

UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAZONAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS
DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**GEOLOGIA DO EMBASAMENTO DO DOMÍNIO UAUPÉS, PROVÍNCIA RIO
NEGRO, CRÁTON AMAZÔNICO**

PAULO JERRY BENTES GOMES

Manaus – 2018

UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAZONAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS
DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

**GEOLOGIA DO EMBASAMENTO DO DOMÍNIO UAUPÉS, PROVÍNCIA RIO
NEGRO, CRÁTON AMAZÔNICO**

PAULO JERRY BENTES GOMES

Dissertação de mestrado apresentada junto ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Amazonas para obtenção do grau de mestre em Geociências.

Orientadora: Prof^ª. Dra. Rielva Solimairy Campelo do Nascimento

Co-orientador: Prof. Dr. Marcelo Esteves Almeida

Manaus – 2018

Ficha Catalográfica

Ficha catalográfica elaborada automaticamente de acordo com os dados fornecidos pelo(a) autor(a).

G633g Gomes, Paulo Jerry Bentes
Geologia do embasamento do Domínio Uaupés, Província Rio Negro, Cráton Amazônico / Paulo Jerry Bentes Gomes. 2018
54 f.: il. color; 31 cm.

Orientador: Prof. Dra. Rielva Solimairy Campelo do Nascimento
Dissertação (Mestrado em Geociências - Geologia Regional) -
Universidade Federal do Amazonas.

1. Complexo Querari. 2. Domínio Uaupés. 3. Província Rio Negro.
4. Evolução tecto-metamórfica. I. Nascimento, Prof. Dra. Rielva Solimairy Campelo do II. Universidade Federal do Amazonas III.
Título

PAULO JERRY BENTES GOMES

GEOLOGIA DO EMBASAMENTO DO DOMÍNIO UAUPÉS, PROVÍNCIA RIO
NEGRO, CRÁTON AMAZÔNICO

Dissertação apresentada ao Programa de
Pós-Graduação em Geociências da
Universidade Federal do Amazonas,
como requisito parcial para obtenção do
Título de Mestre em Geociências, área de
concentração em Geociências.

Aprovado em 13 de abril de 2018.

BANCA EXAMINADORA


Prof. Dr. Rielva Solimairy Campelo do Nascimento, Presidente.
Universidade Federal do Amazonas


Prof. Dr. Carlos Alejandro Salazar, Membro.
Universidade Federal do Amazonas


Dr. João Orestes Schneider Santos, Membro.
SEPLANCTI/AM

Manaus, 2018

Dedico este trabalho a meu filho
Pedro Raphael, a minha esposa Christianne,
minha mãe Maria Cleonice e a minha avó dona Didi.

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus pelo dom da vida.

Agradeço a minha querida orientadora Prof^a Dr^a. Rielva Solimairy Campelo do Nascimento pela paciência, ensinamentos e generosidade em compartilhar comigo seu conhecimento.

A CAPES pelo auxílio financeiro, que tornou possível a realização deste trabalho.

Ao Exército Brasileiro que através do projeto Pró-Amazônia, ligado ao CMA (Comando Militar da Amazônia), nos proporcionou transporte(Manaus-São Gabriel da Cachoeira-Manaus), alojamento (São Gabriel da Cachoeira) e alimentação durante a etapa de campo, nos cedendo uma embarcação; alojamento e alimentação no 3º PEF (Pelotão Especial de Fronteira) São Joaquim e soldados que nos acompanharam durante toda etapa de campo.

A CPRM-Manaus pela confecção das seções polidas (aos técnicos do Lab Sr. Oscar e Sr. Viane), e disponibilização da estrutura laboratorial para preparação de material para realização de análises litogeoquímicas.

Ao geólogo Dr. Marcelo Almeida, por dividir conosco seu conhecimento durante a atividade de campo. Ao Prof. Dr. Carlos Alejandro Salazar, por seu auxílio na orientação do corte das amostras de rocha, para confecção das seções delgadas, e Prof. Dr. Ivaldo Trindade, sempre solícito a compartilhar seu conhecimento, quando procurado. Aos professores do mestrado que contribuíram direta ou indiretamente para este trabalho.

Aos colegas geólogos e doutorandos Renata Veras, Márcia Caroline e Marcel Passos, pelas discussões e auxílio no aprimoramento deste trabalho. Ao meu amigo professor Msc. Tiago Maia por seu apoio sempre que solicitado

Aos meus pais e minha avó, pela educação que me permitiu chegar até este ponto. Aos meus sogros Dionisio Serra e Raimunda Osvaldina pelo auxílio incondicional e pelos cuidados com o meu filho Pedro Raphael, tornando-me possível frequentar o curso.

A minha esposa Christianne Gomes, pelo apoio incondicional, paciência, carinho e amor e compreensão em todos os momentos, proporcionando-se sempre a paz necessária para o poder continuar.

Ao nosso filho Pedro Raphael razão maior de todas as nossas lutas.

*Ninguém é suficientemente perfeito,
que não possa aprender com o outro e,
ninguém é totalmente estruído de valores
que não possa ensinar algo ao seu irmão.*

São Francisco de Assis

RESUMO

O objetivo do trabalho foi caracterização petrográfica, estrutural e geoquímica do Complexo Querari, no Domínio Uaupés, Província Rio Negro. A área de estudo está localizada no extremo NW do estado do Amazonas, Brasil. A partir da integração dos dados de campo, petrográficos e litogeoquímicos, foi possível a identificação de duas facies: Matupi e Panã-Panã. O facies Panã-Panã tem composição sienita a monzogranítica com textura de grossa a porfirítica, com titanita, epidoto e allanita. São rochas calcialcalina, metaluminosas, com comportamento incompatível para MgO, Fe₂O_{3(t)} e TiO₂, e compatível para o Al₂O₃ e Na₂O. Para os elementos traço, foi observado um padrão de fracionamento de ETRL em relação aos pesados [(La/Yb)_N = 21,48 a 5,42; (La/Sm)_N = 6,34 a 3,48 e (Gd/Yb)_N = 1,63 a 1,06] e anomalia de negativa de [(Eu_(N)/Eu*) = 0,21 a 0,45]. Em *spidergrams* foram observadas anomalias negativas de Ba, Sr, Eu P e Ti. A Facies Matupi tem composição sienogranítica à duas micas com textura grossa a porfirítica. São rochas alcalinas, peraluminosas, com comportamento incompatível para Al₂O₃, Rb e Sr e compatível para e MgO, CaO e TiO₂. Apresentam variações no padrão de fracionamento de ETR. As amostras mais enriquecidas apresentam padrão mais fracionado [(La/Yb)_N = 12,16 e 10,87], enquanto às demais mostram um padrão mais horizontalizados [(La/Yb)_N = 3,25 a 1,56]. Entretanto, não há variação significativa na anomalia negativa de Eu [(Eu(n)/Eu* = 0,37 a 0,15)]. Foram observados três eventos tectonometamórficos de alto grau nestas rochas. O evento metamórfico M₁ no Estateriano foi responsável pela fusão dos magmas Querari em ambiente de arco magmático continental. O resfriamento sintectônicos destes magmas gerou a foliação S₁//S₀. O evento Metamórfico M₂, gerou a foliação S₂, plana axial da crenulação da foliação S₁. As texturas de deformação no estado sólido, associadas à paragênese mineral formada por titanita, epidoto, magnetita e plagioclásio com teor de (An>17%) indicam facies anfibolito superior, em torno de 700°C. Este evento é associado ao alojamento dos granitos tipo I e S na Província Rio Negro durante o Calimiano. Zonas de cisalhamento dúcteis com cinemática sinistral retrabalham as rochas do Complexo Querari, gerando uma foliação milonítica S₃, que gerou em ambos os Facies a foliação S₃//S₁, desenvolvendo texturas de deformação no estado sólido e paragênese mineral composta por titanita, biotita, magnetita e oligoclásio (An>17%), indicando também condições de fácies anfibolito superior. Este evento M₃ está relacionado, ao reflexo intracratônico da colisão continental Grenviliana-Sunsás, na parte noroeste do Craton Amazônico, evento K Mudku. As comparações entre as rochas do Complexo Cauaburi e Querari indicam que fontes distintas e/ou processos evolutivos distintos. Entretanto os dados estruturais e metamórficos sugerem uma evolução similar para estas rochas. Propõem-se que as rochas dos Complexos Cauaburi e Querari foram formadas em um ambiente de arco magmático continental aproximadamente entre (1,81 a 1,74 Ga) com a fusão de fontes distintas em diferentes momentos.

ABSTRACT

The goal of this study was petrographic, structural and geochemistry characterization of the Querari Complex, into Uaupés Domain, Rio Negro Province. The studied area is located of the extreme NW of the Amazonas state, Brazil. Integrating field, petrographic and whole rock geochemistry, data it was possible to identified two different facies, Matupi and Panã-Paná. The last have a syeno to monzogranite composition, with a course to porphyritic texture, with titanite, epidote, allanite. Are calcio-alkaline, metaluminous, exhibit incompatible trend for MgO, Fe₂O_{3(t)} and TiO₂, and compatible trend for Al₂O₃ e Na₂O. For the trace elements, it was observed a fractional pattern for the LREE, for the ratio (La/Yb)_N = 21.48-5.42, (La/Sm)_N = 6.34-3.48 ((Gd/Yb)_N = 1.63-1.06 and negative anomalies of the Ba, Sr and Eu, (Eu(n)/Eu* = 0.45-0.21 a), in spidergrams. The Matupi facies, has syenogranitic composition, with coarse to porphyritic texture, with two micas and epidote. They are alkaline rocks, peraluminous, with incompatible trend for Al₂O₃, Rb and Sr, and compatible trend for MgO, CaO and TiO. In spidergrams, there is variation in the REE fractionation, the two more enriched samples show more fractional pattern (La/Yb)_N = 12.16-10.87 and, while others show a flat fractional pattern more horizontalized (La/Yb)_N 3.25-1.56. However, don't have significant variation in the negative anomaly of Eu (Eu(n)/Eu* = 0.37-0.15). Both facies show the same structural pattern, with foliation S₁ // S₀ with directions NE-SW, foliation S₂ with direction E-W and foliation S₃ parallel to S₁. The metamorphic event M₁ in the Staterian was responsible for the merge of the Querari magmas in continental magmatic arc environment. The syntectonic cooling of these magmas generated the foliation S₁ // S₀. The Metamorphic event M₂, who is associated with the accommodation of type I and S granites in the Rio Negro Province during Calymmian, generated in both Panã-Paná and Matupi facies, the foliation S₂ with tendency E-W, having caused in the light crenulation in foliation S₁. The deformation textures in the solid state, associated with the generation in the Panã-Paná facies of mineral paragenesis formed by titanite, epidote, magnetite and oligoclase (An > 17%) that allowed to conclude, have reached this event amphibolite facies, of 700 ° C. The M₃ metamorphic associated at ductile shear zones with sinistral kinematics, generated in both the Facies S₃//S₁ foliation and deformation textures in the solid state, and also in the Panã-Paná facies, mineral paragenesis formed by titanite, biotite, magnetite and plagioclase (An > 17%). In the metamorphic event M₃ the temperature increased enough to begin the process of anatexia. This event is related at intracratonic reflection of the Grenviliana-Sunsás continental collision, event K'Mudku (1317 to 1198 Ma). The comparison of the rocks of the Cauaburi and Querari Complexes indicates different sources and / or different evolutionary processes. However, the structural and metamorphic data suggest a similar evolution. It is proposed that the rocks of the Cauaburi and Querari Complexes were formed in a continental magmatic arc (1.81 to 1.74 Ga) with the fusion of distinct sources at different times.

