



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

---

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 581**

**A RELAÇÃO ENTRE O DOMÍNIO BACAJÁ E O DOMÍNIO  
CARAJÁS, SUDESTE DO CRATÓN AMAZÔNICO, COM  
BASE EM GEOLOGIA ISOTÓPICA E QUÍMICA MINERAL**

**Dissertação apresentada por:**

**JOÃO PAULO SILVA ALVES**

**Orientador: Prof. Dr. Moacir José Buenano Macambira (UFPA)**

---

**BELÉM- PARÁ  
2020**

**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)**

---

S586r Silva Alves, João Paulo  
A RELAÇÃO ENTRE O DOMÍNIO BACAJÁ E O DOMÍNIO  
CARAJÁS, SUDESTE DO CRATÓN AMAZÔNICO, COM  
BASE EM GEOLOGIA ISOTÓPICA E QUÍMICA MINERAL /  
João Paulo Silva Alves. — 2020.  
88 f. : il. color.

Orientador(a): Prof. Dr. Moacir José Buenano Macambira  
Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-Graduação em  
Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade  
Federal do Pará, Belém, 2020.

1. Geologia Isotópica. 2. Química Mineral. 3. Domínio  
Bacajá. 4. Domínio Carajás. 5. Cratón Amazônico. I. Título.

CDD 551.70109811

---



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

**A RELAÇÃO ENTRE O DOMÍNIO BACAJÁ E O DOMÍNIO  
CARAJÁS, SUDESTE DO CRATÓN AMAZÔNICO, COM  
BASE EM GEOLOGIA ISOTÓPICA E QUÍMICA MINERAL**

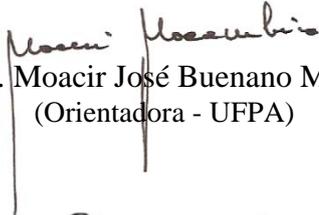
**DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR:**

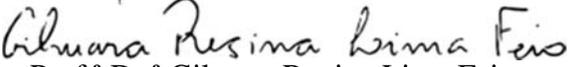
**JOÃO PAULO SILVA ALVES**

**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: 30 / 01 / 2020

Banca Examinadora:

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

  
Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup> Gilmara Regina Lima Feio  
(Membro – UNIFESSPA)

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

*A mim e a todos os demais pesquisadores neste país.*

## AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer inicialmente a Deus e a todas as energias positivas ao meu redor pelo suporte espiritual que muitas vezes precisei.

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

Ao CNPq, pelo auxílio financeiro através do Projeto Universal intitulado: Geocronologia e Geoquímica Isotópica Aplicadas à Evolução Crustal e Metalogenia da Amazônia Oriental, Processo: 428287/2016-6, Chamada Universal 01/2016 - Faixa C, coordenado pelo Prof. Moacir Macambira.

À Universidade Federal do Pará (UFPA), Instituto de Geociências (IG), Faculdade de Geologia (FAGEO) e Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) pelo espaço disponibilizado para o desenvolvimento da pesquisa.

À CPRM-Superintendência de Belém e a todos os profissionais, em especial as geólogas Cíntia Gaia Silva e Junny Mastop Oliveira, que disponibilizaram as amostras e informações geológicas necessárias para o desenvolvimento do trabalho, bem como ao Doutor Marcelo Vasquez, pela autorização para uso do Microscópio Eletrônico a Varredura daquela instituição.

Ao grande e querido orientador Moacir Macambira pela oportunidade proporcionada. Muito obrigado por todas as palavras gentis, conselhos e incentivos.

À Oficina de Laminação da FAGEO sob a coordenação da Joelma Lobo, pela confecção das lâminas delgadas e das seções polidas e ao Laboratório de Microanálises (IG-UFPA), coordenado pelo professor Cláudio Lamarão e M.Sc. Gisele Tavares, pelas análises quantitativas de química mineral.

A Ana Paula, técnica do MEV-ITV (Laboratório de Microanálises – IG/UFPA), pelo auxílio na obtenção de imagens de elétrons retro espalhados. Também agradeço ao geólogo Luciano Castro (CPRM-Belém) pelas imagens de catodoluminescência produzidas no Laboratório MEV da CPRM-Belém.

Ao Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA (Pará-Iso), pela infraestrutura, equipamentos, tempo e análises isotópicas, com o apoio de todos os profissionais técnicos e professores envolvidos nesta etapa.

A todos os professores da pós-graduação pela importante contribuição intelectual que me foi proporcionada.

Aos meus pais, João e Léia, e ao meu irmão, João Victor, por todo apoio e compreensão durante a jornada.

Aos meus amigos Ozitha, Taisa, Jeferson, Renato, Ingrid, Giglianne, Rômulo pelo incentivo e confiança. Aos amigos que a pós-graduação me deu: Vanisse, Renata, Amanda, Lucas e Mozaniel. Serei eternamente grato por todo apoio recebido.

Ao meu namorado, Jean Ribeiro, por todo amor, apoio e força durante o desenvolvimento do trabalho.

Por fim, agradeço a todos que contribuíram de alguma forma para o desenvolvimento da pesquisa.

## RESUMO

O Cráton Amazônico representa uma grande placa continental, composta por várias províncias crustais de idades arqueana a mesoproterozoica, com limites entre as províncias delimitados com base em dados geológicos e, principalmente, geocronológicos. Apesar desses limites estarem mais ou menos bem estabelecidos, dúvidas de como poderia ter acontecido são levantadas, como por exemplo, o contato entre o Domínio Carajás (Província Amazônia Central) e o Domínio Bacajá (Província Maroni-Itacaiúnas), que ocorre no sudeste do cráton. A região de estudo encontra-se nessa fronteira e é marcada pela ocorrência de diversos litotipos, dentre eles anfíbolitos, granulitos, granitos, gnaisses e charnockitos. As análises de química mineral no anfibólio dos anfíbolitos mostraram composição magnésio-hornblenda e ferropargasita, com temperatura de metamorfismo da fácies anfibolito médio a alto entre 676 a 730° C, e pressão 3,7 a 8,8 kbar. Os anfibólios dos charnockitos foram classificados como magnésio-hornblenda e magnésio-hastingsita, a biotita como annita, plagioclásio com composição andesina e os piroxênios como augita e ferrosilita. A temperatura magmática para os charnockitos varia entre 853 a 910° C, com pressão de 3,3 a 6,6 kbar. O ambiente de geração poderia ser de arco magmático, já que apresentou uma composição metaluminosa e magnesianas. A biotita do granulito foi classificada como flogopita, o plagioclásio possui composição andesina e os piroxênios classificados como augita e ferrosilita. Sua temperatura de 650° C indica uma fácies de granulito baixo, marcando a temperatura mínima imposta à rocha. O metagranito relacionado com o Granito Igarapé Gelado apresentou uma idade de  $2854 \pm 11$  Ma, enfraquecendo a ideia de relação entre ambos. Foram encontradas duas idades de cristalização para os protólitos dos ortognaisses monzograníticos, uma de  $2848 \pm 8$  Ma e outra de  $2882 \pm 25$  Ma; e duas idades que marcam um evento metamórfico,  $2763 \pm 16$  Ma e  $2748 \pm 47$  Ma, relativamente próximas entre si. Para as idades-modelo foi determinado um intervalo entre 3,12 e 3,48 Ga, com  $\epsilon_{\text{Hf}}^{(t)}$  de -3,68 e 2,12. O outro conjunto de idades-modelo varia de 3,00 a 3,16 Ga, com  $\epsilon_{\text{Hf}}^{(t)}$  de 1,99 a 4,45. Três eventos distintos foram descritos para a área de estudo: (1) um evento magmático durante o mesoarqueano, em torno de 2,8 Ga, com possível contribuição de ambiente de arco magmático, gerando o metamonzogranito e os protólitos dos ortognaisses monzograníticos; (2) posteriormente um evento de caráter metamórfico dinâmico, registrado nos litotipos do Domínio Carajás; (3) a união entre o Domínio Bacajá e o Domínio Carajás, final do Ciclo Transamazônico.

**Palavras-chave:** Geologia Isotópica, Química Mineral, Domínio Carajás, Domínio Bacajá, Cráton Amazônico.

## ABSTRACT

The Amazonian Craton represents a large continental plate, composed of several crustal provinces of Archean to Mesoproterozoic ages, with boundaries between provinces based on geological and, mainly, geochronological data. Although these boundaries are well established, doubts about how this might have happened are raised, such as the contact between the Carajás Domain (Central Amazonian Province) and the Bacajá Domain (Maroni-Itacaiúnas Province), southeastern of the craton. The study region is located in this boundary and is characterized by the occurrence of several lithotypes, among them amphibolites, granulites, granites, gneisses and charnockites. Mineral chemistry analyses on amphiboles of the amphibolites showed magnesium-hornblende and ferropargasite composition, with medium to high amphibolite facies metamorphism and temperature between 676 to 730° C, with pressure 3,7 to 8,8 kbar. Amphiboles from charnockites were classified as magnesium-hornblende and magnesium-hastingsite, biotite as annita, plagioclase with andesine composition and pyroxenes as augite and ferrosilite. The magmatic temperature for the charnockites ranges from 853 to 910 °C, with pressure from 3,3 to 6,6 kbar. The generation environment is proposed as a magmatic arc, since it presented a metaluminous and magnesian composition. Biotite from granulites was classified as phlogopite, plagioclase has an andesine composition and pyroxenes classified as augite and ferrosilite. The temperature of 650° C indicates a low granulite facies, recording the minimum temperature imposed on the rock. The Igarapé Gelado granite-related metagranite was  $2854 \pm 11$  Ma old, weakening the idea of a relationship between them. Two crystallization ages were found for orthogneisses protoliths, one of  $2848 \pm 8$  Ma and other of  $2882 \pm 25$  Ma; and two ages that indicates a metamorphic event,  $2763 \pm 16$  Ma and  $2748 \pm 47$  Ma. For the model-ages a range between 3,12 and 3,48 Ga was determined, with  $\varepsilon_{\text{Hf}}^{(t)}$  -3,68 to 2,12. The other model-age ranges from 3,00 to 3,16 Ga,  $\varepsilon_{\text{Hf}}^{(t)}$  from 1,99 to 4,45. Three distinct events were described for the study area: (1) a magmatic event during the Mesoarchean, around 2.8 Ga, with possible contribution of magmatic arc environment, generating metamonzogranite and monzogranitic orthogneisses protoliths; (2) subsequently a dynamic metamorphic event acting in the study area, recorded in Carajás Domain lithotypes; (3) the union between the Bacajá Domain and the Carajás Domain, at the end of the Transamazonian Cycle.

**Keywords:** Isotopic Geology, Mineral Chemistry, Carajás Domain, Bacajá Domain, Amazonian Craton.

## SUMÁRIO

<b>DEDICATÓRIA</b> .....	iv
<b>AGRADECIMENTOS</b> .....	v
<b>RESUMO</b> .....	vii
<b>ABSTRACT</b> .....	ix
<b>PARTE I</b>	
<b>1 INTRODUÇÃO</b> .....	1
1.1 APRESENTAÇÃO.....	1
1.2 JUSTIFICATIVA.....	2
1.3 OBJETIVOS.....	3
1.4 MATERIAIS E MÉTODOS.....	3
<b>1.4.1 Levantamento Bibliográfico</b> .....	3
<b>1.4.2 Seleção de amostras</b> .....	3
<b>1.4.3 Estudos petrográficos</b> .....	3
<b>1.4.4 Química Mineral e Geotermobarometria</b> .....	4
<b>1.4.5 Geologia Isotópica</b> .....	4
1.4.5.1 Geocronologia U-Pb em zircão.....	4
1.4.5.2 Análise Isotópica de Lu-Hf em zircão.....	4
1.5 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	4
<b>1.5.1 Província Amazônia Central</b> .....	6
1.5.1.1 Domínio Carajás.....	6
<b>1.5.2 Província Maroni-Itacaiúnas</b> .....	8
1.5.2.1 Domínio Bacajá.....	9
1.6 GEOLOGIA DA REGIÃO DE ESTUDO.....	11
<b>1.6.1 Domínio Bacajá</b> .....	12
<b>1.6.2 Domínio Carajás</b> .....	12
<b>PARTE II</b>	
<b>FRONTEIRA ENTRE O DOMÍNIO BACAJÁ E O DOMÍNIO CARAJÁS – SUDESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO: QUÍMICA MINERAL E GEOLOGIA ISOTÓPICA U-Pb E Lu-Hf EM ZIRCÃO</b> .....	15
<b>RESUMO</b> .....	15
<b>ABSTRACT</b> .....	16
<b>1 INTRODUÇÃO</b> .....	17
<b>2 GEOLOGIA REGIONAL</b> .....	18
<b>3 GEOLOGIA DA ÁREA LIMITE ENTRE O DOMÍNIO BACAJÁ E O DOMÍNIO CARAJÁS</b> .....	20

3.1 DOMÍO BACAJÁ.....	22
<b>3.1.1 Complexo Vila Santa Fé.....</b>	<b>22</b>
3.2 DOMÍNIO CARAJÁS.....	22
<b>3.2.1 Complexo Xingu.....</b>	<b>22</b>
<b>3.2.2 Formação Tapirapé.....</b>	<b>22</b>
<b>3.2.3 Formações Buritirama e Salobo-Pojuca.....</b>	<b>23</b>
<b>3.2.4 Granito Igarapé Gelado.....</b>	<b>23</b>
<b>3.2.5 Granito Cigano.....</b>	<b>23</b>
<b>4 PETROGRAFIA.....</b>	<b>23</b>
4.1 DOMÍNIO BACAJÁ.....	23
4.2 DOMÍNIO CARAJÁS.....	24
<b>5 QUÍMICA MINERAL.....</b>	<b>26</b>
5.1 ANFIBÓLIO.....	26
5.2 BIOTITA.....	30
5.3 PLAGIOCLÁSIO.....	33
5.4 PIROXÊNIO.....	36
<b>6 PARÂMETROS DE TEMPERATURA E PRESSÃO.....</b>	<b>38</b>
6.1 TEMPERATURA.....	38
6.2 PRESSÃO.....	39
<b>7 GEOLOGIA ISOTÓPICA.....</b>	<b>40</b>
7.1 U-Pb EM ZIRCÃO.....	40
<b>7.1.1 Ortognaisse Monzogranítico.....</b>	<b>42</b>
<b>7.1.2 Metamonzogranito.....</b>	<b>43</b>
7.2 DADOS ISOTÓPICOS Lu-Hf EM ZIRCÃO.....	50
<b>7.2.1 Ortognaisse Monzogranítico.....</b>	<b>51</b>
<b>8 DISCUSSÕES.....</b>	<b>53</b>
<b>9 CONCLUSÕES.....</b>	<b>55</b>
<b>AGRADECIMENTOS.....</b>	<b>57</b>
<b>REFERÊNCIAS.....</b>	<b>58</b>
<b>PARTE III</b>	
<b>CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS.....</b>	<b>67</b>
<b>REFERÊNCIAS.....</b>	<b>69</b>

## **PARTE I**

### **1 INTRODUÇÃO**

#### **1.1 APRESENTAÇÃO**

As diferenças entre o Domínio Bacajá e o Domínio Carajás foram notadas inicialmente por Gomes *et al.* (1975) e Cordani *et al.* (1984) que descreveram que as rochas próximas à Serra dos Carajás, mais precisamente ao norte, foram afetadas pelo Ciclo Transamazônico, distinguindo-se das rochas arqueanas ao sul, do Domínio Carajás.

O contato entre o Domínio Bacajá e o Domínio Carajás ocorre no sudeste do Cráton Amazônico, inseridos no contexto geológico e geocronológico das províncias Maroni-Itacaiúnas (2,26 – 1,95 Ga) e Amazônia Central (>2,5 Ga), respectivamente (Tassinari & Macambira, 2004). Essa fronteira é marcada por zonas de cisalhamento WNW-ESE da Zona de Cisalhamento Transcorrente do Cinzento. Dados geocronológicos obtidos nas proximidades desse limite têm confirmado a formação e o retrabalhamento da crosta no Domínio Bacajá durante o Ciclo Transamazônico (Cordani *et al.* 1984; Santos *et al.* 1988; Monteiro, 2006; Macambira *et al.* 2007, 2009).

Apesar do conhecimento existente sobre a fronteira entre os terrenos geológicos citados anteriormente, mais dados são necessários para que se tenha um melhor esclarecimento de como possa ter ocorrido essa união. Assim, este trabalho apresenta dados petrográficos, química mineral em minerais-chave, parâmetros de temperatura e pressão e novos dados isotópicos obtidos na fronteira entre o Domínio Bacajá e o Domínio Carajás, aumentando o conhecimento sobre a região, contribuindo para tentar esclarecer de como se deu essa junção.

A dissertação é organizada em três partes, cuja Parte I é constituída pela introdução, justificativa, objetivos, materiais e métodos, contexto geológico regional do Domínio Bacajá e Domínio Carajás, com destaque para a região da fronteira.

A Parte II tem estrutura de artigo a ser submetido posteriormente, cujo título é: **FRONTEIRA ENTRE O DOMÍNIO BACAJÁ E O DOMÍNIO CARAJÁS – SUDESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO: QUÍMICA MINERAL E GEOLOGIA ISOTÓPICA U-Pb E Lu-Hf EM ZIRCÃO.**

E por fim, a Parte III, com as conclusões e considerações finais.

O trabalho possui o apoio financeiro do Auxílio CNPq, projeto intitulado: Geocronologia e Geoquímica Isotópica Aplicadas à Evolução Crustal e Metalogenia da Amazônia Oriental, Processo: 428287/2016-6, Chamada Universal 01/2016 - Faixa C, coordenado pelo Prof. Moacir Macambira.

## 1.2 JUSTIFICATIVA

A geologia isotópica é considerada uma ferramenta importante no mapeamento geológico e no entendimento da evolução crustal e petrológica de qualquer região. Os primeiros trabalhos no sudeste da Amazônia datam das décadas de 70 e 80 e foram realizados pelo Projeto RADAM, CPRM, entre outros. Os dados geocronológicos obtidos, principalmente pelos métodos Rb-Sr e K-Ar, foram usados como base para a elaboração das primeiras propostas de evolução e compartimentação do Cráton Amazônico. Com a evolução das técnicas analíticas e utilização de novos métodos isotópicos, tem-se obtido dados importantes para uma melhor compreensão e caracterização do cráton. Contudo, ainda há questionamentos a respeito da evolução do Cráton Amazônico, entre eles o tipo de relação de contato entre o Domínio Bacajá (Província Maroni-Itacaiúnas) e o Domínio Carajás (Província Amazônia Central) (Tassinari & Macambira, 2004).

A partir desses questionamentos, surgiram dúvidas como: Como se deu essa relação de contato? Qual a natureza desse limite?

Para tentar responder tais questionamentos, é indispensável a obtenção de novas idades de cristalização das rochas na região de fronteira, utilizando-se o método U-Pb em zircão. Além disso, adquirir idades-modelo a partir de análises isotópicas de Lu-Hf em zircão, que é uma ferramenta poderosa para estudos isotópicos e geocronológicos, sendo cada vez mais aplicada no Cráton Amazônico. Também a realização de análises de química mineral quantitativa, para conhecer a composição química, classificar os minerais e possíveis episódios de mudanças composicionais importantes durante os diferentes eventos metamórficos, bem como para se determinar os parâmetros de pressão (P) e temperatura (T) para a área.

A partir da utilização das ferramentas descritas acima, este trabalho apresenta os resultados obtidos, juntamente com possíveis interpretações a fim de tentar responder e/ou contribuir de forma que esclareça as perguntas que ainda permanecem em aberto.

### 1.3 OBJETIVOS

A dissertação terá como objetivo geral, o entendimento da natureza e da união entre o Domínio Bacajá e o Domínio Carajás. Para isso, serão perseguidos os seguintes objetivos específicos:

- Caracterização petrográfica e classificação das amostras de rocha coletadas nos dois terrenos geológicos, próximo à fronteira;
- Realização de análises químicas quantitativas em minerais-índice. Classificação química e mineralógica desses minerais e a determinação dos parâmetros de T e P;
- Obtenção das idades de cristalização e idades-modelo.

### 1.4 MATERIAIS E MÉTODOS

#### 1.4.1 Levantamento Bibliográfico

O levantamento bibliográfico foi realizado durante todo o trabalho através de pesquisas em livros, artigos, teses e dissertações sobre a geologia regional e local, sobre os métodos de datação U-Pb e Lu-Hf em zircão e suas aplicações e interpretações no Cráton Amazônico, principalmente nos domínios Bacajá e Carajás. Além disso, foram feitas pesquisas sobre química mineral em rochas ígneas e metamórficas e estudos geotermobarométricos que fossem adequados para as amostras selecionadas.

#### 1.4.2 Seleção das amostras

Inicialmente foi realizada uma visita à CPRM, onde estavam disponibilizadas diversas amostras dos projetos de mapeamento Serra Pelada e Caldeirão, sobre as responsabilidades das geólogas Cíntia Gaia Silva e Junny Mastop Oliveira, respectivamente. Foi realizada uma avaliação prévia das amostras e selecionadas as mais representativas e em melhores condições para serem realizados os estudos. A lista das amostras selecionadas estão disponíveis na Parte II.

#### 1.4.3 Estudos Petrográficos

Primeiramente foram confeccionadas lâminas polidas na Oficina de Laminação da FAGEO e, posteriormente, descritas no Laboratório de Petrografia do PPGG. Durante o estudo foi realizado a identificação mineral segundo Deer *et al.* (1992), análise textural, deformacional (Bard 1980; Mackenzie *et al.*, 1982) e classificação petrográfica (Le Maitre *et*

*al.*, 2002; Best, 1982). As descrições foram realizadas com o apoio do aluno Mozaniel Santos, fazendo parte do seu projeto de Iniciação Científica.

#### **1.4.4 Química Mineral e Geotermobarometria**

Foram realizadas análises químicas quantitativas em anfibólio, biotita, plagioclásio e piroxênio, por espectroscopia dispersiva de comprimento de onda (WDS), usando a microsonda JEOL JXA-8230 no Laboratório de Microanálises do IG/UFPA. As condições analíticas empregadas para obtenção dos resultados estão descritas na Parte II.

As análises de química mineral foram utilizadas também para a determinação dos parâmetros de temperatura (Perchuck *et al.*, 1985; Blundy & Holland, 1990; Ridolfi *et al.*, 2010) e pressão (Hammarstron & Zen, 1986; Hollister *et al.*, 1987; Johnson & Rutherford, 1989; Blundy & Holland, 1990; Schmidt *et al.*, 1992).

#### **1.4.5 Geologia Isotópica**

##### **1.4.5.1 Geocronologia U-Pb em zircão**

Três amostras do Domínio Carajás foram selecionadas para a datação através do método U-Pb em zircão, utilizando da técnica de ablação a laser, com um espectrômetro de massa multicoletor de alta resolução MC-ICP-MS modelo Neptune da marca Thermo Finnigan, equipado com uma microsonda Nd:YAG 213 nm, modelo LSX-213 G2 da marca CETAC, Laboratório Pará-Iso/UFPA. Os procedimentos metodológicos na obtenção dos dados estão descritos na Parte II.

##### **1.4.5.1 Análise isotópica Lu-Hf em zircão**

As análises isotópicas de Lu-Hf foram realizadas em duas amostras das três previamente datadas a partir do método U-Pb, sendo também realizadas no Pará-Iso, segundo os parâmetros de Milhomem Neto & Lafon (2019). Os procedimentos metodológicos na obtenção dos dados estão descritos na Parte II.

### **1.5 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL**

O Cráton Amazônico, com cerca de 4.500.000 km<sup>2</sup>, representa uma grande placa continental, composta por várias províncias crustais de idades arqueana a mesoproterozoica, estabilizada tectonicamente em torno de 1,0 Ga, portanto, comportando-se como uma placa estável no Neoproterozoico durante o Ciclo Brasileiro (Brito Neves & Cordani, 1991). As

faixas móveis neoproterozoicas Paraguai-Araguaia-Tocantins representam os cinturões de amalgamamento entre as regiões cratônicas e margeiam o Cráton Amazônico no seu limiar meridional e oriental. O cráton encontra-se parcialmente coberto pelas bacias fanerozoicas do Amazonas e Solimões, que se distribuem em uma faixa WSW-ESE, separando o cráton nos escudos das Guianas, ao norte, e no Brasil Central ou Guaporé, ao sul. Ainda, as bacias cenozoicas de antepaís subandinas encobrem a porção do cráton a nordeste. Nas últimas décadas, dois modelos propostos mais discutidos na literatura sobre a compartimentação do cráton em províncias geocronológicas, a partir de dados geológicos e geocronológicos (U-Pb e Sm-Nd), são o de Santos *et al.* (2000) e Tassinari & Macambira (1999, 2004).

Tassinari & Macambira (1999) propuseram seis províncias geocronológicas para compartimentar o cráton, sendo elas: Amazônia Central (> 2,5 Ga), Maroni-Itacaiúnas (2,2-1,95 Ga), Ventuari-Tapajós (1,98-1,8 Ga), Rio Negro-Juruena (1,8-1,55 Ga), Rondoniana-San Ignácio (1,5-1,3 Ga) e Sunsás (1,25-1,0 Ga). Já Santos *et al.* (2000) sugeriram a compartimentação do cráton em sete províncias geocronológicas: Carajás (3,1 – 2,5 Ga), Transamazonas (2,25 – 2,0 Ga), Tapajós – Parima (2,1 -1,87 Ga), Amazônia Central (1,88 – 1,7 Ga), Rio Negro (1,86 – 1,52 Ga), Rondônia – Juruena (1,76 – 1,47 Ga), e Sunsás (1,33 – 0,99 Ga). O trabalho adotará a proposta de Tassinari & Macambira (1999) (Figura 1).

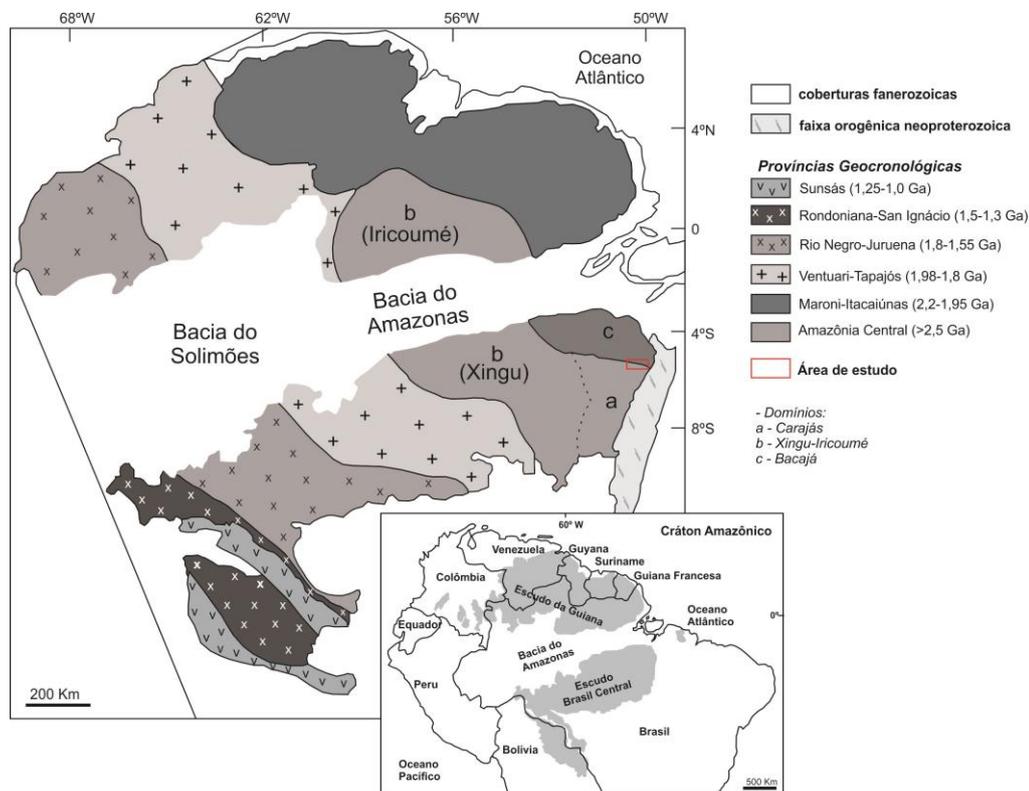


Figura 1: Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico (Tassinari & Macambira, 2004).

### 1.5.1 Província Amazônia Central

A Província Amazônia Central (> 2,5 Ga) representa o principal núcleo arqueano e melhor preservado do Cráton Amazônico, sendo circundada por províncias proterozoicas (Tassinari & Macambira, 1999, 2004). Na porção sudeste, eles individualizaram um domínio de embasamento arqueano não afetado pelas orogêneses paleoproterozoicas (Domínio Carajás) e outro a oeste (Domínio Xingu-Iricoumé) com expressivos eventos magmáticos paleoproterozoicos (1,96–1,6 Ga) e sedimentação associada (Tassinari & Macambira, 1999, 2004; Vasquez *et al.*, 2008).

