -TIMS	2881 ± 2	Rolando & Macambira (2003)
Trondhjemito Água Fria	Evaporação de Pb em monocristais de zircão -TIMS	2864 ± 21	Leite <i>et al.</i> (2004)
Trondhjemito Colorado	Evaporação de Pb em monocristais de zircão -TIMS	2864 ± 2	Silva <i>et al.</i> (2010)
Tonalito Mariazinha	U-Pb em zircão por LA-MC-ICPMS	2912 ± 5	Almeida <i>et al.</i> (2011)
Tonalito Caracol	Evaporação de Pb em monocristais de zircão -TIMS	2948 ± 5	Leite <i>et al.</i> (2004)
		2924 ± 2	Leite (2001)
Trondhjemito Rio Verde	U-Pb em zircão por LA-MC-ICPMS	2923 ± 15	Feio <i>et al.</i> (2013)
	Evaporação de Pb em monocristais de zircão -TIMS	2929 ± 3	
Tonalito Arco Verde	U-Pb em zircão por LA-MC-ICPMS	2941 ± 5	Almeida <i>et al.</i> (2011)
		2948 ± 4	
Trondhjemito Mogno	U-Pb em zircão por LA-MC-ICPMS	2960 ± 13	Almeida <i>et al.</i> (2011)

Fonte: Elaborado pelo autor

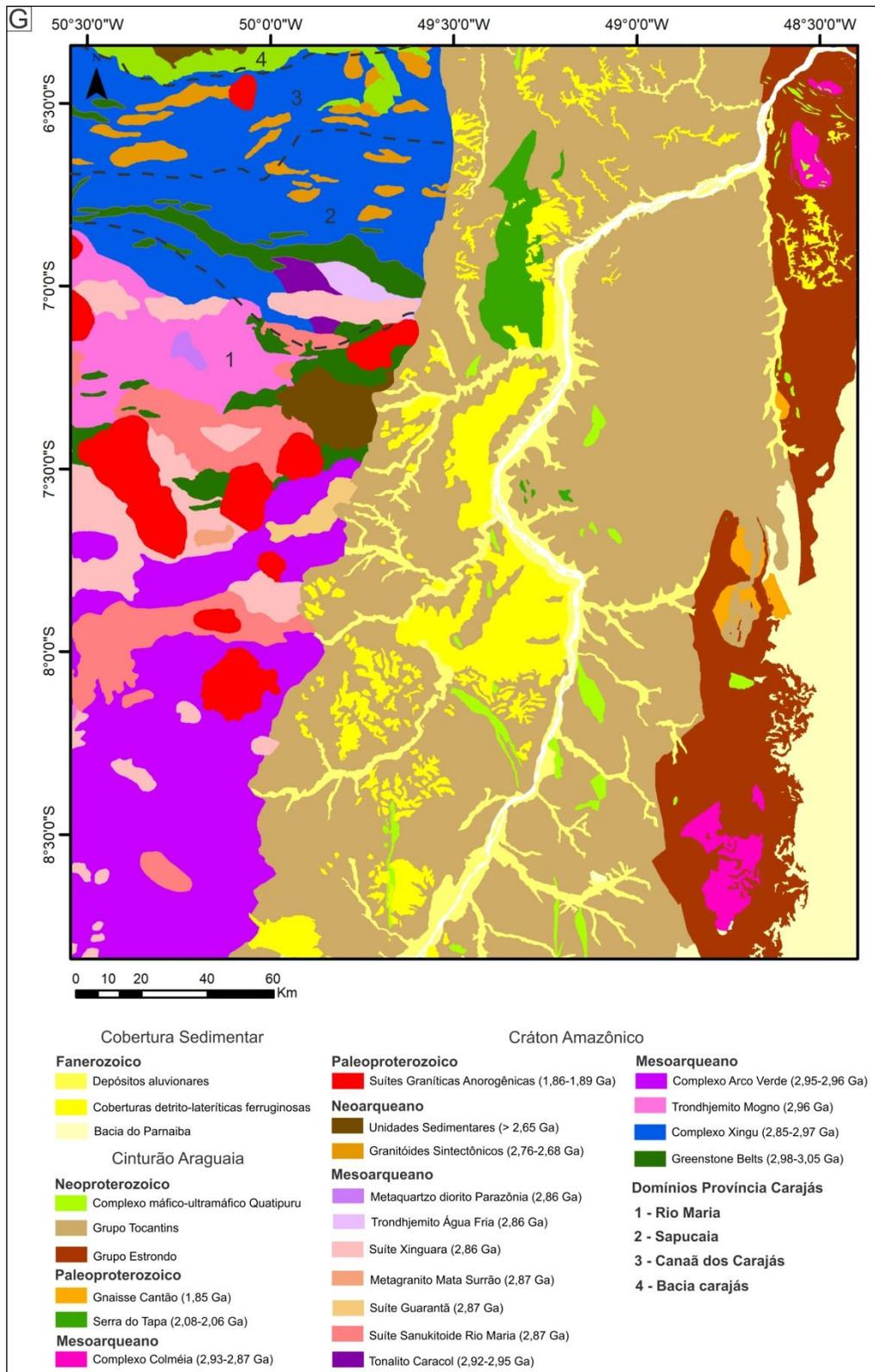


Figure 7.4 – Mapa Litoestratigráfico da Região sudeste do Pará e norte do Tocantins mostrando a relação espacial entre as rochas do CC e a Província Carajás.

Fonte: Adaptado de Faraco *et al.* (2004a), Faraco *et al.* (2004b)

7.4 RELAÇÕES ENTRE O EMBASAMENTO PALEOPROTEROZOICO E O ARCO MAGMÁTICO DE GOIÁS.

Após a análise dos resultados U-Pb e Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICPMS obtidos para as rochas estudadas, concluiu-se que apenas o Hornblenda-epídoto-biotita gnaisse tonalítico (CRM) e o Metasienogranitoporfirítico (GS) pertencem de fato ao embasamento do CA. As rochas gnáissicas situadas amostradas em área supostamente pertencentes ao CRM revelaram-se bem mais jovens (Neoproterozoico) e, portanto, não pertenceriam ao embasamento do CA.

A sudeste do embasamento do CA encontra-se o Arco Magmático de Goiás (AMG), o qual é constituído, na sua porção meridional, pelo Arco de Arenópolis, enquanto que na porção norte ocorrem um arco de ilhas juvenil e um arco continental. O arco de ilhas é denominado de Arco de Mara Rosa, cuja idade varia de 900 a 800 Ma (Pimentel & Fuck, 1992; Laux *et al.*, 2005). O Arco de Santa Terezinha de Goiás corresponde a um arco continental mais jovem, com sequências vulcanossedimentares de idade 670-630 Ma (Junges *et al.* 2002; Fuck *et al.* 2002, 2006).

Com relação às rochas magmáticas, Frasca (2015) define que os eventos de acreção da porção setentrional do AMG são divididos em quatro estágios: arco intra-oceânico, colisão arco-continente, colisional a pós-colisional e de arco maduro. O arco intra-oceânico é representado pelas rochas do Arco de Mara-Rosa, com idades entre 800 e 900 Ma e assinaturas isotópicas indicando fontes juvenis.

No estágio de colisão arco-continente foi gerado um conjunto de rochas com idades entre 660–630 Ma, que correspondem a metatonalitos, metagranodioritos, metadioritos, metasienogranitos, andesitos e gnaisses, que compõem uma margem continental ativa desenvolvida no denominado Evento de Acreção Santa Terezinha de Goiás. O Arco Continental de Santa Terezinha de Goiás compreende extensos batólitos de forma ovalada, alongados pelos processos deformacionais.

Durante o estágio colisional a pós-colisional ocorre um evento magmático no Ediacarano associado à formação de margem continental representada no Arco de Santa Terezinha de Goiás. Este magmatismo originou um grupo de rochas com idades em torno de 594 Ma, constituído predominantemente metatonalitos e metagranodioritos, e em menor proporção por corpos máficos (metagabros, metadioritos e anfibolitos), intrusões graníticas estiradas, corpos vulcânicos e subvulcânicos, as quais marcam a fase final e de fechamento orogênico. Rochas da fácies

granulitocom idade de 594 ± 2 Ma podem marcar um evento metamórfico de alto grau contemporâneo a este magmatismo.

Rochas graníticas são os litotipos predominantes no estágio de arco maduro, com alguns tipos muito fracionados e evoluídos. Apresentam características similares a granitos tardi-orogênicos, com idades de cristalização entre 552 e 545 Ma (Gorayebet *al.*, 2013). São principalmente biotita metamonzogranitos, metagranodioritos e metasienogranitos, com pegmatitos e apófises graníticas finas.

As idades U-Pb dos cristais de zircão demonstraram que o Sillimanita-muscovita-biotita gnaiss migmatizado é mais jovem que o CRM e, portanto, possui uma sedimentação mais jovem, com uma idade de deposição máxima em torno de 590 Ma. Uma das hipóteses apresentadas anteriormente para a origem desse gnaiss, é que sua origem estaria ligada ao evento colisional que ocorreu entre o AMG e embasamento sul do CA. O grande volume de cristais de zircão com idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ do Neoproterozoico indica que as rochas do Arco Magmático de Goiás foram a principal fonte dos sedimentos que geraram o protólito deste paragneiss.

As rochas do estágio colisional arco-continente apresentam idade modelos Nd- T_{DM} que variam de 760 a 2610 Ma, concentrando valores próximos de 1.1 Ga, e valores de $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ entre -25.44 a -0.60. Esses dados são característicos de fontes mistas e heterogêneas, e sugerem a presença de crostas arqueanas a neoproterozoicas recicladas. As rochas com fontes juvenis possuem idades modelo Nd- T_{DM} variável, de 1400 Ma a 760 Ma e apresentam valores de $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ entre +0.01 e +8.01 (Frasca 2015). Por sua vez, as rochas do estágio colisional a pós-colisional também apresentam idade modelo Nd- T_{DM} em um amplo intervalo, desde 2370 a 900 Ma. Neste estágio há uma forte derivação crustal com valores de $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ entre -22.42 a -0.3.

Portanto, guardadas as devidas diferenças entre as metodologias Lu-Hf em zircão e Sm-Nd em rocha-total, as idades modelo e os valores de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ obtidos nos cristais zircão com idade em torno de 590 e 690 Ma do Sillimanita-muscovita-biotita gnaiss migmatizado são similares as idades modelo e os valores de $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ encontrados nas rochas geradas nos estágios citados acima. Desta forma, isto corrobora a possibilidade das rochas do Arco Magmático de Santa Terezinha de Goiás serem a fonte destes cristais de zircão neoproterozoicos.

A idade de cristalização de 599 Ma do protólito do Biotita gnaiss tonalítico é compatível com o magmatismo colisional a pós-colisional que ocorre nesta região, referente a

colisão do AMG com o segmento sul do embasamento CA. Os resultados Lu-Hf sugerem que os tonalitos foram gerados pela mistura de material crustal antigo retrabalhado e fontes crustais juvenis, de modo que a presença de diversos cristais de zircão herdada pode representar uma origem a partir de diferentes fontes ou assimilação crustal durante a colocação do corpo.

Assim como no Sillimanita-muscovita-biotita gnaiss migmatizado, as idades modelo e os valores de $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$ principalmente nos cristais herdados com 680 Ma, são similares as idades modelo e os valores de $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ de rochas que ocorrem no Arco Magmático de Santa Terrezinha. Com isso, as rochas deste arco podem ter sido a fonte para a geração do magma tonalítico, ou, podem ter sido assimiladas durante a colocação deste corpo.

Por fim, a evolução do Lineamento Transbrasiliano marca a instalação de grandes movimentações de massa, estiramento e misturação tectônica dos compartimentos envolvidos após a colisão do AMG no CA.

8 CONCLUSÕES

O principal objetivo desta dissertação de mestrado foi definir com melhor exatidão a idade das rochas dos segmentos norte e sul do embasamento do CA, além de aplicar a metodologia Lu-Hf em zircão por LA-MC-ICPMS, para avaliar a evolução crustal destas rochas. Na porção norte do embasamento, as idades U-Pb dos cristais de zircão permitiram concluir que os protólitos ígneos dos gnaisses das diferentes estruturas dômicas do CC, foram gerados em eventos magmáticos distintos: 2,93 Ga (Xambioá); Grota Rica (2,90 Ga) e Colmeia (2,88 Ga). Contudo, as assinaturas isotópicas de Hf demonstram que estas rochas compartilharam uma fonte em comum durante a sua formação. Comparações com as idades de unidades mesoarqueanas presentes na Província Carajás (Cráton Amazônico), demonstram que os eventos magmáticos identificados nas rochas do CC possuem correspondentes na Província Carajás, fortalecendo a hipótese que as rochas estas duas regiões pertenciam a um único segmento crustal quando da instalação do CA.

Nas rochas do segmento sul foram coletadas 3 amostras dentro dos limites do CRM e 1 uma amostra do GS. A datação pelo método U-Pb em zircão por LA-MC-ICPMS no Metasienogranito Porfírico (1,87 Ga) e no Hornblenda-epídoto-biotita gnaisse tonalítico (2,06 Ga) confirmou as idades obtidas anteriormente para o GS e para o CRM, respectivamente. Os dados Lu-Hf demonstraram que o CRM poderia ter se formado a partir da mistura entre material crustal Arqueano e material juvenil Paleoproterozoico (Transamazônico), enquanto que o GS poderia ser produto da fusão das rochas do CRM. Outra possibilidade é que ambas as unidades tenham sido geradas a partir do retrabalhamento de uma crosta formada no Neo-mesoarqueano e ainda não identificada.