LISTA DE FIGURAS

CAPÍTULO 1

Figura 1: Localização geográfica da área de estudo.....	3
--	---

CAPÍTULO 2

Figura 2: Modelos de compartimentação do Cráton Amazônico.....	7
Figura 3: Mapa geológico da Província Rio Negro, modificado por CPRM (2006).....	8

CAPÍTULO 3

Figura 1: Modelos de compartimentação do Cráton Amazônico em províncias geocronológicas	13
Figura 2: Mapa geológico da Província Rio Negro, modificado de CPRM (2006).....	14
Figura 3: Mapa geológico simplificado da área de estudo, extremo NW do estado do Amazonas.....	18
Figura 4: Classificação dos gnaisses do Domínio Uaupés segundo Streckeisen e Le Maitre (1976).....	19
Figura 5: Aspectos macroscópicos dos gnaisses e metagranitos do Complexo Querari.....	20
Figura 6: Rede de projeção das foliações nas rochas do Complexo Querari.....	21
Figura 7: Aspectos macroscópicos dos gnaisses e metagranitos do Complexo Querari.....	22
Figura 8: Feições microtexturais da foliação S_1 nos gnaisses e metagranitos Panã-Paná e Matupi.....	25
Figura 9: Feições microtexturais da foliação S_2 nos gnaisses e metagranitos Querari.....	26
Figura 10: Feições microtexturais da foliação S_3 nos gnaisses e metagranitos Querari.....	27
Figura 11: Microtexturas de baixa temperatura das rochas do Complexo Querari.....	28
Figura 12: Diagrama de variação do tipo Harker das rochas do Complexo Querari.....	29
Figura 13: Diferenças geoquímicas das rochas da Fácies Panã-Paná e Matupi	31
Figura 14: Padrão de distribuição de ETR para as rochas do Complexo Querari.....	32
Figura 15: Padrão de distribuição multi-elementar para as rochas do Complexo Querari.....	33
Figura 16: Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos para as rochas do Complexo Querari.....	33

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Análises químicas de elementos maiores, menores e traços dos gnaisses do Domínio Uaupés.....	30
---	----

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO.....	1
1.1. Apresentação e Justificativa.....	1
1.2. Objetivos.....	2
1.3. Localização e acesso à área de estudo.....	2
1.4. Métodos utilizados.....	2
CAPÍTULO 2 - SÍNTESE DO CONHECIMENTO GEOLÓGICO.....	6
2.1. Cráton Amazônico.....	6
2.2. Província Rio Negro.....	7
2.3. Evolução da Província Rio Negro.....	10
CAPÍTULO 3 - Artigo a ser submetido no Journal Brazilian Geology.....	12
INTRODUÇÃO.....	13
O COMPLEXO QUERARI E A SUITE INTRUSIVA TIQUIÉ.....	16
MATERIAIS E MÉTODOS.....	17
RESULTADOS.....	18
Aspectos de campo e petrográficos do Complexo Querari.....	18
Evolução dos eventos e condições de metamorfismo.....	23
Geoquímica de rocha total.....	29
DISCUSSÃO.....	34
CONCLUSÃO:.....	37
REFERÊNCIAS.....	38
CAPÍTULO 4 – CONCLUSÕES.....	40
CAPÍTULO 5 - REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	42

1.1. Apresentação e Justificativa

O extremo noroeste do estado do Amazonas é uma região cujo conhecimento geológico é escasso devido às dificuldades inerentes da região Amazônia. Tais dificuldades se acentuam em virtude de se tratar de uma região de fronteira (Brasil, Colômbia e Venezuela) sem infraestrutura que facilite o desenvolvimento de pesquisas geológicas. Com isso, o conhecimento geológico da região é restrito a levantamentos geológicos regionais realizados nas décadas de 70 (Pinheiro et al 1974, escala 1:1.000.000) e 90 (Rio Negro e Serra Imeri: CPRM 1993, escala 1:500.000; Integração Rio Negro-Imeri: CPRM 1995, escala 1:500.000). Destes levantamentos regionais resultaram os projetos SIG do Brasil (CPRM 2003, escala 1:2.500.000; CPRM 2004, escala 1:1.000.000) e SIG do Amazonas (CPRM 2006, escala 1:1.000.000). Auxiliaram aos levantamentos de campo os dados geofísicos adquiridos pela CPRM (Projeto Aerogeofísico Extremo Noroeste 1987).

Trabalhos desenvolvidos pelo Grupo de Estudos Geológicos da Amazônia Ocidental na Província Rio Negro, como Souza (2009) e Veras (2012), que estudaram rochas granitóides na região de São Gabriel da Cachoeira e Missão Tunuí, respectivamente, e Carneiro (2016) e Rodrigues (2016), que estudaram as rochas do embasamento da Província Rio Negro, vem ampliando o conhecimento existente sobre os litotipos existentes no Domínio Imeri e Içana.

Rochas do embasamento pela característica intrínseca de registrarem todos os eventos tectono-metamórficos de uma região, são o principal alvo de estudo nas reconstruções geotectônicas. As propostas de evolução da Província Rio Negro fundamentam-se basicamente em dados geocronológicos, com alguma contribuição geoquímica. Trabalhos de maior detalhe nas rochas compreendendo estudos estruturais e metamórficos foram desenvolvidos por Rodrigues (2016), Carneiro et al (2017) e Veras et al (2018, no prelo). A identificação de rochas do Complexo Cauaburi no Domínio Içana (Veras et al. 2018) remete a uma revisão dos limites do Domínio Imeri e/ou da existência do Domínio Içana. Nos levantamentos realizados no extremo NW da Província Rio Negro (Domínio Uaupés) há ausência de dados estruturais e

metamórficos, o que impossibilita a comparação com as demais rochas do embasamento da Província Rio Negro. Neste contexto, este trabalho propõe estudar as rochas do embasamento do Domínio Uaupés, ao longo de um perfil no alto curso do Rio Içana, região de fronteira Brasil-Colômbia, com intuito de caracterizar a sua evolução tectono-metamórfica e comparar os dados obtidos nas pesquisas anteriores de Carneiro et al (2017) e Veras et al (2018, no prelo). Esta comparação permitirá estabelecer se as rochas ortoderivadas do embasamento da província Rio Negro passaram por uma evolução comum conforme sugerido por Cordani et al (2016) ou alternativamente representam episódios evolutivos distintos (Almeida et al 2013).

1.2. Objetivos

Este estudo tem como objetivo a caracterização petrográfica, estrutural e geoquímica do Complexo Querari, embasamento do Domínio Uaupés, a fim de correlacioná-los com os embasamentos dos demais domínios da Província Rio Negro.

1.3. Localização e acesso à área de estudo

A área de estudo está localizada no extremo noroeste do estado do Amazonas, região conhecida como “cabeça do cachorro”, no município de São Gabriel da Cachoeira (limítrofe com a Colômbia), nos arredores do 3º Pelotão Especial de Fronteira do Exército Brasileiro (3º PEF São Joaquim) (Figura 1). O deslocamento de Manaus até a área teve apoio do Projeto Pró-Amazônia do Comando Militar da Amazônia (CMA) e foi feito por avião militar até o município supracitado e posteriormente até o 3º PEF São Joaquim. Na área, o deslocamento nos rios Içana e Igarapé Jauaretê (afluente da margem direita) foi feito por voadeira, com apoio do Exército Brasileiro.

1.4. Métodos utilizados

Para o desenvolvimento dessa pesquisa de mestrado foi necessário estabelecer etapas hierárquicas e sistematizadas. A realização deste estudo envolveu revisão bibliográfica, trabalho de campo, estudo petroográfico, química mineral e rocha total, descritos a seguir:

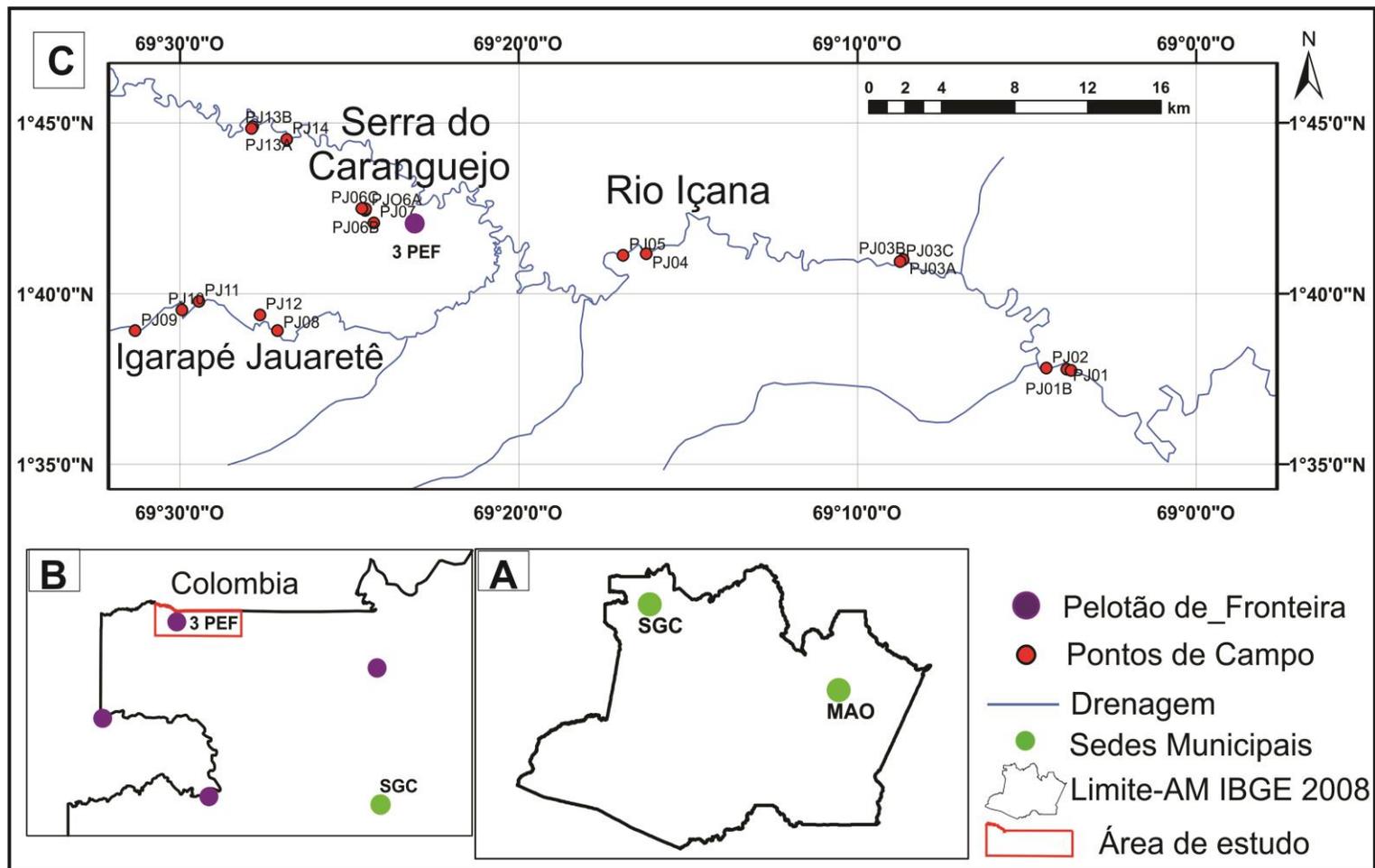


Figura 3: Localização geográfica da área de estudo (A) Estado do Amazonas com a localização das cidades de Manaus (MAO) e São Gabriel da Cachoeira (SGC). (B) Extremo noroeste do estado do Amazonas, “Cabeça-do-Cachorro”, município de São Gabriel da Cachoeira (SGC) e pelotão de fronteira (PEF). (C) Área de estudo, nos arredores do 3° pelotão especial de fronteira (3° PEF São Joaquim).

a) Revisão bibliográfica

A revisão bibliográfica é uma ferramenta indispensável durante o desenvolvimento da dissertação, com consultas à literatura sobre os métodos a serem utilizados. Essa etapa consistiu no levantamento das informações bibliográficas disponíveis acerca do atual estágio de conhecimento geológico regional e local. Além disso, foram adquiridos os dados geofísicos do Projeto Aerogeofísico Extremo Noroeste da CPRM (1987) e imagens de satélite, que auxiliaram na identificação de feições geológicas, drenagens e acessos para facilitar o desenvolvimento da etapa de campo.

b) Trabalho de campo

O levantamento geológico, dentro do território brasileiro, foi realizado ao longo do Rio Içana e Igarapé Jauaretê (um dos seus afluentes da margem direita), localizados no extremo noroeste do estado do Amazonas (Figura 1) utilizando bases cartográficas e geológicas, imagens de satélite, radar etc. A etapa de campo teve duração de 10 dias no mês de julho 2016 e consistiu da descrição detalhada de 14 afloramentos, incluindo as principais feições geológicas, identificação dos litotipos e suas relações de contatos (quando possível), obtenção de dados de estruturais, registro fotográfico, confecção de seções esquemáticas e coleta sistemática de amostras, algumas orientadas.

c) Estudos Petrográficos

Com base nas principais feições observadas em campo foram selecionadas 15 amostras para confecção de seções delgadas polidas junto ao Laboratório de Laminação da CPRM-Manaus. As análises petrográficas foram realizadas nas dependências do Laboratório de Microscopia da Pós-Graduação no DEGEO, utilizando microscópio petrográfico de luz transmitida da marca OLYMPUS, modelo BX41. As fotomicrografias foram capturadas com câmera Olympus, modelo X-775, acoplada ao microscópio.

A quantificação das fases minerais de cada seção foi feita a partir da mesonorma (com base na litogeoquímica), calculada segundo Mielke e Winkler (1979) e a classificação foi feita com base no diagrama de Le Maitre e Streckeisen (1976), utilizando-se do programa GCDkit (Geochemical Data Toolkit) versão 4.1. O estudo petrográfico permitiu a identificação das fases minerais, estabelecimento de relações microtexturais, fornecendo indicações sobre os eventos deformacionais do grau

metamórfico e temperatura de metamorfismo utilizando os critérios texturais e mineralógicos.

d) Química mineral

Com base nos estudos petrográficos foram selecionadas 18 seções polidas representativas das rochas estudadas, que foram analisadas em Laboratório de Universidade de Brasília com uso de Microsonda Eletrônica, modelo CAMECA SX-50, em condições analíticas de 20 kV (tensão de aceleração) e 20 nA (corrente). O estudo foi realizado nos dias 29, 30 e 31 de março de 2017, com análise de plagioclásio, feldspato potássico, biotita, muscovita, titanita e alguns opacos. Estas análises foram utilizadas para determinar a composição precisa dos minerais.

e) Estudos geoquímicos

Nesta etapa foram selecionadas 14 amostras de rocha, incluídas aquelas utilizadas na microsonda, para a quantificação dos óxidos maiores, elementos terras raras e alguns traços (Y, Sr, Rb, Zr, Nb, La, Sr, Ce, Tb, Ba, Hf, Th, Ta, Nd, Tm e Sm) no Laboratório da ALS Brasil Limitada em Goiânia-GO, Brasil. Os óxidos maiores foram analisados por ICP-AES e os elementos terras raras e os traços por ICP-MS. Tais análises foram a base para os estudos petrogenéticos, que envolveram a identificação de elementos compatíveis e incompatíveis através dos diagramas de Harker, caracterização do tipo de série magmática, inferência do ambiente tectônico, e processos envolvidos na geração das rochas protólitos. A preparação mecânica das amostras foi feita no Laboratório de Laminação da CPRM-Manaus e envolveu as seguintes etapas: (1) britagem em britador de mandíbula de Aço, (2) seguido do quarteamento da brita, (3) moagem deste material em moinho de ágata até obter fração de 200 *mesh*, (4) posteriormente, 30g do pó resultante da moagem foi enviado ao laboratório para análises, químicas.

CAPÍTULO 2 - SÍNTESE DO CONHECIMENTO GEOLÓGICO

2.1. Cráton Amazônico

O Cráton Amazônico possui diferentes propostas de evolução e estruturação sendo as mais difundidas na literatura aquelas apresentadas por Hasui (1984), Tassinari e Macambira (1999) e Santos et al. (2000 e 2006).

Essencialmente em dados geofísicos (gravimetria e magnetometria Costa e Hasui (1987) dividiram o Cráton Amazônico em 19 blocos crustais com evolução associada a processos colisionais. As margens dos blocos hipotéticos marcariam as zonas de sutura de eventos colisionais, ou cinturões de cisalhamento, de idade Arqueana/Paleoproterozóica com reativações posteriores, e os núcleos seriam constituídos por terreno granítico-gnáissico com sequências tipo *greenstone belts*. Os dados isotópicos obtidos a partir da década de 90 (Tassinari e Macambira 1999, Santos et al. 2000, entre outros) evidenciam que a grande maioria dos 19 blocos crustais são mais jovens que Arqueano-Paleoproterozóico e que o processo colisional é dominante apenas em duas províncias.

A partir de estudos isotópicos de Sm-Nd, Rb-Sr e U-Pb surgem propostas de compartimentação do Cráton Amazônico em províncias geocronológicas cujos limites e correlações têm sofrido modificações de acordo com o aumento de datações U-Pb realizados nas últimas décadas. Tassinari e Macambira (1999) dividiram o Cráton Amazônico em seis províncias, incluindo quatro cinturões móveis acrescentados ao núcleo do proto-cráton arqueano (Figura 2A). Santos et al. (2000, 2006), dividiram o Cráton Amazônico em sete províncias tectônicas, sendo as províncias Carajás e Amazônia Central, as mais antigas, de idade arqueana, e a Província Sunsás, a mais nova, com idade mesoproterozóica (Figura 2B). Estes autores também acrescentam a Faixa K'Mudku, um cinturão de cisalhamentos com disposição geral NE-SW e idade mesoproterozóica entre 1,470-1,117 Ga, que retrabalha as rochas das províncias Rio Negro, Transamazônica e Tapajós-Parima. Embora haja variação no número de, limites e nomes das províncias ambas baseiam-se em um modelo mobilista acrescionários para estruturação do Cráton Amazônico.

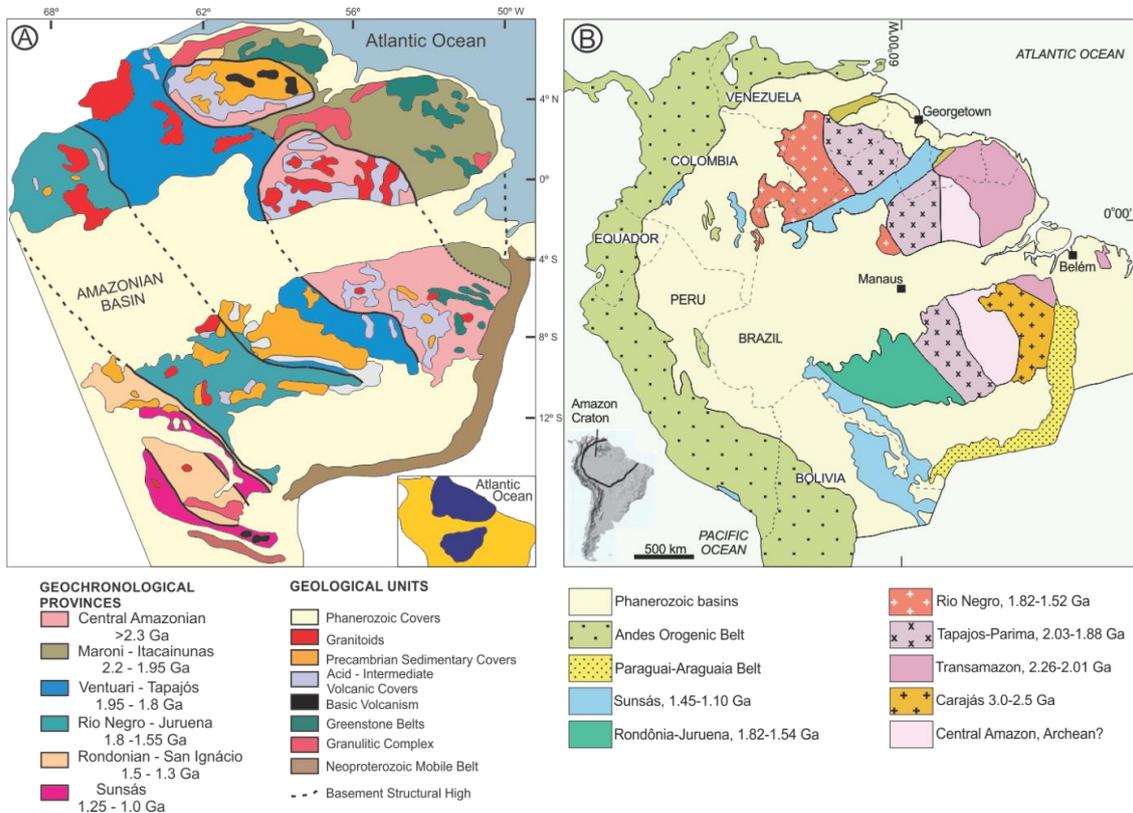


Figura 4: Modelos de compartimentação do Cráton Amazônico. (A) Segundo Tassinari e Macambira (1999, 2004). (B) Santos et al. (2000, 2006).