#### 1.5.1.1 Domínio Carajás

O Domínio Carajás está localizado na borda sul-oriental do Cráton Amazônico, e contém uma das maiores províncias minerais do mundo. Sua porção mais ao sul, Domínio Rio Maria, é caracterizada por uma crosta juvenil mesoarqueana, com sequências de *greenstone-belts* e granitoides tipo TTG. Já a porção norte é uma região composta de um embasamento mesoarqueano, coberto por rochas supracrustais de idade neoarqueana, caracterizada principalmente por sequências metavulcano-sedimentares, corpos máfico-ultramáficos e granitoides de alto K, subdividindo-se em Domínio Sapucaia e Domínio Canaã dos Carajás (Dall’Agnol *et al.*, 2013). O Domínio Carajás também é marcado por um magmatismo granítico tipo A do Paleoproterozoico, extensivo a outros domínios tectônicos no estado do Pará. As idades U-Pb e Pb-Pb dos granitoides e *greenstone-belts* mesoarqueanos (2,97–2,82 Ga) do Domínio Rio Maria contrastam com as supracrustais neoarqueanas (2,76–2,54 Ga) dos domínios ao norte (Machado *et al.*, 1991; Macambira & Lancelot, 1996; Avelar *et al.*, 1999; entre outros). No entanto, os isótopos de Nd indicam fontes juvenis com cerca de 3,0 Ga para rochas de todos os domínios citados (Dall’Agnol *et al.* 1999; Rämö *et al.* 2002; Rolando & Macambira, 2003; Teixeira *et al.*, 2019).

O Domínio Rio Maria possui idades entre 3,0 Ga a 2,86 Ga, sendo constituído por sequências metavulcano-sedimentares do tipo *greenstone-belt* com unidades máfico-ultramáficas, recobertas por rochas vulcânicas intermediárias a ácidas do Supergurpo Andorinhas (Macambira & Lancelot, 1991; Lafon *et al.*, 2000; Rolando & Macambira, 2003), composto ainda por diversos granitoides, com características análogas àqueles descritos em clássicos terrenos arqueanos, sendo eles: 1) as suítes TTG representadas pelo Tonalito Arco Verde, Trondhjemitó Mogno, Complexo Tonalítico Caracol, Tonalito Mariazinha e Trondhjemitó Água Fria (Macambira & Lafon, 1995; Rolando & Macambira, 2003;

Guimarães, 2009; Almeida *et al.*, 2011); 2) suíte leucogranito-granito composta pela Suíte Guarantã (2,87 - 2,86 Ga; Althoff *et al.*, 2000) e rochas similares (Almeida *et al.*, 2010, 2013); 3) granitoides de alto Mg (tipo sanukitoides), como a Suíte Rio Maria (~2,87 Ga) composta pelo Granodiorito Rio Maria e rochas associadas (Medeiros & Dall'Agnol, 1988; Oliveira *et al.*, 2009), o Granito Rancho de Deus (Dias, 2009), e o Quartzo-diorito Parazônia (Guimarães, 2009); 4) leucogranitos potássicos (2,87 Ga) representados pelo granito Mata Surrão e Xinguara e corpos associados (Duarte & Dall'Agnol, 1996; Almeida *et al.*, 2013). O domínio sofreu ainda intrusões posteriores de granitos tipo-A (1,88 Ga) e diques associados (Dall'Agnol *et al.*, 2005).

Com intensas semelhanças em relação ao Domínio Rio Maria em questão de termos litológicos, no entanto sendo suas rochas fortemente deformadas durante o Neoarqueano, o Domínio Sapucaia é composto por rochas metamáficas, metaultramáficas e metassedimentares do Grupo Sapucaia (*greenstone belts*) (DOCEGEO, 1988; Costa *et al.*, 1994); rochas tonalíticas, dissemelhantes das clássicas associações TTG, denominadas Tonalito São Carlos (2,94 Ga; Silva *et al.*, 2014); leucogranodioritos com alto Ba-Sr classificados como leucogranodioritos Nova Canadá (2,89 Ga; Leite-Santos *et al.*, 2016; Oliveira *et al.*, 2010) e Pantanal (Teixeira *et al.*, 2013); granitoides mesoarqueanos de alto Mg denominados Granodiorito Água Azul e Granodiorito Água Limpa (2,88 Ga – 2,87 Ga; Gabriel & Oliveira, 2014; Gabriel *et al.*, 2010); suítes TTG arqueanas clássicas (~2,87 Ga; Santos *et al.*, 2013; Silva *et al.*, 2014) nomeadas como Trondhjemitos Água Fria (Leite, 2001; Leite *et al.*, 2004) e Trondhjemitos Colorado (~2,87 Ga; Silva *et al.*, 2014); leucogranitos de alto K denominados como Leucogranito Velha Canadá (2,74 Ga; Leite-Santos *et al.*, 2016; Santos *et al.*, 2010) e granitos subalcalinos neoarqueanos representados pelas suítes Planalto (~2,73 Ga; Feio *et al.*, 2012; Cunha *et al.*, 2016) e Vila Jussara (2,75 – 2,73 Ga; Dall'Agnol *et al.*, 2017).

De acordo com Dall'Agnol *et al.* 2013 e Feio *et al.* 2013, o Domínio Canaã dos Carajás distingue-se dos dois domínios citados acima a partir das associações litológicas e assinaturas isotópicas de Nd. Esse domínio é composto por diversos granitoides com assinaturas geoquímicas distintas representados pelo Tonalito Bacaba 3,0 Ga (Moreto *et al.*, 2011), Granito Canaã dos Carajás (2959±6 Ma; Feio *et al.*, 2013), Complexo Tonalítico Campina Verde (2872±1 Ma e 2850±7 Ma; Feio *et al.*, 2013), Trondhjemitos Rio Verde (2929±3 Ma e 2868±4 Ma; Feio *et al.*, 2012), Granito Cruzadão (2845±15 Ma; Feio *et al.*, 2013), Granito Boa Sorte (2,85 Ga; Rodrigues *et al.*, 2014), Granito Bom Jesus (2833±6 Ma;

Feio *et al.*, 2013), Granito Serra Dourada (2,86 – 2,83 Ga; (Moreto *et al.*, 2011; Feio *et al.*, 2013); granitoides sódicos da Suíte Pedra Branca (2,76 – 2,75 Ga; Sardinha *et al.*, 2004; Feio *et al.*, 2013) e rochas de natureza charnoquíticas associadas ao Diopsídio-Norito Pium (2746±1 Ma; Santos *et al.*, 2013).

A Bacia Carajás, localizada no extremo norte do Domínio Carajás, é composta por rochas máficas a intermediárias, metavulcânicas, formações ferríferas bandadas (2,76 – 2,74 Ga; Gibbs *et al.*, 1986; Martins *et al.*, 2017; Machado *et al.*, 1991) do Supergrupo Itacaiúnas (grupos Igarapé Salobo, Grão-Pará, Igarapé Bahia, Igarapé Pojuca e Rio Novo); rochas ultrabásicas e básicas acamadadas do Complexo Luanga (2,76 Ga; Machado *et al.*, 1991; Medeiros Filho & Meireles, 1985), granitos subalcalinos foliados nomeados de Complexo Granítico Estrela (~2,75 Ga; Barros *et al.*, 1997); granitos Serra do Rabo (2,74 Ga, Sardinha *et al.*, 2006), Igarapé Gelado (2,73 Ga; Barbosa, 2004), Sossego e Curral (2,74; Moreto *et al.*, 2015). As rochas sedimentares da Formação Águas Claras, sobrepostas as unidades citadas anteriormente, são compostas por filitos, siltitos e arenitos. Os granitos anarogênicos presentes no domínio são similares aos descritos no Domínio Rio Maria, porém possuem características geoquímicas que indicam fontes e história de cristalização distintas (Dall’Agnol *et al.*, 1994). Tais granitos são classificados como granito Central, Carajás, Cigano, Pojuca, Rio Branco e Gogó da Onça (Dall’Agnol *et al.*, 2006; Santos *et al.*, 2013; Teixeira *et al.*, 2017), inseridos na Suíte Serra dos Carajás.

### **1.5.2 Província Maroni-Itacaiúnas**

No território brasileiro, a Província Maroni-Itacaiúnas (2,2-1,95 Ga) ocorre nos escudos das Guianas e Brasil Central. Sua evolução está relacionada às orogêneses do Ciclo Transamazônico (2,26-1,95 Ga), consistindo de domínios de crosta juvenil paleoproterozoica e de blocos arqueanos remanescentes que foram retrabalhados no paleoproterozoico, observadas preferencialmente nos blocos Amapá e Imataca (Venezuela) e no Domínio Bacajá (Tassinari & Macambira, 1999, 2004; Barreto *et al.* 2013; Vasquez *et al.* 2008; Rosa-Costa *et al.* 2006, 2014). A província é composta sobretudo por unidades gnáissicas-migmatíticas-granulíticas, rochas metavulcânicas e metassedimentares deformadas e metamorfizadas na fácies xisto-verde a anfíbolito (*greenstone belts*) e granitoides (magmatismo TTG e granítico).

### 1.5.2.1 Domínio Bacajá

O Domínio Bacajá constitui a parte sudeste da Província Maroni-Itacaiúnas, a sul da Bacia do Amazonas (Tassinari & Macambira, 2004), sendo composto por associações tectônicas que representam fragmentos arqueanos e siderianos retrabalhados durante o Ciclo Transamazônico, granitoides de arcos magmáticos riacianos, granitoides e charnockitos relacionados ao clímax e estágios posteriores da colisão continental riaciana, podendo ser considerado como um orógeno colisional (Vasquez *et al.* 2008).

As rochas mais antigas do domínio são os gnaisses tonalíticos ( $2671 \pm 3$  Ma), segundo Macambira *et al.* (2009), marcando o início da formação da crosta. Vasquez *et al.* (2008) incluíram unidades de alto grau: Granulito Novolândia, Paragnaisse Ipiaçava, o Ortogranulito Máfico Rio Preto e os complexos granulíticos Cajazeiras e Aruanã. As fontes detríticas para o Paragnaisse Ipiaçava são mesoarqueanas a siderianas e as idades de metamorfismo estão em torno de 2,10 e 2,07 Ga. A primeira idade é interpretada por Macambira *et al.* (2009) como o metamorfismo de alto grau relacionado ao pico da colisão. A segunda idade é atribuída ao metamorfismo granulítico de baixa pressão do relaxamento.

De acordo com Macambira *et al.* (2007), os granulitos ortoderivados forneceram idades para os protólitos entre  $3009 \pm 27$  Ma e  $2606 \pm 6$  Ma e idades metamórficas preferencialmente próximas de 2,07 Ga. Os mesmos autores encontraram uma idade metamórfica de  $2064 \pm 4$  Ma para o Granulito Novolândia. Outra unidade igualmente antiga corresponde aos granitoides, cristalizados em torno de 2,44 Ga, que representam crosta continental retrabalhada (Macambira *et al.* 2009). Posteriormente, essas rochas foram metamorfasadas para gnaisses quartzo dioríticos e quartzo monzodioríticos. Os ortognaisses de fácies anfíbolito (ortognaisses Pacajá e Uruará) e o Metatonalito Rio Bacajá, segundo Vasquez *et al.* (2008), derivam de protólitos ígneos com idades entre  $2671 \pm 3$  Ma e  $2313 \pm 9$  Ma e uma idade de  $2195 \pm 3$  Ma, obtida no Ortognaisse Pacajá. Os isótopos de Nd dessas unidades apontam para fontes juvenis (Nd- $T_{DM}$  de 2,67 Ga e  $\epsilon_{Nd(t)}$  de +2,7) e crustais (Nd- $T_{DM}$  de 3,10 Ga e  $\epsilon_{Nd(t)}$  de -10,8).

De acordo com Macambira *et al.* (2009), o *greenstone-belts* Três Palmeiras conserva as primeiras rochas supracrustais siderianas formadas no cráton com idade em torno de  $2359 \pm 3$  Ma. A gênese dessa associação pode relacionar-se com porções de arcos de ilhas ou de assoalho oceânico que foram lançadas contra a margem continental ativa. Segundo os autores,

ocorrem metatonalitos, metadioritos e metandesitos (2,36-2,31 Ga) associados ao *greenstone-belt* Três Palmeiras e ao Metatonalito Rio Bacajá (Complexo Jacaré). Os dados de isótopos de Nd obtidos na Sequência Três Palmeiras ( $\epsilon_{Nd(t)}$  de +1,73 a +1,64 e Nd- $T_{(DM)}$  de 2,47 e 2,49 Ga; Vasquez, 2006) sugerem uma origem relacionada à acreção juvenil há cerca de 2,5 Ga.

Outras unidades metavulcano-sedimentares correspondem ao Grupo Vila União e à Sequência de Rochas Supracrustais 1. De acordo com Vasquez *et al.* (2008), a presença de *greenstone-belts* siderianos (Três Palmeiras) e até arqueanos (Vila União) no Domínio Bacajá, o distingue de outros domínios da Província Maroni-Itacaiúnas. Faraco *et al.* (2005) descrevem a porção superior do *greenstone-belt* Três Palmeiras como Micaxisto Bacajá enquanto a porção basal é descrita como Anfibólito Itatá. A unidade de topo é formada por metadacitos transformados em micaxistos, quartzo-sericita xistos, associados a metatufos, filitos, quartzitos e formações ferríferas bandadas (BIF). A unidade basal, Anfibólito Itatá, é formada por anfibólitos e actinolita xistos.

Foram identificados diferentes períodos de intrusão de granitoides riacianos, entre 2,22 e 2,08 Ga, evidenciando três estágios orogênicos, segundo Macambira *et al.* (2009). O primeiro estágio provavelmente ocorreu em cenário de arco continental, entre 2,22 e 1,18 Ga, quando parte da crosta arqueana fundiu e gerou os magmas. O segundo estágio envolveu magmas com componentes juvenis que se cristalizaram entre 2,16 e 2,13 Ga. O terceiro estágio se processou entre 2,09 e 2,07 Ga, com a intrusão de granodioritos, monzogranitos e charnockitos gerados a partir da fusão tanto de crosta juvenil como retrabalhada. Vasquez *et al.* (2008) descrevem três unidades litotectônicas relacionadas com distintos estágios orogênicos, as quais são correlacionáveis com os três períodos de magmatismo apontados por Macambira *et al.* (2009).

As Suítes Plutônicas Pré-colisionais abrangem granitoides cujas idades variam entre  $2215 \pm 2$  Ma e  $2133 \pm 10$  Ma. Os granitoides incluídos são: Tonalito Brasil Novo, Granodioritos Oca e Belo Monte, Monzogranito Piranhaquara e Metatonalito Tapiranga. As assinaturas de isótopos de Nd apontam fontes variadas para esses granitoides pré-colisionais, com pouca ( $\epsilon_{Nd(t)}$  de -1,59 e -0,71 e Nd- $T_{(DM)}$  de 2,47 e 2,49 Ga) a significativa contribuição de componentes crustais ( $\epsilon_{Nd(t)}$  de -4,29 a -6,36 e Nd- $T_{(DM)}$  de 2,74 a 2,93 Ga).

Os charnockitos do Complexo Bacajaí, o Granodiorito Babaquara e o Granito Canaã não apresentam composições típicas de granitoides sin-colisionais, mas suas idades em torno

de 2,1 Ga são contemporâneas ao clímax da colisão continental e por isso foram agrupados nas Suítes Plutônicas Sin a Tardi-colisionais (Vasquez *et al.* 2008). Os dados de isótopos de Nd indicam contribuições crustais ( $\epsilon_{Nd(t)}$  de -3,40 e -3,45 e Nd-T<sub>(DM)</sub> de 2,59 e 2,54 Ga, Vasquez, 2006). Charnockitos e granitos das suítes Arapari e João Jorge datados entre  $2086 \pm 5$  Ma e  $2096 \pm 6$  Ma e os charnockitos do Complexo Vila Santa Fé ( $2097 \pm 19$  Ma e  $2057 \pm 7$  Ma), intrudiram após a colisão continental de 2,1 Ga e são reunidos nas Suítes Plutônicas Tardi a Pós-colisionais. Ainda de acordo com Vasquez *et al.* (2008), os isótopos de Nd indicam que suas fontes são crustais e que a componente de crosta arqueana é mais significativa nos granitos ( $\epsilon_{Nd(t)}$  de -4,12 a -6,49 e Nd-T<sub>(DM)</sub> de 2,57 e 2,73 Ga) que nos charnockitos ( $\epsilon_{Nd(t)}$  de -2,40 e -3,12 e Nd-T<sub>(DM)</sub> de 2,46 e 2,47 Ga).

Os estudos de Barros *et al.* (2007), próximos as localidades de Novo Repartimento e Belo Monte indicam a presença de granitoides paleoproterozoicos provavelmente associados aos estágios finais de orogenia riaciana-orosiriana, devido à idade de  $2076 \pm 6$  Ma, obtida por meio do método de evaporação de Pb em zircão. Na área de estudo, são descritos monzogranitos, granodioritos, tonalitos, sienogranitos e quartzo dioritos, relacionados às suítes plutônicas sin a tardi-colisionais e tardi a pós-colisionais propostas por Vasquez *et al.* (2008). Além dos três estágios de granitogênese sugeridos por Macambira *et al.* (2009), Vasquez *et al.* (2008) propõem a Suíte Plutônica Pós-orogênica, formada pelo Granodiorito Sant'Ana datado em  $1986 \pm 5$  Ma, com significativa contribuição crustal neoarqueana ( $\epsilon_{Nd(t)}$  de -8,89 e Nd-T<sub>(DM)</sub> de 2,83 Ga; Vasquez, 2006).

## 1.6 GEOLOGIA DA REGIÃO DE ESTUDO

As folhas Serra Pelada e Caldeirão são projetos de mapeamento em escala 1:100.000 realizados pela CPRM – Superintendência Belém, nos anos de 2013 (Tavares & Silva, 2013) e 2018 (Oliveira, 2018), respectivamente. Os projetos apresentam dados sobre descrições litológicas, graus de deformação e metamorfismo, além de idades de cristalização e/ou metamorfismo para as unidades da região, ocorrentes na fronteira entre o Domínio Carajás e o Domínio Bacajá (Figura 2).

Para o Domínio Carajás foram descritas amostras de diversas unidades geológicas, dentre elas o Complexo Xingu (ortognaisses), Grupo Grão-Pará – Formação Tapirapé (anfíbolitos e quartzitos), Grupo Serra da Bocaina – formações Buritirama (quartzitos e anfíbolitos) e Salobo-Pojuca (quartzitos, metassedimentares, metavulcânica e formações

ferríferas bandadas), Granito Igarapé Gelado (monzogranitos, granodioritos e tonalitos) e Granito Cigano (monzo- a sienogranitos). Enquanto que apenas o Complexo Vila Santa Fé (ortognaisses, charnockitos e granulitos) é descrito como pertencente ao Domínio Bacajá.

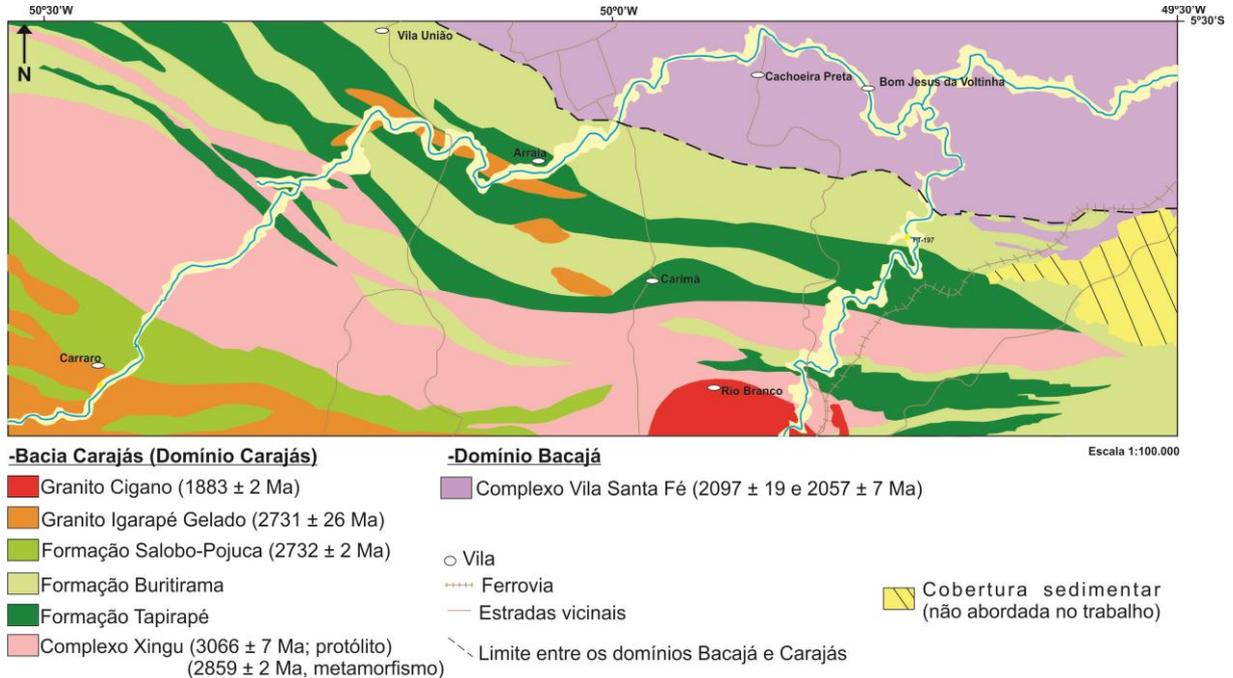


Figura 2: Mapa geológico da área da fronteira entre os domínios Bacajá e Carajás (simplificado, baseado em Costa *et al.*, 2016).

### 1.6.1 Domínio Bacajá

Localizado na parte nordeste da área, o Complexo Vila Santa Fé foi descrito inicialmente em 2013 no projeto de mapeamento da Folha Serra Pelada. É composto por charnockitos, ortognaisses tonalíticos a granodioríticos, granulitizados, com lentes métricas de granulitos máficos, reequilibrados sob condições de fácies anfibolito médio a alto grau. Idades de migmatização/metamorfismo entre  $2097 \pm 19$  Ma e  $2057 \pm 7$  Ma (U-Pb em zircão; SHRIMP/LA-ICP-MS) (Tavares & Silva, 2013) (Figura 2).

### 1.6.2 Domínio Carajás

O termo Complexo Xingu tem sido aplicado para denominar uma associação litológica heterogênea de gnaisses de composições diversas, migmatitos, granitoides variados, *greenstone belts* e complexos básicos a ultrabásicos (Silva *et al.*, 1974). Anteriormente, esta unidade tinha uma extensão do sudeste do Pará, no Domínio Carajás, até o rio Xingu, no Domínio Bacajá (DOCEGEO, 1988; Araújo & Maia, 1991). A partir de dados

geocronológicos de Rb-Sr e K-Ar obtidos por Cordani *et al.* (1984), foi possível notar que as rochas a norte da Serra dos Carajás (porção oriental do Domínio Bacajá) eram afetadas pelo Ciclo Transamazônico, enquanto as rochas do Domínio Carajás teriam sido preservadas durante tal evento. O avanço do conhecimento geológico a respeito desse complexo possibilitou o reconhecimento de diversas unidades litológicas, passíveis de individualização, fazendo com que o termo Complexo Xingu fosse abandonado no Domínio Bacajá (Macambira *et al.*, 2001; Vasquez *et al.*, 2005; Vasquez *et al.*, 2008) e na maior parte do Domínio Carajás (Leite, 2001; Dall’Agnol *et al.* 2006; Vasquez *et al.*, 2008; Moreto *et al.*, 2011, 2015; Feio *et al.*, 2013; Dall’Agnol *et al.*, 2017; Oliveira *et al.*, 2018), estando, hoje, restrito ao norte do Domínio Carajás (Figura 2). Dado geocronológico de Pb-Pb em zircão, obtido em um ortognaisse incluído no Complexo Xingu, indicou uma idade de  $2972 \pm 16$  Ma (Avelar *et al.*, 1999), interpretada como a idade de cristalização do protólito. Já Machado *et al.* (1991) obtiveram uma idade de  $2859 \pm 2$  Ma (U-Pb em zircão), em um leucossoma, interpretada como a de uma última migmatização no complexo.

Inserida no Grupo Grão-Pará, a Formação Tapirapé (Figura 2) é composta por anfíbolitos e subordinadamente por quartzitos micáceos e quartzo xistos, foliados e localmente crenulados, apresentando grau metamórfico de fácies anfíbolito médio a alto (Costa *et al.*, 2016).

A Formação Buritirama (Figura 2) é composta por quartzitos micáceos, quartzo xistos, xistos aluminosos, podendo ser grafitosos, e anfíbolitos subordinados, foliados e crenulados, apresentando metamorfismo de fácies xisto verde a anfíbolito (Costa *et al.*, 2016). Na Formação Salobo-Pojuca predominam rochas quartzíticas e metassedimentares, com rochas metavulcânicas básica-intermediárias subordinadas e formações ferríferas bandadas. A idade de cristalização seria de  $2732 \pm 2$  Ma (Machado *et al.*, 1991). Ambas as formações fazem parte do Grupo Serra da Bocaina.

Os tipos petrográficos do Granito Igarapé Gelado (Figura 2) são granodioritos e monzogranitos, que predominam amplamente sobre tonalitos, leucomonzogranitos e sienogranitos, por vezes cortados por veios pegmatíticos e apresentando localmente xenólitos de rochas supracrustais. Porções desse corpo podem ser classificadas ainda como metamonzogranitos e metagranodioritos, localmente protomiloníticos. A datação de um monzogranito dessa unidade forneceu uma idade de  $2731 \pm 26$  Ma, pelo método Pb-Pb em zircão (Barbosa, 2004) a qual foi considerada como idade de cristalização.

O Granito Cigano (Figura 2) caracteriza-se por uma marcante homogeneidade composicional, essencialmente monzogranítica e subordinadamente sienogranítica, ocorrendo ainda álcali-feldspato granitos. Machado *et al.* (1991) indicaram uma idade de  $1883 \pm 2$  Ma, através do método U-Pb em zircão. Para este corpo datado, Dall’Agnol *et al.* (2005) obtiveram idades Nd-T<sub>(DM)</sub> arqueanas, entre 2,73 a 2,61 Ga, com valores de  $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$  fortemente negativos de -9,5 a -9,7.

## PARTE II

### **Fronteira entre o Domínio Bacajá e o Domínio Carajás – Sudeste do Cráton Amazônico: Química Mineral e Geologia Isotópica U-Pb e Lu-Hf em zircão**

**Resumo:** O contato entre os domínios Carajás e Bacajá, que fazem parte das províncias Amazônia Central e Maroni-Itacaiúnas, respectivamente, ocorre no sudeste do Cráton Amazônico. O primeiro domínio possui evolução relacionada a episódios de acreção crustal, enquanto o segundo está intimamente ligado ao Ciclo Transamazônico, suscitando a questão a respeito da natureza dessa união. Na região de fronteira ocorrem diversos litotipos, entre eles anfibolitos, charnockitos, granulitos e ortognaisses. As análises de química mineral no anfibólio dos anfibolitos mostraram composição magnésio-hornblenda e ferropargasita, indicando temperatura de metamorfismo da fácies anfibolito médio a alto entre 676 a 730° C, e pressão 3,7 a 8,8 kbar. Os anfibólitos dos charnockitos foram classificados como magnésio-hornblenda e magnésio-hastingsita, a biotita como annita, plagioclásio com composição andesina e os piroxênios como augita e ferrosilita. A temperatura magmática para os charnockitos varia entre 853 a 910° C, com pressão de 3,3 a 6,6 kbar. O ambiente de geração poderia ser de arco magmático. A biotita do granulito foi classificada como flogopita, o plagioclásio possui composição andesina e os piroxênios classificados como augita e ferrosilita. Sua temperatura de 650° C indica uma fácies de granulito baixo. O metagranito relacionado com o Granito Igarapé Gelado apresentou uma idade de  $2854 \pm 11$  Ma, não comprovando a relação entre ambos. Foram encontradas duas idades de cristalização para os ortognaisses, uma de  $2848 \pm 8$  Ma e outra de  $2882 \pm 25$  Ma; e duas idades que marcam um evento metamórfico,  $2763 \pm 16$  Ma e  $2748 \pm 47$  Ma, muito próximas entre si. As idades de cristalização  $\sim 2,8$  Ga encontradas para os ortognaisses monzograníticos e o metagranito mostram contemporaneidade entre esses corpos. Para as idades-modelo foi determinado um intervalo entre 3,12 e 3,48 Ga, com  $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$  de -3,68 e 2,12. A outra idade-modelo varia de 3,00 a 3,16 Ga,  $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$  de 1,99 a 4,45. Os dados indicaram três eventos distintos para a área de estudo: (1) um evento magmático durante o mesoarqueano ( $\sim 2,8$  Ga), com possível contribuição de ambiente de arco magmático; (2) um segundo evento de caráter metamórfico dinâmico

atuante na área de estudo; (3) A união entre o Domínio Bacajá e o Domínio Carajás, final do Ciclo Transamazônico.