Por sua vez, as outras duas amostras coletadas como pertencentes ao CRM correspondem a um orto (Biotita gnaisse tonalítico) e um paragneisse (Sillimanita-muscovita-biotita gnaisse migmatizado) formados no Neoproterozoico e, portanto, fazem parte de unidades distintas do CRM. O paragneisse possui cristais de zircão com idades entre 594 e 2336 Ma, com maior proporção de cristais neoproterozoicos (~600-800 Ma), com isso, entende-se que as rochas do Arco Mágmató de Goiás poderiam ser as principais fontes dos zircões detríticos presentes nesta rocha. Estudos mais detalhados devem ser realizados para definir se esta rocha metassedimentar pode ser correlacionada aos metamorfitos Supergurpo Baixo Araguaia do do CA ou se trata de uma unidade independente.

O Biotita gnaisse tonalítico apresenta uma idade 599 ± 15 Ma e ocorre dentro dos limites da unidade definida como Tonalito-Granodiorito Aliança segundo o mapa da Folha Porto Nacional, cuja idade é de 594 Ma. Portanto, é bastante provável que esta este ortognaisse faça parte desta unidade. A presença de cristais de zircão herdados com idade em torno de 680 Ma com evolução de Hf em um intervalo similar ao dos cristais que definem a idade de cristalização da rocha, indicam a rocha fonte originária destes cristais de zircão com idades em torno de 690 Ma devem ter sido a principal fonte na geração do magma tonalítico.

Por fim, recomenda-se um mapeamento em maior detalhe nesta região que marca a transição entre o embasamento sul do CA e a o Arco Magmático de Goiás, para que possa ser melhor definido os limites do CRM e identificando a unidade da qual o paragnaisse faz parte. Para isso se faz necessário um aumento no volume de dados geocronológicos juntamente com dados de geoquímica de rocha e geoquímica isotópica.

REFERENCIAS

- Abreu F.A.M. 1978. O Supergrupo Baixo Araguaia. *In: SBG, 30º Congresso Brasileiro de Geologia, Recife, Anais...*, v. 2, p. 539-545.
- Abreu F.A.M., Gorayeb P.S.S., Hasui Y. 1994. Tectônica e inversão metamórfica no Cintuão Araguaia. *In: SBG, 4º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, Anais...*, p.1-3.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, **17**:1-29.
- Almeida J.A.C., Dall’Agnol R., Oliveira M.A., Macambira M.J.B., Pimentel M.M., Rämöe O.T., Guimarães F.V., Leite, A.A.S. 2011. Zircon geochronology, geochemistry and origin of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: implications for the growth of the Archean crust of the Carajás province, Brazil. *Precambrian Research*, **187**: 201–22.
- Almeida J. A. C., Dall’Agnol R., Leite A.A.S. 2013. Geochemistry and zircon geochronology of the Archean granite suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane, Carajás Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **42**: 103-126.
- Alvarenga C. J. S., Moura C.A.V., Gorayeb P.S.S., Abreu F.A.M. 2000. Paraguay and Araguaia belts. *In: Cordani U.G., Milani, E.J., Filho A.T., Campos, D.A. (ed.). Tectonic evolution of South America. 31st International Geological Congress. Rio de Janeiro, p. 183-193.*
- Alves C.L, Gorayeb P.S.S., Moura C.A.V. 2002. Estudo geoquímico-isotópico (Rb-Sr e Sm-Nd) nos granulitos e gnaisses de Porto Nacional-TO. *Revista Científica da UFPA*, 3. Disponível em: www.ufpa.br/revistasic.
- Alves P.V.F.S. 2018. *Caracterização petrológica dos granitos das suítes Serrote e Santa Luzia, na região de Paraíso do Tocantins-Pugmil*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 107p.
- 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.
- Arcanjo S.H.S. & Moura C.A.V. 2000. Geocronologia Pb-Pb em Zircão (Método de Evaporação de Pb) das rochas do embasamento do setor meridional do Faixa Araguaia - região de Paraíso do Tocantins (TO). *Revista Brasileira de Geociências*, **30** (4): 665-670.
- Arcanjo S.H.S. 2002. *Evolução Geológica das sequencias do embasamento na porção sul do Cinturão Araguaia–Região de Paraíso do Tocantins*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 181 p.
- Arcanjo S.H.S., Abreu F.A.M, Moura C.A.V. 2013. Evolução geológica das sequências do embasamento do Faixa Araguaia na região de Paraíso do Tocantins (TO). *Brasil. Brazilian Journal of Geology*, São Paulo, **43**(3): 501-514.

- Assis C.R.F, Moura C.A.V. 2017. Geocronologia U-Pb em zircão por LA-ICPMS dos ortogneisses do embasamento do Cinturão Araguaia na região de Xambioá-Araguanã (TO). In: SBG, 15º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, *Anais...* p. 777-780.
- Barreira C.F. 1980. *Geologia, prospecção geoquímica e geofísica da área de Rio do Coco, Paraíso Do Norte – Go.* MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília. Disponível em <http://mw.eco.br/ig/posg/mest/mest014>. Acesso em 15/08/2017.
- Bazilio A. & Weinrich J. 2012. *The easy guide to: inductively coupled plasma-mass spectrometry (ICP-MS)*. 11 p.
- 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*. PhD Thesis, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 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.
- 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.
- Brouand M., Banzet G., Barbey P. 1990. Zircon behaviour during crustal anatexis. Evidence from the Tibetan Slab migmatites (Nepal). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **44**(1-2), 143–161.
- Brovarone A.V., Herwartz, D., 2013. Timing of HP metamorphism in the Schistes Lustrés of Alpine Corsica: New Lu-Hf garnet and lawsonite ages. *Lithos*, 172–173, 175–191.
- Chaves C.L., Gorayeb P.S.S., Moura C.A.V. 2008. Geologia, geocronologia e litoquímicos dos granitos paleoproterozóicos do tipo A no setor setentrional da Província Tocantins. *Revista Brasileira de Geociências*, **38**: 366-378.
- Chemale Jr F., Kawashita K., Dussin I. A., 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.
- Chichorro M. 2014. O zircão: um mineral marcador dos grandes ciclos geológicos. VIII Encontro de professores de geociências do Alentejo e Algarve. 46.
- Cordeiro P.F.O. 2014. *Compartimentação geológica e geocronológica dos terrenos do embasamento norte da Faixa Brasília*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 155p.
- Corfu F., Hanchar J.M., Hoskin P.W.O., Kinny P. 2003. Atlas of zircon textures. In: Hanchar J.M. & Hoskin P.W.O. (eds.) *Zircon*. Washington, District of Columbia, USA. p.469–500. (Mineralogical Society of America, 53).
- Costa J.B.S. 1980. Estratigrafia da Região de Colméia, GO. In: SBG, 31º Congresso Brasileiro de Geologia, Balneário de Camboriú, *Anais...*, v. 2, p. 720-728.

Costa J.B.S., Gorayeb P.S.S., Bemergury R.L., Gama Jr. T., Kotschoubey B. 1983. *Projeto Paraíso do Norte*. Belém, DNPM/UFGA. 125p. (Relatório Final).

Dall'Agnol R., Teixeira N. P., Rämö O. T., Moura C. A. V., Macambira M. J. B., Oliveira D. C. 2005. Petrogenesis of the Paleoproterozoic, rapakivi, A-type granites of the Archean Carajás Metallogenic Province, Brazil. *Lithos*, **80**: 101-129.

Dall'Agnol, R.; Oliveira, D. C., 2007. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: implications for classification and petrogenesis of A-type granites. *Lithos*, **93**: 215–233.

Dall'Agnol R., Oliveira D.C., Guimarães F.V., Gabriel E.O., Feio G.R.L., Lamarão C.N., Althoff F.J., Santos P.A., Teixeira M.F.B., Silva A.C., Rodrigues D.S., Santos M.J.P., Silva C.R.P., Santos R.D., Santos P.J.L. 2013. Geologia do Subdomínio de Transição do Domínio Carajás – Implicações para a evolução arqueana da Província Carajás - Pará. *In*: SBG, 13º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, *Anais...*, 1 CD-ROM.

Dedavid B.A., Gomes C.I., Machado G. 2007. *Microscopia eletrônica de varredura: aplicações e preparação de amostras: materiais poliméricos, metálicos e semicondutores*. Porto Alegre, EDIPUCRS, 60p.

Dias A.N.C., Moura C.A.V., Milhomem Neto J.M., Chemale Jr. F., Girelli T.J., Masuyama K.M. 2017. Geochronology and thermochronology of the gneisses of the Brasiliano/Pan-African Araguaia Belt: Records of exhumation of West Gondwana and Pangea break up. *Journal of South American Earth Sciences*, **80**:174-191.

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

Faraco M.T.L., Marinho P.A.C., Vale A.G., Costa E.J.S., Maia R.G.N., Ferreira A.L., Valente C.R., Lacerda Filho J.V., Moreton L.C., Camargo M.A., Vasconcelos A.M., Oliveira M., Oliveira I.W.B., Abreu Filho W.A., Gomes I.P., 2004a. *Folha SB.22-Araguaia*. *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. Programa Geologia do Brasil. CPRM, Brasília. CD-ROM.

Faraco M.T.L., Marinho P.A.C., Vale A.G., Costa J.S., Ferreira A.L., Valente C.R., Lacerda Filho J.V., Moreton L.C., Camargo L.C., Camargo M.A., Frasca A.A., Ribeiro P.S.E., Vasconcelos A.M., Oliveira M., Oliveira I.W.B., Abreu Filho W., Gomes, I.P. 2004b. *Folha SC.22-Tocantins*. *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. Programa Geologia do Brasil. CPRM, Brasília. CD-ROM.

Faure G. & Mensing T.M. 2005. *Isotopes: principles and applications*. 3rd ed. New Jersey, Wiley VHC.

- 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.
- Frasca A.S.S. 2015. *Amálgamas do W-Gondwana na Província Tocantins*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, DF, 172p.
- Fuck R.A. 1994. A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica na Província Tocantins. In: SBG, 4º Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, *Anais...*, p. 184-187
- Fuck R.A., Dantas E.L., Pimentel M.M., Junges S.L., Moraes R. 2002. Nd Isotopes, U-Pb Single Grain and SHRIMP Zircon Ages From Basement Rocks of the Tocantins Province. In: SSAGI, 4, Pucón, Chile, CD.81.
- Fuck R.A., Dantas E.L., De Sordi D.A., Chiarini M.F.N., Oliveira C.G. 2006. Carta geológica. *Relatório Final da Folha SD.22-Z-A-III Santa Terezinha, Estado de Goiás. Escala 1:100.000*. Brasília: UnB/Serviço Geológico do Brasil.
- Fuck R.A., Dantas E.L., Pimentel M.M., Botelho N.F., Nilson Armstrong R., Laux J.H, Junges S.L., Soares J.E., Praxedes I.F. 2014. Paleoproterozoic crust-formation and reworking events in the Tocantins Province, central Brazil: a contribution for Atlantica supercontinent reconstruction. *Precambrian Research*, **244**: 53–74.
- Geraldes M.C. 2010. *Introdução à geocronologia*. 1º ed. São Paulo, Sociedade Brasileira de Geociências.
- Goolaerts A., Mattielli N., De Jong J., Weis D., Scoates J. 2004. Hf and Lu isotopic reference values for the zircon standard 91500 by MC-ICP-MS. *Chemical Geology*, **206**: 1-9.
- Gorayeb P.S.S. 1991. *Evolução geológica da região de Araguacema-Pequizeiro (GO)*. Belém, MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 100 p.
- Gorayeb P.S.S. 1996. *Petrologia e evolução estrutural das rochas de alto grau de Porto Nacional - TO*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 262 p.
- Gorayeb P.S.S., Moura C.A.V., Barros G.R. 2000. Pb-Pb zircon ages of the Porto Nacional high-grade metamorphic terrain, northern portion of the Goiás Massif, Central Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**:190-194.
- Gorayeb P.S.S., Moura C.A.V. 2001. Aspectos geológicos e geocronológicos do Anortosito Carreira Comprida, região de Porto Nacional-TO. In: SBG, 7º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém. *Bol. Res. Exp...*, CD ROM.
- 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 Tongluigneous 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.
- Hasui Y., Costa J.B.S., Abreu F.A.M. 1984. Província Tocantins. In: Hasui Y. & Almeida F.A.M. *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgar Bluchcr. **47**: 187-204.

- Hasui Y. 2012. *Sistema orogênico Tocantins*. In: Hasui Y. *Geologia do Brasil*. São Paulo, Beca, p. 289 - 325.
- Hoffmann E. & Stroobant V. 2007. *Mass spectrometry: principles and applications*. Chichester, West Sussex, England: J. Wiley, 489p.
- Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. 2004. The application of laserablation inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, **211**: 47-69.
- Junges S.L., Pimentel M. M., Moraes R. 2002. Nd isotopic study of the Neoproterozoic Mara Rosa Arc, central Brazil: implications for the evolution of the Brasília Belt. *Precambrian Research*, **117**(1-2): 101-108.
- Kahn H. 2007. *Microscopia eletrônica de varredura e microanálise química (PMI-2201)*. Universidade de São Paulo, Escola Politécnica, Departamento de Engenharia de Minas de Petróleo: 1-11. Disponível em: <http://www.ebah.com.br>. Acesso em 23/09/2017.
- Kober B. 1987. Single grain evaporation combined with Pb+ emitter bedding for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ investigations using thermal ion mass spectrometry, and implications for zirconology. *Cont. Min. Petro*, **96**: 63-71.
- Larsson, D.& Söderlund, U. 2005. Lu-Hf apatite geochronology of mafic cumulates: An example from a Fe-Ti mineralization at Smålands Taberg, southern Sweden. *Chemical Geology*, **224**: 201–211.
- Laux J. H., Pimentel M.M, Dantas E.L., Armstrong R., Junges S.L. 2005. Two neoproterozoic crustal accretion events in the Brasília Bels, Central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **18** (2):183-198.
- Leite A.A.S. 2001. *Geoquímica, petrogênese e evolução estrutural dos granitoides arqueanos da região de Xinguara, SE do Cráton Amazônico*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 262 p.
- Leite A.A.S., Dall’Agnol R., Macambira M.J.B., Althoff F.J. 2004. Geologia e geocronologia dos granitoides arqueanos da região de Xinguara (PA) e suas implicações na evolução do terreno granito-greenstone de Rio Maria. *Revista Brasileira de Geociências*, **34**: 447–458.
- Le Maitre R. W. 2002. *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. 2nd Edition, London, 193 p.
- Lima H.A.F., Ferreira Filho C.F., Pimentel M.M., Dantas E.L., Araújo S.M. 2008. Geology, petrology and geochronology of the layered maficultramafic intrusions in the Porto Nacional area, central Brazil. *Journal. South America Earth Science*, **26**:300-317.
- Lima E.A.M. 2014. *Petrografia, química mineral e geocronologia U-Pb LA-ICPMS de minerais acessórios da localidade de Príncipe, Bloco Natividade-Cavalcante, Tocantins*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília,DF, 103 p.
- 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.
- Ludwig K.R. 2003. *Isoplot 3.0 a geochronological toolkit for microsoft excel*. Berkeley, Berkeley Geochronology Center. (Special Publications n. 4).