2.2. Província Rio Negro

A Província Rio Negro-Juruena (Tassinari e Macambira 1999) ou Província Rio Negro (Santos et al. 2000), localiza-se na porção NW do Cráton Amazônico e compreende parte dos países da Colômbia e Venezuela. No lado brasileiro a CPRM (2006) subdivide a Província Rio Negro, em dois domínios tectono-estratigráficos, Imeri (a leste) e Alto Rio Negro (a oeste). Almeida et al. (2013) a partir da integração de dados de campo, geoquímicos e geocronológicos redefine os limites do Domínio Imeri e subdivide o Domínio Alto Rio Negro em domínios Içana e Uaupés (Figura 3). A seguir segue uma descrição sumarizada dos domínios e suas principais unidades segundo Almeida et al. (2013).

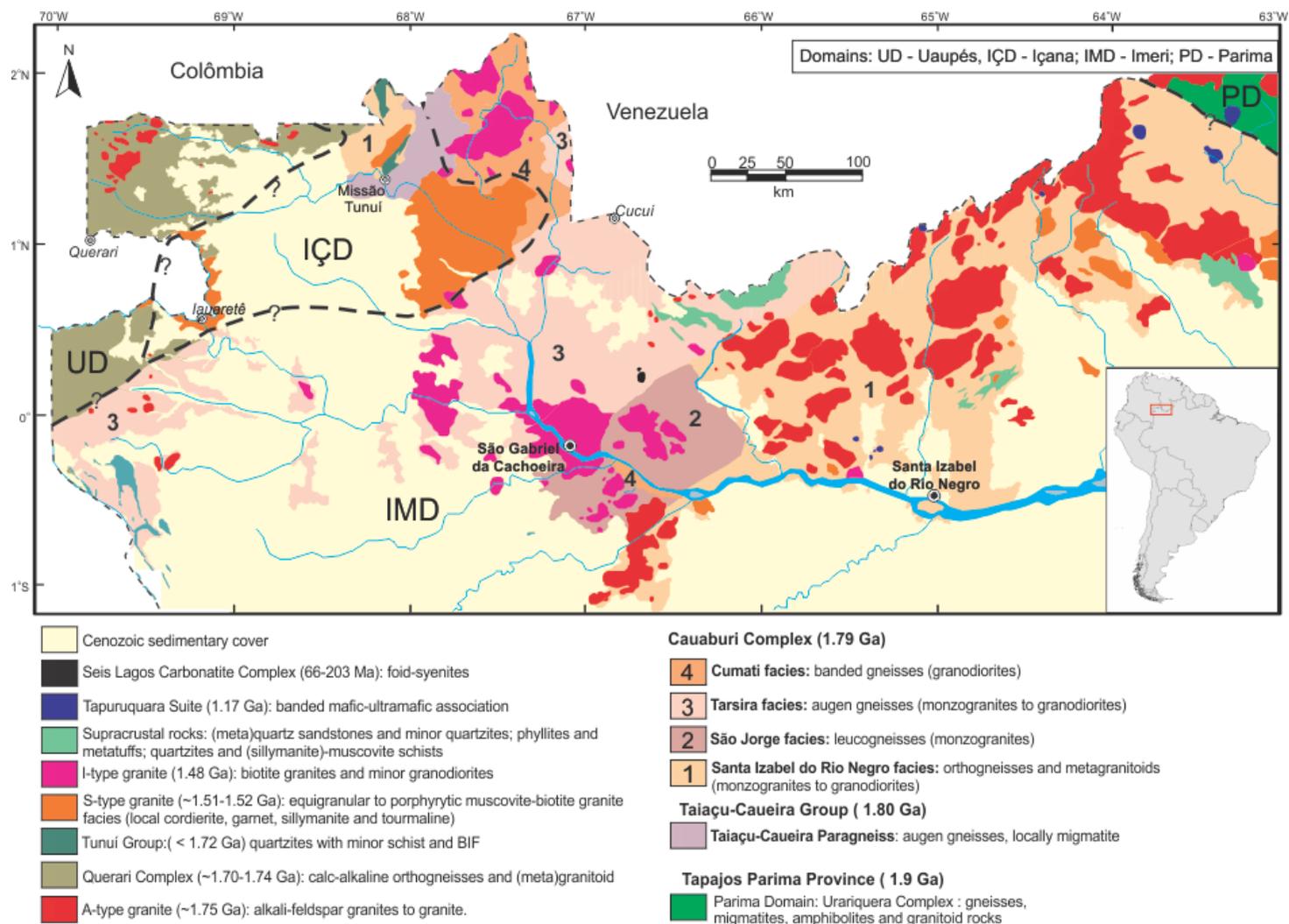


Figura 3: Mapa geológico da Província Rio Negro, modificado por CPRM (2006). Divisão em domínios tectônicos de acordo com Almeida et al. (2013) e adição ao Complexo Cauaburi das fácies São Jorge (Carneiro et al 2017), fácies Cumati (Almeida et al., 2013; Carneiro et al., 2017) e fácies Santa Izabel do Rio Negro aflorando no Domínio Içana (Veras et al., 2015).

Domínio Imeri

O Domínio Imeri é caracterizado por estruturas regionais NE-SW relacionadas a zonas de cisalhamento destrais. O embasamento é representado pelo Complexo Cauaburi (1,81 a 1,78 Ga), composto por ortognaisses e metagranitóides cálcio-alcalinos de composição monzogranítica a granodiorítica, localmente tonalítica englobados na Fácies Santa Izabel do Rio Negro e por augen gnaisses monzograníticos da Facies Tarsira. Também pertencem ao embasamento ortognaisses tonalíticos e granodioríticos localmente migmatizados e polidobrados, designados por Almeida et al. (2013) como Fácies Cumati. O Complexo Cauaburi é cortado por inúmeras intrusões de granitóides mesoproterozóicos de natureza diversas: (i) granitos tipo A das suítes Tiquié, Marié-Mirim e Marauíá (1,76 a 1,75 Ga; CPRM, 2006); (ii) granitóides tipo S das suítes Igarapé Reilau e Içana (1,54 Ga a 1,52 Ga; Almeida et al. 1997; CPRM, 2006) e (iii) granitos tipo I do Granito Jauari (1,48 Ga; CPRM, 2003) e das suítes Rio Uaupés e Inhamoin (1,52 Ga; Santos et al. 2000). Ocorrem rochas supracrustais representadas por sucessões metavulcanossedimentares das Formações Neblina, Daraá e Aracá, além de intrusões máficas-ultramáficas da Suíte Tapuruquara (1,17 Ga; Santos et al. 2006).

Carneiro et. al. (2017) faz uma revisão litoestratigráfica no Complexo Cauaburi, baseada em dados estruturais, petrográficos e geoquímicos, de rochas aflorantes no Rio Negro entre as cidades de São Gabriel da Cachoeira e Santa Izabel do Rio Negro e adiciona ao Complexo Cauaburi a Fácies Cumati, constituídas por ortognaisses tonalíticos e granodioríticos localmente migmatizados e polidobrados de afinidade cálcio-alcalina e a Fácies São Jorge, constituída por leucognaisses monzograníticos finos bandado de afinidade alcalina.

Domínio Içana

O Domínio Içana segundo (Almeida et al. 2013) é marcado pela presença de restos de sucessões metavulcanossedimentares pertencentes ao Grupo Tunuí, que possui zircões detríticos com idade máxima de 1,72 Ga (CPRM 2003). Estas rochas estão deformadas, apresentando metamorfismo progressivo de norte para sul, onde o grau metamórfico varia de xisto verde baixo a anfibólito (Serra Tunuí) até alcançar a isógrada da anatexia (região Taiuaçu-Cauera). Associados a esta sucessão ocorrem

granitos tipo S da Suíte Içana de idade 1,54-1,52 Ga (Almeida et al. 1997; CPRM, 2006; Almeida et al. 2013). Entretanto, Veras et al (no prelo) identificaram na região do Domínio Içana rochas ortoderivadas com idade de 1,80 Ga (Veras 2012) correlacionadas em termos geocronológicos e geoquímicos a Fácies Santa Izabel do Rio Negro do Complexo Cauaburi.

Domínio Uaupés

O Domínio Uaupés (Almeida et al. 2013) compreende a porção extremo oeste da Província Rio Negro, na fronteira com a Colômbia (Figura 03). Segundo Almeida et al. (2013) o embasamento do domínio é representado pelo Complexo Querari, constituído por ortognaisses e metagranitóides cálcio-alcálicos de composição variando de monzogranítica a diorítica e idades entre 1,75 Ga e 1,70 Ga. A foliação regional observada nas rochas do embasamento possui direção NE-SW, e é associada a megazonas de cisalhamento sinistrais. Segundo Almeida et al. (2013) o embasamento do Domínio é interpretado como arco magmático juvenil (arco de ilha?).