**Palavras-chave:** Geologia Isotópica, Química Mineral, Domínio Carajás, Domínio Bacajá, Cráton Amazônico.

**Abstract:** Contact between the Carajás and Bacajá domains, parts of the Central Amazonian and Maroni-Itacaiúnas provinces, respectively, occurs in the southeast of the Amazonian Craton. The first domain has evolution related to crustal accretion episodes, whereas, the second domain is closely related to the Transamazonian Cycle, which leads one to wonder what the nature of this union would be. In the border region there are several lithotypes, including amphibolites, charnockites, granulites and orthogneisses. Mineral chemistry analysis on amphiboles of the amphibolites showed magnesium-hornblende and ferropargasite composition, with medium to high amphibolite facies metamorphism and temperature between 676 to 730 °C, with pressure 3,7 to 8,8 kbar. Amphiboles from charnockites were classified as magnesium-hornblende and magnesium-hastingsite, biotite as annita, plagioclase with andesine composition and pyroxenes as augite and ferrosilite. The magmatic temperature for the charnockites ranges from 853 to 910 °C, with pressure from 3,3 to 6,6 kbar. The generation environment it could be magmatic arc. Biotite from granulites was classified as phlogopite, plagioclase has an andesine composition and pyroxenes classified as augite and ferrosilite. The temperature of 650° C indicates a low granulite facies. The metagranite related to Igarapé Gelado granite showed a age from  $2854 \pm 11$  Ma, not proving the relationship between them. Two crystallization ages were found for the orthogneisses, one of  $2848 \pm 8$  Ma and other of  $2882 \pm 25$  Ma; and two ages that indicates a metamorphic event,  $2763 \pm 16$  Ma and  $2748 \pm 47$  Ma, very close each other. The crystallization ages  $\sim 2.8$  Ga found for monzogranitic orthogneisses and metagranite show contemporaneity between these bodies. For the model-ages a range between 3,12 and 3,48 Ga was determined, with  $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$  - 3,68 to 2,12. The other model-age ranges from 3,00 a 3,16 Ga,  $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$  from 1,99 to 4,45. The data indicated three distinct events for the study area: (1) a magmatic event during the mesoarchean ( $\sim 2.8$  Ga), with possible contribution of magmatic arc environment; (2) a second dynamic metamorphic event acting in the study area; (3) The union between the Bacajá Domain and the Carajás Domain, at the end of the Transamazonian Cycle.

**Keywords:** Isotopic Geology, Mineral Chemistry, Carajás Domain, Bacajá Domain, Amazonian Craton.

## 1 INTRODUÇÃO

O Cráton Amazônico, constituído pelos escudos das Guianas e Brasil Central, possui um modelo de evolução geotectônica que sugere a sua formação a partir de sucessivos episódios de acreção crustal durante o Paleo- e Mesoproterozoico, ao redor de um núcleo Arqueano (Cordani *et al.* 1979; Teixeira *et al.* 1989; Tassinari & Macambira, 1999; Tassinari *et al.* 2000; Santos *et al.* 2000). Os dois modelos mais discutidos na literatura atual sobre a compartimentação do cráton em províncias geocronológicas, a partir de dados geológicos e geocronológicos (U-Pb e Sm-Nd), são o de Santos *et al.* (2000) e Tassinari & Macambira (1999, 2004), sendo esta utilizada neste trabalho.

Tassinari & Macambira (2004) propuseram seis províncias geocronológicas para compartimentar o cráton, sendo elas: Amazônia Central (> 2,5 Ga), Maroni-Itacaiúnas (2,2-1,95 Ga), Ventuari-Tapajós (1,98-1,8 Ga), Rio Negro-Juruena (1,8-1,55 Ga), Rondoniana-San Ignácio (1,5-1,3 Ga) e Sunsás (1,25-1,0 Ga) (Figura 1).

O contato no sudeste do Cráton Amazônico entre o Domínio Bacajá (Província Maroni-Itacaiúnas, 2,25 – 2,05 Ga), e Domínio Carajás (Província Amazônia Central, > 2,5 Ga), é marcado por zonas de cisalhamento WNW-ESE ligadas à Zona de Cisalhamento Transcorrente do Cinzento. Dados geocronológicos obtidos nas proximidades desse limite têm confirmado a formação e o retrabalhamento da crosta no Domínio Bacajá durante o Ciclo Transamazônico (Cordani *et al.* 1984; Santos *et al.* 1988; Monteiro, 2006; Macambira *et al.* 2007, 2009). A continuidade do estudo nesse limite possibilita uma maior compreensão sobre a formação do cráton, assim como sobre as próprias províncias geocronológicas.

Com novos mapeamentos em escala de detalhe realizados pela CPRM-Superintendência Belém na fronteira entre essas províncias e a necessidade da obtenção de mais respostas a respeito de como se deu essa união e qual a sua natureza, este trabalho realizado no contato entre o Domínio Bacajá e o Domínio Carajás apresenta dados quantitativos de química mineral, parâmetros de pressão e temperatura, e novos dados isotópicos de U-Pb e Lu-Hf em zircão, a fim de tentar esclarecer a relação entre as províncias

geocronológicas e sua evolução, contribuindo ainda com entendimento dos processos de formação e crescimento do Cráton Amazônico.

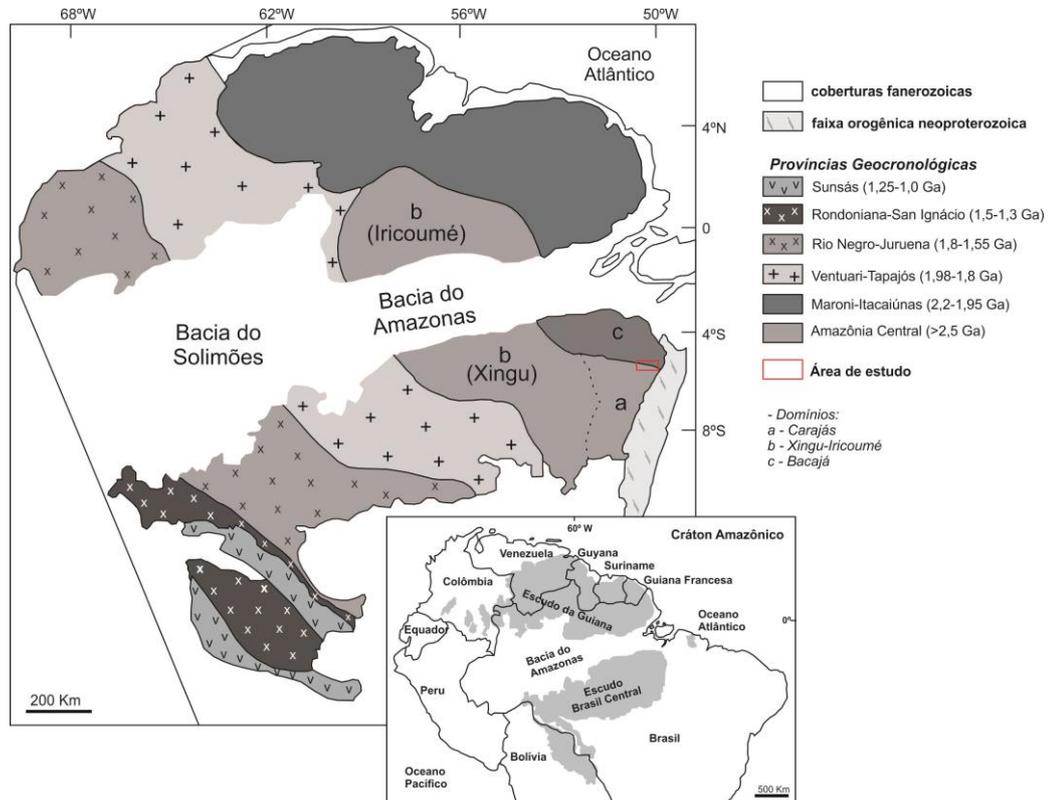


Figura 1: Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico (Tassinari & Macambira, 2004).

## 2 GEOLOGIA REGIONAL

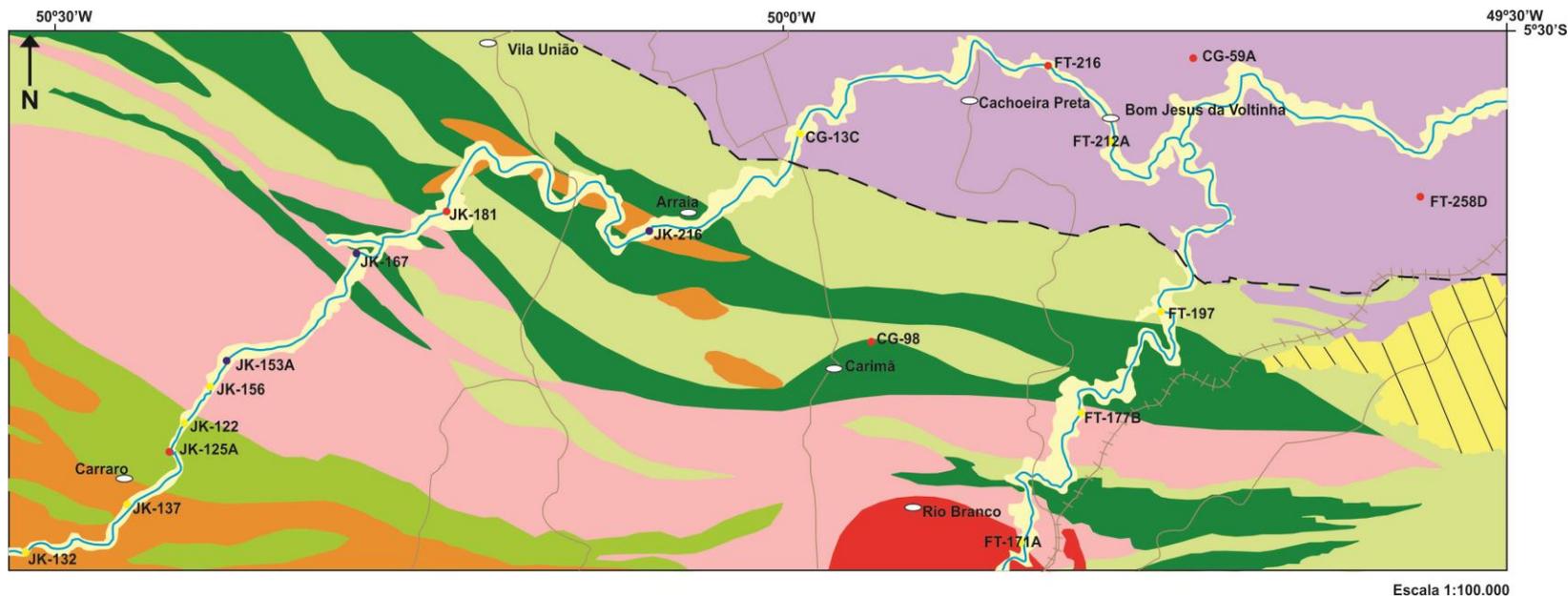
A Província Amazônia Central (> 2,5 Ga) representa o principal núcleo arqueano e melhor preservado do Cráton Amazônico, sendo circundada por províncias proterozoicas (Tassinari & Macambira, 1999, 2004). É caracterizada pela dominância de rochas arqueanas e ausência de rochas geradas durante o Ciclo Transamazônico. Segundo os Tassinari & Macambira (1999, 2004) e Tassinari *et al.* (2000), a província é dividida em dois domínios: Carajás e Xingu-Iricoumé. O primeiro, de modo geral, é formado em grande parte por um embasamento granitoide/granulítico e sequências supracrustais de greenstone belts, de 3,00–2,73 Ga. Sua porção mais ao sul é caracterizada por uma crosta juvenil mesoarqueana, com sequências de *greenstone belts* e granitoides tipo TTG. Enquanto a porção norte é uma região

composta por um embasamento constituído de gnaisses, granulitos e granitoides coberto por rochas supracrustais de idade neoarqueanas, caracterizada principalmente por sequências metavulcano-sedimentares (cerca de 2,76 Ga), que hospedam uma das maiores províncias minerais do planeta, além de corpos máfico-ultramáficos e granitoides de alto K. O domínio também é marcado por um magmatismo granítico tipo A do Paleoproterozoico (Dall’Agnol *et al.* 2005). O Domínio Xingu-Iricoumé está localizado na parte ocidental da província, sendo uma porção pouco conhecida do cráton, composto por granitoides e rochas vulcânicas paleoproterozoicos, com cobertura parcial de rochas sedimentares do Fanerozoico. O embasamento é pouco aflorante, fazendo com que não haja dados geocronológicos disponíveis. Contudo, Tassinari & Macambira (2004) sugerem que a formação da crosta se deu anterior ao evento Transamazônico (> 2,5 Ga). De fato, dados de Nd-T<sub>(DM)</sub> entre 3,25–2,46 Ga dos granitoides paleoproterozoicos e rochas vulcânicas sugerem uma formação a partir da fusão de crosta continental (Sato & Tassinari, 1997; Fernandes *et al.* 2011; Rocha *et al.* 2012).

A Província Maroni-Itacaiúnas (2,25 – 2,05 Ga) faz fronteira com o norte e nordeste com da Província Amazônia Central, sendo formada a partir de grandes domínios juvenis do Paleoproterozoico e porções arqueanas retrabalhadas durante o Ciclo Transamazônico, observados principalmente no Bloco Amapá (Rosa-Costa *et al.* 2006, 2014) e o Domínio Bacajá (Macambira *et al.* 2007, 2009). É composta sobretudo por unidades gnáissicas-migmatíticas-granulíticas, rochas metavulcânicas e metassedimentares deformadas e metamorfizadas na fácies xisto-verde a anfibolito (*greenstone belts*) e granitoides (magmatismo TTG e granítico). O Bloco Amapá, que possui idades mesoarqueanas contemporâneas a Província Amazônia Central, sofreu retrabalhamento crustal no Neoarqueano e durante o Ciclo Transamazônico, não sendo interpretado como um segmento da crosta arqueana de Carajás, ao norte (Avelar *et al.*, 2003; Rosa-Costa *et al.* 2006), como sugeriu Santos *et al.* (2000). O Domínio Bacajá constitui a parte sudeste da Província Maroni-Itacaiúnas, a sul da Bacia do Amazonas (Tassinari & Macambira, 2004), sendo composto por associações tectônicas que representam fragmentos arqueanos e siderianos retrabalhados durante o Ciclo Transamazônico, granitoides de arcos magmáticos riacianos, granitoides e charnockitos relacionados ao clímax e estágios posteriores da colisão continental riaciana, podendo ser considerado como um orógeno colisional (Vasquez *et al.* 2008).

### **3 GEOLOGIA DA ÁREA DO LIMITE ENTRE O DOMÍNIO BACAJÁ E DOMÍNIO CARAJÁS**

A Figura 2 representa um mapa simplificado confeccionado com base nos projetos de mapeamento em escala 1:100.000 realizados pela CPRM – Superintendência Belém, a respeito das folhas Serra Pelada e Caldeirão, dos anos de 2013 (Tavares & Silva, 2013) e 2018 (Oliveira, 2018), respectivamente. Os projetos apresentaram a respeito de descrições litológicas, graus de deformação e metamorfismo, e também idades de cristalização e/ou metamorfismo para as unidades da região de fronteira entre o Domínio Carajás e o Domínio Bacajá. São descritas diversas unidades geológicas inseridas na Bacia Carajás (Domínio Carajás), dentre elas o Complexo Xingu, Grupo Grão-Pará (Formação Tapirapé), Grupo Serra da Bocaina (formações Buritirama e Salobo-Pojuca), Granito Igarapé Gelado e Granito Cigano. Já para o Domínio Bacajá é descrito apenas o Complexo Vila Santa Fé.



**-Bacia Carajás (Domínio Carajás)**

- Granito Cigano ( $1883 \pm 2$  Ma)
- Granito Igarapé Gelado ( $2731 \pm 26$  Ma)
- Formação Salobo-Pojuca ( $2732 \pm 2$  Ma)
- Formação Buritirama
- Formação Tapirapé
- Complexo Xingu ( $3066 \pm 7$  Ma; protólito)  
( $2859 \pm 2$  Ma, metamorfismo)

**-Domínio Bacajá**

- Complexo Vila Santa Fé ( $2097 \pm 19$  e  $2057 \pm 7$  Ma;  $2064 \pm 4$  Ma)
- Lâminas polidas descritas (LPD)
- LPD + Química Mineral
- LPD + Geologia Isotópica (U-Pb e/ou Lu-Hf)
- Cobertura sedimentar (não abordada no trabalho)
- Vila
- Ferrovia
- Estradas vicinais
- Limite entre o Domínio Bacajá e o Bloco Carajás

Figura 2: Mapa geológico da área de estudo (simplificado, baseado em Cunha *et al.*, 2016).

### 3.1 DOMÍNIO BACAJÁ

#### 3.1.1 Complexo Vila Santa Fé

Localizado na parte nordeste da área, o Complexo Vila Santa Fé foi descrito inicialmente em 2013 no projeto de mapeamento da Folha Serra Pelada. É composta por charnockitos, ortognaisses tonalíticos a granodioríticos, granulitizados, com lentes métricas de granulitos máficos, reequilibrados sob condições de fácies anfibolito médio a alto grau. Idades de migmatização/metamorfismo entre  $2097 \pm 19$  e  $2057 \pm 7$  Ma (U-Pb em zircão; SHRIMP/LA-ICP-MS) (Tavares & Silva, 2013), e outra de  $2064 \pm 4$  Ma (Macambira *et al.* 2007) (Figura 2).

### 3.2 DOMÍNIO CARAJÁS

#### 3.2.1 Complexo Xingu

A denominação de Complexo Xingu é restrita ao norte do Domínio Carajás, englobando associação litológica heterogênea de ortognaisses e migmatitos, que foram embasamento ou encaixantes das sequências de *greenstone belts* e granitóides neoarqueanos (Araújo *et al.* 1991; Vasquez *et al.* 2008). Através da aplicação do método geocronológico Pb-Pb em zircão, obtido em um ortognaisse incluído no Complexo Xingu, Avelar *et al.* (1999) obteve uma idade de  $2972 \pm 16$  Ma, interpretada como a idade de cristalização do protólito. Outra idade obtida de  $2859 \pm 2$  Ma em um leucossoma, a partir do método U-Pb em zircão, foi explicada como a de uma última migmatização no complexo (Machado *et al.* 1991).

#### 3.2.2 Formação Tapirapé

Inserida no Grupo Grão-Pará, a Formação Tapirapé (Figura 2) é composta por anfibolitos e subordinadamente por quartzitos micáceos e quartzos xistos, foliados e localmente crenulados, apresentando grau metamórfico de fácies anfibolito médio a alto (Costa *et al.* 2016).

#### 3.2.3 Formações Buritirama e Salobo-Pojuca

A Formação Buritirama (Figura 2) é composta por quartzitos micáceos, quartzos xistos, xistos aluminosos, podendo ser grafíticos, e anfibolitos subordinados, foliados e crenulados, apresentando metamorfismo de fácies xisto verde a anfibolito (Costa *et al.* 2016). Na Formação Salobo-Pojuca predominam rochas quartzíticas e metassedimentares, com rochas metavulcânicas básica-intermediárias subordinadas e formações ferríferas bandadas. A idade

de cristalização seria de  $2732 \pm 2$  Ma (Machado *et al.* 1991). Ambas formações fazem parte do Grupo Serra da Bocaina.

### 3.2.4 Granito Igarapé Gelado

Os tipos petrográficos do Granito Igarapé Gelado, descrito como um *stock* (Figura 2), são granodioritos e monzogranitos, que predominam amplamente sobre tonalitos, leucomonzogranitos e sienogranitos, por vezes cortados por veios pegmatíticos e apresentando localmente xenólitos de rochas supracrustais. Porções deste corpo podem ser classificadas ainda como metamonzogranitos e metagranodioritos, localmente protomiloníticos. A datação de um monzogranito dessa unidade forneceu uma idade de  $2731 \pm 26$  Ma, pelo método de evaporação Pb-Pb em zircão (Barbosa, 2004) a qual foi considerada como idade de cristalização.

### 3.2.5 Granito Cigano

O Granito Cigano (Figura 2) caracteriza-se por uma marcante homogeneidade composicional, essencialmente monzogranítica e subordinadamente sienogranítica, ocorrendo ainda álcali-feldspato granitos. Machado *et al.* (1991) indicaram uma idade de  $1883 \pm 2$  Ma, através do método U-Pb em zircão. Para este corpo datado, Dall’Agnol *et al.* (2005) obtiveram idades Nd-T<sub>(DM)</sub> arqueanas, entre 2,73 a 2,61, com valores de  $\epsilon_{Nd(t)}$  fortemente negativos de -9,5 a -9,7.

## 4 PETROGRAFIA

Foram descritas dezenove lâminas polidas de amostras das rochas mais relevantes e significativas da área de estudo, com a utilização de microscópio petrográfico. As abreviações minerais utilizadas neste trabalho estão de acordo com Kretz (1983).

### 4.1 DOMÍNIO BACAJÁ

O granulito máfico, Complexo Vila Santa Fé, (Figura 3a;b) possui textura granoblástica de média a fina, composto por clinopiroxênio (26%), ortopiroxênio (23%) plagioclásio (34%) biotita (11%) e, em pequena proporção, quartzo (6%). O clinopiroxênio ocorre como xenoblástico a subidioblástico, enquanto o ortopiroxênio apresenta-se como xenoblástico. A biotita pode ocorrer de forma prismática subidioblástica ou xenoblástica, com coloração marrom avermelhada. A textura da rocha é marcada pelos pontos tríplices entre os cristais de ortopiroxênio, clinopiroxênio e plagioclásio.

Também fazendo parte do Complexo Vila Santa Fé, o charnockito (Figura 3c;d) apresenta textura granular xenomórfica média, de composição principal quartzo (33%), plagioclásio (30%) e K-feldspato (24,2%), seguido por ortopiroxênio (3%), anfibólio (4%) e biotita (5%), como minerais secundários e, como acessórios, zircão (0,5%) e apatita (0,3%). O ortopiroxênio ocorre como xenomórfico, com um leve pleocroísmo em tons de amarelo. Além disso, o mineral possui uma intensa alteração nas suas bordas para anfibólio, onde o último está constantemente acompanhado da biotita, que possui tons de marrom avermelhado. Não foi observado deformação ou indícios de metamorfismo.

#### 4.2 DOMÍNIO CARAJÁS

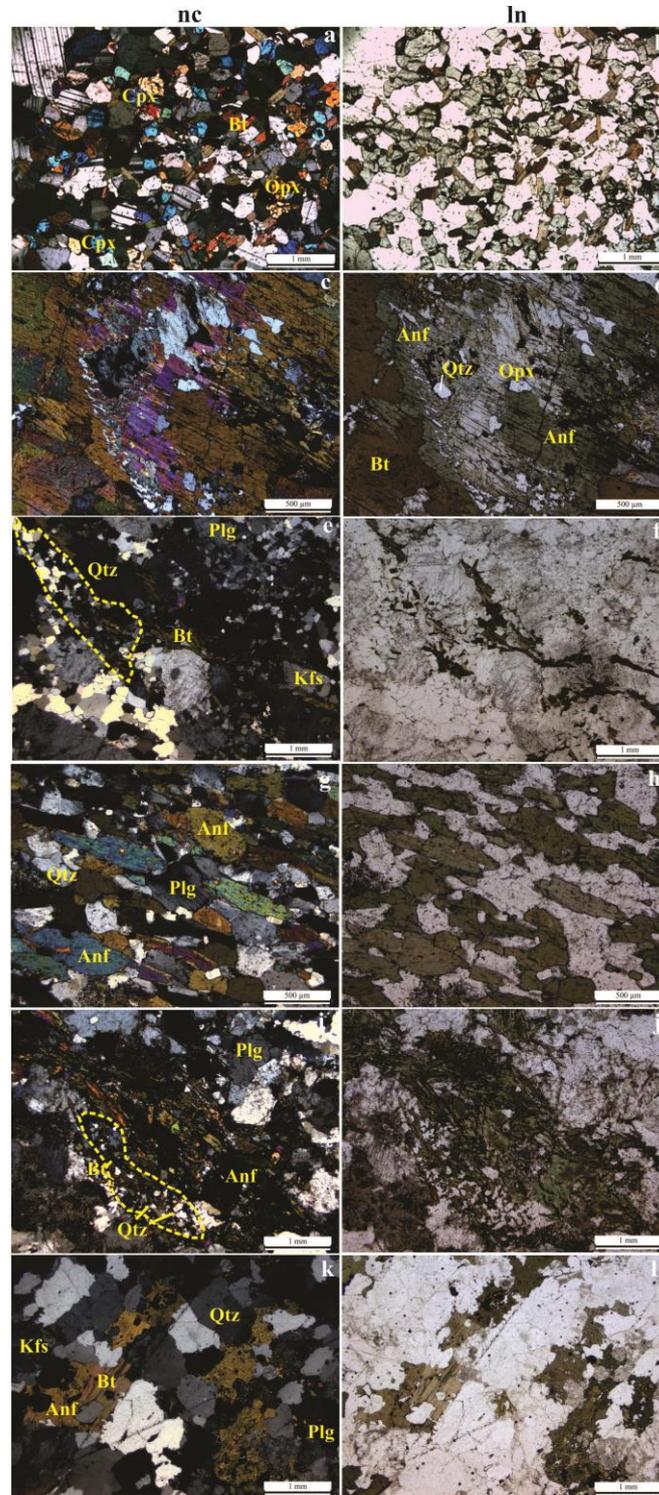
O ortognaisse de composição monzogranítica do Complexo Xingu possui textura milonítica e granulometria de fina a média (Figura 3e;f). Quartzo (32,8%), plagioclásio (30%) e K-feldspato (26%) constituem a composição principal. Como minerais secundários tem-se biotita (5%) e anfibólio (7%), e como acessório o zircão (0,2%). A textura é caracterizada pela presença de alguns porfiroclastos de plagioclásio e quartzo, onde o último apresenta graus variáveis de recristalização ao longo das bordas, sendo circundado por uma fina matriz composta por quartzos recristalizados. O plagioclásio apresenta ainda uma leve alteração para epidoto. Os cristais de biotita e anfibólio estão juntos com os agregados dos cristais de quartzo recristalizados, possuindo ainda uma leve orientação.

Os anfibolitos, de forma geral, apresentam uma textura nematoblástica com uma granulação de fina a média (Figura 3g;h), composto por anfibólio (51%), plagioclásio (29%) e quartzo (20%). O anfibólio ocorre como cristais prismáticos alongados e orientados, definindo a foliação da rocha. O plagioclásio se apresenta na forma de cristais prismáticos, com orientação preferencial semelhante ao anfibólio e estão levemente saussuritizados.

A amostra de metamonzogranito, representante do Granito Igarapé Gelado, possui textura granular xenomórfica de fina a média, com porções protomilonitizadas (Figura 3i;j). Como composição principal tem-se quartzo (31%), plagioclásio (29%) e K-feldspato (26%), enquanto a biotita (6%) e anfibólio (8%) são minerais secundários. Há ainda zircão e apatita como minerais acessórios e, de alteração, clorita e epidoto. A porção protomilonitizada é marcada pela recristalização de cristais de quartzo, onde a biotita com alteração para clorita está presente.

A amostra biotita-anfibólio monzogranito (BtAnfMzG) do Granito Cigano possui uma textura inequigranular fina a média, composta principalmente por quartzo (35%), K-feldspato

(24%), plagioclásio (30%), seguido pela biotita (6%), anfibólio (5%) como minerais secundários. Zircão ocorre como mineral acessório. Não se notou deformação e/ou orientação, apenas uma leve alteração sericitização do plagioclásio (Figura 3k;l).



Qtz = quartzo; Plg = plagioclásio; Kfs = K-feldspato; Anf = anfibólio; Bt = biotita; Cpx = clinopiroxênio; Opx = ortopiroxênio; nc = nicóis cruzados; ln = luz natural.

Figura 3: Fotomicrografias em lâminas delgadas das amostras da fronteira entre o Domínio Bacajá e Domínio Carajás. a;b) Granulito Máfico; c;d) Charnockito; e;f) Ortogneisse monzogranítico; g;h) Anfibolito; i;j) Metamonzogranito; k;l) Biotita-anfibólio monzogranito. Biotita associada com cristais de quartzo recristalizados (linha pontilhada).

## 5 QUÍMICA MINERAL

Seis amostras representativas da área foram selecionadas para as análises de química mineral com base na petrografia, sendo uma amostra de granulito (CG-59A), duas de charnockito (FT-216; FT-258D) e três de anfibolito (CG-98; JK-125A; JK-181). Os minerais analisados foram anfibólio, biotita, plagioclásio e piroxênio.

As lâminas polidas das amostras selecionadas foram previamente revestidas em carbono e então submetidas a análises químicas quantitativas por espectroscopia dispersiva de comprimento de onda (WDS), usando a microsonda JEOL JXA-8230 no Laboratório de Microanálises do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (Belém-Brasil). As análises de WDS foram realizadas nas seguintes condições: uma coluna de aceleração de voltagem de 15kV, corrente de 20 nA, tempo de análise de 10 a 40 segundos e diâmetro do feixe de 10 $\mu$ m. Os efeitos da matriz foram corrigidos pelo método ZAF. Os cristais utilizados para as análises foram o LDE1 para F; PETH para Cl e V; PETJ para Cr, Ca, K e Sr; TAP para Na, Mg, Al e Si; LIF para Ni, Fe, Mn, Ba e Ti. Os padrões de calibração usados foram a sodalita (Na e Cl), ortoclásio (Si e K), microclima (K para o Plg), anortita (Al), coríndon (Al para o Plg), forsterita (Mg), diopsídio (Mg para Anf e Bt), fluorita (F), wollastonita (Ca), celestina (Sr), rhodonita (Mn), barita (Ba), rutilo (Ti), vanadinita (V), Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Cr), Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub> (Fe) e NiO (Ni).