- Marangoanha B., Oliveira D.C. de, Oliveira V.E.S. de, Galarza M.A., Lamarão C.N. 2019. Neoproterozoic A-type granitoids from Carajás province (Brazil): new insights from geochemistry, geochronology and microstructural analysis. *Precambrian Research*, **324**: 86–108.
- Marshall DJ. 1988. *Cathodoluminescence of geological materials*. London, Unwin Hyman. 146p.
- Matta M.A.S., Souza S.H.P. 1991. Caracterização petroquímica das rochas gnáissicas do Complexo Colméia – Região de Colméia/TO. In: SBG, 2º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, *Anais...* p. 85-99.
- 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.
- McGee B., Babinski M., Dantas E., Meira V.T., Paixão M.A.P., Trindade R. 2018. The Final West Gondwana Suture? The Araguaia Belt, Brazil. In: SBG, 49º Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro, *Anais...*, p. 1346.
- Milhomem Neto J.M., Lafon J.M., Galarza M.A., 2017a. 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. In: Lima A. M. M. de & Gorayeb P. S. de S. (org.). *Contribuições à geologia da Amazônia*. Belém, SBG-Núcleo Norte, v. 10, p. 195–208.
- 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.
- Moura C.A.V. 1992. *Geochronology and geochemistry of the basement orthogneisses of the Araguaia Belt, Brasil*. PhD Thesis, University of New Hampshire, New Hampshire, 236p.
- Moura C.A.V. & Gaudette H.E. 1994. Uma discussão sobre a origem dos ortogneisses do embasamento do Cinturão Araguaia com base nos isótopos de Sr e Nd. In: SBG, 4º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, 223-225.
- Moura C.A.V. & Gaudette H.E. 1999. Zircon ages of basement orthogneisses from the northern segment of the Araguaia Belt, Brazil. *Basement Tectonics*, **13**:155-178.
- Moura C.A.V., Abreu F.A.M., Klein E.L., Palheta E.S.M., Pinheiro B.L.S. 2003. Geochronology of the São Luis Craton and the Gurupi Belt, Brazil. In: CBPM, 4º South American Symposium on Isotope Geology, Salvador. *Short Papers...* p. 225-228
- Moura C.A.V., Dias A.N.C., Milhomem Neto J.M., Chemale Jr F., Masuyama K.M. 2017. U-Pb, Lu-Hf and fission track in zircon of the basement orthogneisses of the Araguaia belt, Brazil. *Goldschmidt Abstracts*, 2819.
- Neves S.P. 2008. *Dinâmica do manto e deformação continental: uma introdução à geotectônica*. Recife, Ed. Universitária da UFPE, 166 p.
- Patchett P.J., Tatsumoto M. 1980. Hafnium isotope variations in oceanic basalts. *Geophysical Research Letters*, **7**:1077–1080.
- Patchett P.J., 1983. Importance of the Lu-Hf isotopic system in studies of planetary chronology

and chemical evolution. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **47**: 81–91.

Pimentel M. M., Fuck R.A., 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, v. 20, n.4, p. 375-379.

Pimentel M.M, Fuck R.A, Jost H., Ferreira Filho C.F, Araújo S.M. 2000. *The basement of the Brasília Fold Belt and the Goiás Magmatic Arc*. In: Cordani U. G., Milani E. J., Filho A. T., Campos D. A. (ed.). *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro, SBG, p. 195-229.

Pietranik, A.B., Hawkesworth, C.J., Storey, C.D., Kemp, A.I.S., Sircombe, K.N., Whitehouse, M.J. & Bleeker, W. 2008. Episodic, mafic crust formation from 4.5 to 2.8 Ga: New evidence from detrital zircons, Slave craton, Canada. *The Geological Society of America*, **36** (11): 875–878.

Pinheiro B.L.S., Moura C.A.V., Gorayeb P.S.S. 2011. Proveniência das rochas metassedimentares do Faixa Araguaia com base em datações Pb-Pb em zircão e idades-modelo Sm-Nd. *Revista Brasileira de Geociências*, **41**(2): 304-318.

Pollock, J.C., Sylvester P.J., Barr S.M., 2015. Lu–hf zircon and sm–nd whole-rock isotope constraints on the extent of juvenile arc crust in Avalonia: examples from Newfoundland and Nova Scotia, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **52**: 161–181.

Pourteau A., Scherer E.E., Schorn S., Bast R., Schimidt A., Ebert L. 2019. Thermal evolution of an ancient subduction interface revealed by Lu–Hf garnet geochronology, Halilbağı Complex (Anatolia). *Geoscience Frontiers*, **10**: 127-148.

Praxedes, I. F., 2014. *Lineamento Transbrasiliense, contribuição aerogeofísica, tectônica e geocronológica no Setor Nordeste da Faixa Brasília*. MS Dissertation, Universidade de Brasília, Brasília, 84p.

Ribeiro P.S.E., Scandola J.E., Frasca A.S.S.; Sabóia A.M. 2014. *Folha SC.22-Z-B- Porto Nacional*. Belém, CPRM. (Mapa).

Ribeiro P.S.E., Alves C.L. 2017. *Geologia e recursos minerais da região de Palmas. Folha Miracema do Norte (SC.22-X-D), Porto Nacional (SC.22-Z-B) e Santa Teresinha (SC.22-Z-A)*. escala 1:250.000. Goiânia, CPRM.

Rolando, A. P. & Macambira, M. J. B. 2003. Archean crust formation in Inajá range area, SSE of Amazonian Craton, Brazil, based on zircon ages and Nd isotopes. In: 4^o South American Symposium on Isotope Geology, *Expanded Abstracts*, Salvador, CD-rom.

Rollinson H.R. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman Group Limited, 351p.

Rubatto D. 2017. *Zircon: the metamorphic mineral*. [S.l., s.n], p. 261–295. (Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 83).

Sá J.H.S, Lemos R.R.L., Kotschoubey B., Villas R.N.N., Sucasas Jr P., Costa M.L., Barriga V.M.F, Coimbra A.M. 1979. *Projeto Araguaia*. Belém, DNPM/UFPA. 88p.

Santos M.D. 1983. *Geologia e ocorrências minerais da braquianticlinal de Xambioá – Goiás*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 124p.

- Santos M.D, Macambira J.B, Kotschoubey B. 1984. Uma proposta para a origem das braquianticlinais de Xambioá e Lontra (GO) – possíveis domos gnáissicos. *In: SBG, 33º Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro, Anais...*, v.7, p. 3400-3414.
- Santos J.O.S. 2003. Geotectônica dos Escudos das Guianas e Brasil-Central. *In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG. Brasília, DF, CPRM, p. 169-226.*
- Sato K., Kawashita K. 2002. Espectrometria de massas em geologia isotópica. *Geol. USP. Série Científica, 2: 57–77.*
- Schoene B. 2014. *U-Th-Pb Geochronology. Treatise on geochemistry. Second Edition. p. 341-378.*
- Sguigna A.P, Larabee A.J., Waddington J.C. 1982. The half-life of ^{176}Lu by a c-c coincidence measurement. *Canadian Journal of Earth Sciences, 60: 361–364.*
- Shibuya E.K. 1999. *Acoplamento laser - espectrômetro de massa de dupla focalização com fonte de plasma induzindo (LA-HR-ICPMS): estudos fundamentais e análises quantitativas em amostras sólidas. MS Dissertation, Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares, Universidade de São Paulo, São Paulo, 59p.*
- Silva L.C. 2006. *Geocronologia aplicada ao mapeamento regional, com ênfase na técnica U-Pb SHRIMP e ilustrada com estudos de casos brasileiros. Publicações Especiais do Serviço Geológico do Brasil, Brasília, DF, CPRM, 150 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.*
- Scherer E., Münker C., Mezger K. 2001. Calibration of the lutetium-hafnium clock. *Science, 293: 683–687.*
- Sousa D.J.L. 1995. *Estudo geocronológico do granito Serrote, Paraíso do Tocantins (TO). Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 48p.*
- Sousa D.J.L. & Moura C.A.V. 1995. Estudo geocronológico do Granito Serrote, Paraíso do Tocantins. *In: 5º Cong. Bras. Geoq., 3º Cong. Geoq. Países Líng. Port., Anais...*, 1 CD-ROM.
- Souza A.C.C., Teixeira N.P., Dall’Agnol R. 1984. Geologia do extremo norte da Serra do Estrondo. *In: SBG, 33º Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro, Anais...*, p. 2249-2260.
- Souza A.C.C., Dall’Agnol R., Teixeira N.P. 1985. Petrologia do Gnaiss Cantão: implicações na evolução da Faixa de Dobramentos Araguaia. Serra do Estrondo Goiás. *Revista Brasileira de Geociências, 15: 300-310.*
- Souza J.O. & Moreton L.C. (org.). 2001. *Xambioá – Folha SB.22-Z-B. Estados da Pará e Tocantins. Escala 1:250.000. Brasília, DF, CPRM/DIEDIG/DEPAT. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB).*
- 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.*

- Streckeisen A.L. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, **12**:1-33.
- Tatsumoto M., Unruh D. M., Patchett P. J. 1981. U-Pb and Lu-Hf systematics of Antarctic meteorites. *Proc. 6th Symp. Antarctic meteorites*. 237-249. Natl. inst. Poirar Res., Tokyo.
- Taylor S.R. & McLennan S.M., 1985. *The continental crust: its composition and evolution*. United States. Web.
- Teixeira N.P. 1984. *Geologia e petrologia da região central da Serra das Cordilheiras-GO*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 216p.
- Valeriano C.M., Pimentel M.M., Heilbron M., Almeida J.C.H., Trouw R.A.J. 2008. *Tectonic evolution of the Brasília Belt, Central Brazil, and early assembly of Gondwana*. London, Geological Society., p. 197-210. (Special Publications., 294).
- Vervoot J.D. 2014. Lu-Hf dating: the Lu-Hf isotope system. In: Rink W. & Thompson J. (eds). *Encyclopedia of scientific dating methods*. Dordrecht, Springer.p. 1-20.
- Wedepohl K.H., 1995. *The compositions of the continental crust*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **59**: 1217-1232.
- Wetherill GW. 1956. Discordant uranium–lead ages. *Transactions of the American Geophysical Union*,**37**: 320–326.
- 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.
- Zeh A., Gerdes A., Klemd R., Barton Jr J.M. 2007. Archaean to Proterozoic crustal evolution in the Central Zone of the Limpopo belt (South Africa-Botswana): constraints from combined U-Pb and Lu-Hf isotope analyses of zircon. *J Petrol*,**48**: 1605–1639.

ANEXO A - TABELAS DE DADOS ANALÍTICOS U-Pb EM ZIRCÃO POR LA-MC-ICPMS

(continua)

ID	f_{206}^a	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/ U ^b	Razões Isotópicas ^c						Idades (Ma)						Conc ^f (%)	
						²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ [%]	Rho ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	1σ [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ abs	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		1σ abs
Muscovita Gnaiss Trondhjemítico (XB-01) – Complexo Colmeia (Estrutura de Xambioá)																			
A1a	0,0015	50	45	87	0,52	15,74	1,27	0,53	1,04	0,81	0,21	0,74	2753,0	28,5	2861,2	36,5	2938,2	21,8	93,7
A1b	0,0025	82	84	214	0,39	10,54	1,91	0,38	1,72	0,90	0,20	0,83	2076,2	35,7	2483,1	47,4	2835,2	23,4	73,2
A4	0,0555	126	176	577	0,31	5,13	3,27	0,22	2,97	0,91	0,17	1,37	1276,2	37,9	1840,4	60,1	2555,7	34,9	49,9
A6	0,0034	66	91	242	0,38	5,85	3,24	0,25	2,67	0,82	0,17	1,84	1455,3	38,8	1954,2	63,4	2533,7	46,7	57,4
B1	0,0067	87	301	483	0,63	4,92	1,98	0,22	1,45	0,73	0,16	1,35	1276,6	18,5	1805,2	35,8	2485,4	33,6	51,4
B4	0,0160	72	55	167	0,33	7,55	1,80	0,29	1,21	0,67	0,19	1,34	1657,0	20,1	2179,5	39,3	2715,4	36,3	61,0
B6	0,0024	69	43	190	0,23	10,11	2,68	0,41	1,85	0,69	0,18	1,94	2200,9	40,8	2444,6	65,5	2654,0	51,4	82,9
B7	0,0042	63	43	178	0,24	8,99	1,46	0,34	1,19	0,82	0,19	0,84	1869,0	22,3	2336,5	34,1	2774,3	23,4	67,4
C1a	0,0013	83	86	217	0,40	11,61	1,88	0,43	1,59	0,85	0,20	0,99	2300,8	36,7	2573,2	48,3	2795,3	27,7	82,3
C1b	0,0095	145	196	783	0,25	4,25	3,07	0,22	2,10	0,69	0,14	2,23	1259,6	26,5	1683,0	51,6	2260,3	50,5	55,7
C7a.	0,0138	71	83	229	0,37	8,98	2,25	0,34	2,05	0,91	0,19	0,94	1908,6	39,1	2335,6	52,6	2733,0	25,6	69,8
C7b	0,0021	106	93	186	0,51	14,66	0,98	0,50	0,63	0,64	0,21	0,75	2610,6	16,3	2793,6	27,3	2928,6	22,0	89,1
D6	0,0031	93	30	170	0,18	16,97	1,95	0,58	1,44	0,74	0,21	1,31	2944,1	42,3	2933,0	57,1	2925,3	38,5	100,6
D7	0,0015	132	128	318	0,41	11,65	1,32	0,42	0,79	0,60	0,20	1,05	2257,5	17,8	2576,6	33,9	2838,2	29,9	79,5