2.3. Evolução da Província Rio Negro

Almeida et al. (2013) considera que as rochas do embasamento do Complexo Cauaburi (Domínio Imeri) foram geradas por três orogenias distintas. A orogenia Cauaburi (1,78 a 1,81 Ga), responsável pela geração das rochas cálcio-alcálicas do Complexo Cauaburi em um sistema de arco magmático continental com vergência de oeste para leste mergulhando sob a Província Tapajós Parima. Orogenia Querari (1,75-1,70 Ga) responsável pela geração das rochas cálcio-alcálicas do Complexo Querari em um sistema de arco de ilha primitivo (Orogenia Querari), e por fim a orogenia Içana (1,54 a 1,48 Ga) responsável pela amalgamação dos arcos Cauaburi e Querari que culminou com a geração dos granitos tipo S e I intrusivos nas rochas do embasamento. Posteriormente estas rochas teriam sido retrabalhadas por um evento colisional mais jovem, atribuído ao evento K Mudku (1,38-1,20 Ga) de natureza intracratônica, similar em idade a orogenia Sunsás (Almeida et al. 2013). Cordani et al. (2016) discorda um pouco desta proposta, e relaciona a evolução da Província Rio Negro a dois eventos orogênicos. O primeiro evento, com idade entre 1,80 a 1,74 Ga (Faixa Atapabo) seria

responsável pela geração das rochas do embasamento em um ambiente de arco onde a subducção ocorre sob a área cratônica formada pelo continente Venturar-Tapajós. O segundo evento, com idade de 1,58 a 1,50 Ga (Faixa Vaupés) seria responsável pela geração de granitos sin-tectônicos também num ambiente de arco com subducção sob a área já cratonizada no primeiro evento. Finalmente, aquecimento intraplaca (evento Nikerie-K'Mudku) entre 1,2 a 1,3 Ga teria afetado toda a região.

GEOLOGIA DO EMBASAMENTO DO DOMÍNIO UAUPÉS, PROVÍNCIA RIO NEGRO, CRÁTON AMAZÔNICO

Paulo Jerry Bentes Gomes^{1*}, Rielva Solimairy Campelo do Nascimento¹, Marcelo Esteves Almeida², Renata da Silva Veras³, Marcia Caroline Rodrigues Carneiro⁴, Marcel Silva Passos⁴

¹Geosciences Postgraduate Program, Universidade Federal do Amazonas – UFAM, Manaus (AM), Brazil. *E-mails: jerryanutama@hotmail.com, rielva@ufam.edu.br*

²Geological Brazilian Survey - Regional Superintendence of Manaus – Manaus (AM), Brazil. *E-mail: marcelo.esteves@cprm.gov.br*

³Geology and Geochemistry Postgraduate Program, Institute of Geosciences, Universidade Federal do Para – UFPA, Belém (PA), Brazil. *E-mail: renata.veras07@gmail.com*

⁴Geology Postgraduate Program, Institute of Geosciences, Universidade de Brasília – UnB, Brasília (DF), Brazil. *E-mail: marciacarolinee@gmail.com, marcel.silva.k2@gmail.com*

*corresponding author

RESUMO: O objetivo do trabalho foi caracterização petrográfica, estrutural e geoquímica do Complexo Querari, no Domínio Uaupés, Província Rio Negro. Foram identificados duas fácies. A Facies Panã-Panã tem composição de sieno a monzogranítica com textura de grossa a porfirítica, com titanita, epidoto e allanita, são rochas cálcio-alcálica e metaluminosas. A Facies Matupi tem composição sienogranítica, textura grossa a porfirítica com duas micas e epidoto, são rochas alcalinas, peraluminosas. Os protólitos ígneos das Facies Panã-Panã e Matupi foram gerados a partir de fonte e/ou os processos evolutivos distintos num ambiente de arco magmático continental, no intervalo de 1,78 a 1,74 Ga. Durante o seu alojamento na crosta foi desenvolvida a foliação $S_1//S_0$ com direção NE-SE. Um segundo evento tectônico foi responsável pelo dobramento da foliação S_1 , gerando a foliação plano axial S_2 com direção aproximada E-W. As texturas de deformação, bem como, as paragêneses minerais de ambas as fácies evidenciam um evento metamórfico em facies anfíbolito superior, em torno de 700°C. Zonas de cisalhamento dúcteis com cinemática sinistral retrabalham as rochas do Complexo Querari, gerando uma foliação milonítica $S_3//S_1$. No evento metamórfico M_3 a temperatura aumentou o suficiente para iniciar o processo de anatexia, Este evento M_3 está relacionado ao reflexo intracratônico da colisão continental Grenviliana-Sunsás, na parte noroeste do Craton Amazônico, evento K Mudku (1,317 a 1,198 Ga).

PALAVRAS-CHAVE: Complexo Querari, Domínio Uaupés, Província Rio Negro, evolução tectono-metamórfica.

INTRODUÇÃO

A Província Rio Negro-Juruena (Tassinari e Macambira 1999 – Figura 1A) ou Província Rio Negro (Santos et al. 2006 – Figura 1B), localiza-se na porção NW do Cráton Amazônico e compreende parte dos países da Colômbia e Venezuela. CPRM (2006) subdividiu a Província Rio Negro em dois domínios tectono-estratigráficos, Imeri (a leste) e Alto Rio Negro (a oeste). Almeida et al. (2013) tendo como base a integração entre os dados de campo, dados geoquímicos e geocronológicos de rochas do embasamento faz uma revisão dos domínios até os limites do Domínio Imeri e subdivide o antigo Domínio Alto Rio Negro em dois novos domínios o Domínio Içana e Uaupés (Figura 2).

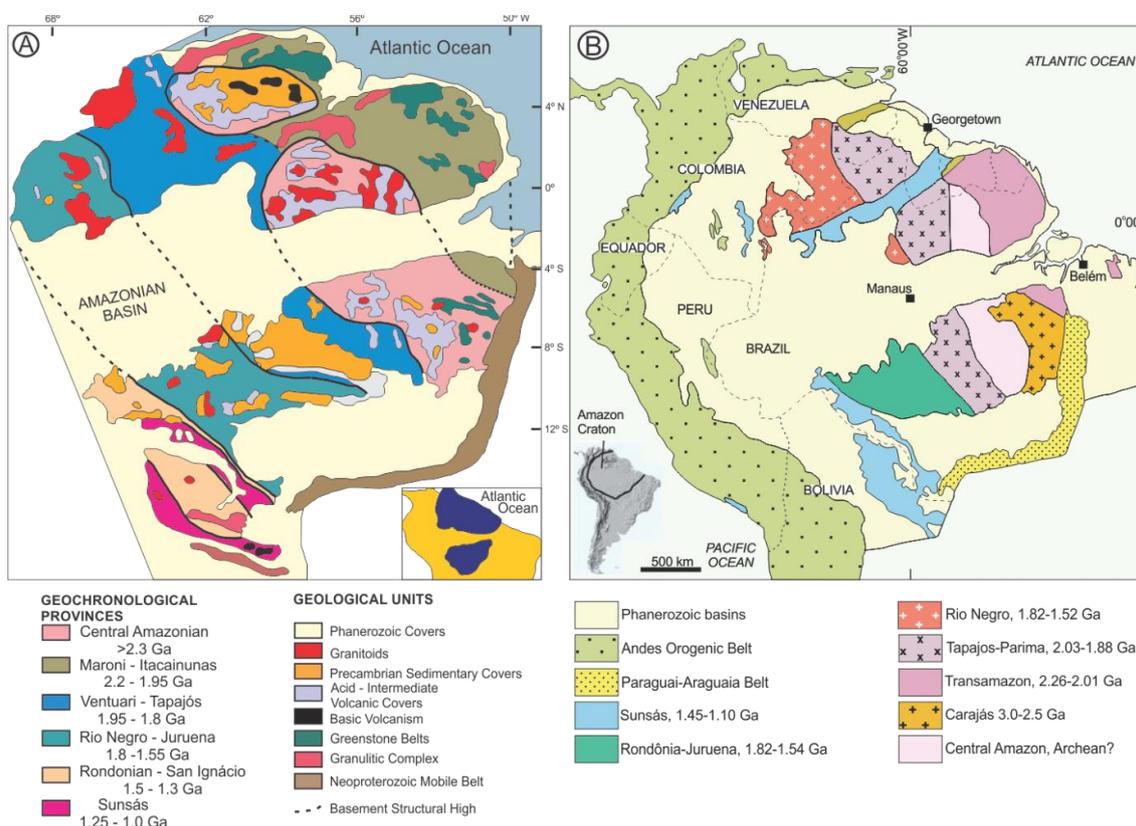


Figura 1 - Modelos de compartimentação do Cráton Amazônico em províncias geocronológicas segundo (A) Tassinari e Macambira (1999 e 2004) e (B) Santos et al. (2000 e 2006).

O Domínio Imeri tem como embasamento as rochas do Complexo Cauaburi com idade entre 1,81 a 1,78 Ga (Almeida *et al.* 2013) constituído por ortognaisses e metagranitóides cálcio-alcálinos de composição monzogranítica a granodiorítica, localmente tonalítica (Fácies Santa Izabel do Rio Negro) e por augen gnaisses

monzograníticos (Facies Tarsira). Carneiro et. al. (2017) acrescenta ao Complexo Cauaburi a Fácies Cumati, constituídas por ortognaisses tonalíticos e granodioríticos localmente migmatizados e polidobrados de afinidade cálcio-alcalina e a Fácies São Jorge, constituída por leucognaisses monzograníticos finos bandado de afinidade alcalina. No Domínio Içana restos de sucessões metavulcanossedimentares do Grupo Tunuí, com zircões detríticos com idade máxima de 1,72 Ga (CPRM 2003) representariam o embasamento deste domínio (Almeida *et al.* 2013). Estas rochas mostram variação no grau de metamorfismo, sendo observado um aumento progressivo, de norte para sul, variando de xisto verde baixo a anfíbolito (Serra Tunuí) até alcançar a isógrada da anatexia (região Taiuaçu-Cauera - Almeida 2006 – Figura 2). Entretanto, Veras et al (no prelo) identificaram na região do Domínio Içana rochas ortoderivadas com idade de 1,80 Ga (Veras 2012) correlacionadas em termos geocronológicos e geoquímicos a Fácies Santa Izabel do Rio Negro do Complexo Cauaburi. Ortognaisses e metagranitóides cálcialcalinos de composição monzogranítica a diorítica de idades entre 1,75 Ga e 1,70 Ga, englobados no Complexo Querari, representam o embasamento do Domínio Uaupés (Almeida et al. 2013).