### 5.1 ANFIBÓLIO

A fórmula estrutural do anfibólio foi calculada com base em 23 átomos de oxigênio de acordo com Leake *et al.* (1997) e Hawthorne *et al.* (2012), usando conteúdo livre de H<sub>2</sub>O. Para o cálculo da fórmula estrutural foi utilizado um conjunto de 13 cátions coletados menos Ca, Na e K (13-CNK). As razões de Fe<sup>+3</sup>/Fe<sup>+2</sup> foram estimadas com base no balanço de cargas (Schumacher, 1997). Todos os anfibólios foram classificados de acordo com Leake *et al.* (1997), sendo considerados cálcicos segundo a regra (Ca + Na) B  $\geq$  1.00 e NaB < 0.50. Os anfibólios dos anfibolitos do Domínio Carajás (Tabela 1) possuem composição de magnésio-hornblenda e ferropargasita (Figura 4a;b). De modo geral, os valores da razão Mg/(Mg + Fe) variam de 0,43 a 0,56. Já os anfibólios dos charnockitos do Complexo Vila Santa Fé (Tabela 2) apresentam composição de magnésio-hornblenda a magnésio-hastingsita (Figura 4a;b), com valores da razão Mg/(Mg + Fe) entre 0,47 a 0,64.

Tabela 1: Análises por WDS de anfibólio do Domínio Carajás.

Rocha	Anfibolito													
Amostra	JK-125A				JK-181				CG-98					
Análises	C1-1-1	C1-1-5	C2-1-3	C2-1-4	C1-1-1	C1-1-2	C1-2-1	C1-2-3	C1-1-2	C1-2-1	C1-2-2	C1-2-4	C1-2-6	C1-3-2
Tipo	Mg-Hb	Mg-Hb	Mg-Hb	Mg-Hb	Mg-Hb	Mg-Hb	Mg-Hb	Mg-Hb	Fe-Pgt	Fe-Pgt	Fe-Pgt	Fe-Pgt	Fe-Pgt	Fe-Pgt
	borda	borda	borda	borda	borda	borda	borda	borda	centro	centro	borda	borda	centro	centro
SiO <sub>2</sub>	44,65	46,34	44,37	44,25	44,78	44,07	44,74	44,54	40,64	41,10	41,26	41,57	41,55	40,21
TiO <sub>2</sub>	0,89	0,83	1,10	0,91	0,85	0,90	0,93	0,99	1,20	1,05	1,07	1,01	1,08	1,19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,03	9,81	11,41	11,81	10,83	11,50	10,82	11,21	13,30	12,78	12,88	12,67	12,79	13,71
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,74	2,94	2,84	2,88	4,24	4,87	3,57	3,72	4,51	4,12	4,51	4,59	3,70	4,20
FeO	14,69	14,90	15,37	15,39	13,68	13,66	14,36	14,27	16,04	16,75	15,96	15,78	16,43	16,62
MnO	0,51	0,51	0,49	0,46	0,35	0,35	0,33	0,33	0,37	0,32	0,33	0,34	0,30	0,31
MgO	9,01	9,73	8,89	8,79	9,79	9,64	9,77	9,61	7,15	7,27	7,55	7,65	7,57	6,99
CaO	11,76	11,81	11,65	11,72	11,77	11,74	11,81	11,76	11,16	11,44	11,36	11,27	11,31	11,32
Na <sub>2</sub> O	1,07	0,98	1,20	1,25	1,34	1,44	1,34	1,34	1,69	1,65	1,61	1,65	1,70	1,78
K <sub>2</sub> O	0,74	0,59	0,77	0,69	0,50	0,52	0,52	0,54	1,06	1,06	1,00	0,96	0,98	1,12
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,06	0,06	0,07	0,07	0,11	0,11	0,11	0,12	0,77	0,77	0,71	0,70	0,70	0,84
(OH)	2,02	2,02	2,00	2,00	2,01	2,00	2,00	2,00	1,77	1,77	1,79	1,80	1,80	1,75
Subtotal	101,40	100,56	100,26	100,28	101,05	100,99	100,44	100,56	99,88	100,09	100,20	100,09	100,08	100,15
O-F-Cl	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,17	0,17	0,16	0,16	0,16	0,19
Total	101,38	100,54	100,25	100,26	101,03	100,97	100,42	100,53	99,71	99,92	100,04	99,93	99,92	99,96
<b>Fórmula estrutural com base em 23 átomos de oxigênio</b>														
Si	6,582	6,832	6,606	6,583	6,591	6,505	6,627	6,590	6,211	6,274	6,271	6,312	6,317	6,149
Al <sup>IV</sup>	1,418	1,168	1,394	1,417	1,409	1,495	1,373	1,410	1,789	1,726	1,729	1,688	1,683	1,851
Al <sup>VI</sup>	0,498	0,537	0,609	0,655	0,470	0,506	0,516	0,545	0,606	0,572	0,578	0,579	0,609	0,620
Ti	0,099	0,092	0,123	0,101	0,094	0,100	0,104	0,110	0,138	0,120	0,123	0,116	0,124	0,136
Fe <sup>+3</sup>	0,415	0,326	0,318	0,322	0,470	0,541	0,398	0,414	0,519	0,474	0,516	0,524	0,424	0,484
Fe <sup>+2</sup>	1,811	1,838	1,914	1,915	1,683	1,686	1,779	1,767	2,050	2,139	2,028	2,004	2,089	2,125
Mn	0,063	0,064	0,062	0,058	0,044	0,044	0,041	0,041	0,047	0,042	0,042	0,044	0,039	0,040
Mg	1,980	2,139	1,973	1,949	2,148	2,121	2,158	2,121	1,629	1,653	1,711	1,731	1,715	1,593
Ca	1,857	1,865	1,859	1,868	1,856	1,857	1,875	1,865	1,827	1,871	1,850	1,833	1,843	1,855
Na	0,306	0,280	0,346	0,359	0,383	0,411	0,386	0,383	0,502	0,488	0,475	0,484	0,502	0,528
K	0,139	0,111	0,146	0,131	0,094	0,097	0,098	0,102	0,206	0,206	0,193	0,186	0,190	0,219
F	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cl	0,015	0,014	0,017	0,018	0,026	0,027	0,027	0,029	0,199	0,199	0,183	0,180	0,179	0,217
OH	1,985	1,986	1,983	1,982	1,974	1,973	1,973	1,971	1,801	1,801	1,817	1,820	1,821	1,783
Al total	1,916	1,704	2,002	2,072	1,879	2,001	1,889	1,954	2,395	2,299	2,307	2,267	2,292	2,471
Fe/(Fe+Mg)	0,478	0,462	0,492	0,495	0,439	0,443	0,452	0,454	0,557	0,564	0,543	0,537	0,549	0,572
Mg/(Mg+Fe)	0,522	0,538	0,508	0,505	0,561	0,557	0,548	0,546	0,443	0,436	0,457	0,463	0,451	0,428

Mg-Hb = magnésio hornblenda; Fe-Pgt = ferropargasita.

Tabela 2: Análises por WDS de anfibólio do Complexo Vila Santa Fé, Domínio Bacajá.

Rocha	Charnockito													
Amostra	FT-216			FT-258D										
Análises	C3-1-1	C3-1-2	C3-1-3	C1-1-1	C1-1-2	C1-1-3	C1-1-4	C1-1-5	C2-1-1	C2-2-1	C2-2-3	C2-3-1	C2-3-2	C2-3-3
Tipo	Mg-Hb	Mg-Hb	Mg-Hb	Mg-Hs	Mg-Hs	Mg-Hs	Mg-Hs	Mg-Hs	Mg-Hs	Mg-Hs	Mg-Hs	Mg-Hs	Mg-Hs	Mg-Hs
	borda	centro	borda	borda	borda	centro	borda	borda	centro	borda	borda	borda	borda	centro
SiO <sub>2</sub>	43.97	45.12	45.19	42.10	42.89	42.19	43.14	42.12	41.94	41.91	42.16	42.33	42.13	41.83
TiO <sub>2</sub>	0.65	0.36	0.70	2.53	2.04	2.16	1.96	1.94	2.13	2.62	1.97	2.54	2.33	2.35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.22	9.43	9.17	10.87	10.31	10.82	10.38	10.94	11.07	11.24	11.31	10.98	10.97	11.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.27	12.17	9.88	3.36	3.38	4.14	3.30	3.87	3.53	3.04	4.04	3.72	5.22	4.26
FeO	12.74	9.61	11.32	15.90	15.97	15.68	16.43	16.30	16.02	16.27	15.45	15.39	14.84	15.60
MnO	0.59	0.70	0.66	0.28	0.30	0.30	0.27	0.31	0.26	0.27	0.27	0.29	0.33	0.32
MgO	9.11	9.71	9.61	8.82	9.10	8.61	8.69	8.27	8.53	8.63	8.66	8.86	8.85	8.61
CaO	11.07	10.38	10.68	11.28	11.47	11.07	11.30	11.26	11.12	11.31	11.23	11.11	11.03	11.13
Na <sub>2</sub> O	1.36	1.28	1.21	1.45	1.42	1.47	1.32	1.29	1.43	1.38	1.33	1.41	1.50	1.45
K <sub>2</sub> O	0.79	0.62	0.72	1.61	1.43	1.55	1.52	1.60	1.65	1.65	1.58	1.60	1.58	1.63
F	0.10	0.03	0.07	0.41	0.45	0.36	0.32	0.35	0.42	0.38	0.29	0.29	0.33	0.39
Cl	0.04	0.02	0.05	0.04	0.04	0.05	0.05	0.04	0.07	0.04	0.05	0.05	0.04	0.04
(OH)	1.96	2.03	1.99	1.78	1.77	1.80	1.83	1.80	1.76	1.80	1.84	1.84	1.83	1.79
Subtotal	100.88	101.47	101.30	100.44	100.69	100.30	100.56	100.18	100.12	100.72	100.31	100.41	101.06	100.52
O-F-Cl	0.05	0.02	0.04	0.18	0.20	0.16	0.14	0.16	0.19	0.17	0.13	0.13	0.15	0.17
Total	100.83	101.45	101.26	100.25	100.49	100.14	100.42	100.02	99.92	100.55	100.18	100.27	100.91	100.35
<b>Fórmula estrutural com base em 23 átomos de oxigênio</b>														
Si	6.535	6.607	6.652	6.361	6.460	6.385	6.501	6.396	6.371	6.327	6.368	6.376	6.323	6.329
Al <sup>IV</sup>	1.465	1.393	1.348	1.639	1.540	1.615	1.499	1.604	1.629	1.673	1.632	1.624	1.677	1.671
Al <sup>VI</sup>	0.325	0.236	0.243	0.296	0.291	0.315	0.345	0.353	0.353	0.327	0.380	0.325	0.263	0.289
Ti	0.072	0.040	0.077	0.287	0.231	0.246	0.223	0.222	0.243	0.298	0.224	0.287	0.263	0.267
Fe <sup>+3</sup>	0.925	1.341	1.095	0.382	0.383	0.471	0.375	0.442	0.404	0.345	0.459	0.421	0.589	0.485
Fe <sup>+2</sup>	1.584	1.177	1.394	2.009	2.012	1.984	2.071	2.070	2.035	2.053	1.952	1.939	1.863	1.974
Mn	0.075	0.087	0.082	0.036	0.038	0.039	0.034	0.040	0.034	0.035	0.035	0.037	0.042	0.041
Mg	2.019	2.119	2.109	1.987	2.044	1.943	1.952	1.873	1.931	1.942	1.949	1.989	1.980	1.943
Ca	1.763	1.629	1.684	1.826	1.851	1.795	1.825	1.831	1.810	1.830	1.816	1.792	1.773	1.803
Na	0.393	0.362	0.347	0.424	0.414	0.431	0.385	0.380	0.420	0.404	0.389	0.410	0.435	0.426
K	0.151	0.115	0.134	0.310	0.275	0.298	0.291	0.310	0.321	0.318	0.305	0.307	0.302	0.315
F	0.045	0.015	0.032	0.197	0.214	0.171	0.151	0.170	0.203	0.181	0.138	0.139	0.154	0.186
Cl	0.010	0.005	0.011	0.011	0.011	0.012	0.012	0.011	0.018	0.009	0.012	0.011	0.010	0.011
OH	1.946	1.980	1.957	1.792	1.775	1.817	1.837	1.819	1.779	1.809	1.851	1.849	1.835	1.803
Al total	1.790	1.628	1.591	1.935	1.831	1.930	1.844	1.957	1.982	1.999	2.013	1.949	1.940	1.961
Fe/(Fe+Mg)	0.440	0.357	0.398	0.503	0.496	0.505	0.515	0.525	0.513	0.514	0.500	0.494	0.485	0.504
Mg/(Mg+Fe)	0.560	0.643	0.602	0.497	0.504	0.495	0.485	0.475	0.487	0.486	0.500	0.506	0.515	0.496

Mg-Hb = magnésio hornblenda; Mg-Hs = magnésio-hastingsita.

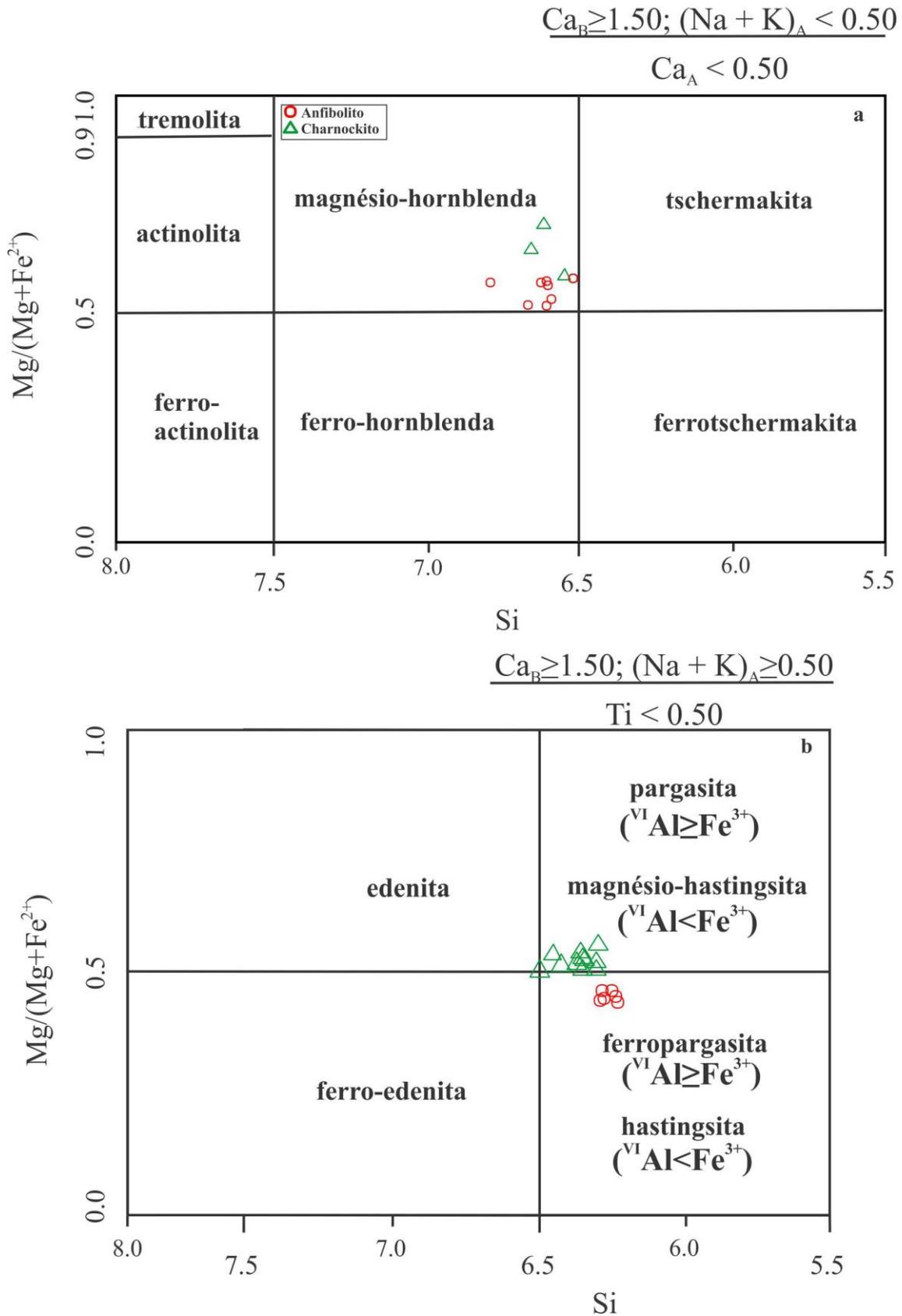


Figura 4: Diagrama de classificação para anfibólio para as amostras do Domínio Bacajá e Domínio Carajás (Leake *et al.* 1997).

## 5.2 BIOTITA

O cálculo para a fórmula estrutural da biotita foi baseado em 22 átomos de oxigênio. Assume-se que todo o ferro se encontra no estado  $\text{Fe}^{+2}$  (Tabela 3). As biotitas ferrosas do granulito máfico foram classificadas como flogopita (Figura 5a) (Deer *et al.* 1992), com razões de  $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$  em torno de 0,50. Por outro lado, as biotitas dos charnockitos foram classificadas como annita (Figura 5a), onde as razões de  $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$  são em torno de 0,55, também consideradas biotitas ferrosas. De acordo com o diagrama Mg vs. Alt (campos de Nachit *et al.* 1985) as biotitas dos charnockitos plotaram no campo subalcalino (Figura 5b), enquanto no diagrama  $(\text{FeO}_t + \text{MnO})-(10*\text{TiO}_2)\text{-MgO}$  (campos de Nachit, 1994), elas plotam no campo de biotitas magmáticas primárias (Figura 5c).

Tabela 3: Análises por WDS de biotita do Complexo Vila Santa Fé, Domínio Bacajá.

Rocha	Charnockito						Granulito Máfico							
Amostra	FT-216				FT-258D			CG-59A						
Análises	C1-2-1	C1-2-2	C1-3-1	C2-1-2	C1-1-4	C1-2-2	C1-3-2	C1-1-1	C1-1-2	C2-1-1	C2-1-2	C2-1-3	C3-1-1	C3-1-2
SiO <sub>2</sub>	36,14	36,08	36,12	35,98	36,11	36,16	36,05	36,48	36,94	36,60	36,92	36,63	36,65	36,76
TiO <sub>2</sub>	4,54	4,21	3,43	3,73	5,40	5,26	5,41	5,09	5,11	5,00	5,05	4,84	4,71	4,77
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,60	14,65	14,78	14,68	13,93	14,05	13,99	14,27	14,33	14,31	14,24	14,13	14,21	14,35
FeO	21,59	21,65	21,75	21,21	21,69	21,34	21,51	19,81	19,57	19,86	19,50	19,63	19,86	19,78
MnO	0,21	0,18	0,22	0,19	0,12	0,09	0,13	0,10	0,09	0,08	0,09	0,10	0,08	0,09
MgO	9,90	9,82	9,93	9,93	9,66	9,95	9,80	10,89	10,94	11,06	11,08	11,09	10,92	10,97
CaO	0,07	0,09	0,06	0,00	0,00	0,04	0,01	0,05	0,04	0,02	0,00	0,02	0,04	0,02
Na <sub>2</sub> O	0,08	0,09	0,08	0,10	0,04	0,03	0,03	0,05	0,06	0,03	0,03	0,02	0,04	0,03
K <sub>2</sub> O	9,13	9,02	9,12	9,11	9,35	9,39	9,23	9,36	9,42	9,27	9,28	9,41	9,36	9,45
F	0,16	0,11	0,21	0,17	0,56	0,71	0,62	0,41	0,48	0,45	0,44	0,38	0,37	0,46
Cl	0,04	0,02	0,05	0,06	0,04	0,04	0,04	0,05	0,05	0,05	0,04	0,04	0,03	0,04
(OH)	3,84	3,85	3,78	3,78	3,65	3,58	3,62	3,75	3,74	3,74	3,76	3,76	3,76	3,73
Subtotal	100,61	100,03	99,68	99,30	101,37	101,35	101,25	100,9	101,4	100,9	101,1	100,6	100,45	101,04
O-F-Cl	0,07	0,05	0,10	0,09	0,25	0,31	0,27	0,19	0,21	0,20	0,20	0,17	0,16	0,20
Total	100,54	99,98	99,58	99,21	101,12	101,04	100,98	100,7	101,2	100,7	100,9	100,5	100,28	100,83
<b>Fórmula estrutural com base em 22 átomos de oxigênio</b>														
Si	5,521	5,537	5,568	5,564	5,519	5,518	5,510	5,530	5,563	5,536	5,568	5,559	5,573	5,563
Al <sup>IV</sup>	2,479	2,463	2,432	2,436	2,481	2,482	2,490	2,470	2,437	2,464	2,432	2,441	2,427	2,437
Al <sup>VI</sup>	0,151	0,188	0,253	0,240	0,028	0,045	0,030	0,080	0,106	0,086	0,099	0,087	0,118	0,122
Ti	0,521	0,486	0,397	0,433	0,621	0,604	0,622	0,580	0,579	0,569	0,572	0,552	0,538	0,543
Fe <sup>+2</sup>	2,758	2,779	2,803	2,743	2,772	2,723	2,750	2,511	2,465	2,512	2,460	2,492	2,525	2,503
Mn	0,028	0,023	0,029	0,025	0,016	0,012	0,017	0,012	0,011	0,010	0,011	0,013	0,010	0,011
Mg	2,254	2,246	2,282	2,288	2,201	2,263	2,233	2,460	2,456	2,493	2,490	2,508	2,475	2,475
Ca	0,012	0,014	0,010	0,000	0,001	0,007	0,002	0,008	0,006	0,004	0,000	0,003	0,007	0,004
Na	0,022	0,026	0,024	0,029	0,013	0,009	0,010	0,014	0,018	0,008	0,010	0,007	0,013	0,010
K	1,779	1,765	1,792	1,797	1,823	1,828	1,799	1,810	1,810	1,788	1,786	1,821	1,816	1,823
Cl	0,009	0,006	0,012	0,016	0,010	0,010	0,010	0,013	0,012	0,012	0,010	0,011	0,008	0,009
OH	3,916	3,942	3,887	3,901	3,718	3,646	3,689	3,789	3,760	3,772	3,778	3,805	3,815	3,769
Al total	2,630	2,651	2,685	2,676	2,509	2,527	2,521	2,550	2,544	2,550	2,530	2,528	2,546	2,560
Fe/(Fe+Mg)	0,550	0,553	0,551	0,545	0,557	0,546	0,552	0,505	0,501	0,502	0,497	0,498	0,505	0,503

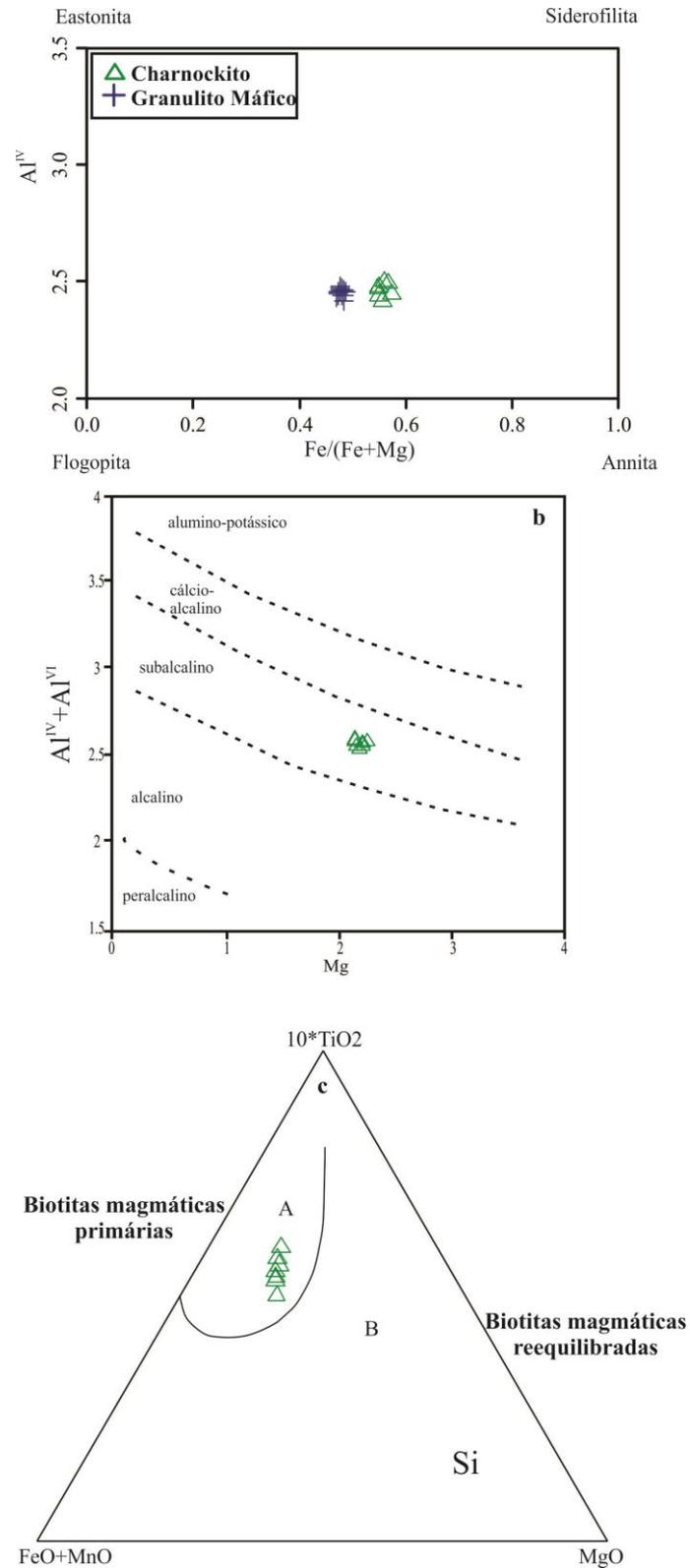


Figura 5: Composição da biotita do Complexo Vila Santa Fé, Domínio Bacajá: a) Diagrama  $Fe/(Fe + Mg) \times Al^{IV}$  (Deer *et al.* 1992); b) Diagrama  $Mg \times Al^{IV+VI}$  (Nachit *et al.* 1985); c) Diagrama  $(FeO + MnO) - (10 * TiO_2) - MgO$  (campos de Nachit, 1994).

### 5.3 PLAGIOCLÁSIO

Foram selecionados cristais de plagioclásio sem alteração para a realização das análises, com cálculo da fórmula estrutural baseado em 8 átomos de oxigênio. Os plagioclásios dos anfibolitos (Tabela 4) possuem composição de andesina a labradorita ( $An_{42-53}$ ). Tanto os cristais de plagioclásio do granulito, quanto dos charnockitos (Tabela 5) possuem composição andesina, com valores de  $An_{37-39}$  e  $An_{31-34}$ , respectivamente. Nota-se que o componente andesina é comum em todas as amostras analisadas e que não há variação composicional entre borda-núcleo dos cristais, sugerindo que durante a formação das rochas o plagioclásio cálcico manteve-se em equilíbrio.

Tabela 4: Análises por WDS de plagioclásio do Domínio Carajás, Domínio Bacajá.

Rocha	Anfibolito													
Amostra	JK-125A							JK-181						
Análises	C1-1-1	C1-1-2	C1-1-5	C1-1-6	C1-1-7	C2-1-3	C2-1-4	C1-1-1	C1-1-2	C1-1-3	C2-1-1	C2-1-2	C2-1-4	C2-1-5
SiO <sub>2</sub>	56,39	55,91	56,87	56,55	55,56	56,27	56,47	55,93	54,38	55,98	56,24	55,75	55,23	54,77
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27,01	27,43	26,62	27,05	27,59	27,07	27,08	27,42	28,28	27,37	27,40	27,62	28,06	28,59
FeO	0,04	0,05	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,04	0,04	0,07	0,03	0,05	0,10
CaO	9,71	10,11	9,23	9,60	10,29	9,81	9,79	10,08	11,35	10,13	9,85	10,30	10,90	11,31
Na <sub>2</sub> O	6,36	6,08	6,62	6,39	6,12	6,28	6,28	6,02	5,40	6,07	6,27	5,92	5,64	5,34
K <sub>2</sub> O	0,08	0,11	0,11	0,07	0,07	0,10	0,09	0,08	0,07	0,08	0,10	0,08	0,07	0,08
Total	99,61	99,73	99,47	99,68	99,64	99,54	99,72	99,58	99,54	99,69	99,95	99,70	99,96	100,20
<b>Fórmula estrutural com base em 08 átomos de oxigênio</b>														
Si	2,545	2,524	2,567	2,549	2,510	2,540	2,545	2,525	2,467	2,527	2,531	2,517	2,491	2,468
Al	1,437	1,459	1,416	1,437	1,469	1,440	1,439	1,459	1,512	1,456	1,453	1,470	1,492	1,518
Fe	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0,003	0,001	0,002	0,004
Ca	0,470	0,489	0,446	0,464	0,498	0,474	0,473	0,488	0,552	0,490	0,475	0,498	0,527	0,546
Na	0,557	0,532	0,579	0,558	0,536	0,550	0,549	0,527	0,475	0,531	0,547	0,518	0,493	0,467
K	0,005	0,006	0,006	0,004	0,004	0,005	0,005	0,005	0,004	0,005	0,006	0,005	0,004	0,005
Cátions	5.016	5.014	5.018	5.013	5.025	5.010	5.009	5.011	5.016	5.012	5.018	5.010	5.011	5.009
Albita	54.010	51.790	56.131	54.405	51.647	57.300	57.689	51.696	46.091	51.778	53.267	50.771	48.143	45.852
Anortita	45.747	47.898	43.538	45.372	48.151	42.298	41.993	47.852	53.544	47.762	46.197	48.778	51.475	53.679
Ortoclásio	0.242	0.312	0.331	0.223	0.201	0.403	0.318	0.452	0.365	0.460	0.536	0.451	0.382	0.469

Tabela 5: Análises por WDS de plagioclásio do Complexo Vila Santa Fé, Domínio Bacajá.