(continuação)

ID	f_{206}^a	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/ U ^b	$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	1σ [%]	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	1σ [%]	Rho ^d	$^{207}\text{Pb}/$ $^{206}\text{Pb}^e$	1σ [%]	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	1σ abs	$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	1σ abs	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	1σ abs	Conc ^f (%)
E1	0,0022	100	42	296	0,14	9,38	2,01	0,37	1,80	0,89	0,18	0,91	2024,2	36,4	2375,9	47,8	2692,9	24,4	75,2
E3	0,0040	72	80	246	0,33	8,07	1,22	0,32	0,82	0,67	0,18	0,90	1807,1	14,8	2239,1	27,2	2661,5	23,9	67,9
E5	0,0011	163	107	299	0,36	15,25	0,99	0,52	0,65	0,65	0,21	0,75	2689,8	17,4	2831,0	27,9	2933,1	21,9	91,7
E6	0,0017	107	47	200	0,24	15,58	1,39	0,54	0,63	0,45	0,21	1,24	2791,1	17,5	2851,3	39,6	2894,1	35,8	96,4
E7	0,0010	90	51	164	0,31	14,32	1,23	0,49	0,61	0,49	0,21	1,07	2562,9	15,6	2771,4	34,1	2926,9	31,3	87,6
F2	0,0473	135	155	274	0,57	9,60	3,09	0,36	2,76	0,89	0,20	1,38	1959,5	54,0	2397,0	74,0	2792,9	38,6	70,2
F5	0,0022	80	29	170	0,17	13,00	2,34	0,47	1,77	0,76	0,20	1,53	2502,8	44,2	2679,4	62,6	2815,5	43,0	88,9
G5	0,0016	107	72	175	0,42	16,95	1,91	0,57	1,72	0,90	0,21	0,82	2926,4	50,5	2932,1	56,0	2936,0	24,1	99,7
H1.	0,0019	108	92	207	0,45	14,97	1,36	0,51	1,13	0,83	0,21	0,76	2668,9	30,1	2813,3	38,2	2918,5	22,1	91,4
H3	0,0016	97	130	140	0,94	16,89	1,09	0,58	0,86	0,79	0,21	0,67	2933,3	25,2	2928,8	31,8	2925,6	19,6	100,3
H4	0,0019	149	67	361	0,19	11,63	1,81	0,42	1,53	0,84	0,20	0,98	2264,0	34,6	2575,4	46,7	2830,5	27,6	80,0
H5	0,0017	155	118	412	0,29	8,43	1,74	0,33	0,95	0,54	0,19	1,46	1825,0	17,3	2278,1	39,6	2713,9	39,6	67,2
H7	0,0024	100	75	302	0,25	8,13	1,29	0,30	1,05	0,82	0,19	0,74	1707,7	18,0	2245,6	28,9	2779,7	20,5	61,4
I3	0,0013	84	54	139	0,39	15,26	1,31	0,52	1,09	0,83	0,21	0,74	2697,1	29,3	2831,3	37,2	2928,3	21,6	92,1
I5	0,0021	38	28	60	0,47	15,19	1,46	0,53	1,18	0,81	0,21	0,86	2755,2	32,5	2827,2	41,2	2879,0	24,6	95,7
I7	0,0086	113	70	433	0,16	6,25	1,83	0,29	1,40	0,76	0,15	1,18	1660,8	23,2	2011,2	36,7	2393,1	28,2	69,4

(continuação)

ID	f_{206}^a	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/ U ^b	$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	1σ [%]	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	1σ [%]	Rho ^d	$^{207}\text{Pb}/$ $^{206}\text{Pb}^e$	1σ [%]	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	1σ abs	$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	1σ abs	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	1σ abs	Conc ^f (%)
J2a	0,0018	107	90	206	0,44	13,33	1,03	0,46	0,73	0,71	0,21	0,73	2455,7	18,0	2703,1	27,9	2893,6	21,0	84,9
J2b	0,0026	99	80	350	0,23	7,60	3,37	0,32	3,19	0,95	0,17	1,07	1788,3	57,1	2184,5	73,6	2580,4	27,7	69,3
J3	0,0082	137	92	423	0,22	7,87	1,94	0,32	1,63	0,84	0,18	1,07	1802,5	29,3	2215,9	43,1	2623,7	28,0	68,7
J5	0,0033	107	81	363	0,22	7,35	1,54	0,29	1,18	0,77	0,18	0,99	1638,4	19,3	2154,6	33,1	2690,6	26,6	60,9
J6	0,0068	112	102	319	0,32	9,22	2,11	0,36	1,72	0,81	0,18	1,23	1991,0	34,2	2359,7	49,9	2695,7	33,2	73,9
J7	0,0035	84	65	162	0,41	11,82	2,11	0,43	1,83	0,87	0,20	1,06	2296,6	42,0	2590,5	54,7	2829,1	29,9	81,2

Biotita Gnaiss Tonalítico (GR-01) – Complexo Colmeia (Estrutura de Grota Rica)

A2	0,0082	90	59	243	0,24	8,43	1,52	0,32	1,29	0,85	0,19	0,80	1796,1	23,1	2278,7	34,6	2745,1	22,0	65,4
A3	0,0069	101	55	241	0,23	10,45	1,35	0,39	1,06	0,78	0,19	0,84	2134,9	22,6	2475,6	33,5	2768,5	23,3	77,1
B2	1,0078	16	0	0	2,10	53,32	15,81	0,73	9,26	0,59	0,53	12,8	3551,9	329	4056,3	641	4316,1	552	82,3
B3	0,4234	4	0	0	0,59	8,43	37,27	0,56	21,94	0,59	0,11	30,1	2873,4	630	2278,8	849	1781,3	536	161,3
C1	0,0052	17	8	28	0,28	15,05	2,45	0,55	1,76	0,72	0,20	1,70	2824,7	49,8	2818,6	69,1	2814,3	48,0	100,4
C2	0,0054	160	85	296	0,29	14,11	2,07	0,50	1,90	0,92	0,20	0,81	2618,3	49,8	2757,1	57,1	2860,3	23,3	91,5
D1	0,0037	134	48	304	0,16	13,92	2,01	0,51	1,76	0,88	0,20	0,97	2675,7	47,2	2744,4	55,3	2795,4	27,1	95,7
D2	0,0086	87	12	145	0,09	15,20	1,16	0,53	0,91	0,79	0,21	0,72	2726,3	24,9	2828,0	32,9	2901,3	20,9	94,0
D3	0,0061	29	10	38	0,25	16,41	1,35	0,57	0,71	0,52	0,21	1,15	2904,1	20,6	2900,8	39,3	2898,6	33,4	100,2

(continuação)

ID	f_{206}^a	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/ U ^b	$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	1σ [%]	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	1σ [%]	Rho ^d	$^{207}\text{Pb}/$ $^{206}\text{Pb}^e$	1σ [%]	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	1σ abs	$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	1σ abs	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	1σ abs	Conc ^f (%)
C7	0,0295	73	59	225	0,27	2,96	1,95	0,26	0,97	0,50	0,08	1,69	1471,4	14,2	1396,7	27,2	1284,4	21,7	114,6
E1	0,0043	62	50	84	0,60	16,40	1,08	0,57	0,71	0,65	0,21	0,82	2898,3	20,4	2900,5	31,4	2902,0	23,8	99,9
E2	0,0120	91	31	208	0,15	10,81	0,99	0,39	0,67	0,68	0,20	0,73	2101,4	14,1	2507,3	24,9	2854,6	20,8	73,6
E4	0,0037	111	71	190	0,38	13,76	1,15	0,48	0,90	0,78	0,21	0,72	2547,7	23,0	2733,2	31,6	2873,3	20,7	88,7
F2	0,0049	93	84	318	0,27	15,95	2,60	0,57	1,53	0,59	0,20	2,09	2916,8	44,7	2873,8	74,6	2843,9	59,6	102,6
F7	0,0334	161	172	512	0,34	5,59	3,40	0,28	2,90	0,85	0,14	1,79	1592,7	46,1	1915,2	65,2	2285,0	40,9	69,7
G1	0,0014	92	12	181	0,07	13,18	0,87	0,48	0,55	0,64	0,20	0,67	2513,2	13,9	2692,6	23,4	2830,2	18,9	88,8
A1	0,0069	152	202	806	0,25	2,75	2,02	0,17	1,54	0,76	0,12	1,30	994,6	15,4	1342,6	27,1	1950,9	25,4	51,0
B1	0,0439	95	28	254	0,11	4,57	5,64	0,24	5,46	0,97	0,14	1,43	1370,2	74,8	1743,0	98,4	2224,9	31,7	61,6
B6	0,0037	41	9	80	0,11	14,57	0,96	0,51	0,61	0,64	0,21	0,73	2676,6	16,5	2787,5	26,7	2868,8	21,0	93,3
C1	0,0211	66	20	245	0,08	3,50	3,79	0,18	3,65	0,96	0,14	1,02	1072,6	39,1	1527,2	57,9	2229,9	22,8	48,1
D1	0,0050	77	69	225	0,31	8,02	1,37	0,32	1,08	0,79	0,18	0,85	1810,0	19,6	2233,5	30,7	2648,1	22,4	68,4
D3	0,0069	51	41	195	0,21	5,65	1,35	0,36	0,54	0,40	0,11	1,23	1965,2	10,7	1923,9	25,9	1879,7	23,2	104,5
D4	0,0059	38	13	59	0,23	12,89	2,76	0,50	2,62	0,95	0,19	0,86	2593,4	68,0	2671,5	73,8	2731,1	23,6	95,0
D5	0,0010	100	46	211	0,22	12,14	1,04	0,45	0,75	0,73	0,20	0,71	2376,9	17,9	2615,7	27,1	2806,1	20,0	84,7
E1	0,0030	33	27	44	0,62	16,40	0,87	0,57	0,47	0,54	0,21	0,74	2903,4	13,5	2900,6	25,3	2898,7	21,3	100,2

(continuação)

ID	f_{206}^a	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/ U ^b	$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	1σ [%]	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	1σ [%]	Rho ^d	$^{207}\text{Pb}/$ $^{206}\text{Pb}^e$	1σ [%]	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	1σ abs	$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	1σ abs	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	1σ abs	Conc ^f (%)
E3	0,0347	111	60	561	0,11	2,46	2,26	0,16	1,70	0,75	0,11	1,48	942,5	16,1	1261,0	28,5	1855,1	27,5	50,8
E4	0,0080	63	56	163	0,35	11,87	3,02	0,46	2,91	0,96	0,19	0,79	2421,2	70,4	2594,4	78,2	2732,6	21,7	88,6
E6	0,0479	106	103	328	0,32	5,55	4,39	0,27	4,13	0,94	0,15	1,47	1526,4	63,1	1907,9	83,7	2352,5	34,6	64,9
F2	0,0770	97	31	208	0,15	6,29	1,99	0,29	1,70	0,85	0,16	1,05	1646,3	27,9	2017,4	40,2	2421,9	25,4	68,0
F3	0,0036	88	25	155	0,16	12,24	1,58	0,44	1,42	0,90	0,20	0,70	2341,7	33,2	2622,6	41,5	2847,3	19,8	82,2
G6	0,0379	99	38	285	0,13	7,18	2,26	0,31	1,99	0,88	0,17	1,07	1730,2	34,4	2133,7	48,2	2548,7	27,3	67,9
H6	0,0054	56	22	93	0,24	15,91	2,76	0,57	2,32	0,84	0,20	1,49	2891,9	67,1	2871,3	79,2	2856,8	42,7	101,2
I4	0,0005	0	0	0	0,32	8,32	25,69	0,65	9,38	0,36	0,09	23,92	3245,3	304	2266,5	582	1471,6	352	220,5

Biotita Gnaiss Granítico (CM-01) – Complexo Colmeia (Estrutura de Colmeia)

A3	0,0031	65	66	111	0,60	13,96	0,96	0,53	0,68	0,71	0,19	0,68	534,5	12,3	535,2	17,4	538,1	12,4	99,3
A6	0,0022	215	316	372	0,85	12,50	0,84	0,46	0,53	0,63	0,20	0,65	2721,1	18,7	2743,9	26,5	2760,8	18,7	98,6
A8	0,0047	192	207	799	0,26	2,13	7,53	0,09	7,41	0,98	0,17	1,31	2434,8	12,9	2644,3	22,2	2808,8	18,3	86,7
B1	0,0048	140	127	417	0,31	4,15	4,59	0,17	4,45	0,97	0,18	1,09	1739,7	38,7	2125,4	54,8	2522,5	32,9	69,0
B3	0,0012	102	63	148	0,42	16,24	0,92	0,56	0,71	0,77	0,21	0,59	2271,4	40,4	2471,3	51,5	2640,1	28,7	86,0
B6	0,0016	91	120	151	0,80	13,60	0,90	0,49	0,63	0,71	0,20	0,64	2895,9	20,4	2899,8	26,7	2902,6	17,2	99,8
B9	0,0010	152	70	225	0,31	16,09	0,81	0,57	0,52	0,63	0,21	0,63	2581,8	16,3	2732,6	24,5	2846,0	18,1	90,7