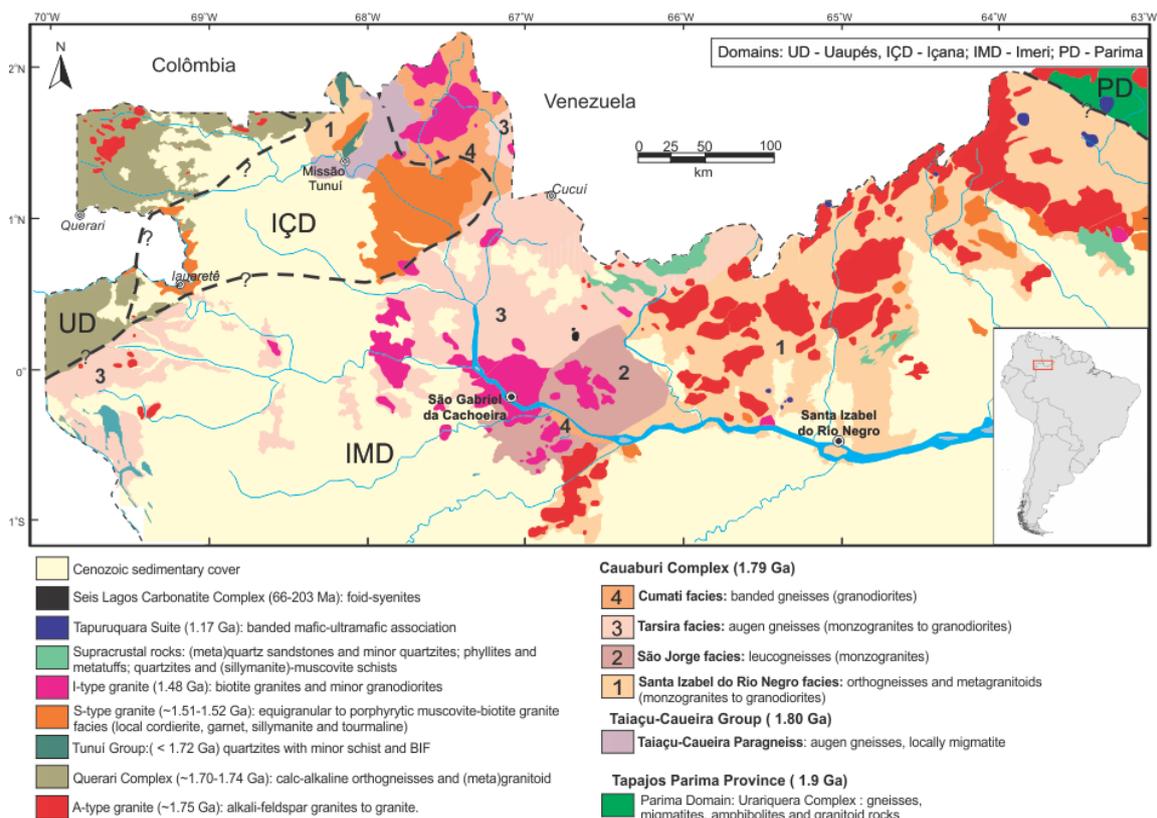


Figura 2 -: Mapa geológico da Província Rio Negro, modificado de CPRM (2006). Divisão em domínios tectônicos de acordo com Almeida et al. (2013)

Intrusivos nas rochas do embasamento ocorrem granitóides de natureza diversas (Figura 2): (i) granitos tipo A com idade de 1,76 a 1,75 Ga (CPRM, 2006); (ii) granitóides tipo S com idades entre 1,54 Ga a 1,52 Ga (Almeida et al. 1997; CPRM, 2006; Veras 2010) e (iii) granitos tipo I do Granito com idades entre 1,48 Ga a 1,52 (CPRM 2003, Santos et al. 2000).

Almeida et al (2013) propõem para a Província Rio Negro uma evolução a partir da amalgamação de arcos magmáticos com posterior retrabalhamento intracontinental. O primeiro arco com idade entre 1,81 a 1,78 Ga estaria relacionado à formação das rochas cálcio-alcálicas do Complexo Cauburi num ambiente continental com vergência de oeste para leste mergulhando sob a Província Tapajós Parima (Orogenia Cauburi). O segundo evento, entre 1,75-1,70 Ga, teria gerado o Complexo Querari em um sistema de arco de ilha primitivo (Orogenia Querari). O terceiro evento, a 1,51 a 1,48Ga resultou na amalgamação dos arcos Cauaburi e Querari (Orogenia Içana) que culminou com a geração dos granitos tipo S e I intrusivos nas rochas do embasamento. Posteriormente estas rochas teriam sido retrabalhadas por um evento mais jovem com idade de 1,38-1,20 Ga (evento K´Mudku) de natureza intracratônica, similar em idade a orogenia Sunsás. Cordani et al. (2016) discorda um pouco desta proposta, e relaciona a evolução da Província Rio Negro a dois eventos orogênicos. O primeiro evento, com idade entre 1,80 a 1,74 Ga (Faixa Atapabo) seria responsável pela geração das rochas do embasamento em um ambiente de arco onde a subducção ocorre sob a área cratônica formada pelo continente Venturar-Tapajós. O segundo evento, com idade de 1,58 a 1,50 Ga (Faixa Vaupés) seria responsável pela geração de granitos sin-tectônicos também num ambiente de arco com subducção sob a área já cratonizada no primeiro evento. Finalmente, aquecimento intraplaca (evento Nikerie-K´Mudku) entre 1,2 a 1,3 Ga teria afetado toda a região.

Rochas do embasamento pela característica intrínseca de registrarem todos os eventos tectono-metamórfica de uma região são o principal alvo de estudo nas reconstruções geotectônicas. As propostas de evolução da Província Rio Negro fundamentam-se basicamente em dados geocronológicos, com alguma contribuição geoquímica. Trabalhos de maior detalhe nas rochas compreendendo estudos estruturais e metamórficos foram desenvolvidos por Rodrigues (2016), Carneiro et al (2017) e Veras et al (2018, no prelo). A identificação de rochas do Complexo Cauaburi no Domínio Içana (Veras et al. 2018) remete a uma revisão dos limites do Domínio Imeri

e/ou da existência do Domínio Içana. Nos levantamentos realizados no extremo NW da Província Rio Negro (Domínio Uaupés), há ausência de dados estruturais e metamórficos, o que impossibilita a comparação com as demais rochas do embasamento da Província Rio Negro. Neste contexto, este trabalho se propõe a estudar as rochas do embasamento do Domínio Uaupés, ao longo de um perfil no alto curso do Rio Içana, região de fronteira Brasil-Colômbia, com intuito de caracterizar a sua evolução tectono-metamórfica e comparar os dados obtidos nas pesquisas de Carneiro et al (2017) e Veras et al (2018, no prelo). Esta comparação permitirá estabelecer se as rochas ortoderivadas do embasamento da província Rio Negro passaram por uma evolução comum conforme sugerido por Cordani et al (2016) ou alternativamente representam episódios evolutivos distintos (Almeida et al 2013).

O COMPLEXO QUERARI E A SUITE INTRUSIVA TIQUIÉ

O Domínio Alto Rio Negro tinha como embasamento o Complexo Cumati, subdivido em litofácies Tonu e Querari (Santos et al. 2000, CPRM 2006). Estes litotipos foram diferenciados do Complexo Cauaburi por Lima e Pires (1985) por apresentarem padrão estrutural e deformacional contrastantes. Com a reformulação dos domínios tectono-estratigráficos para a Província Rio Negro (Almeida et al. 2013), a litofácies Tonu passou a ser designada Complexo Cumati, representando parte do embasamento do Domínio Imeri juntamente com o Complexo Cauburi, e a litofácies Querari recebeu a designação de Complexo e passou a representar o embasamento do Domínio Uaupés. Carneiro et al. (2017) em revisão lito-estratigráfica do Domínio Imeri, englobou no Complexo Cauburi duas novas fácies: a Fácies Cumati (equivalente do Complexo Cumati) e a Fácies São Jorge (unidade até então não mapeada).

O Complexo Querari, segundo CPRM (2006), compreende ortognaisses e metagranitóides de composição monzogranítica a granodiorítica, constituído por feldspatos, quartzo, biotita, titanita, hornblenda e eventualmente epidoto, sulfeto e magnetita (CPRM 2006). Apresenta coloração cinza, granulometria média a grossa, variando de inequigranular a porfírica com pórfiros de álcali-feldspato tabulares com até 1,5 cm. A foliação é definida pelo alinhamento dos minerais máficos e por aglomerados de enclaves máficos lenticulares, e varia de N30°E a N10°W e quase sempre apresenta uma foliação milonítica subparalela. Zonas de cisalhamento com direção N70°E a E-W seccionam por vezes a foliação principal.

Dados geocronológicos para as rochas aflorantes ao longo do Rio Uaupés (fronteira Brasil-Colômbia), principal área de afloramento do Complexo Querari, indicam idades de cristalização dos protólitos predominantemente na faixa de 1,74 Ga (Almeida et al 2013, Cordani et al. 2016). Valores anômalo foram obtidos por Tassinari et al (1996) em um quartzo diorito com idade de cristalização de 1,70 Ga (U-Pb TIMS) e por Cordani et al. (2016) em um monzogranito com idade de 1,78Ga (U-Pb SHRIMP), ambos provenientes do Rio Uaupés. As idades modelo para as rochas desta unidade estão na faixa de 2,1 Ga com ϵ_{Nd} próximo a 0 (Cordani et al. 2016).

No Domínio Uaupés ainda são descritos granitos tipo A, agrupados por Almeida (1996) na Suite Intrusiva Tiquié. Composicionalmente variam de monzogranitos a sienogranitos, coloração cinza róseo, equigranular a porfiríticos constituídos por microclínio, ortoclásio micropertítico, plagioclásio, quartzo, biotita, titanita, opacos, hornblenda, apatita, allanita, fluorita e zircão, e epidoto, titanita e sericita como minerais secundários (CPRM 2006). Estudos geoquímicos sobre estas rochas são restritos a Almeida (1996 e 1997) e são baseados em geoquímica de elementos maiores, onde foram caracterizados com rochas subalcalinas, metaluminosas e similar aos granitos tipo A₂ de Eby (1992). Estudos isotópicos U-Pb (SHIMP) e Pb-Pb (evaporação), realizados pela CPRM (2006) uma amostra proveniente da área tipo (igarapé do Castanho, afluente do rio Tiquié) forneceram idade de cristalização 1,75 Ga (7 zircões) e herança de 2,03 Ga (1 zircão).

MATERIAIS E MÉTODOS

Foram estudados 14 afloramentos localizados ao longo dos rios Içana, e Jauaretê e na Serra do Caranguejo nos arredores da vila São Joaquim, (Figura 3). Foi realizado um estudo sistemático dos afloramentos com coletas de amostras orientadas e aquisição de dados estruturais. De todos os pontos amostrados foram confeccionadas seções delgadas orientadas para estudos petrográficos e metamórficos e foram realizadas análises químicas de minerais e litogeoquímicas. As análises química de minerais foram realizadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica da Universidade de Brasília usando Microsonda Eletrônica, modelo CAMECA SX-50 e as análises litogeoquímica realizadas no Laboratório da ALS Brasil Limitada, os óxidos maiores foram analisados por ICP-AES e os elementos terras raras e os traços (Y, Sr, Rb, Zr, Nb, La, Sr, Ce, Tb, Ba, Hf, Th, Ta, Nd, Tm e Sm) por ICP-MS. Os resultados das análises litogeoquímicas

foram tratadas usando Microsoft Excel e GCDkit 4.1 e plotadas em diagramas de interpretações petrogenéticas.