Rocha	Charnockito								Granulito Máfico					
Amostra	FT-216		FT-258D						CG-59A					
Análises	C2-1-1	C2-1-2	C1-1-1	C1-1-2	C1-1-3	C1-1-4	C1-1-5	C2-1-1	C1-1-1	C1-1-2	C1-1-3	C1-2-1	C1-2-2	C1-3-1
SiO <sub>2</sub>	59,53	59,96	59,45	60,08	60,17	59,79	59,92	59,40	58,78	58,72	58,81	58,65	58,33	58,81
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24,64	24,28	25,03	24,54	24,58	24,66	24,49	24,63	25,59	25,60	25,75	25,68	25,60	25,95
FeO	0,04	0,10	0,09	0,08	0,07	0,03	0,21	0,10	0,07	0,06	0,08	0,08	0,07	0,08
CaO	6,91	6,77	7,24	6,79	6,64	7,03	6,70	7,10	8,10	8,00	7,93	8,09	8,37	8,16
Na <sub>2</sub> O	7,67	7,68	7,42	7,73	7,79	7,69	7,89	7,53	6,98	6,86	6,94	6,88	6,84	7,00
K <sub>2</sub> O	0,23	0,34	0,36	0,37	0,41	0,29	0,33	0,49	0,37	0,43	0,45	0,42	0,43	0,32
Total	99,02	99,13	99,58	99,59	99,66	99,48	99,54	99,25	99,89	99,67	99,95	99,79	99,62	100,33
<b>Fórmula estrutural com base em 08 átomos de oxigênio</b>														
Si	2,679	2,697	2,664	2,690	2,692	2,680	2,687	2,673	2,634	2,633	2,632	2,627	2,622	2,623
Al	1,307	1,287	1,322	1,295	1,296	1,303	1,295	1,306	1,351	1,353	1,358	1,356	1,357	1,364
Fe	0,002	0,004	0,003	0,003	0,002	0,001	0,008	0,004	0,003	0,002	0,003	0,003	0,003	0,003
Ca	0,333	0,326	0,347	0,326	0,318	0,338	0,322	0,342	0,389	0,384	0,380	0,388	0,403	0,390
Na	0,670	0,670	0,645	0,671	0,676	0,668	0,686	0,657	0,606	0,596	0,602	0,598	0,596	0,606
K	0,013	0,019	0,020	0,021	0,023	0,016	0,019	0,028	0,021	0,025	0,026	0,024	0,024	0,018
Cátions	5,008	5,004	5,007	5,008	5,010	5,010	5,018	5,015	5,004	5,001	5,003	5,004	5,009	5,007
Albita	65.894	65.959	63.682	65.936	66.437	65.372	66.809	64.622	59.639	59.323	59.735	59.199	58.231	59.758
Anortita	32.807	32.126	34.309	32.016	31.287	33.023	31.336	32.466	38.257	38.225	37.728	38.452	39.387	38.463
Ortoclásio	1.299	1.915	2.009	2.048	2.277	1.606	1.855	2.912	2.103	2.452	2.537	2.349	2.382	1.779

#### 5.4 PIROXÊNIO

Os cristais de piroxênio selecionados possuem alteração para anfibólio em suas bordas, sendo assim, as análises foram realizadas apenas nos núcleos. O cálculo da fórmula estrutural foi com base em 6 átomos de oxigênio (Tabela 6) e a sua classificação foi de acordo com os parâmetros de Morimoto (1988). Assume-se que todo o ferro se encontra no estado  $Fe^{+2}$ . Os piroxênios encontrados no granulito máfico possuem composição de augita (grupo dos clinopiroxênios) e ferrosilita (grupo dos ortopiroxênios), enquanto nos charnockitos foram classificados como ferrosilita, com uma leve tendência para enstatita (Figura 6), ambas as composições pertencentes ao grupo dos ortopiroxênios.

Tabela 6: Análises por WDS de piroxênio do Complexo Vila Santa Fé, Domínio Bacajá.

Rocha	Charnockito						Granulito Máfico								
Amostra	FT-216			FT-258D			CG-59A								
Análises	C1-1-1	C1-1-3	C1-1-4	C1-1-1	C1-1-2	C1-1-3	C1-1-1	C1-1-2	C1-1-3	C2-1-1	C2-1-2	C1-1-1	C1-1-2	C1-1-3	
Tipo	Fs	Fs	Fs	Fs	Fs	Fs	Agt	Agt	Agt	Agt	Agt	Fs	Fs	Fs	
SiO <sub>2</sub>	53.18	53.27	52.84	50.11	49.86	49.83	52.57	52.51	52.46	52.47	52.60	50.74	51.05	50.85	
TiO <sub>2</sub>	0.07	0.02	0.08	0.14	0.17	0.17	0.20	0.29	0.19	0.13	0.15	0.12	0.12	0.14	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.97	0.89	1.19	0.93	0.99	0.88	1.15	1.15	1.09	1.11	1.11	0.62	0.64	0.62	
FeO	25.88	26.17	25.86	32.95	32.90	33.63	13.07	12.78	13.19	13.39	13.03	32.25	31.44	31.59	
MnO	1.47	1.30	1.40	1.26	1.25	1.25	0.37	0.34	0.36	0.40	0.36	0.90	0.83	0.81	
MgO	14.50	14.34	14.26	13.16	13.16	13.08	11.50	11.40	11.34	11.55	11.46	14.53	14.60	14.72	
CaO	1.31	1.21	1.42	1.02	0.92	0.79	21.02	21.24	21.05	20.91	21.22	0.81	1.00	1.00	
Na <sub>2</sub> O	0.10	0.08	0.12	0.03	0.01	0.00	0.28	0.32	0.32	0.31	0.29	0.01	0.00	0.02	
Total	97,48	97,28	97,17	99,59	99,26	96,64	100,17	100,53	100,00	100,27	100,24	100,13	99,67	99,77	
<b>Fórmula estrutural com base em 06 átomos de oxigênio</b>															
Si	2.117	2.120	2.103	1.990	1.981	1.979	1.992	1.990	1.988	1.989	1.994	1.991	2.003	1.995	
Al	0.002	0.001	0.002	0.004	0.005	0.005	0.006	0.008	0.005	0.004	0.004	0.003	0.004	0.004	
Ti	0.045	0.042	0.056	0.043	0.046	0.041	0.051	0.051	0.049	0.050	0.049	0.029	0.029	0.029	
Fe	0.862	0.871	0.861	1.095	1.093	1.117	0.414	0.405	0.418	0.424	0.413	1.058	1.031	1.036	
Mn	0.050	0.044	0.047	0.042	0.042	0.042	0.012	0.011	0.012	0.013	0.012	0.030	0.028	0.027	
Mg	0.860	0.851	0.846	0.779	0.779	0.775	0.650	0.644	0.641	0.652	0.648	0.850	0.854	0.861	
Ca	0.056	0.052	0.061	0.044	0.039	0.034	0.853	0.863	0.855	0.849	0.861	0.034	0.042	0.042	
Na	0.008	0.006	0.009	0.002	0.000	0.000	0.021	0.024	0.024	0.022	0.022	0.001	0.000	0.002	
Wo	3.14	2.91	3.43	2.27	2.06	1.74	44.52	45.13	44.66	44.10	44.82	1.76	2.17	2.17	
En	48.39	47.97	47.87	40.63	40.77	40.23	33.88	33.68	33.48	33.87	33.70	43.76	44.31	44.40	
Fs	48.46	49.12	48.70	57.09	57.17	58.02	21.60	21.20	21.85	22.03	21.48	54.48	53.52	53.43	

Fs = ferrosilita; Agt = augita.

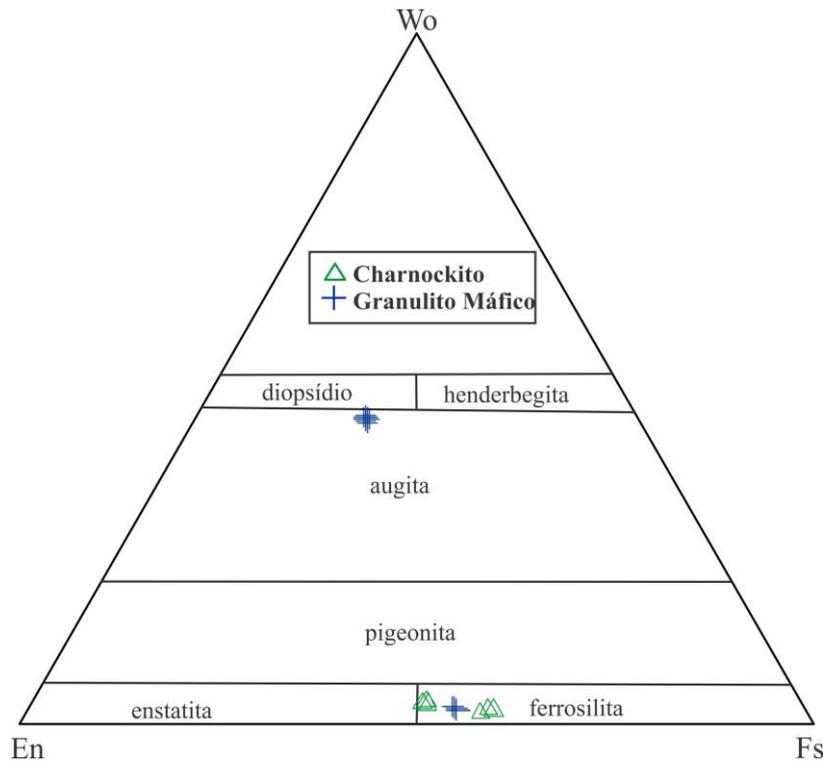


Figura 6: Diagrama de classificação de piroxênios (Morimoto, 1988) para o Complexo Vila Santa Fé, Domínio Bacajá.

## 6 PARÂMETROS DE TEMPERATURA E PRESSÃO

### 6.1 TEMPERATURA

Os geotermômetros calibrados a partir da concentração dos principais óxidos do anfibólio, propostos pelos autores Ridolfi *et al.* (2010), foram utilizados para estimar a temperatura do charnockito, para o qual obteve-se valores coerentes que variam de 853° C a 910° C (Tabela 7). Esses geotermômetros são recomendados para anfibólios derivados de magmas cálcio-alcalinos a alcalinos, sendo ricos a pobres no conteúdo de água, formados em condições moderadamente reduzidas a moderadamente oxidadas, segundo a Equação 1:

$$T (\geq 50^{\circ}\text{C}) = 151,487\text{Si}^* + 2014; \text{Si}^* = \text{Si} + (\text{Al}^{\text{IV}}/15) - (2\text{Ti}^{\text{IV}}) - (\text{Al}^{\text{VI}}/2) - (\text{Ti}^{\text{VI}}/1,8) + (\text{Fe}^{3+}/9) + (\text{Fe}^{2+}/3,3) + (\text{Mg}/26) + (\text{Ca}^{\text{B}}/5) + (\text{Na}^{\text{B}}/1,3) - (\text{Na}^{\text{A}}/15) + ([\text{A}]/2,3) \quad (1)$$

Holland & Blundy (1994) propuseram um geotermômetro usando os pares minerais plagioclásio + anfibólio. Os experimentos foram realizados em anfibólios naturais e sintéticos, onde notou-se que o conteúdo de  $\text{Al}^{\text{IV}}$  seria intensamente influenciado pela temperatura. A aplicação desse geotermômetro no anfibólito estimou temperaturas que variam de 676 a 730 °C (Tabela 7), de acordo com a calibração:

edenita + 4 quartzo = tremolita + albita

O geotermômetro com os pares minerais clinopiroxênio-biotita foi proposto para o cálculo de temperatura em diversas rochas de composição intermediária, baseado no particionamento de Mg/Fe e sendo demonstrado graficamente por Perchuck *et al.* (1985), não havendo informações a respeito da calibração utilizada. Este diagrama foi aplicado para o granulito, plotando em torno de 650° C (Figura 7).

## 6.2 PRESSÃO

O geobarômetro Al-em-hornblenda apresentado por Hammarstron & Zen (1986) e Hollister *et al.* (1987) é utilizado para estimar a pressão de rochas félsicas a intermediárias, com base na relação positiva entre o conteúdo de Al<sub>t</sub> e pressão. Já Johnson & Rutherford (1989) desenvolveram um geobarômetro a partir de experimentos envolvendo uma fase fluída formada pela mistura de H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>. Blundy & Holland (1994) também desenvolveram um geobarômetro através de estudos experimentais em anfibólio, constatando que a concentração de Al<sup>IV</sup> é mais sensível a temperatura do que pressão. Para desenvolver um geobarômetro, Schmidt *et al.* (1992) realizaram um estudo experimental de calibração a partir de uma assembleia mineral composta por anfibólio + biotita + plagioclásio + ortoclásio + quartzo + titanita, além de óxidos de Fe-Ti + líquido residual + voláteis.

Foram notadas poucas diferenças nos resultados a partir da aplicação dos geobarômetros (Tabela 7). Os geobarômetros de Hammarstron & Zen (1986), Hollister *et al.* (1987) e Schmidt *et al.* (1992) apresentaram valores próximos para o charnockito, com o valor mínimo de 4,1 kbar e valor máximo de 6,6 kbar, enquanto o geobarômetro de Johnson & Rutherford (1989) indicou valores mínimos e máximos diferentes, entre 3,3 e 5,1 kbar, respectivamente. Para o anfibolito, foram utilizados os geobarômetros citados anteriormente, com exceção de Schmidt *et al.* (1992) pois não seria adequado para esta rocha. Assim como no charnockito, os valores da pressão obtidos para o anfibolito foram bem próximos, onde o mínimo é de 3,7 kbar e o máximo de 7,3 kbar. Foi aplicado ainda o geobarômetro de Blundy & Holland (1990), com valores de pressão entre 5,1 a 6,8 kbar. A amostra CG-98 mostrou variação em relação aos valores mínimo e máximo, de 5,9 a 8,8 kbar.

Tabela 7: Estimativas de pressão e temperatura para o Charnockito (Complexo Vila Santa Fé – Domínio Bacajá) e Anfibolito (Domínio Carajás).

Rocha	Charnockito		Anfibolito		
Amostra	FT – 216	FT – 258D	JK – 125A	JK-181	CG-98
<b>Pressões (kbar)</b>					
Hammarstron & Zen (1986)	4,1 – 5,1	5,3 – 6,2	4,7 – 7,0	5,5 – 6,1	7,2 – 8,5
Schmidt (1992)	4,6 – 5,5	5,7 – 6,6	5,8 – 7,3	5,9 – 6,5	7,5 – 8,8
Hollister <i>et al.</i> (1987)	4,2 – 5,3	5,6 – 6,6	4,9 – 7,0	5,8 – 6,3	7,7 – 8,7
Johnson & Rutherford (1989)	3,3 – 4,1	4,7 – 5,1	3,7 – 5,7	4,5 – 5,0	5,9 – 7,0
Blundy & Holland (1990)	-	-	5,1 – 6,8	5,5 – 5,7	-
<b>Temperatura (°C)</b>					
Blundy & Holland (1990)	-	-	676 – 687	703 – 730	-
Ridolfi <i>et al.</i> (2010)	853 – 877	880 – 910	-	-	-

(-) cálculo não aplicado para a amostra.

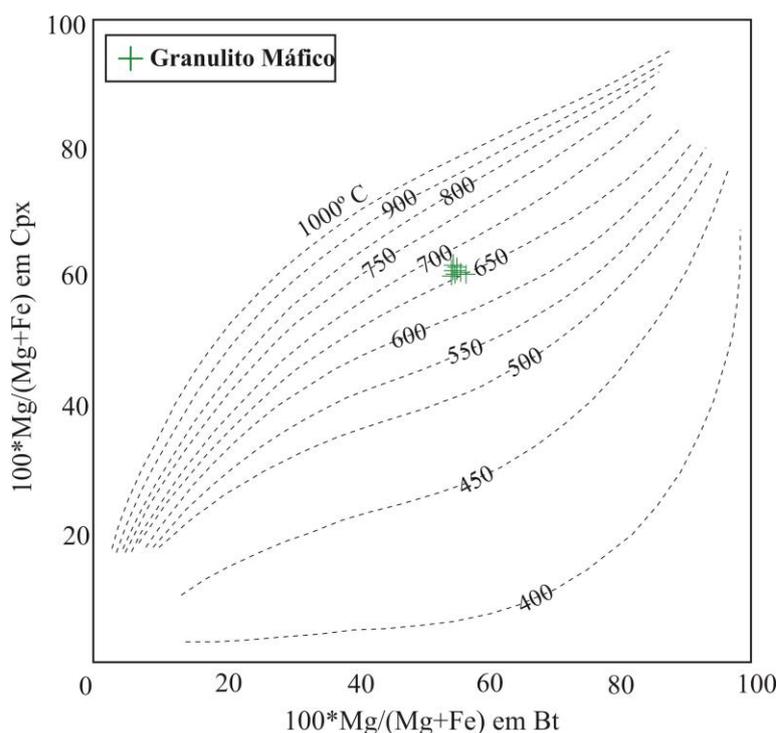


Figura 7: Diagrama  $100 \cdot \text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$  em Cpx vs.  $100 \cdot \text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$  em Bt (Perchurck *et al.* 1985) do Complexo Vila Santa Fé, Domínio Bacajá.

## 7 GEOLOGIA ISOTÓPICA

### 7.1 U-Pb EM ZIRCÃO

Foram selecionadas três amostras para as análises de U-Pb em zircão, sendo dois ortognaisses (JK-153A e JK-167) e um monzogranito (JK-216). Inicialmente foram realizadas

a preparação das amostras a partir da fragmentação, seguida pela moagem, compartimentação granulométrica, separação magnética e dos minerais pesados. Os cristais de zircão foram selecionados com o auxílio de uma lupa binocular e encaminhados a Oficina de Laminação para confecção de seções polidas (*mounts*). As imagens de elétrons retro espalhados (ERE) e/ou catodoluminescência (CL) dos cristais de zircão foram obtidas no Laboratório de Microanálises do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará e no Laboratório de Análises do Serviço Geológico Brasileiro (SGB-CPRM) superintendência Belém-PA, com o microscópio eletrônico de varredura (MEV) LEO-ZEISS 1430, em ambos os laboratórios.

As análises foram efetivadas com o uso da técnica de ablação a laser, com um espectrômetro de massa multicoletor de alta resolução MC-ICP-MS modelo Neptune da marca Thermo Finnigan, equipado com uma microsonda Nd:YAG 213 nm, modelo LSX-213 G2 da marca CETAC, no Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA (Pará-Iso/UFPA), Belém/Brasil, seguindo os parâmetros de Milhomem Neto & Lafon (2019). A configuração foi combinada de forma adequada para medir ao mesmo tempo os isótopos de urânio (U), tório (Th), chumbo (Pb) e mercúrio (Hg). Os isótopos de mercúrio  $^{202}\text{Hg}$  e  $^{204}\text{Hg}$ , encontrado no gás transportador hélio (He), foram monitorados devido a sua interferência de massa no isótopo  $^{204}\text{Pb}$ . As intensidades de  $^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$  e  $^{206}\text{Pb}$  foram adquiridas em coletores Faraday apropriados para leituras de sinais analíticos em volts (V). Já as intensidades dos isótopos  $^{202}\text{Hg}$ ,  $^{204}\text{Hg}$ ,  $^{204}\text{Pb}$  e  $^{207}\text{Pb}$  foram alcançadas por canais contadores de íons em contagens por segundo.

Para a correção do fracionamento elementar induzido pelo laser e da discriminação instrumental de massa foram utilizados dois materiais internacionais de referência: o zircão GJ-1 ( $608,5 \pm 1,5$  Ma; Jackson *et al.* 2004). O modelo de evolução do Pb terrestre ao longo do tempo de Stacey & Kramers (1975) foi utilizado para se corrigir a contribuição de chumbo comum.

Durante as análises com laser, o fluxo de gás hélio (He) foi de 450 mL/min, com furos de 25  $\mu\text{m}$  de diâmetro (Spot size), frequência de 10 Hz, potência de 60% e tempo total de ablação em torno de 50 segundos. A redução dos dados analíticos brutos e as correções foram tratadas em macro Microsoft Excel, adaptada de Chemale Jr. *et al.* (2012). Foi utilizado o programa Isoplot/EX (Ludwig, 2003) para os cálculos das idades e a exibição dos resultados no diagrama concórdia. As idades são apresentadas com o erro de  $2\sigma$ . Lembrando que cristais

que apresentaram grande contribuição de Pb comum ( $f_{206}$ , Tabela 8) foram descartados nos cálculos das idades, assim como os pontos com alta discordância.

### 7.1.1 Ortognaisses Monzograníticos

As duas amostras selecionadas estão inseridas no contexto geológico do Complexo Xingu, Domínio Carajás. Foram analisados um total de vinte e nove cristais de zircão para a amostra JK-153A, sendo que dezessete cristais apresentaram uma idade maior, em torno de  $2848 \pm 18$  Ma ( $2\sigma$ , MWS $D = 2,4$ ) (Figura 11). A partir das imagens de CL (Figura 8), notou-se que esse grupo de cristais possui núcleo preservado, sendo cristais euédricos a subédricos, prismáticos ou alongados, com um leve arredondamento nas bordas de alguns cristais, possuindo zoneamento oscilatório bem evidente na maioria. Esses cristais possuem valor médio de 182,07 para o teor de Pb, e 250,05 para o teor de U. Sua razão média Th/U é de 0,42, com valor mínimo de 0,27 e máximo de 0,68. Foi obtida ainda uma segunda idade na mesma amostra, de  $2763 \pm 16$  Ma ( $2\sigma$ , MSWD = 0,93) (Figura 11), em doze cristais de zircão. Esses cristais são subédricos, levemente arredondados nas bordas, possuem sobrecrecimento, baixa luminescência e um leve zoneamento oscilatório, podendo estar ausente em alguns cristais (Figura 8). O valor médio do teor de Pb é de 146,96, enquanto o de U é de 203,75. A razão Th/U possui valor mínimo de 0,34 e máximo de 0,99, com média de 0,46.

A amostra JK-167 também apresentou duas idades distintas em um total de treze análises. A idade maior obtida a partir de cinco cristais de zircão é de  $2882 \pm 25$  Ma ( $2\sigma$ , MSWD = 2,2) (Figura 11). Esses cristais são subédricos a euédricos, prismáticos com um leve arredondamento nas bordas, onde o zoneamento oscilatório ocorre no centro dos cristais, possuindo ainda sobrecrecimento e baixa luminescência, observado com auxílio das imagens de CL (Figura 9). Esses cristais possuem valor médio de 107,92 para o teor de Pb, e 165,6 para o teor de U. Sua razão média Th/U é de 0,34, com valor mínimo de 0,31 e máximo de 0,37. A segunda idade obtida em oito cristais de zircão é de  $2748 \pm 47$  Ma ( $2\sigma$ , MSWD = 1,2) (Figura 11). Os cristais desse grupo são subédricos a anédricos, levemente arredondados, com sobrecrecimento, baixa luminescência e zoneamento oscilatório pouco evidente (Figura 9). O valor médio do teor de Pb é de 157,17, enquanto o de U é de 351,64. A razão Th/U possui valor mínimo de 0,1 e máximo de 0,19, com média de 0,16.

### 7.1.2 Metamonzogranito

A amostra utilizada foi selecionada do corpo granítico associado ao granito Igarapé Gelado, Domínio Carajás. Foram analisados vinte e cinco cristais de zircão da amostra JK-216, obtendo-se uma idade de  $2854 \pm 11$  Ma ( $2\sigma$ , MSWD = 0,62) (Figura 11). Com o auxílio das imagens de ERE, observou-se que os cristais são subédricos a anédricos, levemente alongados, arredondados nas bordas, com sutil zoneamento oscilatório e estando todos fraturados (Figura 10). Nenhum sobrecrecimento foi observado. Os cristais de zircão possuem valor médio de 61,2 em relação ao teor de Pb, enquanto que para o teor U, o valor médio é de 91,2. Sua razão média Th/U é de 0,40, com valor mínimo de 0,22 e máximo de 0,62.

Tabela 8: Dados Isotópicos de U-Pb em zircão do Domínio Carajás.