(continuação)

ID	f_{206}^a	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/ U ^b	$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	1σ [%]	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	1σ [%]	Rho ^d	$^{207}\text{Pb}/$ $^{206}\text{Pb}^e$	1σ [%]	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	1σ abs	$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	1σ abs	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	1σ abs	Conc ^f (%)
B10	0,0059	64	31	80	0,39	12,03	6,99	0,45	6,93	0,99	0,19	0,93	2887,5	15,0	2879,1	23,5	2873,3	18,1	100,5
C1	0,0022	110	49	211	0,23	10,37	1,64	0,39	1,50	0,91	0,19	0,68	2625,8	162	2715,4	169	2782,7	26,0	94,4
C9	0,0047	120	88	299	0,30	12,27	3,53	0,47	3,42	0,97	0,19	0,85	2516,7	30,6	2664,2	37,0	2778,1	18,8	90,6
C10	0,0009	114	77	166	0,47	16,09	0,93	0,56	0,58	0,62	0,21	0,73	2869,1	16,6	2881,9	26,7	2890,9	21,0	99,2
D3	0,0014	69	47	89	0,53	17,79	0,93	0,62	0,51	0,55	0,21	0,77	3110,2	15,9	2978,7	27,7	2891,0	22,4	107,6
D6	0,0031	106	110	227	0,49	13,46	2,74	0,51	2,58	0,94	0,19	0,93	2676,8	69,0	2712,6	74,4	2739,4	25,5	97,7
D10a	0,0009	124	89	171	0,52	17,00	0,85	0,59	0,45	0,53	0,21	0,72	3002,7	13,6	2935,0	25,0	2888,9	20,8	103,9
D10b	0,0036	77	35	133	0,26	15,08	0,93	0,53	0,55	0,59	0,21	0,75	2754,5	15,0	2820,2	26,2	2867,5	21,6	96,1
E1	0,0029	213	138	718	0,19	6,65	1,37	0,30	0,96	0,71	0,16	0,97	1670,7	16,1	2066,0	28,2	2487,3	24,1	67,2
E2	0,0047	35	30	45	0,67	16,29	1,12	0,57	0,54	0,48	0,21	0,98	2925,4	15,8	2893,9	32,4	2872,0	28,1	101,9
E9	0,0021	48	41	64	0,65	17,20	0,99	0,60	0,57	0,58	0,21	0,81	3040,0	17,4	2946,2	29,3	2882,7	23,4	105,5
F1	0,0020	44	25	53	0,47	15,07	1,34	0,55	0,98	0,74	0,20	0,91	2839,4	27,9	2819,8	37,7	2805,7	25,5	101,2
F2	0,0021	52	47	65	0,74	16,97	1,00	0,58	0,57	0,57	0,21	0,82	2955,3	16,9	2933,4	29,3	2918,4	23,8	101,3
F5	0,0012	112	39	166	0,24	14,11	1,19	0,53	0,67	0,57	0,19	0,98	2759,7	18,6	2756,8	32,8	2754,7	27,0	100,2
F8	0,0054	94	50	240	0,21	8,62	1,44	0,36	1,05	0,73	0,17	0,98	1974,8	20,7	2299,2	33,0	2601,5	25,6	75,9
G6	0,0053	90	48	179	0,27	12,86	2,56	0,54	2,36	0,92	0,17	0,99	2783,3	65,8	2669,7	68,4	2584,8	25,5	107,7

(continuação)

ID	f_{206}^a	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/ U ^b	$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	1σ [%]	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	1σ [%]	Rho ^d	$^{207}\text{Pb}/$ $^{206}\text{Pb}^e$	1σ [%]	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	1σ abs	$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	1σ abs	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	1σ abs	Conc ^f (%)
G8	0,0016	89	36	127	0,28	15,95	1,73	0,56	1,44	0,83	0,21	0,96	2881,2	41,6	2874,0	49,8	2869,0	27,5	100,4
G9	0,0008	106	52	142	0,37	18,06	0,84	0,60	0,52	0,63	0,22	0,65	3018,0	15,8	2993,0	25,1	2976,3	19,5	101,4
H1	0,0031	99	76	233	0,33	8,99	1,20	0,37	0,80	0,67	0,18	0,89	2030,8	16,3	2336,9	28,0	2616,1	23,3	77,6
H2	0,0014	56	25	84	0,30	15,82	1,03	0,56	0,66	0,64	0,21	0,79	2856,7	18,9	2865,8	29,6	2872,2	22,8	99,5
H9	0,0137	193	243	851	0,29	3,37	3,36	0,19	2,82	0,84	0,13	1,84	1136,0	32,0	1497,7	50,4	2055,1	37,8	55,3
I2	0,0018	56	44	69	0,64	17,19	0,99	0,59	0,59	0,60	0,21	0,79	2971,8	17,7	2945,6	29,2	2927,8	23,2	101,5
I3	0,0010	112	105	139	0,76	17,30	0,91	0,59	0,50	0,54	0,21	0,77	2986,9	14,8	2951,7	26,9	2927,8	22,4	102,0
I9	0,0018	115	103	191	0,54	13,67	1,39	0,51	1,12	0,80	0,20	0,82	2637,2	29,4	2727,1	37,8	2794,5	23,0	94,4
I10	0,0052	122	51	181	0,29	15,40	1,01	0,55	0,64	0,64	0,20	0,78	2843,6	18,3	2840,3	28,7	2838,0	22,1	100,2
J4a	0,0049	16	29	25	1,16	12,94	2,99	0,46	2,05	0,68	0,21	2,18	2423,4	49,6	2675,2	80,0	2871,4	62,6	84,4
J4b	0,0021	61	60	102	0,59	14,60	1,23	0,53	0,83	0,67	0,20	0,91	2724,9	22,5	2789,8	34,2	2837,0	25,7	96,0
J7	0,0012	97	49	160	0,31	13,87	0,97	0,52	0,53	0,55	0,19	0,81	2716,2	14,5	2740,7	26,5	2758,8	22,2	98,5
J9	0,0072	52	31	68	0,45	16,17	1,30	0,56	1,03	0,79	0,21	0,80	2876,3	29,5	2886,9	37,5	2894,2	23,0	99,4

Hornblenda-epídoto-biotita Gnaiss Tonalítico (CA-17-01) – Complexo Rio dos Mangues

A1	0,0006	149	323	277	1,17	6,59	1,63	0,37	0,92	0,56	0,13	1,35	2052,1	18,9	2057,4	33,6	2062,6	27,9	99,5
A2	0,0004	184	365	369	1,00	6,52	1,61	0,37	0,90	0,56	0,13	1,34	2036,4	18,3	2048,6	33,0	2060,9	27,5	98,8

(continuação)

ID	f_{206}^a	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/ U ^b	$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	1σ [%]	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	1σ [%]	Rho ^d	$^{207}\text{Pb}/$ $^{206}\text{Pb}^e$	1σ [%]	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	1σ abs	$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	1σ abs	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	1σ abs	Conc ^f (%)
A3	0.0027	77	144	227	0.64	6.27	1.66	0.36	0.93	0.56	0.13	1.38	1991.1	18.5	2014.8	33.5	2039.1	28.2	97.6
A7	0.0004	147	359	702	0.52	6.47	1.56	0.37	0.82	0.53	0.13	1.33	2028.1	16.7	2041.4	31.9	2054.9	27.4	98.7
A8	0.0006	137	298	703	0.43	6.13	1.57	0.35	0.81	0.51	0.13	1.35	1946.1	15.7	1993.9	31.3	2043.7	27.5	95.2
A10	0.0003	149	316	308	1.03	6.61	1.16	0.38	0.48	0.42	0.13	1.05	2058.0	9.9	2061.3	23.8	2064.6	21.7	99.7
B1	0.0006	131	271	260	1.05	6.46	1.64	0.37	0.91	0.56	0.13	1.36	2027.5	18.5	2040.0	33.5	2052.7	28.0	98.8
B2	0.0008	130	246	241	1.03	6.59	1.84	0.38	1.25	0.68	0.13	1.34	2053.8	25.7	2058.5	37.8	2063.2	27.7	99.5
B3	0.0008	74	136	231	0.59	6.61	1.55	0.37	0.78	0.50	0.13	1.34	2047.3	15.9	2060.4	31.9	2073.6	27.8	98.7
B7	0.0003	128	281	627	0.45	6.65	1.59	0.38	0.86	0.54	0.13	1.33	2073.7	17.9	2065.5	32.8	2057.3	27.4	100.8
B8	0.0004	182	376	364	1.04	6.42	1.19	0.37	0.57	0.47	0.13	1.05	2015.0	11.4	2035.3	24.3	2056.1	21.6	98.0
C1	0.0004	131	264	254	1.05	6.59	1.62	0.37	0.88	0.54	0.13	1.37	2052.4	18.0	2057.5	33.4	2062.7	28.2	99.5
C2	0.0010	125	177	289	0.62	6.16	1.71	0.36	0.89	0.52	0.12	1.46	1976.6	17.7	1999.4	34.3	2023.0	29.6	97.7
C5	0.0006	115	244	574	0.43	6.24	2.32	0.37	1.25	0.54	0.12	1.96	2013.4	25.1	2010.6	46.7	2007.8	39.3	100.3
C8	0.0004	134	335	253	1.33	6.55	1.18	0.37	0.55	0.46	0.13	1.05	2040.4	11.2	2052.0	24.2	2063.8	21.6	98.9
D1	0.0250	65	107	152	0.71	5.92	2.21	0.35	1.12	0.51	0.12	1.90	1951.6	21.9	1963.6	43.3	1976.2	37.5	98.8
D2	0.0007	91	195	254	0.77	6.57	1.64	0.37	0.89	0.54	0.13	1.38	2046.8	18.2	2054.8	33.8	2062.9	28.5	99.2
D3	0.0003	202	407	602	0.68	6.66	1.54	0.38	0.78	0.51	0.13	1.33	2062.6	16.1	2067.2	31.8	2071.8	27.5	99.6

(continuação)

ID	f_{206}^a	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/ U ^b	$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	1σ [%]	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	1σ [%]	Rho ^d	$^{207}\text{Pb}/$ $^{206}\text{Pb}^e$	1σ [%]	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	1σ abs	$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	1σ abs	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	1σ abs	Conc ^f (%)
D5	0.0004	146	345	663	0.52	6.65	2.17	0.38	1.71	0.79	0.13	1.33	2074.6	35.5	2066.0	44.8	2057.5	27.4	100.8
D7	0.0002	164	411	720	0.57	6.60	1.58	0.38	0.81	0.52	0.13	1.35	2062.0	16.8	2059.4	32.5	2056.8	27.8	100.3
E3	0.0020	54	78	154	0.51	6.57	1.63	0.37	0.95	0.58	0.13	1.33	2030.1	19.2	2055.3	33.5	2080.6	27.6	97.6
E4	0.0004	126	262	354	0.74	6.71	1.61	0.38	0.90	0.56	0.13	1.33	2067.1	18.7	2073.5	33.4	2079.9	27.7	99.4
E5	0.0021	120	280	565	0.50	6.55	1.65	0.38	0.97	0.59	0.13	1.34	2054.9	19.9	2053.2	33.9	2051.6	27.4	100.2
E7	0.0011	90	214	438	0.49	6.65	1.60	0.38	0.88	0.55	0.13	1.33	2071.6	18.2	2066.4	33.0	2061.2	27.5	100.5
E8	0.0005	90	192	178	1.09	6.51	1.19	0.37	0.56	0.47	0.13	1.06	2027.9	11.3	2046.8	24.5	2065.9	21.8	98.2
E10	0.0012	65	132	125	1.06	6.50	1.24	0.37	0.64	0.52	0.13	1.06	2026.1	13.0	2046.4	25.5	2066.9	22.0	98.0
F1	0.0004	101	95	243	0.39	5.99	1.68	0.35	0.95	0.57	0.12	1.38	1925.1	18.4	1974.6	33.2	2026.9	28.0	95.0
F2	0.0009	104	145	357	0.41	6.42	1.57	0.37	0.77	0.49	0.13	1.37	2024.3	15.7	2034.5	31.9	2044.9	27.9	99.0
F8	0.0004	100	215	188	1.15	6.84	1.21	0.39	0.61	0.50	0.13	1.05	2108.6	12.8	2091.5	25.3	2074.8	21.8	101.6
F9	0.0015	93	194	182	1.08	6.59	1.21	0.37	0.61	0.50	0.13	1.05	2051.1	12.5	2057.7	24.9	2064.3	21.6	99.4
F10	0.0019	69	74	149	0.50	6.73	1.49	0.38	1.05	0.70	0.13	1.06	2083.4	21.8	2076.2	30.9	2069.1	21.9	100.7
G1	0.0028	141	284	273	1.05	6.40	1.79	0.37	1.16	0.65	0.13	1.36	2013.2	23.4	2032.5	36.3	2052.2	27.9	98.1
G2	0.0009	102	224	287	0.79	6.59	1.58	0.38	0.84	0.53	0.13	1.34	2053.3	17.2	2058.4	32.6	2063.5	27.7	99.5
G4	0.0005	146	316	421	0.76	6.56	1.64	0.37	0.96	0.58	0.13	1.33	2038.7	19.5	2054.4	33.7	2070.2	27.6	98.5

(continuação)

ID	f_{206}^a	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/ U ^b	$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	1 σ [%]	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	1 σ [%]	Rho ^d	$^{207}\text{Pb}/$ $^{206}\text{Pb}^e$	1 σ [%]	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	1 σ abs	$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	1 σ abs	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	1 σ abs	Conc ^f (%)
G9	0,0003	127	297	237	1,26	6,77	1,20	0,38	0,60	0,50	0,13	1,04	2085,5	12,5	2081,7	24,9	2078,1	21,5	100,4

Sillimanita-muscovita-biotita Gnaiss Migmatizado (CA-17-02) – Gnaisses Neoproterozoicos