RESULTADOS

Dados petrográficos e geoquímicos permitiram a individualização em dois grupos de rochas distintos (Figura 3). Entretanto, os dados estruturais/metamórficos mostram que estas rochas foram submetidas aos mesmos eventos tectonometamórficos, motivo pelo qual o Complexo Querari foi subdividido em duas fácies, aqui denominadas de Fácies Panã-Panã e Fácies Matupi.

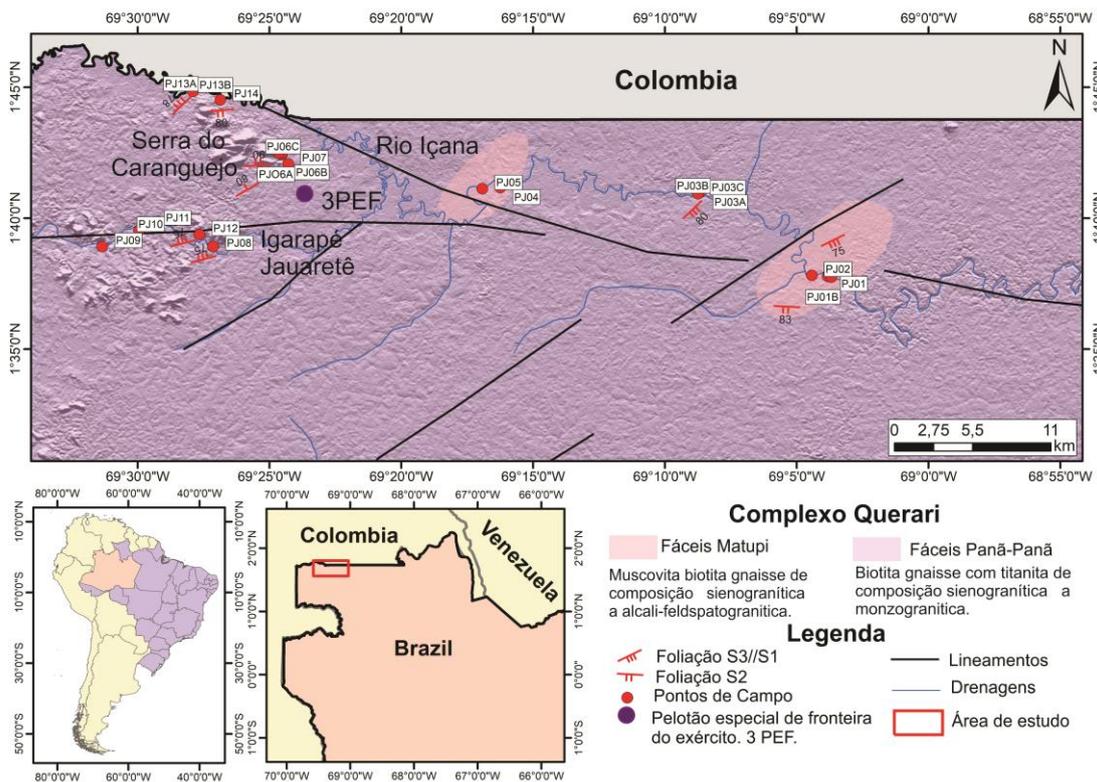


Figura 3: Mapa geológico simplificado da área de estudo, extremo NW do estado do Amazonas.

Aspectos de campo e petrográficos do Complexo Querari

Os gnaisses e metagranitos estudados neste trabalho afloram as margens do Rio Içana, Igarapé Jauaretê e na Serra do Carangueijo (Figura 5A), está última próximo ao pelotão de fronteira de São Joaquim, extremo NW do estado do Amazonas (Figura 3). Na Fácies Panã-Paná predominam gnaisses e metagranitos de composição sienograníticas a monzograníticas enquanto na Fácies Matupi predominam sienogranitos

e subordinadamente álcali-feldspato granítico (Figura 4). No total foram descritos 14 afloramentos dos quais 9 da Fácies Panã-Paná e 05 da Fácies Matupi (Figura 3).

A **Fácies Panã-Paná** é constituída por biotita gnaisse (Figura 5A e B) a metagranitos (Figura 5C) de coloração cinza claro a levemente rosada, textura inequigranular a porfiroclástica com porfiroclastos de feldspato, tabulares a ripiformes, com tamanho de até 5 cm (Figura C). Os porfiroclastos são de microclínio, plagioclásio ($An_{8,90-29,60\%}$) e quartzo, imersos em uma matriz média, composta essencialmente por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio ($An_{3,55-16,08\%}$); titanita, epidoto, allanita, fluorita, zircão e opacos representam a mineralogia acessória. Quando predominam texturas inequigranulares a levemente porfirítica a foliação é definida tanto pelos máficos como os porfiroclastos (Figura 5A), mas nas rochas com percentagens de porfiroclastos maiores o desenvolvimento da foliação metamórfica é incipiente e predomina a orientação do fluxo magmático (Figura 5C).

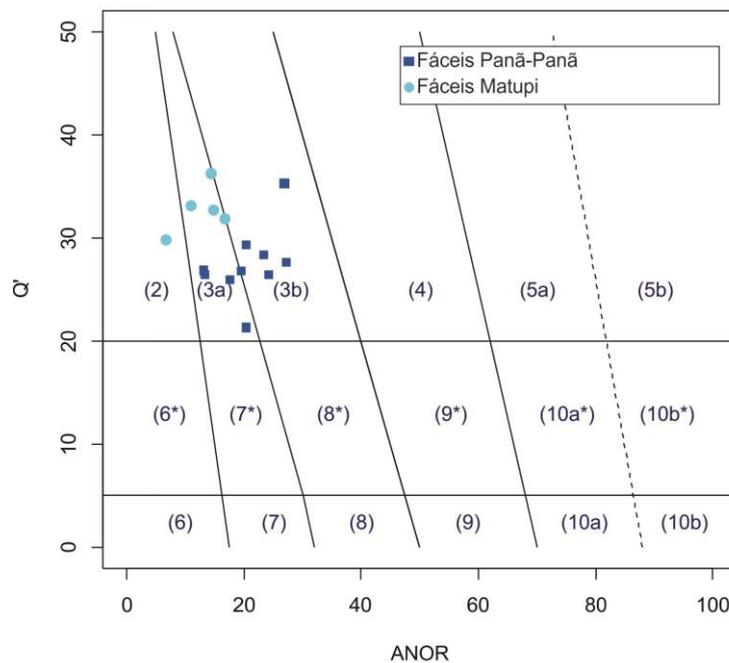


Figura 4: Classificação dos gnaisses do Domínio Uaupés segundo Streckeisen e Le Maitre (1976).

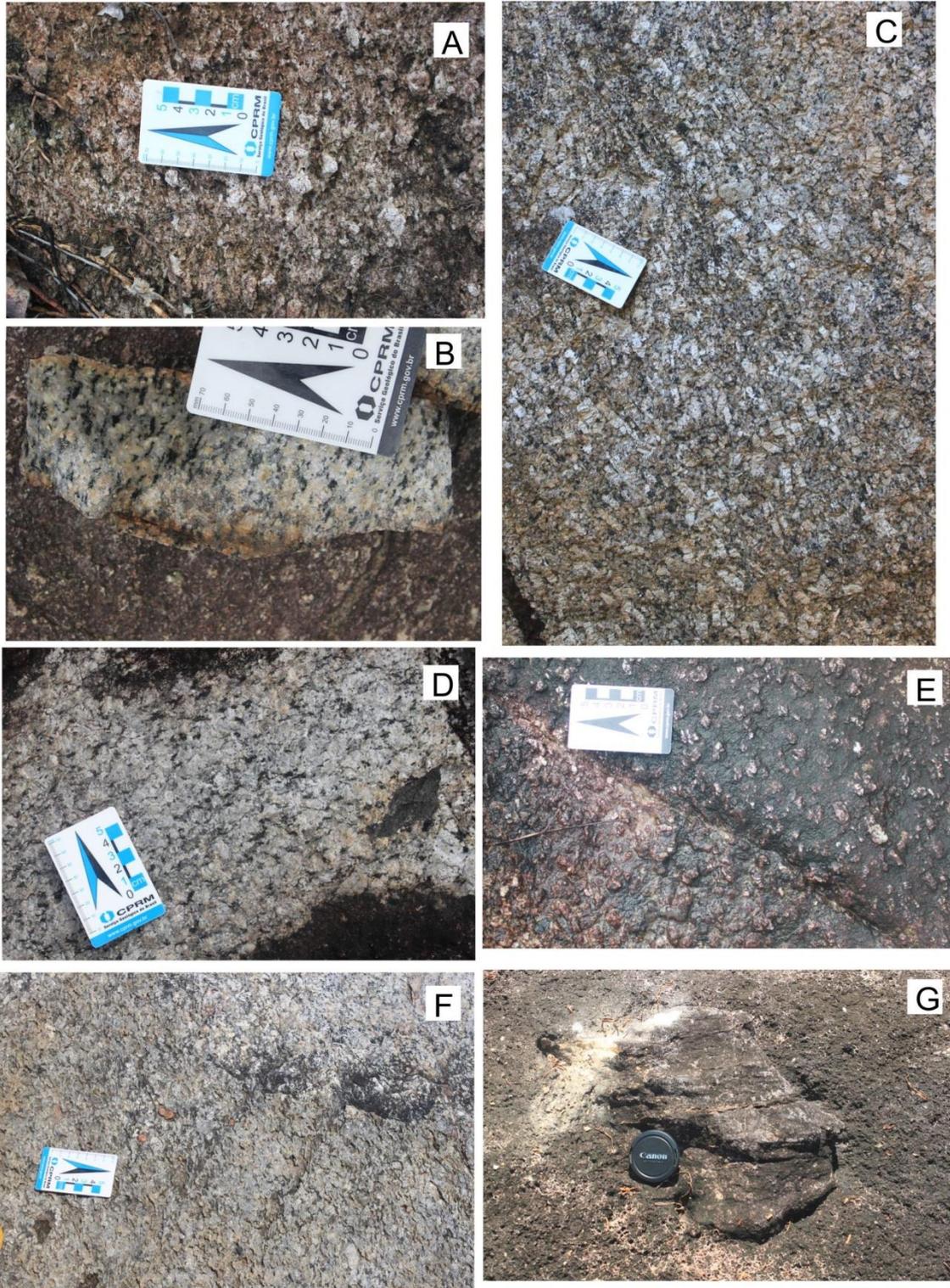


Figura 5: Aspectos macroscópicos dos gnaisses e matagranitos do Complexo Querari. Variações texturais dos Gnaisses Panã-Panã de acordo com a percentagem de porfiroclastos variando desde: (A) augen gnaiss (PJ14); (B) gnaiss equigranular (PJ03A); e (C) metagranitos com preservação da orientação do fluxo magmático (PJ07). Variações texturais dos gnaisses Matupi. (D) Gnaiss com textura inequigranular grossa a porfiroclástica com enclave máfico alongado paralelo a foliação da rocha (PJ01A); (E) metagranito com cristais tabulares de feldspato alcalino definindo a orientação do fluxo magmático (PJ01B); (F) Variação do grau de deformação do gnaiss Matupi mostrando textura milonítica (PJ02) e (G) Xenólito de quartzito no gnaiss Matupi (PJ05).