Ponto	$f_{206}^a$	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U <sup>b</sup>	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$1\sigma$ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$1\sigma$ (%)	Rho <sup>c</sup>	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^d$	$1\sigma$ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$1\sigma$ (abs)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$1\sigma$ (abs)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$1\sigma$ (abs)	$(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})/ (^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})^e$
<b>JK-153A – Ortognaisse monzogranítico</b>																			
A8-C	0.0023	179.9	79.1	250.0	0.32	15,80	1.51	0.56	0.86	0.57	0.21	1.24	2848.2	24.6	2864.8	43.4	2876.6	35.8	99.42
A9-B	0.0041	171.0	65.1	204.1	0.32	15.68	3.26	0.57	2.84	0.87	0.20	1.60	2927.4	83.0	2857.2	93.1	2808.1	45.0	102.46
B5	0.0009	214.2	93.4	287.8	0.33	14.44	2.75	0.51	2.52	0.92	0.20	1.09	2667.0	67.3	2779.4	76.4	2862.0	31.3	95.96
B10	0.0018	209.8	124.4	247.9	0.51	13.47	4.10	0.47	3.96	0.97	0.21	1.07	2489.4	98.6	2713.4	111.3	2884.7	30.7	91.74
C1	0.0028	184.8	185.5	283.2	0.66	16.44	1.32	0.57	0.92	0.69	0.21	0.95	2926.0	26.8	2902.8	38.3	2886.7	27.5	100.80
C4*	0.0047	210.8	214.0	316.3	0.68	10.87	3.58	0.40	3.43	0.96	0.20	1.05	2171.4	74.4	2512.0	90.0	2800.1	29.3	86.44
C5	0.0021	236.4	211.7	365.5	0.58	15.83	1.26	0.56	0.80	0.63	0.20	0.98	2870.7	22.9	2866.7	36.2	2863.8	28.0	100.14
D2	0.0010	210.2	64.0	241.7	0.27	13.19	4.04	0.47	3.92	0.97	0.20	0.95	2477.1	97.2	2693.3	108.7	2859.8	27.1	91.97
C9	0.0023	74.3	69.0	75.7	0.92	15.49	2.91	0.55	2.76	0.95	0.21	0.93	2804.8	77.3	2845.7	82.8	2874.8	26.7	98.56
D10*	0.0142	95.3	38.8	207.3	0.19	10.68	2.04	0.37	1.61	0.79	0.21	1.24	2031.9	32.8	2495.4	50.8	2897.7	36.0	81.43
E6	0.0036	226.0	119.5	313.4	0.38	16.29	1.37	0.59	0.65	0.47	0.20	1.21	2976.0	19.3	2893.7	39.7	2836.9	34.4	102.84
F1	0.0040	249.3	97.1	279.7	0.35	14.45	3.27	0.53	2.97	0.91	0.20	1.38	2742.4	81.3	2779.6	90.9	2806.7	38.7	98.66
F3	0.0012	246.8	92.8	330.2	0.28	15.49	1.71	0.56	1.19	0.69	0.20	1.23	2875.9	34.1	2845.8	48.7	2824.5	34.8	101.06
F10*	0.0039	148.7	117.5	282.4	0.42	17.46	1.98	0.61	1.50	0.75	0.21	1.30	3083.2	46.2	2960.4	58.7	2878.1	37.5	104.15
G2	0.0022	220.6	132.5	311.7	0.43	15.62	2.17	0.57	1.69	0.78	0.20	1.37	2925.7	49.3	2853.6	62.0	2803.0	38.4	102.53
G10*	0.0014	100.5	55.0	120.9	0.46	21.02	1.83	0.75	0.67	0.37	0.20	1.71	3611.2	24.2	3139.7	57.6	2850.8	48.7	115.02
J10	0.0088	116.7	50.1	133.1	0.38	15.83	3.14	0.57	2.62	0.84	0.20	1.72	2905.5	76.1	2866.8	89.9	2839.7	49.0	101.35
B7	0.0109	292.3	386.1	394.2	0.99	14.06	2.48	0.53	1.69	0.68	0.19	1.82	2761.0	46.6	2753.7	68.4	2748.4	50.1	100.27
A4	0.0035	140.6	65.0	219.6	0.30	14.69	2.77	0.54	1.47	0.53	0.20	2.35	2798.6	41.1	2795.1	77.5	2792.5	65.7	100.13
C7	0.0041	243.3	200.8	401.7	0.50	10.52	3.49	0.41	3.29	0.94	0.19	1.17	2205.1	72.5	2481.5	86.5	2716.3	31.7	88.86
E10	0.0013	223.7	128.1	383.6	0.34	13.46	1.76	0.50	1.20	0.68	0.19	1.28	2621.7	31.4	2712.5	47.6	2780.9	35.7	96.65
G5	0.0023	113.1	59.9	140.5	0.43	16.27	2.33	0.60	1.51	0.65	0.20	1.77	3038.8	45.8	2892.8	67.4	2792.7	49.6	105.05
H6	0.0013	164.1	106.0	233.1	0.46	17.08	1.90	0.64	0.76	0.40	0.19	1.75	3191.1	24.3	2939.5	56.0	2771.5	48.4	108.56
H7	0.0028	100.9	27.4	100.8	0.27	17.51	2.91	0.66	2.26	0.77	0.19	1.84	3281.4	74.0	2963.4	86.4	2754.1	50.8	110.73
H10	0.0030	99.8	48.8	107.0	0.46	17.37	3.04	0.64	2.48	0.82	0.20	1.75	3190.1	79.3	2955.3	89.9	2799.2	49.1	107.95
I4	0.0010	114.0	56.6	157.7	0.36	9.17	6.77	0.35	6.51	0.96	0.19	1.85	1950.2	127.0	2355.0	159.4	2726.7	50.3	82.81
I7-C	0.0068	101.4	42.6	118.2	0.36	15.52	3.74	0.57	3.25	0.87	0.20	1.85	2927.8	95.2	2847.4	106.6	2791.0	51.7	102.82
J5*	0.0060	87.1	48.2	92.4	0.53	19.17	2.35	0.72	1.25	0.53	0.19	1.99	3510.9	43.9	3050.4	71.6	2759.7	54.9	115.10

continua

J6	0.0023	83.2	32.8	96.3	0.34	16.02	2.84	0.62	2.03	0.72	0.19	1.98	3125.4	63.6	2878.0	81.7	2709.1	53.7	108.60
----	--------	------	------	------	------	-------	------	------	------	------	------	------	--------	------	--------	------	--------	------	--------

**JK-167 – Ortognaisse monzogranítico**

D1-C	0.0018	161.0	68.5	225.2	0.31	16.44	2.07	0.58	1.42	0.69	0.20	1.50	2955.0	42.0	2902.6	60.0	2866.4	43.0	101.81
D7-C	0.0086	15.9	12.9	36.0	0.36	10.85	2.94	0.40	1.95	0.66	0.20	2.19	2157.0	42.1	2510.1	73.7	2809.6	61.6	85.93
D10	0.0074	10.4	5.1	16.0	0.32	14.61	2.93	0.52	1.71	0.58	0.20	2.38	2705.4	46.3	2790.2	81.7	2852.1	67.7	96.96
E6	0.0037	152.9	79.3	216.4	0.37	15.83	1.55	0.56	0.87	0.56	0.20	1.28	2876.3	25.0	2866.6	44.4	2859.9	36.7	100.34
E7	0.0014	199.4	116.7	334.4	0.35	13.40	1.51	0.48	0.81	0.53	0.20	1.28	2546.3	20.5	2708.4	41.0	2831.6	36.3	94.01
B2	0.0024	105.8	31.6	163.7	0.2	13.57	2.57	0.51	1.63	0.64	0.19	1.99	2666.7	43.6	2720.5	69.9	2760.7	54.8	98.02
B4	0.0070	152.5	25.4	328.0	0.1	12.26	3.04	0.47	2.28	0.75	0.19	2.02	2504.9	57.1	2624.6	79.9	2718.2	54.8	95.44
D1-B	0.0013	245.3	48.6	403.5	0.1	11.82	3.51	0.46	3.10	0.88	0.19	1.64	2423.9	75.2	2590.2	90.9	2723.0	44.7	93.58
H5*	0.0054	83.8	31.4	150.3	0.2	15.85	2.31	0.60	1.57	0.68	0.19	1.69	3041.8	47.9	2867.8	66.2	2747.7	46.4	106.07
A1	0.0051	145.4	59.4	339.7	0.18	11.14	3.03	0.44	2.26	0.74	0.18	2.03	2353.7	53.1	2534.5	76.9	2682.6	54.4	92.87
A3*	0.0046	154.3	35.5	319.4	0.1	8.37	2.78	0.34	2.45	0.88	0.18	1.32	1899.9	46.6	2272.1	63.2	2626.3	34.6	83.62
C9	0.0036	194.9	126.1	662.5	0.2	7.16	3.17	0.29	2.17	0.69	0.18	2.31	1635.7	35.6	2131.5	67.6	2650.8	61.3	76.74
E1	0.0023	175.4	83.7	446.0	0.19	10.00	3.68	0.42	2.29	0.62	0.17	2.88	2250.9	51.6	2435.0	89.6	2592.7	74.6	92.44

**JK-216 - Metamonzogranito**

E7	0.0010	63.2	24.8	85.3	0.29	17.01	2.33	0.59	1.09	0.47	0.21	2.05	2992.8	32.8	2935.3	68.3	2896.1	59.5	101.96
C7	0.0009	57.2	22.9	74.5	0.31	17.53	1.83	0.61	0.87	0.47	0.21	1.61	3068.7	26.6	2964.4	54.3	2894.4	46.7	103.52
E2	0.0009	50.6	19.1	67.0	0.29	16.77	2.61	0.58	1.57	0.60	0.21	2.08	2966.1	46.7	2921.9	76.1	2891.6	60.1	101.51
D10	0.0010	56.4	26.6	72.9	0.37	17.97	2.35	0.63	1.11	0.47	0.21	2.07	3134.5	34.9	2988.0	70.2	2890.9	59.9	104.90
G7*	0.0016	73.5	70.6	135.2	0.53	11.97	2.85	0.42	2.53	0.89	0.21	1.31	2249.0	57.0	2602.3	74.2	2890.2	37.7	86.42
H1	0.0009	54.5	31.0	73.1	0.43	16.62	1.10	0.58	0.87	0.80	0.21	0.66	2958.9	25.8	2913.2	31.9	2881.8	19.1	101.57
F8	0.0017	36.0	29.8	50.0	0.60	17.04	1.71	0.60	1.10	0.64	0.21	1.31	3023.0	33.3	2937.2	50.2	2879.0	37.6	102.92
D3*	0.0061	33.1	16.0	30.0	0.54	26.43	2.80	0.93	1.27	0.45	0.21	2.50	4235.8	53.6	3362.6	94.2	2876.8	71.9	125.97
G1	0.0008	64.8	33.2	93.7	0.36	18.17	1.43	0.64	0.59	0.42	0.21	1.30	3192.0	19.0	2998.7	42.8	2871.6	37.2	106.45
D1	0.0038	29.9	18.4	30.1	0.62	15.68	3.45	0.55	2.95	0.85	0.21	1.79	2838.9	83.6	2857.3	98.5	2870.3	51.4	99.36
C4	0.0011	43.5	22.2	63.1	0.35	17.34	1.55	0.61	0.85	0.55	0.21	1.29	3079.2	26.2	2954.0	45.7	2869.8	37.1	104.24
D2	0.0036	48.8	29.7	56.6	0.53	17.75	2.19	0.63	1.41	0.65	0.21	1.67	3137.5	44.4	2976.0	65.2	2868.7	48.0	105.43
E4	0.0012	80.3	35.9	105.2	0.34	16.90	2.37	0.60	1.11	0.47	0.20	2.09	3024.0	33.6	2929.0	69.4	2864.3	59.9	103.24
G10	0.0049	49.9	22.1	71.8	0.31	16.10	1.69	0.57	1.08	0.64	0.20	1.30	2915.1	31.4	2882.9	48.7	2860.5	37.2	101.12
C6	0.0019	46.7	32.1	61.8	0.52	15.56	1.96	0.55	1.02	0.52	0.20	1.67	2840.9	28.8	2850.2	55.7	2856.7	47.8	99.67
D7	0.0045	66.2	28.6	98.9	0.29	16.55	2.19	0.59	0.59	0.27	0.20	2.11	2990.3	17.5	2909.2	63.8	2853.5	60.3	102.79
F1*	0.0030	84.2	26.5	123.8	0.22	13.60	3.79	0.49	3.15	0.83	0.20	2.10	2556.0	80.6	2722.5	103.1	2848.4	59.8	93.88

continua

G4	0.0007	43.2	20.6	63.7	0.33	16.99	1.55	0.61	0.79	0.51	0.20	1.33	3062.6	24.2	2934.5	45.4	2847.9	37.8	104.37
D5*	0.0423	80.9	79.7	166.4	0.48	2.19	35.1	0.08	35.1	1.00	0.20	1.83	487.9	171.1	1176.7	413.2	2839.6	51.9	41.46
A7*	0.0039	32.4	16.2	39.9	0.41	20.60	1.72	0.74	0.73	0.43	0.20	1.56	3574.2	26.1	3119.9	53.6	2839.4	44.2	114.56
H5	0.0025	108.8	47.6	167.2	0.29	15.56	0.89	0.56	0.60	0.68	0.20	0.65	2868.3	17.2	2849.9	25.3	2836.9	18.5	100.65
D6*	0.0037	74.4	61.3	120.7	0.51	12.29	2.42	0.45	1.74	0.72	0.20	1.69	2400.8	41.7	2627.0	63.6	2806.2	47.3	91.39
C10*	0.0027	102.2	60.2	204.2	0.30	11.74	2.74	0.44	2.09	0.77	0.19	1.76	2344.2	49.1	2584.1	70.7	2778.1	48.9	90.72
D4*	0.0173	74.8	55.8	117.1	0.48	10.82	3.93	0.41	3.50	0.89	0.19	1.77	2197.2	77.0	2508.2	98.5	2770.5	49.1	87.60
F2*	0.0050	74.4	35.8	107.4	0.34	10.68	4.77	0.40	4.20	0.88	0.19	2.26	2174.9	91.3	2495.5	118.9	2767.8	62.4	87.15

\* Cristais de zircão não utilizados para o cálculo das idades;

a Fração do  $^{206}\text{Pb}$  não-radiogênico do ponto do zircão analisado, onde  $f_{206} = (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{comum}} / (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{amostra}}$ ;

b Razão Th/U e concentrações de Pb, Th e U (ppm) calculadas com base no zircão de referência *GJ-1*;

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

d Corrigida para o fracionamento de massa (*mass-bias*) por normalização ao zircão de referência *GJ-1* e para Pb comum usando o modelo de evolução de Pb de Stacey & Kramers (1975);

e Grau de concordância =  $((^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})_{\text{idade}} / (^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})_{\text{idade}}) \times 100$ .

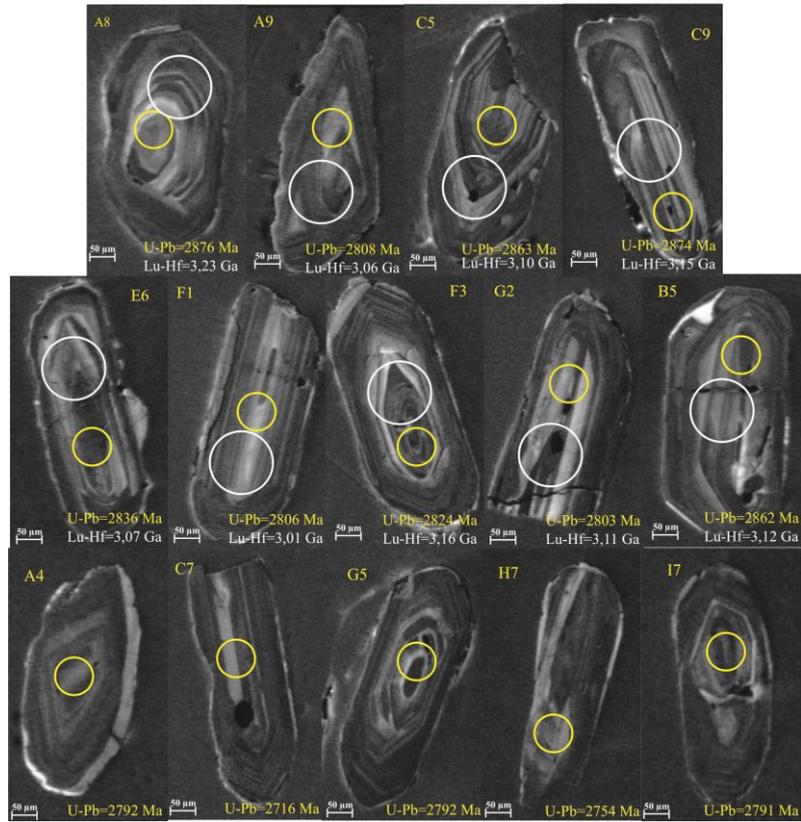


Figura 8: Imagens de catodoluminescência (CL) para os cristais de zircão da amostra JK-153A. Os círculos indicam o local de análise: círculo amarelo: U-Pb; círculo branco: Lu-Hf.

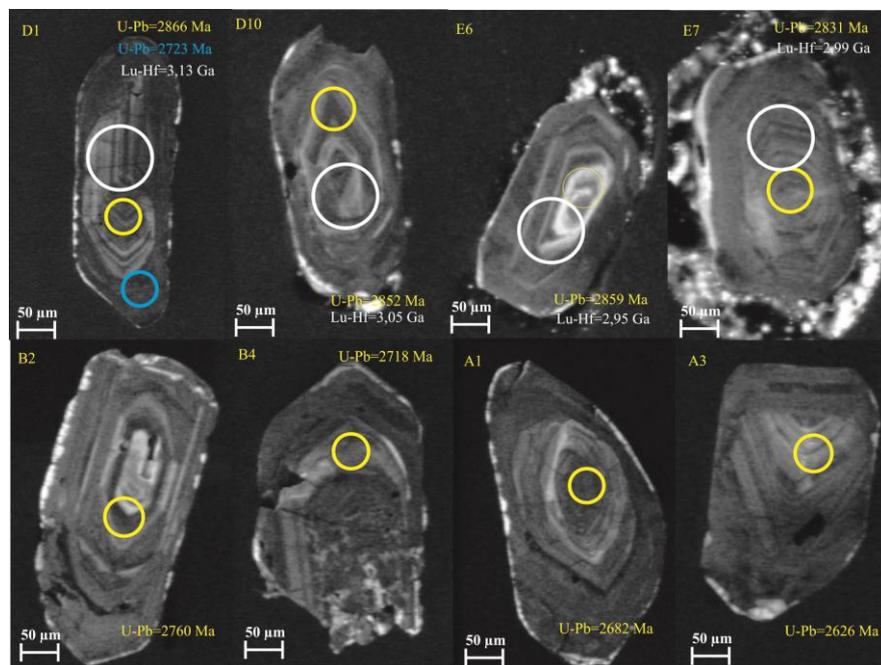


Figura 9: Imagens de catodoluminescência (CL) para os cristais de zircão da amostra JK-167. Os círculos indicam o local de análise: círculo amarelo: U-Pb; círculo azul: U-Pb (idade mais jovem); círculo branco: Lu-Hf.

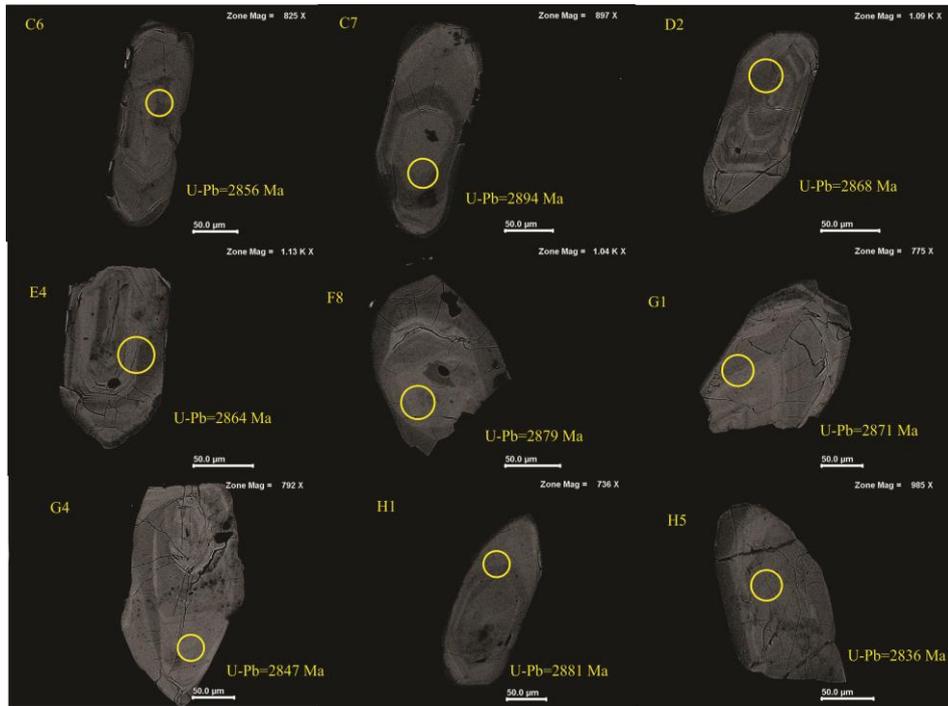


Figura 10: Imagens de elétrons retroespalhados (BSE) para os cristais de zircão da amostra JK-216. Os círculos indicam o local de análise: círculo amarelo: U-Pb.

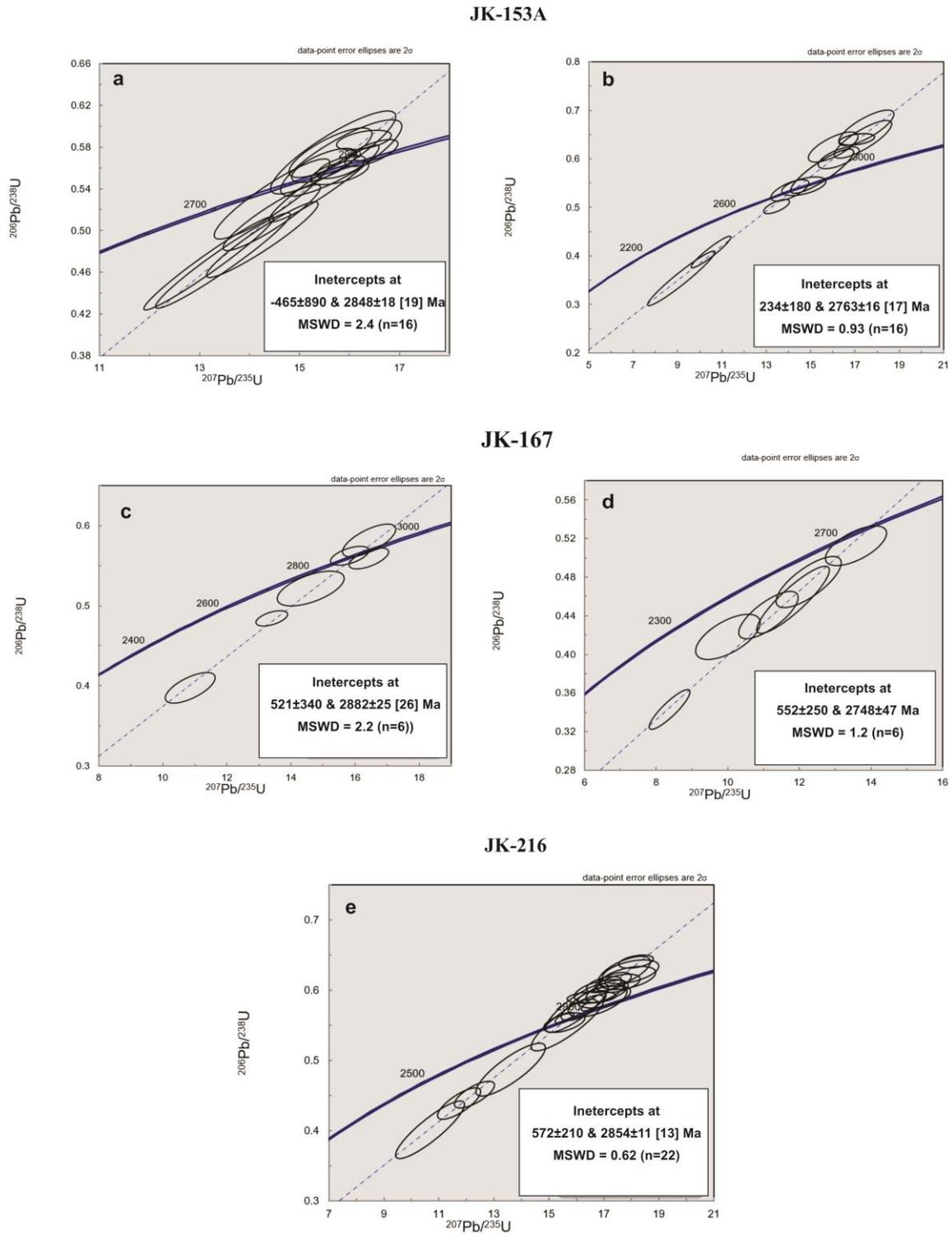


Figura 11: Diagramas Concórdia (a – e) apresentando os resultados de U-Pb em zircão para as amostras da região de contato o Domínio Bacajá e Domínio Carajás.

## 7.2 DADOS ISOTÓPICOS DE Lu-Hf EM ZIRCÃO

Para a realização dessa etapa utilizou-se os mesmos equipamentos anteriormente citados para as análises de U-Pb no laboratório Pará-Iso, Belém/Brasil, segundo Milhomem Neto & Lafon (2019). Foi utilizado também o zircão GJ-1 de referência internacional, cuja razão  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  determinada por análise em solução é precisamente conhecida ( $0.282000 \pm 0.000005$ ; Morel *et al.* 2008). Foram selecionados os melhores cristais de zircão para cada amostra analisada dos ortognaisses. A amostra JK-216 (monzogranito) não foi utilizada.

No decorrer das análises com laser, o fluxo do gás hélio (He), que carrega o material da ablação, foi de 450mL/min. O tamanho do furo foi de 50 $\mu\text{m}$ , frequência de 10 Hz e tempo total de ablação em torno de 60 segundos. Os isótopos Lu, Hf e Yb foram medidos simultaneamente durante as análises. No intuito de corrigir o fracionamento isotópico ocorrente nas análises, as razões isotópicas de Yb foram regularizadas, de acordo com Thirlwall & Anczkiewicz (2004), utilizando-se um valor de 1,12346 para  $^{173}\text{Yb}/^{171}\text{Yb}$ , enquanto as razões de Lu e Hf foram normalizadas de acordo com o valor de 0,7325 para a razão  $^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  (Patchett & Tatsumoto, 1980), segundo a lei exponencial de Russel *et al.* (1978). Os isóbaros interferentes Lu e Yb de massa 176 foram medidos juntamente com o  $^{176}\text{Hf}$ . Tais interferências isobáricas devem ser corrigidas observando a intensidade dos sinais dos isótopos livres de interferência  $^{175}\text{Lu}$  e  $^{173}\text{Yb}$ , devidamente normalizados, com a utilização de suas abundâncias isotópicas aceitas  $^{176}\text{Lu}/^{175}\text{Lu} = 0,026549$  (Chu *et al.* 2002) e  $^{176}\text{Yb}/^{173}\text{Yb} = 0,786956$  (Thirlwall & Anczkiewicz, 2004).

A constante de decaimento usada para os cálculos foi de  $1,867 \times 10^{-11}$  anos, proposta por Söderlund *et al.* (2004). Utilizou-se as razões  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  de 0,0336 e  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  de 0,282785 para o Reservatório Uniforme Condritico (CHUR) (Bouvier *et al.* 2008) e  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  de 0,0388 e  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  de 0,28325 para o manto empobrecido (DM), segundo Andersen *et al.* 2009. A razão utilizada para o cálculo das idades-modelo crustais foi a  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  de 0,015 (Griffin *et al.* 2002, 2004; Belousova *et al.* 2010), valor médio da crosta continental. Para se calcular a idade-modelo  $T_{\text{DM}}$  e o parâmetro  $\epsilon_{\text{Hf}(t)}$  foram utilizadas planilhas do Excel específicas para Lu-Hf, a fim de construir os diagramas de evolução do Hf *versus* o tempo.

### 7.2.1 Ortognaisses monzograníticas

As análises isotópicas de Hf estão dispostas na Tabela 9. Foram realizadas um total de treze análises nas amostras pertencentes ao Domínio Carajás. Foi utilizada a maior idade U-Pb de cada amostra para os cálculos das idades-modelo ( $Hf-t_{DM}^C$ ) e o parâmetro  $\epsilon_{Hf(t)}$ , já que são interpretadas como as idades de cristalização das amostras estudadas.

A amostra JK-153A apresentou valor médio da razão  $^{176}Lu/^{177}Hf$  de 0,000886 e valores atuais para a razão  $^{176}Hf/^{177}Hf$  entre 0,281021 e 0,280918 (Tabela 9). A idade-modelo  $Hf-t_{DM}^C$  varia de 3,12 a 3,48 Ga, com o  $\epsilon_{Hf}$  entre -3,68 e 2,12 (Figura 12). Já a amostra JK-167 possui valor médio da razão  $^{176}Lu/^{177}Hf$  de 0,000762 e valores atuais da razão  $^{176}Hf/^{177}Hf$  de 0,281099 a 0,281027 (Tabela 9). A idade-modelo  $Hf-t_{DM}^C$  varia entre 3,00 a 3,16 Ga, com o  $\epsilon_{Hf}$  de 1,99 a 4,45 (Figura 12).

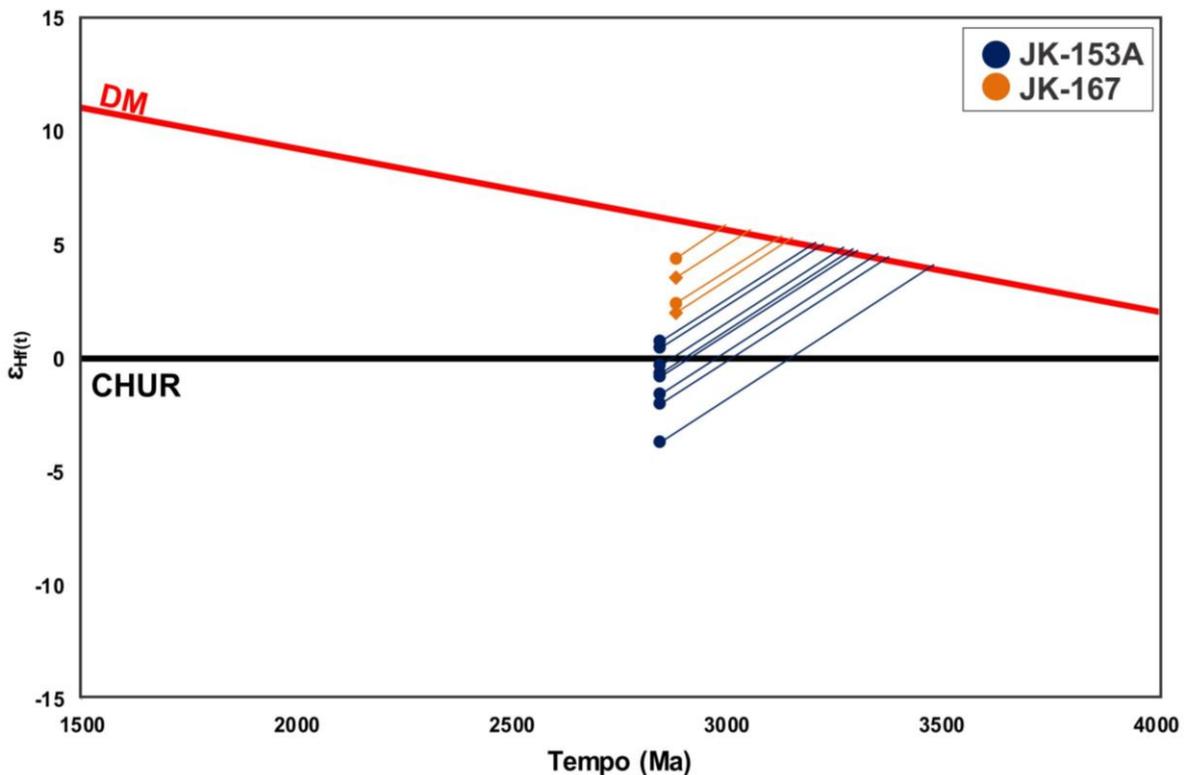


Figura 12: Diagrama de evolução  $\epsilon_{Hf(t)}$  versus idade (Ma) para os ortognaisses monzograníticos, Domínio Carajás.

Tabela 9: Dados isotópicos de Lu-Hf em zircão de ortognaisses monzograníticos, Domínio Carajás.