A1 (A)	0,0051	20	41	39	1,05	8,59	1,99	0,43	1,13	0,57	0,15	1,64	2285,2	25,8	2295,0	45,7	2303,8	37,8	99,2
A2-(A)	0,0063	46	63	389	0,16	0,95	3,12	0,11	1,86	0,60	0,06	2,51	686,3	12,8	676,7	21,1	644,8	16,2	106,4
A4 (A)	0,0024	38	51	71	0,73	8,13	1,32	0,42	0,68	0,52	0,14	1,13	2275,4	15,5	2245,7	29,6	2218,7	25,1	102,6
A5 (A)	0,0023	35	39	117	0,34	3,29	1,94	0,26	0,99	0,51	0,09	1,67	1473,3	14,6	1479,2	28,8	1487,7	24,9	99,0
A6 (A)	0,0021	12	10	22	0,44	8,71	2,11	0,43	1,18	0,56	0,15	1,75	2317,6	27,4	2308,6	48,8	2300,7	40,3	100,7
B1 (A)	0,0028	114	874	824	1,07	0,87	3,17	0,10	2,01	0,64	0,06	2,45	636,2	12,8	635,7	20,1	634,1	15,5	100,3
B2 (A)	0,0021	43	31	96	0,33	6,91	1,44	0,38	0,79	0,55	0,13	1,21	2098,9	16,6	2100,0	30,3	2101,0	25,3	99,9
B5 (A)	0,0029	13	71	93	0,77	0,96	3,47	0,11	2,17	0,63	0,06	2,70	685,5	14,9	684,0	23,7	678,9	18,4	101,0
B6 (A)	0,0387	3	27	26	1,02	0,82	8,05	0,10	3,83	0,48	0,06	7,08	607,6	23,3	607,2	48,9	605,9	42,9	100,3
C1 (A)	0,0033	18	68	129	0,54	1,00	3,56	0,12	2,17	0,61	0,06	2,82	709,6	15,4	706,1	25,1	695,0	19,6	102,1
C4 (A)	0,0040	13	29	40	0,72	3,62	2,38	0,27	1,13	0,48	0,10	2,10	1565,7	17,8	1554,8	37,1	1540,0	32,3	101,7
D1 (A)	0,0018	69	103	543	0,19	0,98	3,16	0,11	1,91	0,60	0,06	2,52	696,8	13,3	693,0	21,9	680,8	17,2	102,4
D3 (A)	0,0058	17	67	147	0,46	0,94	4,21	0,11	2,42	0,57	0,06	3,45	653,5	15,8	674,0	28,4	743,2	25,6	87,9
D5 (A)	0,0034	10	7	24	0,32	7,50	2,82	0,40	1,65	0,58	0,13	2,29	2185,2	36,0	2172,7	61,3	2160,8	49,5	101,1

(continuação)

ID	f_{206}^a	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/ U ^b	$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	1σ [%]	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	1σ [%]	Rho ^d	$^{207}\text{Pb}/$ $^{206}\text{Pb}^e$	1σ [%]	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	1σ abs	$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	1σ abs	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	1σ abs	Conc ^f (%)
D6 (A)	0,0023	7	32	52	0,62	0,83	10,21	0,10	7,12	0,70	0,06	7,32	598,1	42,6	611,5	62,4	661,4	48,4	90,4
F1 (A)	0,0023	23	74	195	0,38	0,87	3,46	0,10	2,23	0,65	0,06	2,65	634,1	14,2	635,7	22,0	641,3	17,0	98,9
F3 (A)	0,0031	26	22	56	0,39	7,48	1,53	0,40	0,80	0,52	0,14	1,31	2165,1	17,2	2171,1	33,2	2176,6	28,5	99,5
G3 (A)	0,0035	21	60	39	1,55	7,56	2,01	0,40	0,95	0,48	0,14	1,77	2177,7	20,8	2180,7	43,8	2183,6	38,6	99,7
G5 (A)	0,0048	11	38	88	0,43	0,86	3,83	0,11	2,08	0,54	0,06	3,22	665,6	13,8	632,1	24,2	514,0	16,6	129,5
H4 (A)	0,0072	16	104	112	0,94	0,89	3,88	0,11	2,19	0,56	0,06	3,20	665,0	14,5	647,7	25,1	587,9	18,8	113,1
H5 (A)	0,0079	43	59	92	0,65	7,34	2,24	0,40	1,45	0,65	0,13	1,71	2165,9	31,5	2154,1	48,3	2143,0	36,6	101,1
H6 (A)	0,0640	11	56	75	0,74	0,90	5,06	0,12	2,17	0,43	0,05	4,57	726,3	15,8	653,3	33,1	408,8	18,7	177,7
I3 (A)	0,0467	10	32	87	0,38	0,74	4,59	0,09	2,47	0,54	0,06	3,86	558,1	13,8	562,1	25,8	578,0	22,3	96,6
I5 (A)	0,0067	4	9	7	1,22	8,34	13,03	0,40	5,62	0,43	0,15	11,76	2175,5	122	2269,2	295	2354,7	276	92,4
J2 (A)	0,0016	101	206	206	1,01	6,71	1,28	0,38	0,58	0,46	0,13	1,14	2076,3	12,1	2073,4	26,5	2070,5	23,6	100,3
J5 (A)	0,0026	8	28	66	0,42	1,36	21,09	0,10	4,59	0,22	0,09	20,59	639,4	29,3	870,4	183	1515,3	311	42,2
J6 (A)	0,0247	5	14	50	0,29	0,61	7,60	0,10	2,73	0,36	0,04	7,09	612,7	16,8	483,5	36,7	-90,2	-6,4	-679,0
A1 (B)	0,0030	27	62	171	0,36	1,43	3,79	0,15	2,30	0,61	0,07	3,01	898,1	20,8	897,6	34,1	896,3	27,0	100,2
B1 (B)	0,0010	36	64	61	1,06	9,16	1,80	0,44	0,91	0,50	0,15	1,56	2358,5	21,4	2353,6	42,5	2349,4	36,6	100,4
D1 (B)	0,0028	20	94	167	0,57	0,79	4,27	0,10	3,05	0,71	0,06	2,99	593,6	18,1	592,7	25,3	589,2	17,6	100,8

(continuação)

ID	f_{206}^a	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/ U ^b	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 σ [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 σ [%]	Rho ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	1 σ [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 σ abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 σ abs	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1 σ abs	Conc ^f (%)
F1 (B)	0,0024	29	111	253	0,44	0,80	4,23	0,10	3,05	0,72	0,06	2,94	600,5	18,3	598,3	25,3	590,1	17,3	101,8
H1 (B)	0,0014	23	19	48	0,39	8,06	2,19	0,41	1,24	0,57	0,14	1,80	2234,6	27,6	2239,0	49,0	2242,9	40,5	99,6
A2 (B)	0,0310	3	15	25	0,58	0,86	10,51	0,10	6,82	0,65	0,06	7,99	635,0	43,6	627,9	66,2	602,3	48,1	105,4
E2 (B)	0,0014	20	106	153	0,70	0,99	4,24	0,11	2,93	0,69	0,06	3,07	696,4	20,4	696,0	29,5	694,9	21,3	100,2
F2 (B)	0,0122	10	37	87	0,43	0,94	4,99	0,11	3,40	0,68	0,06	3,66	678,5	22,9	676,0	33,7	667,7	24,4	101,6
A3 (B)	0,0017	38	46	109	0,42	6,16	2,29	0,36	1,39	0,61	0,12	1,82	2003,8	27,6	2006,4	45,9	2009,2	36,7	99,7
C3 (B)	0,0015	49	323	394	0,83	0,81	6,27	0,10	4,26	0,68	0,06	4,60	600,5	25,6	600,3	37,6	599,4	27,6	100,2
E3 (B)	0,0004	68	19	168	0,12	6,53	2,47	0,35	1,40	0,57	0,13	2,03	1945,0	27,2	2050,4	50,6	2158,1	43,9	90,1
H3 (B)	0,0028	34	196	270	0,73	0,80	6,38	0,10	4,33	0,68	0,06	4,69	598,5	25,9	598,7	38,2	599,5	28,1	99,8
D4 (B)	0,0007	44	43	90	0,48	8,00	2,38	0,41	1,09	0,46	0,14	2,11	2209,8	24,2	2230,8	53,0	2250,1	47,5	98,2
H4 (B)	0,0023	15	62	107	0,58	0,95	6,19	0,11	4,09	0,66	0,06	4,64	675,7	27,6	676,6	41,8	679,5	31,5	99,4
B5 (B)	0,0013	11	39	82	0,48	0,96	6,74	0,11	4,57	0,68	0,06	4,96	683,6	31,2	685,3	46,2	690,8	34,3	99,0
D5 (B)	0,0009	57	71	100	0,71	9,13	2,38	0,44	1,29	0,54	0,15	2,01	2343,1	30,1	2351,2	56,0	2358,1	47,3	99,4
G5 (B)	0,0018	29	75	272	0,28	0,80	6,28	0,10	4,27	0,68	0,06	4,60	595,7	25,4	595,2	37,4	593,5	27,3	100,4
F5 (B)	0,0013	28	206	200	1,04	0,79	6,49	0,10	4,49	0,69	0,06	4,69	592,8	26,6	593,0	38,5	594,1	27,9	99,8
B6 (B)	0,0006	46	33	106	0,31	7,13	2,36	0,39	1,21	0,51	0,13	2,03	2117,8	25,5	2127,7	50,2	2137,2	43,4	99,1

(continuação)

ID	f_{206}^a	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/ U ^b	$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	1σ [%]	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	1σ [%]	Rho ^d	$^{207}\text{Pb}/$ $^{206}\text{Pb}^e$	1σ [%]	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	1σ abs	$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	1σ abs	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	1σ abs	Conc ^f (%)
F6 (B)	0,0021	22	39	167	0,23	1,01	6,69	0,12	5,20	0,78	0,06	4,20	711,8	37,0	710,9	47,5	708,2	29,8	100,5
G6 (B)	0,0020	57	222	486	0,46	0,78	5,97	0,10	4,39	0,73	0,06	4,05	587,1	25,7	586,8	35,0	585,6	23,7	100,3
B7 (B)	0,0004	75	123	145	0,86	6,64	2,28	0,37	1,14	0,50	0,13	1,98	2044,1	23,3	2065,0	47,1	2086,0	41,2	98,0
C7 (B)	0,0162	99	116	215	0,54	6,52	2,37	0,37	1,40	0,59	0,13	1,91	2020,5	28,3	2048,3	48,6	2076,3	39,7	97,3
D7 (B)	0,0366	0	0	0	3,56	2,95	23,79	0,78	12,95	0,54	0,03	19,95	3719,5	481	1394,5	331	-1447,6	-288	-257,0
H7 (B)	0,0021	19	80	155	0,52	0,74	6,66	0,09	4,65	0,70	0,06	4,77	564,0	26,2	563,2	37,5	560,0	26,7	100,7
D8 (B)	0,0023	20	93	160	0,59	0,76	6,21	0,09	4,39	0,71	0,06	4,39	570,7	25,0	572,0	35,5	577,2	25,3	98,9
C8 (B)	0,0005	118	150	359	0,42	4,58	2,98	0,31	1,78	0,60	0,11	2,39	1734,1	30,9	1746,3	52,0	1760,9	42,0	98,5
C9 (B)	0,0007	41	47	196	0,24	1,15	5,68	0,13	4,15	0,73	0,06	3,89	807,7	33,5	777,5	44,2	691,6	26,9	116,8
D9 (B)	0,0019	70	92	669	0,14	0,81	6,46	0,10	5,25	0,81	0,06	3,77	602,9	31,6	603,8	39,0	607,1	22,9	99,3
E9 (B)	0,0028	20	58	191	0,30	0,93	7,12	0,11	5,38	0,76	0,06	4,67	667,9	35,9	669,3	47,7	674,0	31,5	99,1
G9 (B)	0,0408	24	82	223	0,37	0,76	7,39	0,09	5,91	0,80	0,06	4,44	577,1	34,1	575,1	42,5	567,2	25,2	101,8
A10 (B)	0,0044	11	46	89	0,51	0,96	9,82	0,11	7,60	0,77	0,06	6,22	682,6	51,8	684,1	67,2	689,3	42,9	99,0
B10 (B)	0,0013	31	33	357	0,09	0,73	7,13	0,09	5,78	0,81	0,06	4,17	556,6	32,2	558,9	39,9	568,3	23,7	98,0
D10 (B)	0,0012	27	37	72	0,51	6,27	3,74	0,37	2,57	0,69	0,12	2,72	2010,0	51,6	2014,5	75,3	2019,1	54,9	99,5
F10 (B)	0,0006	75	37	193	0,19	9,42	2,71	0,44	1,54	0,57	0,15	2,23	2369,3	36,4	2380,0	64,5	2389,2	53,3	99,2

(continuação)

ID	f_{206}^a	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/ U ^b	$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	1 σ [%]	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	1 σ [%]	Rho ^d	$^{207}\text{Pb}/$ $^{206}\text{Pb}^e$	1 σ [%]	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	1 σ abs	$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	1 σ abs	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	1 σ abs	Conc ^f (%)
G10 (B)	0,0012	10	11	29	0,39	5,12	5,38	0,33	3,21	0,60	0,11	4,31	1826,3	58,7	1839,5	98,9	1854,5	80,0	98,5
Biotita Gnaiss Tonalítico (CA-17-03) – Gnaisses Neoproterozoicos																			
A2 (A)	0,0038	11	30	90	0,33	0,86	3,87	0,10	2,58	0,67	0,06	2,89	637,7	16,4	628,6	24,3	596,1	17,2	107,0
B4 (A)	0,0028	19	35	39	0,89	6,68	1,99	0,38	1,12	0,56	0,13	1,65	2065,2	23,0	2069,5	41,3	2073,7	34,3	99,6
B3 (A)	0,0024	28	52	54	0,97	6,69	1,55	0,38	0,99	0,64	0,13	1,19	2078,7	20,7	2070,6	32,1	2062,6	24,5	100,8
B5 (A)	0,0045	12	18	25	0,73	6,78	2,40	0,38	1,58	0,66	0,13	1,81	2098,8	33,2	2082,9	50,0	2067,2	37,4	101,5
C3 (A)	0,0021	16	25	34	0,75	6,68	1,71	0,38	1,13	0,66	0,13	1,28	2076,4	23,5	2070,3	35,3	2064,3	26,3	100,6
E2 (A)	0,0027	27	145	183	0,80	0,96	3,34	0,11	2,36	0,70	0,06	2,37	683,3	16,1	683,5	22,8	684,2	16,2	99,9
F1a (A)	0,0034	15	58	139	0,42	0,89	3,67	0,11	2,52	0,69	0,06	2,67	644,4	16,2	644,5	23,6	644,5	17,2	100,0
F1B (A)	0,0028	20	61	182	0,34	0,84	3,54	0,10	2,54	0,72	0,06	2,47	611,3	15,5	618,4	21,9	644,6	15,9	94,8
G2 (A)	0,0026	6	33	43	0,78	0,96	4,81	0,11	3,24	0,67	0,06	3,56	680,2	22,0	681,8	32,8	687,2	24,5	99,0
G5 (A)	0,0024	38	257	254	1,02	0,96	3,33	0,11	2,46	0,74	0,06	2,24	680,8	16,7	681,2	22,7	682,4	15,3	99,8
A1 (B)	0,0051	26	176	88	2,01	1,67	3,97	0,17	2,56	0,64	0,07	3,03	1022,4	26,2	999,0	39,6	948,0	28,7	107,8
A1 (B)	0,0028	26	176	91	1,95	1,70	4,15	0,17	2,79	0,67	0,07	3,08	1008,4	28,1	1007,4	41,8	1005,1	30,9	100,3
A2 (B)	0,0024	22	87	170	0,51	0,97	4,87	0,11	3,33	0,68	0,06	3,56	686,9	22,9	686,3	33,5	684,2	24,3	100,4
A3 (B)	0,0029	34	119	224	0,54	0,79	5,18	0,10	4,13	0,80	0,06	3,12	589,2	24,3	590,8	30,6	597,0	18,6	98,7

(continuação)

ID	f_{206}^a	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/ U ^b	$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	1 σ [%]	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	1 σ [%]	Rho ^d	$^{207}\text{Pb}/$ $^{206}\text{Pb}^e$	1 σ [%]	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	1 σ abs	$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	1 σ abs	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	1 σ abs	Conc ^f (%)
A5 (B)	0,0037	16	89	109	0,82	0,82	6,58	0,10	4,54	0,69	0,06	4,76	608,0	27,6	608,2	40,0	608,8	29,0	99,9
A6 (B)	0,0039	25	200	181	1,11	0,83	4,87	0,10	3,53	0,73	0,06	3,35	613,4	21,7	612,3	29,8	608,5	20,4	100,8
B2 (B)	0,0017	122	163	259	0,64	6,53	1,98	0,38	1,41	0,71	0,13	1,39	2058,3	29,0	2049,9	40,5	2041,5	28,3	100,8
B3 (B)	0,0376	6	22	47	0,46	0,83	8,99	0,11	5,27	0,59	0,05	7,28	686,4	36,2	614,9	55,3	359,4	26,2	191,0
B4 (B)	0,0012	38	41	167	0,25	2,20	2,76	0,20	1,65	0,60	0,08	2,21	1177,8	19,5	1179,5	32,6	1182,6	26,2	99,6
B5 (B)	0,0050	37	165	278	0,60	0,93	4,26	0,11	2,44	0,57	0,06	3,49	664,5	16,2	665,2	28,3	667,4	23,3	99,6
B6 (B)	0,0014	22	74	176	0,42	0,94	4,29	0,11	2,47	0,58	0,06	3,50	672,7	16,6	672,8	28,8	673,3	23,6	99,9
C2 (B)	0,0019	33	128	171	0,76	1,72	3,25	0,17	1,53	0,47	0,07	2,87	1018,5	15,6	1016,6	33,1	1012,4	29,1	100,6
C5 (B)	0,0011	14	47	106	0,45	0,97	4,61	0,11	2,87	0,62	0,06	3,61	687,5	19,7	686,3	31,7	682,5	24,6	100,7
C6 (B)	0,0021	22	76	101	0,76	1,78	4,91	0,18	2,86	0,58	0,07	3,98	1043,0	29,9	1036,4	50,8	1022,5	40,7	102,0
D1 (B)	0,0015	29	68	58	1,17	6,26	2,44	0,37	1,26	0,51	0,12	2,09	2016,4	25,3	2012,3	49,1	2008,0	42,0	100,4
D3 (B)	0,0022	19	50	158	0,32	0,79	5,24	0,10	3,31	0,63	0,06	4,06	590,9	19,6	590,6	30,9	589,5	23,9	100,2
D4 (B)	0,0024	53	55	589	0,09	0,96	4,74	0,11	3,15	0,66	0,06	3,54	681,4	21,5	682,4	32,3	685,6	24,3	99,4
D6 (B)	0,0020	29	76	148	0,52	1,69	3,78	0,17	1,71	0,45	0,07	3,37	1004,1	17,1	1004,1	37,9	1004,3	33,9	100,0
E1 (B)	0,0023	28	39	220	0,18	1,06	4,92	0,12	3,02	0,61	0,06	3,89	733,0	22,1	732,8	36,1	732,3	28,5	100,1
E2 (B)	0,0114	9	72	59	1,23	0,90	9,81	0,11	5,94	0,61	0,06	7,81	659,7	39,2	653,1	64,1	630,6	49,2	104,6

(continuação)

ID	f_{206}^a	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/ U ^b	$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	1 σ [%]	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	1 σ [%]	Rho ^d	$^{207}\text{Pb}/$ $^{206}\text{Pb}^e$	1 σ [%]	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	1 σ abs	$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	1 σ abs	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	1 σ abs	Conc ^f (%)
E4 (B)	0,0012	61	57	85	0,67	15,81	1,43	0,54	0,80	0,56	0,21	1,19	2797,7	22,4	2865,6	41,1	2913,8	34,7	96,0
E6 (B)	0,0866	12	97	70	1,39	0,65	16,98	0,07	11,09	0,65	0,06	12,86	456,5	50,6	509,9	86,6	757,0	97,3	60,3
F1 (B)	0,0018	38	57	234	0,25	1,56	4,29	0,16	2,66	0,62	0,07	3,36	953,9	25,4	956,4	41,0	962,3	32,4	99,1
F6 (B)	0,0024	32	240	241	1,00	0,89	4,86	0,11	2,87	0,59	0,06	3,92	653,9	18,8	645,7	31,4	617,1	24,2	106,0
G2 (B)	0,0132	14	38	107	0,36	0,83	7,59	0,10	4,99	0,66	0,06	5,72	619,2	30,9	613,3	46,6	591,4	33,8	104,7
H3 (B)	0,0027	37	73	363	0,20	0,74	4,97	0,09	3,19	0,64	0,06	3,81	558,7	17,8	559,9	27,8	564,8	21,5	98,9
I2 (B)	0,0010	115	189	167	1,14	11,73	1,51	0,49	0,77	0,51	0,17	1,30	2563,2	19,7	2583,5	39,1	2599,4	33,9	98,6
G1 (B)	0,0056	54	281	494	0,57	1,27	3,21	0,14	1,79	0,56	0,07	2,66	829,0	14,9	833,2	26,7	844,3	22,4	98,2
Metasienograno Porfirítico (CA-17-05) – Granito Serrote																			
A1	0,0014	52	73	129	0,57	5,32	2,52	0,34	1,36	0,54	0,11	2,12	1878,1	25,5	1871,8	47,1	1864,7	39,5	100,7
A3	0,0019	12	25	29	0,88	5,37	5,91	0,34	3,85	0,65	0,11	4,48	1888,5	72,6	1879,4	111	1869,4	83,8	101,0
A4	0,0022	10	21	23	0,92	5,36	5,70	0,34	3,63	0,64	0,11	4,39	1888,5	68,5	1878,1	107	1866,5	82,0	101,2
A6	0,0014	6	12	12	0,95	4,88	10,59	0,35	7,10	0,67	0,10	7,86	1942,5	138	1798,1	190	1634,6	128	118,8
A8	0,0084	6	12	13	0,94	10,75	40,93	0,42	4,98	0,12	0,19	40,62	2263,2	112	2502,0	1024	2702,0	1097	83,8
B1	0,0014	14	22	28	0,78	5,38	4,76	0,34	2,77	0,58	0,11	3,88	1896,7	52,5	1880,9	89,6	1863,5	72,2	101,8
B5	0,0209	9	17	22	0,77	5,77	39,86	0,34	4,78	0,12	0,12	39,57	1899,0	90,7	1941,2	773	1986,5	786	95,6

(continuação)

ID	f_{206}^a	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/ U ^b	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 σ [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 σ [%]	Rho ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	1 σ [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 σ abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 σ abs	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1 σ abs	Conc ^f (%)
B9	0.0043	24	30	56	0.55	4.49	5.54	0.28	2.39	0.43	0.12	5.00	1591.5	38.1	1729.0	95.8	1899.7	95.0	83.8
1B	0.0011	44	56	106	0.53	5.24	3.74	0.33	1.83	0.49	0.11	3.26	1861.4	34.1	1858.6	69.6	1855.4	60.5	100.3
C3	0.0020	8	13	17	0.81	5.28	7.76	0.35	5.27	0.68	0.11	5.69	1947.0	102	1866.3	144	1777.4	101	109.5
C5	0.0084	14	27	27	1.01	5.05	11.15	0.36	4.94	0.44	0.10	10.00	1965.4	97.0	1828.1	203	1675.1	167	117.3
C6	0.0061	9	15	17	0.86	5.69	15.18	0.39	8.75	0.58	0.11	12.41	2136.5	186	1930.3	293	1715.6	212	124.5
C8	0.0017	11	17	25	0.69	7.16	4.86	0.47	2.89	0.59	0.11	3.91	2465.8	71.1	2131.2	103	1822.4	71.3	135.3
C9	0.0016	4	7	9	0.85	4.32	17.73	0.35	12.2	0.69	0.09	12.82	1931.3	236	1696.7	300	1418.0	181	136.2
D2	0.0020	14	35	29	1.22	5.33	6.05	0.34	3.79	0.63	0.11	4.72	1877.4	71.2	1874.4	113	1871.1	88.2	100.3
D3	0.0012	64	115	144	0.81	5.27	3.20	0.34	1.63	0.51	0.11	2.76	1865.7	30.4	1864.8	59.7	1863.8	51.4	100.1
D4	0.2060	10	16	21	0.74	4.04	9.98	0.31	6.84	0.68	0.09	7.28	1757.4	120	1641.3	163	1495.6	108	117.5
D7	0.0021	20	36	40	0.92	5.61	5.27	0.35	2.63	0.50	0.11	4.56	1951.8	51.3	1917.0	100	1879.6	85.8	103.8
D8	0.0021	33	53	83	0.64	5.16	3.97	0.33	1.85	0.47	0.11	3.51	1839.4	34.1	1845.7	73.3	1852.7	65.1	99.3
D9	0.0028	13	31	27	1.17	5.81	6.27	0.37	2.98	0.48	0.11	5.51	2040.1	60.9	1948.1	122	1851.6	102	110.2
E1	0.0014	66	102	162	0.64	5.29	3.63	0.33	1.68	0.46	0.11	3.22	1860.9	31.2	1867.3	67.7	1874.5	60.3	99.3
E2	0.0271	6	14	14	1.00	6.33	9.27	0.40	4.67	0.50	0.11	8.00	2164.3	101	2022.0	187	1879.7	150	115.1
E5	0.0417	50	65	94	0.70	5.58	5.60	0.32	2.66	0.47	0.12	4.94	1809.4	48.1	1912.6	107	2026.4	100	89.3

(conclusão)

ID	f_{206}^a	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/ U ^b	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 σ [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 σ [%]	Rho ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	1 σ [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 σ abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 σ abs	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1 σ abs	Conc ^f (%)
E8a	0.0036	41	79	90	0.88	5.28	4.71	0.34	2.91	0.62	0.11	3.71	1862.9	54.2	1866.2	88.0	1869.8	69.3	99.6
E8b	0.0069	96	163	246	0.67	4.51	3.72	0.28	2.01	0.54	0.12	3.13	1578.7	31.7	1732.9	64.4	1924.6	60.2	82.0
F1a	0.0034	27	36	80	0.45	4.75	4.26	0.30	1.96	0.46	0.11	3.79	1694.4	33.2	1776.4	75.7	1874.2	71.0	90.4
F1b	0.0017	24	38	58	0.65	5.27	3.86	0.34	2.07	0.54	0.11	3.25	1868.1	38.7	1864.2	71.9	1859.9	60.5	100.4
F6	0.0020	41	58	81	0.72	5.61	4.15	0.36	2.47	0.59	0.11	3.34	1960.9	48.3	1917.2	79.6	1870.2	62.5	104.8
F9	0.0028	28	40	65	0.62	5.33	4.45	0.34	2.91	0.65	0.11	3.37	1875.3	54.6	1873.1	83.4	1870.6	63.0	100.2
G2	0.0013	13	27	27	0.99	5.35	8.03	0.34	5.55	0.69	0.11	5.79	1881.7	104	1877.3	150	1872.5	108	100.5
G5	0.0015	9	19	18	1.04	5.43	8.21	0.34	4.63	0.56	0.11	6.78	1908.6	88.3	1889.7	155	1869.0	126	102.1
G9	0.0025	23	21	41	0.51	4.77	4.68	0.31	1.97	0.42	0.11	4.25	1742.7	34.3	1780.3	83.3	1824.6	77.5	95.5
H2	0.0017	51	71	122	0.58	5.33	3.44	0.34	1.89	0.55	0.11	2.87	1878.1	35.5	1873.2	64.4	1867.8	53.6	100.5
H7	0.0047	32	41	62	0.66	6.66	5.13	0.40	3.45	0.67	0.12	3.80	2149.9	74.1	2067.6	106	1986.5	75.4	108.2
J6	0.0032	16	20	35	0.58	5.97	5.38	0.37	2.77	0.52	0.12	4.61	2047.5	56.8	1970.9	106	1891.4	87.2	108.3

Os cristais em vermelho foram excluídos do cálculo da idade.