Ponto	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$2\sigma$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$2\sigma$	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$2\sigma$	$^{178}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$2\sigma$	$\epsilon_{\text{Hf}(0)}$	$t_{(\text{U-Pb})}$ (Ma)	$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_t$	$\epsilon_{\text{Hf}(t)}$	$T_{\text{DM}}$ (Ga)	$T_{\text{DM}}^C$ (Ga)
<b>JK-153A – Ortognaisse monzogranítico</b>														
A8	0.280918	0.000047	0.001312	0.000127	0.065725	0.004775	1.467253	0,000056	-66.01	2848	0.280847	-3.68	3.23	3.48
A9	0.281021	0.000086	0.000927	0.000100	0.043060	0.003022	1.467242	0,000011	-62.39	2848	0.280970	0.72	3.06	3.21
C5	0.280974	0.000044	0.000576	0.000044	0.034352	0.001811	1.467228	0,000056	-64.05	2848	0.280942	-0.28	3.10	3.27
C9	0.280935	0.000055	0.000545	0.000054	0.033352	0.001220	1.467211	0,000059	-65.40	2848	0.280906	-1.58	3.15	3.35
E6	0.281021	0.000069	0.001054	0.000036	0.053667	0.001884	1.467249	0,000067	-62.38	2848	0.280963	0.47	3.07	3.22
F1	0.281062	0.000089	0.000969	0.000039	0.052378	0.002161	1.467152	0,000079	-60.91	2848	0.281010	2.12	3.01	3.12
F3	0.280927	0.000054	0.000580	0.000037	0.033707	0.001048	1.467303	0,000071	-65.72	2848	0.280895	-1.96	3.16	3.38
G2	0.280990	0.000079	0.001047	0.000043	0.051704	0.001320	1.467348	0,000012	-63.49	2848	0.280932	-0.63	3.11	3.29
B5	0.280980	0.000054	0.000962	0.000054	0.049614	0.001206	1.467202	0,000060	-63.84	2848	0.280927	-0.81	3.12	3.30
<b>JK-167 – Ortognaisse monzogranítico</b>														
D1	0.281027	0.000052	0.000571	0.000063	0.035089	0.000510	1.467290	0,000050	-62.17	2882	0.280995	2.41	3.03	3.13
E6	0.281099	0.000043	0.000847	0.000040	0.039801	0.001755	1.467265	0,000048	-59.61	2882	0.281053	4.45	2.95	3.00
E7	0.281062	0.000053	0.000624	0.000097	0.037338	0.001732	1.467296	0,000041	-60.94	2882	0.281027	3.54	2.99	3.06
D10	0.281039	0.000049	0.001004	0.000048	0.044401	0.001000	1.467271	0,000076	-61.75	2882	0.280983	1.99	3.05	3.16

## 8 DISCUSSÕES

Levando em consideração os resultados obtidos neste trabalho, juntamente com os dados existentes na literatura sobre a região de fronteira entre o Domínio Bacajá e o Domínio Carajás, chegou-se nas possíveis interpretações apresentadas abaixo:

1. A composição química do piroxênio para o granulito do Complexo Vila Santa Fé não mostrou variações, sendo classificados apenas como augita e ferrosilita, composições apropriadas para esse tipo de rocha. A temperatura de 650° C encontrada para o granulito marca o metamorfismo mais baixo imposto a rocha ( fácies granulito baixo), onde acredita-se que houve um aumento contínuo de temperatura, causando a desestabilidade da assembleia mineral, gerando um metamorfismo progressivo (Winkler, 1977). Essas condições gerariam a seguinte reação mineral: hornblenda  $\pm$  quartzo = ortopiroxênio + clinopiroxênio + plagioclásio + H<sub>2</sub>O, o que explicaria a total ausência de hornblenda na amostra.

2. As análises de química mineral de anfibólio, plagioclásio, ortopiroxênio e, principalmente, a biotita magmática primária (Figura 5c), realizadas nos charnockitos apresentaram resultados que indicaram uma origem magmática para a rocha, sendo corroborada pelos valores de temperatura, entre 853 e 910° C, e pressão que varia de 3,3 a 6,6 Kbar, condições adequadas para charnockitos (Frost & Frost, 2008). Além disso, o charnockito foi classificado como metaluminoso de acordo com o índice de saturação em alumina (ISA) e magnésiano, com baixa razão Fe/(Fe+Mg). Assim, o charnockito possui similaridades com um ambiente de formação de magmatismo do tipo Cordilheiriano, comuns em ambientes de arco magmático de acordo com Frost & Frost (2008).

3. O metagranito localizado mais ao norte da área (Domínio Carajás) possui uma composição mineralógica e textura similares às das litologias associadas ao Granito Igarapé Gelado, o que levou Oliveira (2018) a associar os dois corpos. Entretanto, a idade de cristalização de 2854  $\pm$  11 Ma indica que este corpo seria mais velho, já que a idade de cristalização do Granito Igarapé Gelado seria de 2731  $\pm$  26 Ma (Barbosa, 2004). Possivelmente, o metagranito seria um novo corpo granítico encontrado no Domínio Carajás. Infelizmente, nenhum tipo de interpretação é possível para esse litotipo, pois são necessárias mais informações geológicas a respeito do corpo.

4. Os anfibólios dos anfibolitos do Domínio Carajás possuem uma composição química similar, com uma amostra (CG-98) apresentando composição variável. Em relação a pressão, nota-se que a mesma amostra que apresentou composição distinta do anfibólio, também

possui maiores valores de pressão (5,9 – 8,8 Kbar) em relação às demais (3,7 – 7,4 Kbar). Infelizmente, não foi possível determinar uma possível temperatura de metamorfismo para essa amostra pois os cristais de plagioclásio não se encontravam adequados para a análise de química mineral. Entretanto, as demais amostras apresentaram resultados variando entre 676 a 730° C, de fácies anfibolito médio a alto. Essa variação na temperatura ocasionou um aumento no teor de cálcio (Ca) no plagioclásio, notado nas amostras com temperaturas mais elevadas (Tabela 7), comportamento comum para esse mineral em anfibolitos (Yardley, 1989). Com isso, percebe-se que os anfibolitos localizados mais ao norte da área sofreram maiores influências da temperatura e pressão em comparação com o sul. Acredita-se que essas variações na composição do anfibólio, pressão e temperatura poderiam estar relacionadas às zonas de cisalhamento presentes na área, com um aumento na pressão na direção WNW-ESE mais ao norte, causando ainda a variação composicional do anfibólio, já que anfibólitos cálcicos são altamente suscetíveis a variações nas condições de temperatura e pressão (Laird & Albee, 1981).

5. Os ortognaisses do Domínio Carajás possuem assembleia mineral similar, sendo ambos classificados como ortognaisses monzograníticos. Similaridades também foram observadas em relação às idades obtidas através do método U-Pb em zircão, onde ambas as amostras apresentaram duas idades: uma maior ( $2848 \pm 18$  Ma para JK-153A;  $2882 \pm 25$  Ma para JK-167) e outra menor ( $2763 \pm 16$  para JK-153A;  $2748 \pm 47$  Ma para JK-167) em relação a anterior. A partir das idades obtidas, foram levantadas duas possíveis hipóteses: 1) As idades mais altas seriam herdadas provavelmente de rochas pertencentes ao Complexo Xingu, já que possuem uma aproximação com a idade de  $2859 \pm 2$  Ma que marca o metamorfismo no complexo (Machado *et al.* 1991). Já as mais baixas seriam as idades de cristalização do protólito, condizentes com outros autores que descreveram no Domínio Carajás para litotipos do Neoarqueano (ex. Feio *et al.* 2012); 2) As idades maiores seriam as idades dos protólitos dos ortognaisses, semelhantes a outras idades encontradas no Domínio Carajás, descritas em diversos trabalhos (ex. Leite *et al.* 2004; Feio *et al.* 2013), enquanto as idades menores registrariam um evento metamórfico contínuo e com condições geológicas suficientes para a formação de cristais de zircão. Acredita-se que a segunda hipótese seria mais adequada para essas rochas. De fato, ao comparar os cristais de zircão mais velhos com os mais novos, percebe-se algumas diferenças quanto a sua estrutura. Aqueles que apresentaram a idade em torno de 2,8 Ga são euédricos, com zoneamento oscilatório bem marcado e alta luminescência, ao contrário daqueles com menores que são subédricos a anédricos, com um

sobrescimento nas bordas, baixa luminescência e um fraco zoneamento oscilatório, por vezes ausente. Tais características indicam que possivelmente seriam cristais metamórficos ou que teriam sofrido um metamorfismo superimposto de alto grau (Vavra *et al.* 1996, 1999; Möller *et al.* 2002; Rubatto, 2002). Melo (2014) descreve que em torno de 2,76 Ga uma deformação e cristalização dos granitoides da suíte Igarapé Gelado, seguida pela ativação da Zona de Cisalhamento Transcorrente do Cinzento WNW-ESE e metamorfismo dinâmico ocorreram na região próxima ao limite entre o Domínio Bacajá e o Domínio Carajás. Acredita-se que este evento possa ter sido o precursor para a geração dos cristais de zircão metamórficos. Além de tudo isso, um cristal de zircão (D1, Tabela 8) apresentou as duas idades, sendo a maior encontrada no centro e a menor na borda do cristal, o que reforça a segunda hipótese.

6. Partindo-se com a segunda hipótese para a área de estudo, foram selecionados apenas os cristais de zircão com idades maiores para a realização das análises isotópicas de Lu-Hf. A amostra JK-153A apresentou uma idade-modelo Hf- $t_{DM}^C$  de 3,12 a 3,48 Ga e  $\epsilon_{Hf}$  entre -3,68 e 2,12. Já a amostra JK-167 possui uma idade-modelo Hf- $t_{DM}^C$  entre 3,00 a 3,16 Ga e o  $\epsilon_{Hf}$  de 1,99 a 4,45. Os dados de Hf- $t_{DM}^C$  e  $\epsilon_{Hf}$  para a amostra JK-153A sugerem o envolvimento de fontes paleo a mesoarqueanas para a geração do protólito da rocha, com provável participação crustal, enquanto para a segunda amostra, as análises indicam participação de fontes mesoarqueanas e com nenhuma participação crustal, em relação a amostra rocha anterior. As idades-modelo alcançadas possuem valores similares com aquelas obtidas a respeito dos granitos Tipo-A do Domínio Carajás (Teixeira *et al.* 2019), indicando uma mesma fonte para a geração das rochas.

## 9 CONCLUSÕES

Apesar dos modelos a respeito da compartimentação do Cráton Amazônico em províncias geocronológicas, algumas dúvidas a respeito do contato entre as províncias permanecem, como é o caso do Domínio Carajás (Província Amazônia Central) e o Domínio Bacajá (Província Maroni-Itacaiúnas), sudeste do Cráton Amazônico.

Os dados indicaram que durante o mesoarqueano (~2,8 Ga) houve um evento magmático na porção do Domínio Carajás inserido na área de estudo, possivelmente com contribuição de arco magmático, gerando corpos graníticos e rochas ígneas básicas. Acredita-se que esse evento tenha sido contínuo, apresentando pequenas pausas indicadas pelo intervalo entre as idades de cristalização obtidas das amostras analisadas. Um evento

magmático durante o mesoarqueano (~2,8 Ga) similar, localizado ao norte do Domínio Carajás, foi descrito anteriormente por Feio *et al.* (2013).

Posteriormente, no neoarqueano (~2,7 Ga) ocorreu a cristalização dos corpos graníticos associados ao Granito Igarapé Gelado, seguido pela ativação da Zona de Cisalhamento Transcorrente do Cinzento e metamorfismo dinâmico. Registros desse evento são marcados nas rochas estudadas do Domínio Carajás. O anfibolito apresenta uma orientação mineral preferencial, marcada principalmente pelos cristais de anfibólio. O metamorfismo de fácies anfibolito médio a alto, com temperatura entre 676 a 730° C e pressão de 3,7 a 8,8 Kbar para os anfibolitos, pode ser interpretada como condições de metamorfismo para a região do Domínio Carajás.

Assim como os anfibolitos, os ortognaisses monzograníticos e o metamonzogranito também foram gerados a partir do mesmo evento registrado no neoarqueano, entretanto com graus de deformações diferentes. O metamorfismo dinâmico registrado na região teria atuado de forma mais intensa nas rochas dos protólitos dos ortognaisses monzograníticos, possibilitando a sua formação, assim como a geração de novos cristais de zircão, com características metamórficas (baixa luminescência, sobrecrecimento e zoneamento oscilatório diversas vezes ausente), que apresentaram duas idades menores: uma de  $2763 \pm 16$  e outra de  $2748 \pm 47$  Ma, coincidentes com o evento do neoarqueano. Diferentemente do outro grupo de cristais de zircão que não apresentam características metamórficas, os outros cristais de zircão encontrados nas amostras apresentaram idades maiores de  $2848 \pm 18$  e  $2882 \pm 25$  Ma. Mais ao norte da porção do Domínio Carajás presente na área de estudo, o evento metamórfico, descrito anteriormente, não teria alcançado a mesma magnitude registrada nos ortognaisses monzograníticos. Essa diferença pode ser notada quando se compara os ortognaisses monzograníticos com o metagranito. Além disso, não foi registrado a geração de cristais de zircão com características metamórficas e nem idades menores ~2,7 Ga no metamonzogranito. A única semelhança entre os litotipos seria a contemporaneidade, já que apresentaram idade de cristalização em torno de 2,8 Ga.

O último evento descrito para a área de estudo que abrange a região de contato entre o Domínio Bacajá e o Domínio Carajás, seria a união desses terrenos geológicos a partir da sucessão de diversos arcos magmáticos, no final do Ciclo Transamazônico. Esse evento é caracterizado principalmente pelos dados de charnockito obtidos nesse trabalho, que apresentaram temperatura entre 853 e 910° C, e pressão de 3,3 a 6,6 Kbar, além da sua

composição mineralógica formada por quartzo, plagioclásio, K-feldspato, biotita, anfibólio e ortopiroxênio. Além disso, o charnockito foi classificado também como metaluminoso (de acordo com o ISA) e magnésiano (baixa razão  $Fe/(Fe+Mg)$ ). Tais características evidenciam uma origem magmática, gerados em um ambiente de arco magmático. Lembrando que a teoria de como poderia ter ocorrido a união entre o Domínio Carajás e o Domínio Bacajá já tinha sido abordada por Macambira *et al.* (2007). Um modelo similar a este de evolução geodinâmica foi aplicado na província Maroni-Itacaiúnas, mais precisamente no Bloco Amapá, onde descreve-se que a formação da crosta continental estaria relacionada a um ambiente de subducção envolvendo arcos de ilha e/ou arco magmático continental (Vanderhaeghe *et al.*, 1998; Delor *et al.*, 2003a; Rosa-Costa *et al.*, 2006). A geração do granulito está associado ao mesmo ambiente de geração charnockito, onde a temperatura de 650° C ( fácies granulito baixo) é interpretada como a temperatura mínima para o metamorfismo da região do contato entre o Domínio Bacajá e o Domínio Carajás.

A partir dos dados apresentados, acredita-se que a união entre os domínios teria ocorrido em um evento colisional entre dois blocos continentais distintos (Carajás e Bacajá), ao final do Ciclo Transamazônico.

## **AGRADECIMENTOS**

Ao Instituto de Geociências pelo suporte técnico para o desenvolvimento do trabalho; à CPRM por terem cedido as amostras que foram estudadas; à CAPES pela concessão da bolsa de estudo (Mestrado). O trabalho possui o apoio financeiro do Auxílio CNPq, projeto intitulado: Geocronologia e Geoquímica Isotópica Aplicadas à Evolução Crustal e Metalogenia da Amazônia Oriental, Processo: 428287/2016-6, Chamada Universal 01/2016 - Faixa C, coordenado pelo Prof. Moacir Macambira.

## REFERÊNCIAS

- Araújo, O.J.B.; Maia, R.G.N.; Jorge João, X.S. 1991. Trabalhos anteriores e contexto geológico regional. In: ARAÚJO, O.J.B.; MAIA, R.G.N. (Org.). Serra dos Carajás: folha SB.22-Z-A. Estado do Pará. Escala 1:250.000. Textos explicativos. Brasília: DNPM/CPRM. p. 17-50. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB).
- Avelar, V. G.; Lafon, J. M.; Correia Jr., F. C.; Macambira; E. M. B. 1999. O magmatismo arqueano da região de Tucumã – Província Mineral de Carajás: novos resultados geocronológicos. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 29, n. 4, p. 453-460.
- Avelar, V.G.; Lafon, J.M.; Delor, C.; Guerrot, C.; Lahondère, D. 2003. Archean crustal remnants in the easternmost part of the Guiana Shield: Pb-Pb and Sm-Nd geochronological evidence for Mesoarchean versus Neoproterozoic signatures. *Geologie de la France*, 2-3-4:83-100.
- Barbosa, J.P.O. 2004. Geologia estrutural, geoquímica, petrografia e geocronologia de granitóides da região do Igarapé Gelado, norte da Província Mineral de Carajás. 2004. 112 f. Dissertação de Mestrado em Geoquímica e Petrologia - Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.
- 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.
- Blundy J.D., Holland T.J.B. 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole plagioclase geothermometer. *Contributions Mineralogy Petrology*, 104:208-224.
- Bouvier, A., Vervoort, J.D., Patchett, P.J., 2008. The Lu-Hf and Sm-Nd isotopic composition of CHUR: constraints from unequilibrated chondrites and implication for the bulk composition of terrestrial planets. *Earth and Planetary Science Letters* 273, 48-57.
- Chemale Jr F., Kawashita K., Dussin I.V., Ávila J.N., Justino D., Bertotti A. 2012. U-Pb 238 zircon in situ dating with LA-MC-ICP-MS using a mixed detector configuration. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 84(2): 275-295.
- Chu, N.C., Taylor, R.N., Chavagnac, V., Nesbitt, R.W., Boella, R.M., Milton, J.A., German, C.R., Bayon, G., Burton, K., 2002. Hf isotope ratio analysis using multi-collector inductively

coupled plasma mass spectrometry: an evaluation of isobaric interference corrections. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry* 17, 1567-1574.

Cordani, U.G. et al. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. 1979. In: Congresso Geológico Chileno, 2., Arica, Chile. Actas. Arica, Chile: 1979. v. 4, p. 137-148.

Cordani, U.G.; Tassinari, C.C.G.; Kawashita, K. 1984. A Serra dos Carajás como região limítrofe entre províncias tectônicas. *Ciências da Terra*, v. 9, p. 6-11.

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

Costa, U., A., P., Paula, R., R., Silva, D., P., B., Barbosa, J., P., O., Silva, C., M., G., Tavares, F., M., Oliveira, J., K., M., Justo, A., P. 2016. Programa Geologia do Brasil-PGB. Mapa de Integração geológico-geofísica da ARIM Carajás. Estado do Pará, Belém. CPRM. Escala 1:250.000.

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, M.A., Almeida, J.A.C., Althoff, F.J., Leite, A.A.S., Oliveira, D.C., Barros, C.E.M., 2006. Archean and Paleoproterozoic granitoids of the Carajás metallogenic province, eastern Amazonian craton, in: Dall'Agnol, R., Rosa-Costa, L.T., Klein, E.L. (Eds.), *Symposium on Magmatism: Crustal Evolution, and Metallogenesis of the Amazonian Craton. Abstracts Volume and Field Trips Guide*. Belém, PRONEX-UFPA/SBG-NO, pp. 99–150.

Dall'Agnol, R., Cunha, I.R.V, Guimarães, F.V, Oliveira, D.C., Teixeira, M.F.B., Feio, G.R.L., Lamarão, C.N., 2017. Mineralogy, geochemistry, and petrology of Neoproterozoic ferroan to magnesian granites of Carajás Province, Amazonian Craton: The origin of hydrated granites associated with charnockites. *Lithos* 277, 3–32.

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

Delor C., Lahondere D., Egal E., Lafon J.M., Cocherie A., Guerrot C., Rossi P., Truffert C., Theveniaut H., Phillips D., Avelar V.G. 2003a. Transamazonian crustal growth and reworking

as revealed by the 1:500.000 – scale geological map of French Guiana (2nd edition). *Géologie de la France – Special Guiana Shield*. BRGM – SGF Editor. 2-3-4: 5-58.

DOCEGEO. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 35., 1988, Belém. Anexo aos anais... Belém: CVRD/SBG, 1988. p. 11–59.

Feio, G.R.L., Dall’Agnol, R., Dantas, E.L., Macambira, M.J.B., Gomes, A.C.B., Sardinha, A.S., Oliveira, D.C, Santos, R.D., Santos, P.A., 2012. Geochemistry, geochronology and origin of the Neoproterozoic Planalto Granite suite, Carajás, Amazonian craton: A-type or hydrated charnockitic granites? *Lithos* 151, 57–73.

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.

Fernandes C.M.D., Juliani C., Monteiro L.V.S., Lagler B., Misas C.M.E. 2011. High-K calc-alkaline to A-type fissure-controlled volcanoplutonism of the São Félix do Xingu region, Amazonian craton, Brazil: Exclusively crustal sources or only mixed Nd model ages? *Journal of South American Earth Sciences*, 32.

Frost, B., Ronald & Frost, C.D. 2008. On charnockites. *Gondwana Research* 13, 30-44.

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

Griffin, W.L., Belousova, E.A., Shee, S.R., Pearson, N.J., O’Reilly, S.Y., 2004. Archean crustal evolution in the northern Yilgarn Craton: U-Pb and Hf-isotope evidence from detrital zircons. *Precambrian Research* 131 (3e4), 231-282.

Hammarström J.M.; Zen E.A. 1986. Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, 71:1297-1313.

Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E., Maresch W.V., Martin, R.F., Schumacher J.C., Welch, M.D. 2012. Nomenclature of the amphibole supergroup. *American Mineralogist*, 97:2031-2048.

Holland, T; Blundy, J. 1994. Non-Ideal Interactions in Calcic Amphiboles and their bearing on Amphibole-Plagioclase Thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116, 433-447.

Hollister L.S., Grisson G.C., Peters E.K., Stowell H.H., Sisson V.B. 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline p

Jackson, S.E., Pearson, N.J., Griffin, W.L., Belousova, E.A., 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chemical Geology* 211, 47e69. *lutions. American Mineralogist*, 72:231-239.

Johnson M.C., Rutherford M.J. 1989. Experimental calibration of the aluminium-in hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, 17:837- 841.

Laird, J & Albee, A., L. 1981. Pressure, temperature and time indicators in mafic schist, their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont. *Amj.* 281: 127-175.

Leake B.E., Wooley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J.A., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J., Smith J.C., Stephenson N.C.N. Whittaker E.J.W., Youzhi G. 1997. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association commission on new minerals and Mineral names. *Mineralogical Magazine*, 61:295-321.

Leite, A.S.S. 2001. Geoquímica, petrogênese e evolução estrutural dos granitóides arqueanos da região de Xinguara, SE do Cráton Amazônico. 2001. 330 f. Tese (Doutorado) – Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.

Leite, A.A.S., Dall’agnol, R., Macambira, M.J.B., Althoff, F.J. 2004. Geologia e geocronologia dos granitóides arqueanos da região de Xinguara (PA) e suas implicações na evolução do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria. *Rev. Bras. Geoci.*, 34, 447–458.

Ludwig, K.R., 2003. User’s Manual for Isoplot/Ex Version 3.00 e A Geochronology Toolkit for Microsoft Excel, vol. 4. Berkeley Geochronological Center, Special Publication, 70 p.

Macambira, M.J.B.; Pinheiro, R.V.L.; Armstrong, R.A. A fronteira Arqueano-Paleoproterozoico no SE do Cráton Amazônico; abrupta no tempo, suave na tectônica? In: *Simpósio De Geologia da Amazônia*, 10, 2007, Porto Velho. Anais. Porto Velho.

Macambira M.J.B., Vasquez M.L., Silva D.C.C., Galarza M.A., Barros C.E.M., Camelo J.F. 2009. Crustal growth of the central-eastern Paleoproterozoic domain, SE Amazonian craton: Juvenile accretion vs. reworking. *Journal of South American Earth Sciences*, 27:235-246.

Macambira, M.J.B.; Barros, C.E.M.; Silva, D.C.C.; Santos, M.C.C. 2001. Novos dados geológicos e geocronológicos para a região ao norte da Província de Carajás; evidências para o estabelecimento do limite Arqueano-Paleoproterozoico no sudeste do Cráton Amazônico. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 7, Belém, 2001. Resumos Expandidos, SBG-NO. CDROM.

Machado, N.; Lindenmayer, Z.G.; Krogh, T.E. 1991. U-Pb Geochronology of archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon Shield, Brazil. *Precambrian Research*, v. 49, p. 329-354.

Melo, G., H., C. 2014. Evolução temporal do depósito de óxido de ferro-cobre-ouro de Salobo, Província Carajás. Dissertação de mestrado. Unicamp, pp 99.

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

Möller A., O'Brien P., J., Kennedy A., Kröner A. 2002. Polyphase zircon in ultrahigh-temperature granulites (Rogaland, SW Norway): constraints for Pb diffusion in zircon. *J Metamor Geol* 20:727-740.

Monteiro, P.C. 2006. Investigação do limite entre domínios geocronológicos da região do médio rio Xingu, sudeste do Cráton Amazônico. 104 f. Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Petrologia) - Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém. SBG Núcleo Norte, 2007. p. 105-108. 1 CDROM.

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.

Morimoto, N. 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogy and Petrology*, volume 39, pp 55-76.

Nachit H. 1994. Contribution à la typologie des granitoides, Petrogenèse et pétrologie structurale du batholith panafricain du cercle de Tafrouste (boutonnière de Kerdous, Anti-Atlas occidental, Maroc). Thesis, Université Ibhoh Zohor, Agadir, 465 p.

Nachit H., Razafimahefa N., Stussi J.M., Carron J.P. 1985. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 301:813-818.

Oliveira, V.E.S., Oliveira, D.C., Marangoanha, B., Lamarão, C.N., 2018. Geology, mineralogy and petrological affinities of the Neoproterozoic granitoids from the central portion of the Canaã dos Carajás domain, Amazonian craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 85, 135–159.

Oliveira, J.K.M., 2018. Programa Geologia do Brasil - PGB. Caldeirão. SB.22-X-C-V. Estado do Pará. Carta Geológica. Belém: CPRM. Escala 1:100.000.

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

Perchuck, L. L., Aranovich, L. Y., Podlesskii, K. K., Lavrant'eva, I. V., Gerasimov, V. Y., Fed'kin, V. V., Kitsul, V. L, Karsakov, L. P. & Berdnikov, N. V. 1985. Proterozoic granulites of the Aldan shield, eastern Siberia, USSR. *J METAMORPH GEOL* 3, 265-310.

Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M. 2010. Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations, and application to subduction-related volcanoes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160:45-66.

Rocha, M. L. B. P., Barros, M. A. S., Lima, E. F., Pierosan, R. 2012. Proterozoic Dome of Lava from Iriri Group - sonho meu farm - Northeast of Mato Grosso, Amazon Craton: geology, geochemistry and geochronology. *Revista Brasileira de Geociências*, 42, 471-488.

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

Rosa-Costa L.T., Chaves C.L., Klein E.L. 2014. Geologia e recursos minerais da Folha Rio Araguari – NA.22-Y-B, Estado do Amapá, Escala 1:250.00. Belém: CPRM. 159p.

Rubatto D. 2002. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Chem Geol* 184:123-138.

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

Santos, J.O.S. et al. New understanding of the Amazon Craton provinces, based on field work and radiogenic isotope data. *Gondwana Research*, v. 3, n. 4, p. 453-488, 2000.

Sato, K.; Tassinari, C.C.G. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico, baseados em idade modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. In: COSTA, M.L.; ANGÉLICA, R.S. (Coord.). *Contribuições à geologia da Amazônia*. Belém: SBG, 1997. v. 1, p. 91-142.

Schumacher J.C. 1997. The estimation of ferric iron in electron microprobe analysis of amphiboles. In: Leake B.E. (Ed.). *Nomenclature of Amphiboles*. Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *European Journal of Mineralogy*, 9:623-651.

Silva, G. C.; Lima, M. I. C.; Andrade, A. R. F.; Issler, R. S.; Guimarães, G. 1974. *Geologia das folhas SB-22 Araguaia e parte da SC-22 Tocantins*. Belém, DNPM, v.4, p.1-143.

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.

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

Tassinari, C.C.G.; Macambira, M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, v. 22, n. 3, p. 174-182.

Tassinari, C.C.G.; Macambira, M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: MANTESSO-NETO, V. et al. (Ed.). *Geologia do continente Sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca. p. 471-485.

Tassinari, C.C.G.; Bettencourt, J.S.; Geraldés, M.C.; Macambira, M.J.B.; Lafon, J.M. 2000. The Amazonian Craton. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; FILHO, A.T.; CAMPOS, D.A. (eds.) *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31<sup>o</sup> International Geological Congress, SBG. p. 41-95.

Tavares, F., M; Silva, C., M., G., da. 2013. Programa Geologia do Brasil-PGB. Serra Pelada. SB-22-X-C-VI. Estado do Pará. Carta Geológica. CPRM. Escala 1:100.000.

Teixeira, W.; Tassinari, C.C.G.; Cordani, U.G.; Kawashita, K. 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: Tectonic implications. *Precambrian Res.*, 42: 213-227.