^a Fração não radiogênica do ²⁰⁶Pb no ponto analisado do zircão, onde $f_{206} = [^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_c / [^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_a$ (c= comum, a= amostra).

^b As razões Th/U e quantidades de Th, Pb e U (em ppm) são calculados em relação ao zircão padrão GJ-1.

^c Corrigido para o fracionamento U/Pb do teor de fundo (*background*) e entre as leituras (*within-run*) e normalizado em relação ao zircão de referência GJ-1 (valores ID-TIMS/valores medidos), $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ calculada usando $(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})/^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb} * 1/137,88$.

^d Rho é o erro de correlação definido como o quociente dos erros propagados das razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$.

^e Corrigido para fracionamento de massa por normalização para o zircão de referência GJ-1 e Pb comum usando o modelo de composição de Pb de Stacey e Kramers (1975).

^f Grau de concordância = (idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} * 100/\text{idade } ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$).

ANEXO B - TABELAS DE DADOS ANALÍTICOS Lu-Hf EM ZIRCÃO POR LA-MC-ICP-MS

(Continua)

ID	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$\epsilon_{\text{Hf}(0)}$	$t_{(\text{U-Pb})}$ Ma	$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})t$	$\epsilon_{\text{Hf}(t)}$	T_{DM} (Ma)	T_{DM}^c (Ma)
Muscovita Gnaiss Trondhjemítico (XB-01) – Complexo Colmeia (Estrutura de Xambioá)										
A1	0,280969	0,000068	0,000594	0,000093	-64,21	2930	0,280936	1,43	3106	3188
C7	0,280998	0,000052	0,000450	0,000031	-63,18	2930	0,280973	2,76	3056	3115
D6	0,280922	0,000082	0,000619	0,000015	-65,86	2930	0,280888	-0,29	3169	3281
E5	0,280968	0,000059	0,000718	0,000007	-64,24	2930	0,280928	1,14	3117	3203
E7	0,280999	0,000057	0,000388	0,000016	-63,17	2930	0,280977	2,88	3051	3108
G5	0,281060	0,000090	0,000820	0,000019	-61,01	2930	0,281014	4,20	3003	3036
H3	0,281026	0,000073	0,001058	0,000049	-62,22	2930	0,280966	2,50	3067	3129
I3	0,280980	0,000057	0,000384	0,000014	-63,82	2930	0,280959	2,24	3075	3143
Biotita Gnaiss Tonalítico (GR-01) – Complexo Colmeia (Estrutura de Grotta Rica)										
C2	0,281028	0,000050	0,000618	0,000023	-62,14	2898	0,280993	2,72	3030	3091
C6	0,280981	0,000057	0,000490	0,000008	-63,79	2898	0,280954	1,31	3082	3168
D2	0,280988	0,000060	0,000210	0,000010	-63,55	2898	0,280976	2,11	3051	3125
D3	0,280888	0,000079	0,000661	0,000073	-67,10	2898	0,280851	-2,36	3219	3367
E1	0,281031	0,000076	0,000707	0,000054	-62,01	2898	0,280992	2,67	3032	3094
E4	0,280970	0,000059	0,000807	0,000080	-64,19	2898	0,280925	0,28	3122	3224

(continuação)

ID	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$\epsilon_{\text{Hf}(t)}$	t (U-Pb) Ma	$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})t$	$\epsilon_{\text{Hf}(t)}$	T_{DM} (Ma)	T_{DM}^c (Ma)
F2	0,280925	0,000069	0,000971	0,000103	-65,78	2898	0,280871	-1,64	3195	3328
B6	0,280985	0,000072	0,000383	0,000047	-63,64	2898	0,280964	1,68	3068	3148
E1	0,280995	0,000072	0,000990	0,000242	-63,31	2898	0,280940	0,81	3103	3195
H6	0,281014	0,000058	0,000872	0,000122	-62,62	2898	0,280966	1,73	3068	3145
Biotita Gnaiss Granítico (CM-01) – Complexo Colmeia (Estrutura de Colmeia)										
A3	0,281026	0,000082	0,001010	0,000058	-62,20	2882	0,280970	1,54	3063	3144
B2	0,280982	0,000110	0,000956	0,000053	-63,77	2882	0,280929	0,07	3118	3224
B9	0,281018	0,000108	0,000612	0,000105	-62,50	2882	0,280984	2,02	3043	3117
C9	0,280944	0,000108	0,000452	0,000076	-65,09	2882	0,280919	-0,27	3127	3242
C10	0,280912	0,000109	0,000640	0,000031	-66,25	2882	0,280876	-1,80	3185	3325
D10	0,281087	0,000084	0,000629	0,000013	-60,06	2882	0,281052	4,45	2953	2985
H2	0,280822	0,000073	0,000362	0,000024	-69,41	2882	0,280802	-4,44	3280	3468
I3	0,280892	0,000099	0,000272	0,000010	-66,94	2882	0,280877	-0,72	3181	3303
G9	0,280970	0,000105	0,000685	0,000085	-64,18	2882	0,280931	2,34	3111	3175
I9	0,280836	0,000073	0,000595	0,000056	-68,93	2882	0,280803	-4,42	3282	3467
J9	0,280964	0,000074	0,000480	0,000033	-64,38	2882	0,280938	0,39	3103	3206

(continuação)

ID	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$\epsilon_{\text{Hf}(0)}$	$t_{(\text{U-Pb})}$ Ma	$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})t$	$\epsilon_{\text{Hf}(t)}$	T_{DM} (Ma)	T_{DM}^c (Ma)
Hornblenda-epídoto-biotita Gnaiss Tonalítico (CA-17-01) – Complexo Rio dos Mangues										
D1	0.281350	0.000029	0.000793	0.000079	-50.74	2060	0.281319	-5.28	2613	2852
D3	0.281363	0.000034	0.000719	0.000032	-50.30	2060	0.281335	-4.73	2591	2822
E4	0.281409	0.000042	0.000744	0.000063	-48.65	2600	0.281380	-3.11	2530	2735
G4	0.281442	0.000037	0.000873	0.000031	-47.48	2060	0.281408	-2.11	2494	2681
C5	0.281388	0.000037	0.001206	0.000044	-49.41	2060	0.281340	-4.51	2589	2811
F5	0.281386	0.000043	0.000367	0.000002	-49.48	2060	0.281371	-3.41	2537	2751
B7	0.281436	0.000045	0.000666	0.000029	-47.69	2060	0.281410	-2.03	2488	2676
E8	0.281417	0.000035	0.000417	0.000004	-48.37	2060	0.281401	-2.37	2498	2695
F8	0.281403	0.000046	0.000704	0.000011	-48.88	2060	0.281375	-3.28	2536	2744
E10	0.281397	0.000050	0.000401	0.000023	-49.09	2060	0.281381	-3.07	2524	2733
Sillimanita-muscovita-biotita Gnaiss Migmatizado (CA-17-02) – Gnaisses Neoproterozoicos										
D1	0,282273	0,000038	0,000738	0,000039	-18,10	594	0,282265	-5,15	1357	1659
F5	0,282561	0,000023	0,001350	0,000040	-7,91	594	0,282546	4,82	976	1119
H4	0,282478	0,000025	0,000632	0,000087	-10,87	695	0,282469	4,37	1073	1226
G6	0,282463	0,000053	0,001223	0,000087	-11,40	594	0,282449	1,37	1111	1306
F1	0,282428	0,000025	0,001100	0,000018	-12,64	594	0,282415	0,18	1156	1371

(continuação)

ID	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$\epsilon_{\text{Hf}(0)}$	$t_{(\text{U-Pb})}$ Ma	$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})t$	$\epsilon_{\text{Hf}(t)}$	T_{DM} (Ma)	T_{DM}^c (Ma)
E2	0,282233	0,000032	0,000858	0,000066	-19,50	695	0,282222	-4,39	1416	1700
A4	0,281181	0,000063	0,000492	0,000011	-56,71	2219	0,281161	-7,22	2817	3085
E8	0,282149	0,000085	0,001371	0,000044	-22,50	695	0,282131	-7,62	1553	1875
D9	0,282189	0,000087	0,001325	0,000088	-21,06	594	0,282175	-8,35	1495	1831
F1	0,282114	0,000121	0,000477	0,000009	-23,73	695	0,282108	-8,44	1565	1919
C1	0,282093	0,000084	0,000948	0,000039	-24,48	695	0,282080	-9,42	1613	1971
D8	0,282158	0,000072	0,001359	0,000462	-22,18	594	0,282143	-9,48	1540	1892
F10	0,280959	0,000030	0,000333	0,000010	-64,58	2382	0,280944	-11,14	3099	3427
B10	0,282088	0,000040	0,000797	0,000082	-24,65	594	0,282079	-11,73	1613	2013
B5	0,281997	0,000048	0,000809	0,000070	-27,86	695	0,281986	-12,74	1738	2149
B6	0,282042	0,000075	0,000248	0,000022	-26,28	594	0,282039	-13,15	1653	2089
A1	0,280934	0,000081	0,000526	0,000012	-65,44	2304	0,280911	-14,11	3146	3524
B5	0,281840	0,000062	0,000508	0,000011	-33,41	695	0,281834	-18,16	1937	2438
H7	0,281783	0,000025	0,000801	0,000069	-35,42	594	0,281774	-22,51	2028	2588
Biotita Gnaiss Tonalítico (CA-17-03) – Gnaisses Neoproterozoicos										
A3 (B)	0,282233	0,000035	0,000304	0,000045	-19,52	599	0,282230	-6,29	1397	1725
B1 (B)	0,282034	0,000040	0,000694	0,000023	-26,56	1022	0,282021	-4,15	1682	1952

(continuação)

ID	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$\epsilon_{\text{Hf}(t)}$	$t_{(\text{U-Pb})}$ Ma	$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_t$	$\epsilon_{\text{Hf}(t)}$	T_{DM} (Ma)	T_{DM}^c (Ma)
B4 (B)	0,282059	0,000040	0,000712	0,000024	-25,67	1182	0,282043	0,28	1649	1842
B5 (B)	0,282124	0,000041	0,000413	0,000012	-23,37	680	0,282119	-8,39	1548	1904
B6 (B)	0,282018	0,000030	0,000351	0,000022	-27,12	680	0,282014	-12,12	1689	2104
C5 (B)	0,282404	0,000033	0,001442	0,000046	-13,47	680	0,282386	1,06	1199	1393
D1 (B)	0,281186	0,000040	0,000188	0,000004	-56,54	2008	0,281179	-11,46	2789	3143
D3 (B)	0,282106	0,000040	0,000594	0,000111	-24,01	599	0,282099	-10,90	1580	1972
D6 (B)	0,282011	0,000046	0,000380	0,000043	-27,37	1022	0,282004	-4,75	1700	1985
H3 (B)	0,282240	0,000070	0,000627	0,000009	-19,27	599	0,282233	-6,17	1399	1718
E2 (A)	0,282123	0,000070	0,000694	0,000010	-23,40	680	0,282114	-8,55	1561	1912
G2 (A)	0,282154	0,000049	0,000512	0,000009	-22,32	680	0,282147	-7,38	1512	1849
G5 (A)	0,282184	0,000070	0,000594	0,000012	-21,27	680	0,282176	-6,37	1475	1795
B4 (A)	0,281272	0,000070	0,000531	0,000038	-53,50	2068	0,281251	-7,50	2699	2979
B3 (A)	0,281253	0,000086	0,000861	0,000065	-54,16	2068	0,281220	-8,63	2747	3039
A2 (B)	0,282349	0,000087	0,000470	0,000051	-15,41	680	0,282343	-0,44	1244	1475
D2 (B)	0,282283	0,000067	0,000790	0,000019	-17,75	680	0,282273	-2,93	1345	1609
G1 (B)	0,281992	0,000097	0,000947	0,000103	-28,06	844	0,281977	-9,74	1752	2109
Metasienogranito Porfirítico (CA-17-05) – Granito Serrote										
A1	0,281427	0,000038	0,000856	0,000081	-48,01	1868	0,281397	-6,95	2513	2787
A3	0,281434	0,000053	0,000626	0,000015	-47,77	1868	0,281412	-6,42	2489	2759

(conclusão)

ID	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$\epsilon_{\text{Hf}(0)}$	$t_{(\text{U-Pb})}$ Ma	$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})t$	$\epsilon_{\text{Hf}(t)}$	T_{DM} (Ma)	T_{DM}^c (Ma)
A4	0,281388	0,000036	0,000628	0,000018	-49,39	1868	0,281366	-8,04	2550	2846
D2	0,281476	0,000064	0,000875	0,000092	-46,29	1868	0,281445	-5,24	2448	2695
D3	0,281403	0,000049	0,000915	0,000035	-48,88	1868	0,281370	-7,89	2550	2838
D8	0,281379	0,000066	0,000847	0,000142	-49,72	1868	0,281349	-8,65	2577	2879
E1	0,281399	0,000039	0,000865	0,000063	-49,01	1868	0,281368	-7,96	2551	2842
F1	0,281381	0,000039	0,000865	0,000035	-49,64	1868	0,281351	-8,59	2576	2876
F9	0,281411	0,000062	0,000662	0,000064	-48,60	1868	0,281387	-7,29	2523	2806
H2	0,281504	0,000113	0,002261	0,000282	-45,31	1868	0,281423	-6,01	2501	2737