Teixeira, M., F. B., Dall'Agnol, R., Santos, J., O., S, Kemp, A., Evans, N. 2019. Petrogenesis of the Paleoproterozoic (Orosirian) A-type granites of Carajás Province, Amazon Craton, Brazil: Combined in situ Hf-O isotopes of zircon. *Lithos* 332-333, 1-22.

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

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

Vasquez, M.L.; Macambira, M.J.B.; Galarza, M.A. 2005. Granitóides transamazônicos da Região Iriti-Xingu, Pará - Novos dados geológicos e geocronológicos. In: HORBE, A.M.C.; SOUZA, V.S. (Coord). *Contribuições à geologia da Amazônia*. Manaus: SBG-Núcleo Norte. v. 4, p. 16-31.

Vasquez, M. L. 2006. Geocronologia em zircão, monazita e granada e isótopos de Nd das associações litológicas da porção oeste do Domínio Bacajá: evolução crustal da porção meridional da Província Maroni-Itacaiúnas – sudeste do Cráton Amazônico. 208 p. Tese (Doutorado em Geoquímica e Petrologia) – Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.

Vasquez, M.L, Rosa-Costa L.T, Silva C.G, Ricci P.F, Barbosa J.O, Klein E.L, Lopes E.S, Macambira E.B, Chaves C.L, Carvalho J.M, Oliveira J.G, Anjos G.C, Silva H.R. 2008. *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: Texto Explicativo dos Mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará*. Organizadores: M.L Vasquez, L.T. Rosa-Costa. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM.

Vavra G, Gebauer D, Schmid R, Compston W. 1996. Multiple zircon growth and recrystallisation during polyphaser Late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea Zone (Southern Alps): an ion microprobe (SHRIMP) study. *Contrib Mineral Petrol* 122:337-358.

Vavra G., Schmid R., Gebauer D. 1999. Internal morphology, habit and U-Th-Pb microanalysis of amphibolite-togradulite facies zircons: geochronology of the Ivrea zone (Southern Alps). *Contrib Mineral Petrol* 134:380-404.

Winkler, H., G., F. 1977. *Petrogênese das rochas metamórficas*. Edgard Blucher. 258p.

Yardley, B., W., D. 1989. *An Introduction to Metamorphic Petrology*. John Wiley & Sons. 248p.

## PARTE III

### 3 CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os dados gerados nesse durante esse trabalho a respeito do Domínio Bacajá e o Domínio Carajás, possibilitaram as seguintes conclusões que seguem abaixo:

- O granulito do Complexo Vila Santa Fé possui uma temperatura mínima de metamorfismo de 650° C ( fácies granulito baixo), causando desestabilidade na assembleia mineral e consumindo toda a hornblenda, gerando uma nova assembleia composta por plagioclásio, clinopiroxênio (augita), ortopiroxênio (ferrosilita), biotita e quartzo subordinado. O plagioclásio possui composição de andesina a labradorita e a biotita foi classificada como flogopita;
- Os anfibólitos dos anfibolitos do Domínio Carajás apresentaram uma variação na sua composição entre magnésio-hornblenda e ferropargasita, provavelmente causada pela variação de pressão e temperatura. O plagioclásio apresenta composição andesina. Foi notado também uma variação na pressão (3,7 – 8,8 Kbar) e temperatura (676 a 730° C – fácies anfibolito médio a alto), com um aumento destas na direção WNW-ESE;
- O metagranito do Domínio Carajás relacionado mineralogicamente ao Granito Igarapé Gelado (2731 ± 26 Ma) mostrou ser mais velho (2854 ± 11 Ma) que esse, podendo ser uma nova unidade granítica no Domínio Carajás. Contudo não há estudos suficientes para se afirmar tal hipótese;
- Os ortognaisses monzograníticos do Domínio Carajás apresentaram duas idades de cristalização, sendo as maiores (2848 ± 18 e 2882 ± 25 Ma) interpretadas como a idade do protólito e as menores (2763 ± 16 e 2748 ± 47 Ma) seriam um registro de um evento metamórfico ocorrente na região em torno de 2,76 Ga. Suas idades-modelo indicaram uma pequena variação entre as amostras, onde o protólito de uma é derivado de fontes paleo a mesoarqueanas com provável participação crustal, enquanto a outra teria participação de fontes mesoarqueanas e com menos participação crustal;
- O anfibólito do charnockito do Complexo Vila Santa Fé foi classificada como magnésio-hastingsita e, subordinadamente, magnésio-hornblenda. O plagioclásio apresentou uma composição de andesina e a biotita foi classificada como annita. O clinopiroxênio foi classificada como augita e o ortopiroxênio como ferrosilita, com uma leve tendência para enstatita. A temperatura entre 853 e 910° C, e pressão de 3,3 a

6,6 Kbar, juntamente com a composição química-mineral, reforçam a ideia de origem magmática. Além disso, sua classificação como metaluminoso e magnésiano indica um possível ambiente de arco magmático para a geração dessas rochas;

- As idades de cristalização obtidas para os ortognaisses monzograníticos e o metamonzogranito mostram contemporaneidade entre esses corpos;
- Foram descritos três eventos evolutivos distintos para a região: (1) um evento magmático durante o mesoarqueano (~2,8 Ga), com possível contribuição de ambiente de arco magmático, responsável pela geração do metamonzogranito e dos protólitos dos ortognaisses monzograníticos; (2) um segundo evento de caráter metamórfico dinâmico atuante na área de estudo, marcado pelo metamorfismo nos anfibolitos, pela deformação e geração dos ortognaisses monzograníticos e deformação do metamonzogranito; (3) A união entre o Domínio Bacajá e o Domínio Carajás, final do Ciclo Transamazônico, a partir da sucessão de diversos arcos magmáticos, evidenciado pela geração do charnockito e granulito associado, confirmando a hipótese de evolução para a região (Macambira *et al.* 2007).

## REFERÊNCIAS

- Almeida, J.A.C., Dall'agnol, R., Oliveira, M.A., Macambira, M.J.B., Pimentel, M.M., Rämö, O.T., Guimarães, F.V., Leite, A.A.S. 2011. Zircon geochronology and geochemistry of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: Implications for the growth of the Archean crust of Carajás Province, Brazil. *Precambrian Research*, **120**, 235-257.
- 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.
- Almeida, J.A.C., Dall'Agnol, R., Rocha, M.C., 2017. Tonalite–Trondhjemite and Leucogranodiorite–Granite Suites from the Rio Maria Domain, Carajás Province, Brazil: implications for discrimination and origin of the Archean Na-granitoids. *The Canadian Mineralogist*, **55**: 437-456.
- Altoff F. J., Barbey P., Boullier A. M. 2000. 2.8-3.0 Ga plutonism and deformation in the SE Amazonian craton: the Archean granitoids of Marajoara (Carajás Mineral Province, Brazil). *Precambrian Research*, **104**: 187-206.
- Araújo, O.J.B.; Maia, R.G.N. 1991. Serra dos Carajás: folha SB.22-Z-A. Estado do Pará. Escala 1:250.000. Texto explicativo. Brasília: DNPM/CPRM. 164 p. il. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil* (PLGB).
- Avelar, V.G., Lafon, J.M., Correia, F.C.Jr., Macambira, B.E.M. 1999. O magmatismo arqueano da região de Tucumã, Província Mineral de Carajás, Amazônia Oriental, Brasil: novos dados geocronológicos. *Rev. Bras. Geoci.* **29**, 453–460.
- Barbosa, J.P.O. 2004. Geologia estrutural, geoquímica, petrografia e geocronologia de granitóides da região do Igarapé Gelado, norte da Província Mineral de Carajás. 2004. 112 f. Dissertação (Mestrado Geoquímica e Petrologia) - Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.
- Bard J.P. 1980. Microtextures of igneous and metamorphic rocks. Tokyo, D. *Reidel Publishing Company*, 246p.
- Barreto C. J. S., Lafon J. M., Rosa-Costa L.T., Dantas E.L. 2013. Paleoproterozoic granitoids from the northern limit of the Archean Amapá block (Brazil), Southeastern Guyana Shield:

Pb-Pb evaporation in zircons and Sm-Nd geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, **45**: 97-116.

Barros, C.E.M., Dall'Agnol, R., Barbey, P., Boullier, A.M., 1997. Geochemistry of the Estrela Granite Complex, Carajás region, Brazil: an example of an Archean A-type granitoid. *Journal of South American Earth Sciences*, **10**: 321–330.

Barros C.E.M., Macambira M.J.B., Barbey P. 2001. Idade de zircão do Complexo Granítico Estrela: relações entre magmatismo, deformação e metamorfismo na Província Mineral de Carajás. *In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 7.*, Belém, SBG-NO. CD-ROM.

Barros, C. E. M., Macambira, M. J. B., Cruz Santos, M. C., Silva, D. C. C., Palmeira, L. C. M., Sousa, M. M. 2007. Estruturas sin-magmáticas e idade de zircão de granitos (evaporação de Pb) paleoproterozoicos da parte leste do domínio Bacajá, Província Maroni-Itacaiúnas. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, **v. 37**, n. 2, p. 293-304.

Barros, C.E.M., Sardinha, A.S., Barbosa, J.P.O., Macambira, M.J.B. 2009. Structure, Petrology, Geochemistry and zircon U/Pb and Pb/Pb geochronology of the synkinematic Archean (2.7 Ga) A-type granites from the Carajás Metallogenic Province, northern Brazil, *Can. Miner.* **47**:1423-1440.

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

Blundy J.D., Holland T.J.B. 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole plagioclase geothermometer. *Contributions Mineralogy Petrology*, **104**:208-224.

Brito Neves, B., B; Cordani, U., G. 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, **v. 53**, p. 23-40.

Cordani, U.G.; Tassinari, C.C.G.; Kawashita, K. A. 1984. Serra dos Carajás como região limítrofe entre províncias tectônicas. *Ciências da Terra*, **v. 9**, p. 6-11.

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

Costa, J. B. S; Araújo, O. J. B.; Jorge João, X. S.; Maia, R.; Macambira, E. M. B.; Vale, A. G.; Santos, A.; Pena Filho, J. I. C.; Neves, A. P. 1994. Panorama tectono-estrutural da região sudeste do Estado do Pará. *In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 4, Resumos*, Belém, p.314-317.

Costa, U., A., P., Paula, R., R., Silva, D., P., B., Barbosa, J., P., O., Silva, C., M., G., Tavares, F., M., Oliveira, J., K., M., Justo, A., P. 2016. Programa Geologia do Brasil-PGB. Mapa de Integração geológico-geofísica da ARIM Carajás. Estado do Pará, Belém. CPRM. Escala 1:250.000.

Cunha, I.R.V., Dall'Agnol, R., Feio, G.R.L., 2016. Mineral chemistry and magnetic petrology of the Archean Planalto Suite, Carajás Province – Amazonian Craton: implications for the evolution of ferroan Archean granites. *Journal of South American Earth Sciences*, **67**: 100–121.

Dall'Agnol, R., Lafon, J.M., Macambira, M.J.B. 1994. Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: geochronological, petrological and geochemical aspects, *Miner. Petrol.*, **50**, 113-138.

Dall'agnol, R., Rämö, O.T., Magalhães, M.S., Macambira, M.J.B. 1999. Petrology of the anorogenic, oxidised Jamon and Musa granites, Amazonian craton: implications for the genesis of Proterozoic A-type granites. *Lithos* **46**, 431–462.

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, M.A., Almeida, J.A.C., Althoff, F.J., Leite, A.A.S., Oliveira D.C., Barros, C.E.M. 2006. Archean and paleoproterozoic granitoids of the Carajás Metallogenic Province, eastern Amazonian craton. In: Symposium on magmatism, crustal evolution and metallogenesis of the Amazonian Craton, Belém, *Excursion Guide*, p. 99-150.

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. SBG, *In: Simpósio de Geologia da Amazônia 13*. CD-ROM, Anais, Belém.

Dall'Agnol, R., Cunha, I.R.V, Guimarães, F.V, Oliveira, D.C., Teixeira, M.F.B., Feio, G.R.L., Lamarão, C.N., 2017. Mineralogy, geochemistry, and petrology of Neoproterozoic ferroan to magnesian granites of Carajás Province, Amazonian Craton: The origin of hydrated granites associated with charnockites. *Lithos* **277**, 3–32.

Dias, S. B. 2009. Caracterização geológica, petrográfica e geoquímica de granitos Arqueanos da Folha Marajoara, terreno granito–greenstone de Rio Maria, sudeste do Pará. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 129p.

Duarte, K.D.; Dall’Agnol, R. Geologia e geoquímica do leucogranito arqueano potássico Mata Surrão, Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, Pará. *Boletim do Instituto de Geociências da USP*, São Paulo, v. **18**, p. 113-115, 1996. (Série Publicações Especiais, 18).

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

DOCEGEO. 1988. Projeto Sossego: relatório final de pesquisa. Processo: DNPM 851355/91.

Faraco, M. T. L.; Vale, A. G.; Santos, J. O.; Luzardo, R.; Ferreira, A. L.; Oliveira, M.; Costa Marinha, P. A. 2005. Levantamento geológico da região ao norte da província Carajás. *Contribuições à Geologia da Amazônia*, Manaus, v. **4**, p. 32-43.

Feio, G.R.L., Dall’agnol, R., Dantas, E.L., Macambira, M.J.B., Gomes, A.S., Sardinha, D.C., Oliveira, D.C., Santos, R.D., Santos, P.A. 2012. Geochemistry, geochronology, and origin of the Neoproterozoic Planalto Granite suite, Carajás, Amazonian craton: A-type or hydrated charnockitic granites? *Lithos*.

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 área: implications for crustal evolution of the Carajás Province, Amazonian Craton, Brazil. *Precambrian Research*.

Gabriel, E. O.; Oliveira, D. C.; Galarza, M. A. 2010. Geologia, petrografia e geocronologia de granitoides do Complexo Xingu da região nordeste de Água Azul do Norte-PA, Província Mineral de Carajás. *In: CBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 45, CDROM.

Gabriel, E.O., Oliveira, D.C., 2014. Geologia, petrografia e geoquímica dos granitoides arqueanos de alto magnésio da região de Água Azul do Norte, porção sul do Domínio Carajás, Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências Naturais* **9** (3), 533–564 (in Portuguese).

- Galarza, M.A., Macambira, M.J.B. 2002. Geocronologia e Evolução Crustal da Área do Depósito Cu-Au Gameleira, Província Mineral de Carajás (Pará), Brasil. *Geologia USP Série Científica*, **2**, 143-159.
- Gibbs, A.K., Wirth, K.R., Hirata, W.K., Olszewski, W.J.Jr. 1986. Age and composition of the Grão-Pará Group volcanics, Serra dos Carajás. *Rev. Bras. Geoc.* **16**, 201–211.
- Gomes, C.B.G., Cordani, U.G., Basei, M.A.S. 1975. Radiometric ages from the Serra dos Carajás area, northern Brazil. *Geol. Am. Bull.*, **86**:939-942.
- Guimarães, F. V. 2009. Geologia, petrografia e geoquímica do trondhjemitó Mogno e rochas arqueanas associadas, terreno granito–greenstone de Rio Maria - SE do Pará. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 102p.
- Hammarström J.M.; Zen E.A. 1986. Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, **71**:1297-1313.
- Holland, T; Blundy, J. 1994. Non-Ideal Interactions in Calcic Amphiboles and their bearing on Amphibole-Plagioclase Thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **116**, 433-447.
- Hollister L.S., Grisson G.C., Peters E.K., Stowell H.H., Sisson V.B. 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist*, **72**:231-239.
- Huhn, S.B., Macambira, M.J.B., Dall’agnol, R. 1999. Geologia e geocronologia Pb-Pb do Granito Alcalino Planalto, Região da Serra do Rabo, Carajás-PA. *In: SBG, Simp. Geol.Amaz.*, 6, Boletim de Resumos, p. 463-466.
- Johnson M.C., Rutherford M.J. 1989. Experimental calibration of the aluminium-in hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, **17**:837- 841.
- Lafon, J.M., Macambira, M.J.B., Pidgeon, R.T. 2000. Zircon U-Pb SHRIMP dating of Neoproterozoic magmatism in the southwestern part of the Carajás Province (eastern Amazonian Craton, Brazil). *In: Inter. Geol. Congr.*, 31., Abstracts, Rio de Janeiro, [CD-ROM].

- Leite, A. A. S. 2001. Geoquímica, petrogênese e evolução estrutural dos granitoides arqueanos da região de Xinguara, SE do Cráton Amazônico. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Pará – Instituto de Geociências. Belém, 330p.
- Leite-Santos, P.J.S., Oliveira, D.C., 2016. Geologia, petrografia e geoquímica das associações leucogranítica arqueanas da área de Nova Canadá: Província Carajás. *Geologia USP, Série Científica* **16** (2), 37–66.
- 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. *Rev. Bras. Geoci.*, **34**, 447–458.
- Le Maitre, R., W. 2002. A classification of igneous rocks and glossary of terms. 2nd edition, London, 193 p.
- Macambira, M.J.B.; Pinheiro, R.V.L.; Armstrong, R.A. 2007. A fronteira Arqueano-Paleoproterozóico no SE do Cráton Amazônico; abrupta no tempo, suave na tectônica? In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 10, Porto Velho, Anais. Porto Velho: SBG Núcleo Norte, 2007. p. 105-108. 1 CD-ROM.
- Macambira, J.B. 2003. O ambiente deposicional da Formação Carajás e uma proposta de modelo evolutivo para a Bacia Grão Pará. Tese de Doutorado, IG-UNICAMP, 217p.
- Macambira M.J.B., Vasquez M.L., Silva D.C.C., Galarza M.A., Barros C.E.M., Camelo J.F. 2009. Crustal growth of the central-eastern Paleoproterozoic domain, SE Amazonian craton: Juvenile accretion vs. reworking. *Journal of South American Earth Sciences*, **27**:235-246.
- Macambira, M.J.B., Lafon, J.M., 1995. Geocronologia da Província Mineral de Carajás; Síntese dos dados e novos desafios. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, **7**: 263–287.
- Macambira, M.J.B.; Lancelot, J.R. 1996. Time constraints for the formation of the Archean Rio Maria crust, southeastern Amazonian Craton, Brazil. *International Geology Review*, **v. 38**, p. 1134-1142.
- Machado, N.; Lindenmayer, Z.G.; Krogh, T.E. 1991. U-Pb Geochronology of archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon Shield, Brazil. *Precambrian Research*, **v. 49**, p. 329-354.
- Mackenzie W.S., Donaldson C.H., Guilford C. 1982. Atlas of igneous rocks and textures. *Longman*, London, 148p.

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

Medeiros Filho; C. A.; Meireles, E. M. 1985. Dados preliminares sobre a ocorrência de cromita na área de Luanga. *In*: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 2, Atas, Belém, v.3, p.1488-1499.

Medeiros, H.; Dall'Agnol, R. 1988. Petrologia da porção leste do batólito Granodiorítico Rio Maria, sudeste do Pará. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Anais, Belém, 3:1488-1499.

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

Monteiro, P.C. Investigação do limite entre domínios geocronológicos da região do médio rio Xingu, sudeste do Cráton Amazônico. 2006. 104 f. Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Petrologia) - Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.

Moreto, C.P.N., Monteiro, L.V.S., Xavier, R.P., Amaral, W.S., Santos, T.J.S., Juliani, C., Souza Filho, C.R. 2011. Mesoarchean (3.0 and 2.86 Ga) host rocks of the iron oxide-Cu-Au Bacaba deposit, Carajás Mineral Province: U-Pb geochronology and metallogenetic implications. *Miner. Dep.*, **46**: 789-811.

Moreto, C.P.N, Monteiro, L.V.S., Xavier, R.P., Creaser, R.A., DuFrane, S.A., Tassinari, C.C.G., Sato, K., Kemp, A.I.S., Amaral, W.S. 2015. Neoproterozoic and Paleoproterozoic Iron Oxide-Copper-Gold Events at the Sossego Deposit, Carajás Province, Brazil: Re-Os and U-Pb Geochronological Evidence. *Economic Geology* **110**, 809–835.

Oliveira, M.A., Dall'Agnol, R., Althoff, F.J., Leite, A.A.S., 2009. Mesoarchean sanukitoid rocks of the Rio Maria Granite–Greenstone Terrane, Amazonian craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* **27**, 146–160.

Oliveira, M.A., Dall'Agnol, R., Scaillet, B., 2010. Petrological Constraints on Crystallization Conditions of Mesoarchean Sanukitoid Rocks, Southeastern Amazonian Craton, Brazil. *Journal of Petrology* **51**, 2121–2148.

Oliveira, V.E.S., Oliveira, D.C., Marangoanha, B., Lamarão, C.N., 2018. Geology, mineralogy and petrological affinities of the Neoproterozoic granitoids from the central portion of the Canaã dos Carajás domain, Amazonian craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* **85**, 135–159.

Oliveira, J.K.M., 2018. Programa Geologia do Brasil - PGB. Caldeirão. SB.22-X-C-V. Estado do Pará. Carta Geológica. Belém: CPRM. Escala 1:100.000.

Oliveira, J.R.; Silva Neto, C.S.; Costa, E.J.S. 1994. Serra Pelada; folha SB.22.X.C. Estado do Pará, escala 1:250.000. Brasília: CPRM. 220 p., il. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil* (PLGB).

Perchuck, L. L., Aranovich, L. Y., Podlesskii, K. K., Lavrant'eva, I. V., Gerasimov, V. Y., Fed'kin, V. V., Kitsul, V. L, Karsakov, L. P. & Berdnikov, N. V. 1985. Proterozoic granulites of the Aldan shield, eastern Siberia, USSR. *J. Metamorph. Geol.* **3**, 265-310.

Pidgeon, R.T., Macambira, M.J.B., Lafon, J.M. 2000. Th–U–Pb isotopic systems and internal structures of complex zircons from an enderbite from the Pium Complex, Carajás Province, Brazil: evidence for the ages of granulite facies metamorphism and the protolith of the enderbite. *Chem. Geol.* **166**, 159–171.

Pimentel, M.M., Machado, N. 1994. Geocronologia U-Pb dos terrenos granito-greenstone de Rio Maria, Pará. *In: Cong. Bras. Geol., Anais, SBG, v. 2, pp. 390-391.*

Rämö, O.T., Dall'agnol, R., Macambira, M.J.B., Leite, A.A.S., de Oliveira, D.C., 2002. 1.88 Ga oxidized A-type granites of the Rio Maria region, eastern Amazonian craton, Brazil: positively anorogenic! *Journal of Geology* **110**, 603– 610.

Ricci, P.S.F., Carvalho, M.A. 2006. Rocks of the Pium-Area, Carajás Domain, Brazil – A Deep seated High-T Gabbroic Pluton (Charnockitoid-Like) with Xenoliths of Enderbitic Gneisses Dated at 3002 Ma – The Basement Problem Revisited. *In: Simp. Geol. Amaz., 8, CDROM.*

Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M. 2010. Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations, and application to subduction-related volcanoes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **160**:45-66.

Rodrigues, D.S., Oliveira, D.C., Macambira, M.J.B., 2014. Geologia, geoquímica e geocronologia do Granito Mesoarqueano Boa Sorte, município de Água Azul do Norte, Pará

– Província Carajás. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Série Ciências Naturais* **9** (3), 597–633 (in Portuguese).

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: South American Symposium on Isotope Geology*, 4, Expanded Abstracts, Salvador, CDROM.

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

Rosa-Costa L.T., Chaves C.L., Klein E.L. 2014. Geologia e recursos minerais da Folha Rio Araguari – NA.22-Y-B, Estado do Amapá, Escala 1:250.00. Belém: CPRM. 159p.

Santos, M.V., Sousa Filho, E.E., Tassinari, C.C.G., Teixeira, W., Ribeiro, A.C.O., Payolla, B.L., Vasconi, A.V., 1988. Litoestatigrafia das rochas Pré-cambrianas na Bacia do Médio Xingu – Altamira-Pa. Anais. *In: VIII Congresso Latino-Americano de Geologia*, Belém, Pará, V.1.

Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2000. New understanding of the Amazon Craton provinces, based on field work and radiogenic isotope data. *Gondwana Research*, **3**: 453-488.

Santos, J. O. S. 2003; Geotectônica dos Escudos da Guianas e Brasil Central. *In: Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. Brasília, CPRM. p. 169-223.

Santos, P. J. L., Oliveira, D. C., Galarza, M. A., Macambira, M. J. B. (2010). Geologia, petrografia e geocronologia das rochas granitoides do Complexo Xingu da região de Nova Canadá, município de Água Azul do Norte – Província mineral de Carajás. Anais. *In: XLV Congresso Brasileiro de Geologia*. CDROM.

Santos, R.D., Galarza, M.A., Oliveira, D.C., 2013. Geologia, geoquímica e geocronologia do Diopsídio-Norito Pium, Província Carajás. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra* **8**, 355–382.

Sardinha, A. S.; Dall’Agnol, R.; Gomes, A. C. B.; Macambira, M. J. B.; Galarza, M. A. 2004. Geocronologia Pb-Pb e U-Pb em zircão de granitoides arqueanos da região de Canã dos Carajás, Província Mineral de Carajás. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 42, CDROM.

Sardinha, A.S., Barros, C.E.M., Krymsky, M. 2006. Geology, geochemistry and U–Pb geochronology of the Archean (2.74 Ga) Serra do Rabo granite stocks, Carajás Metalogenetic Province, northern Brazil. *J. South Am. Earth Sci.* **20**, 327–339.

Schmidt M.W. 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **110**:304-310.

Silva, G.G., Lima, M.I.C., Andrade, A.R.F., Issler, R.S., Guimarães, G. 1974. Geologia. In: DNPM. Projeto Radam. Folha SB. 22 Araguaia e parte da folha SC. 22 Tocantins: geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra. RJ, il. p. I/3- I/143.

Silva, A.C., Dall’Agnol, R., Guimarães, F.V., Oliveira, D.C., 2014. Geologia, petrografia e geoquímica de Associações Tonalíticas e Trondhjemíticas Arqueanas de Vila Jussara, Província Carajás, Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências Naturais* **9**(1), 13–46.

Siqueira, J.B. 1990. Organização Lito-Estrutural do Duplex Salobo-Mirim, Serra dos Carajás. 1990. 125 f. Dissertação de Mestrado - Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.

Souza, S.R.B., Macambira, M.J.B., Sheller, T. 1996. Novos dados geocronológicos para os granitos deformados do Rio Itacaiúnas (Serra dos Carajás, PA), implicações estratigráficas. *In: Simp. Geol. Amaz.*, 5, Belém, Anais, 380–383.

Tassinari, C.C.G.; Macambira, M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian. *Craton Episodes*, v. **22**, n. 3, p. 174-182.

Tassinari, C.C.G.; Macambira, M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: MANTESSO-NETO, V. et al. (Ed.). *Geologia do continente Sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca. p. 471-485.

Tavares, F., M., & Silva, C., M., G., da. 2013. Programa Geologia do Brasil-PGB. Serra Pelada. SB-22-X-C-VI. Estado do Pará. Carta Geológica. CPRM. Escala 1:100.000.

Teixeira, M.F.B., Dall’Agnol, R., Silva, A.C., Santos, P.A., 2013. Geologia, petrografia e geoquímica do Leucogranodiorito Pantanal e dos leucogranitos arqueanos da área de Sapucaia, Província Carajás, PA: implicações petrogenéticas. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências Naturais*, **8**: 291–323.

Teixeira, M.F.B., Dall’Agnol, R., Santos, J.O.S., Sousa, L.A.M., Lafon, J.-M., 2017. Geochemistry, geochronology and Nd isotopes of the Gogó da Onça Granite: A new Paleoproterozoic A-type granite of Carajás Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* **80** (2017) 47–65.

Teixeira, M., F.. B., Dall’Agnol, R., Santos, J., O., S, Kemp, A., Evans, N. 2019. Petrogenesis of the Paleoproterozoic (Orosirian) A-type granites of Carajás Province, Amazon Craton, Brazil: Combined in situ Hf-O isotopes of zircon. *Lithos* **332-333**, 1-22.

Trendall, A.F., Basei, M.A.S., De Laeter, J.R., Nelson, D.R. 1998. SHRIMP U-Pb constraints on the age of the Carajás formation, Grão-Pará Group, Amazon Craton. *J. South Am. Earth Sci.* **11**, 265-277.

Vasquez, M. L. 2006. Geocronologia em zircão, monazita e granada e isótopos de Nd das associações litológicas da porção oeste do Domínio Bacajá: evolução crustal da porção meridional da Província Maroni-Itacaiúnas – sudeste do Cráton Amazônico. 208 p. Tese de Doutorado em Geoquímica e Petrologia – Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.

Vasquez, M.L, Rosa-Costa L.T, Silva C.G, Ricci P.F, Barbosa J.O, Klein E.L, Lopes E.S, Macambira E.B, Chaves C.L, Carvalho J.M, Oliveira J.G, Anjos G.C, Silva H.R. 2008. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: Texto Explicativo dos Mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. Organizadores: M.L Vasquez, L.T. Rosa-Costa. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM.

Zucchetti, M. 2007. Rochas máficas do Grupo Grão Pará e sua relação com a mineralização de ferro dos depósitos N4 E N5, Carajás, PA. Tese de Doutorado, UFMG, 165p.