A **Fácies Matupi** ocorre como dois pequenos corpos com formas inferidas a partir dos dados de campo (Figura 3), que afloram na forma de lajedos nas margens e em cachoeira no rio Içana. São gnaisses e metagranitos de coloração acinzentada a rosada, leucocrático com textura inequigranular média a porfirítica (Figuras 5D a F). Os porfiroclastos são predominantemente de microclima e subordinadamente plagioclásio ($An_{10,11-18,70\%}$), com tamanhos variando de 1 a 3cm com formas variando de tabulares, quando definem a orientação do fluxo magmático (Figura 5F), a sigmoidais quando retrabalhados por zonas de cisalhamento (Figura F). A matriz da rocha é constituída por feldspato potássico, plagioclásio ($An_{6,57-12,47\%}$), quartzo, biotita e muscovita primária como minerais essenciais, além de epidoto, apatita, allanita, zircão e opacos como acessórios. No afloramento PJ-05 (Figura 3) foi encontrado xenólito de aproximadamente 30 cm de quartzito.

Apesar das diferenças petrográficas o padrão deformacional das duas fácies são similares, portanto as feições aqui descritas foram observadas tanto na Fácies Panã-Paná como Matupi. A foliação S_0 é marcada pela orientação preferencial de porfiroclastos tabulares de feldspato com orientação predominantemente NE-SW (Figura 5C e E). Paralela a esta foliação foi observada deformação no estado sólido S_1 marcada pelos minerais máficos da matriz (Foto 5A e C e Figura 6A). Veios de quartzo e diques de pegmatíticos paralelos á subparalelo foliação S_1 , exibem dobras assimétricas com plano axial segundo $N70^\circ E/75^\circ SE$ (Figura 6A, Figura 7A a C), paralelo á foliação do metagranito (Figura 7D). Nos diques de pegmatito também é observada uma foliação interna concordante com a foliação do granito encaixante com direção aproximada E-W (Figura 7C). A foliação S_3 é do tipo milonítica com alto ângulo de mergulho, podendo variar de milonitos a ultramilonitos (Figura 7E e F), gerada por zonas de cisalhamento com cinemática sinistral e orientação NE, paralela a foliação S_1 . Também foram observadas zonas de falha rúptil com cinemática dextral deslocando veios de quartzo centimétricos (Figura 7E).

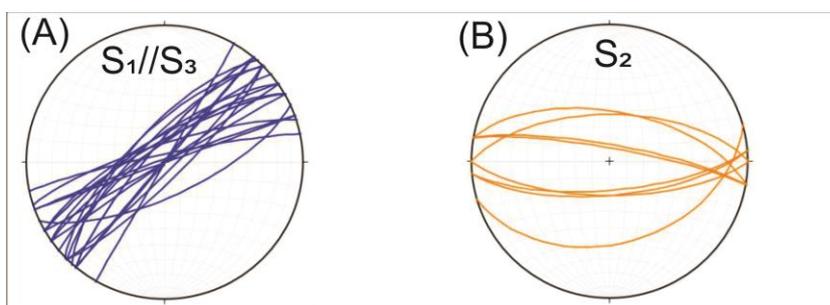


Figura 6: Rede de projeção das foliações nas rochas do Complexo Querari.



Figura 7: Aspectos macroscópicos dos gnaisses e matagranitos do Complexo Querari. (A) Veio de quartzo, paralelo a foliação S₁, com dobras apertadas assimétricas, e foliação plano axial S₂ (PJ01B); (B) Foliação S₂ paralela ao plano axial das dobras de diques sin-S₁ (PJ01B); (C) Dique de pegmatito paralelo a S₁, dobrado e com foliação interna S₂ (PJ01B). (D) Detalhe da foliação S₂ ressaltada pelos cristais de quartzo estirados (PJ01B); (E) Foliação S₃ associada a zonas de cisalhamento gerando milonito com cinemática sinistral (PJ02); (F) Faixas de ultramilonitos com cinemática sinistral – foliação S₃ (PJ01B), (G) Dique de leucogranitos com orientação NE indicando cinemática sinistral (PJ06); (H) Veio de quartzo rompido por falhas rúptil com cinemática destal (PJ01B).

Evolução dos eventos e condições de metamorfismo

As condições metamórficas dos gnaisses e metagranitos do Complexo Querari foram estabelecidas com base na identificação das paragêneses minerais e microtexturas desenvolvidas ao longo das foliações identificadas nas seções delgadas orientadas.

O evento metamórfico M_1 foi responsável pela fusão dos protólitos ígneos resultando num alojamento sin-tectônicos dos graníticos Panã-Panã e Matupi. Em Seção delgada é possível observar um paralelismo entre a orientação dos porfiroclastos tabulares de feldspatos e feições deformacionais desenvolvidas no estado sólido caracterizando S_0/S_1 . No facies Panã-Panã a foliação S_1 é definida por porfiroclastos de feldspato (K-feldspato e plagioclásio) e blastos de titanita (Tnt- S_1), epidoto magmático, magnetita e ilmenita (Figura 8A). Os porfiroclastos de feldspato potássico (KF- S_1) e plagioclásio (PL- S_1) mostram-se tabulares (Figura 8A e 8B), por vezes recurvados, fraturados, alterados para sericita e por vezes com bordas recristalizadas. Internamente exibem deformação na macla, extinção ondulante, desenvolvimento de subgrãos e migração do limite de grãos e contato com quartzo do tipo interlobado (Figura 8C). A titanita apresenta forma sigmoidal com extinção ondulante (Figura 8B) indicando cinemática sinistral, bem como a biotita (Figura 8A). Na Fácies Matupi a foliação S_1 é marcada pelo porfiroclastos de feldspato (essencialmente feldspato potássico), muscovita e biotita que ocorrem isoladas ou em agregados máficos associadas a epidoto, allanita, magnetita e ilmenita (Figura 8D). A muscovita e biotita exibem extinção ondulante, formam kink bands e comumente estão crenuladas (Figura 8D). Os porfiroclastos de feldspato potássico (Figura 8E) tem pertitas na forma de chama, apresentam extinção ondulante e por vezes desenvolvem subgrãos. Os Porfiroclastos de plagioclásio são raros, mostram-se com maclas recurvadas e contato interlobado com quartzo (Figura 8F).

O Evento metamórfico M_2 , gerou a foliação S_2 que crenula suavemente a foliação S_1 . No facies Panã-Panã, esta foliação é marcada pelo desenvolvimento restrito de titanita metamórfica (Tnt- S_2) e biotitas retorcidas (Bt- S_2) orientadas segundo o plano axial da foliação S_1 (Figuras 9A, B e C). A titanita (Tnt- S_2) apresenta hábito losangular, bordas corroídas, inclusões de opacos e epidoto (Figura 9A e 9C). Também ocorre como diminutos cristais alongados segundo o plano de clivagem da biotita S_2 (Figuras 9B). Alguns porfiroclastos de plagioclásio e K-feldspato (KF- S_1) foram suavemente

dobrados pela a foliação S_2 (Figura 8B), podendo este último apresentar forma sigmoidal indicando cinemática sinistral (Figura 9C). No litofacies Matupi, o evento metamórfico M_2 gera biotita e muscovita plano axial da foliação S_1 (Figura 9D) e deformação nos porfiroclastos de feldspato (KF- S_1 - Figura 9C, 9E e 9F). Os porfiroclastos de K-feldspato (KF- S_1) mostram-se curvados e com textura pertita em chama (Figura 9D) e os porfiroclastos de plagioclásio com maclas curvadas (Figura 9E), ambos apresentam contato lobado com quartzo.

As microtexturas encontradas nos gnaisses das Fácies Panã-Paná e Matupi são relacionadas à deformação no estado sólido de alta temperatura, alcançando o facies anfibolito superior com temperatura superiores a 700°C . Texturas como a deformação da macla do plagioclásio e a presença de pertita denotam recristalização na ordem de 650°C (Yung and Tullis, 1991), contatos lobados entre grãos de quartzo e feldspato sugerem temperaturas de $650-750^{\circ}\text{C}$ (Gower & Simpson 1992). Na Facies Panã-Paná, além das microtexturas listas a presença de blastos de titanita e a associação magnetita, epidoto, biotita e plagioclásio com teor de anortita ($\text{An}_{>17\%}$), caracterizam uma paragênese de facies anfibolito superior.

O evento metamórfico M_3 , na Facies Panã-Paná é marcado pelo crescimento de titanita (Tnt- S_3) euhedral sem deformação (Figura 10A, 10B), que evidencia um paralelismo entre a foliação S_3 e S_1 . Essa foliação também é composta por biotita, epidoto, magnetita, ilmenita e porfiroblastos de feldspato potássico (FK- S_3) e plagioclásio (Figura 10C). Cristais menores de feldspato que compõe a matriz apresentam textura granoblástica, sem extinção ondulante, indicando recristalização estática. Porfiroclastos de quartzo apresentam textura de subgrão do tipo tabuleiro de xadrez e nas rochas mais deformadas ocorrem na forma ribbon alongados segundo a foliação S_3 . A foliação S_3 na Facies Matupi é composta por biotita, muscovita, feldspato potássico, plagioclásio e quartzo (Figuras 10D). O porfiroclastos de plagioclásio (PL- S_1) desenvolvem em contato com o quartzo feições tipo cuspidi (Figura 10E), enquanto os cristais menores que compõem a matriz localmente desenvolvem contatos poligonais. O quartzo apresenta cristais anhedrais, com contatos interlobados a serrilhados, exibem textura de subgrão e tabuleiro de xadrez (Figura 10F).

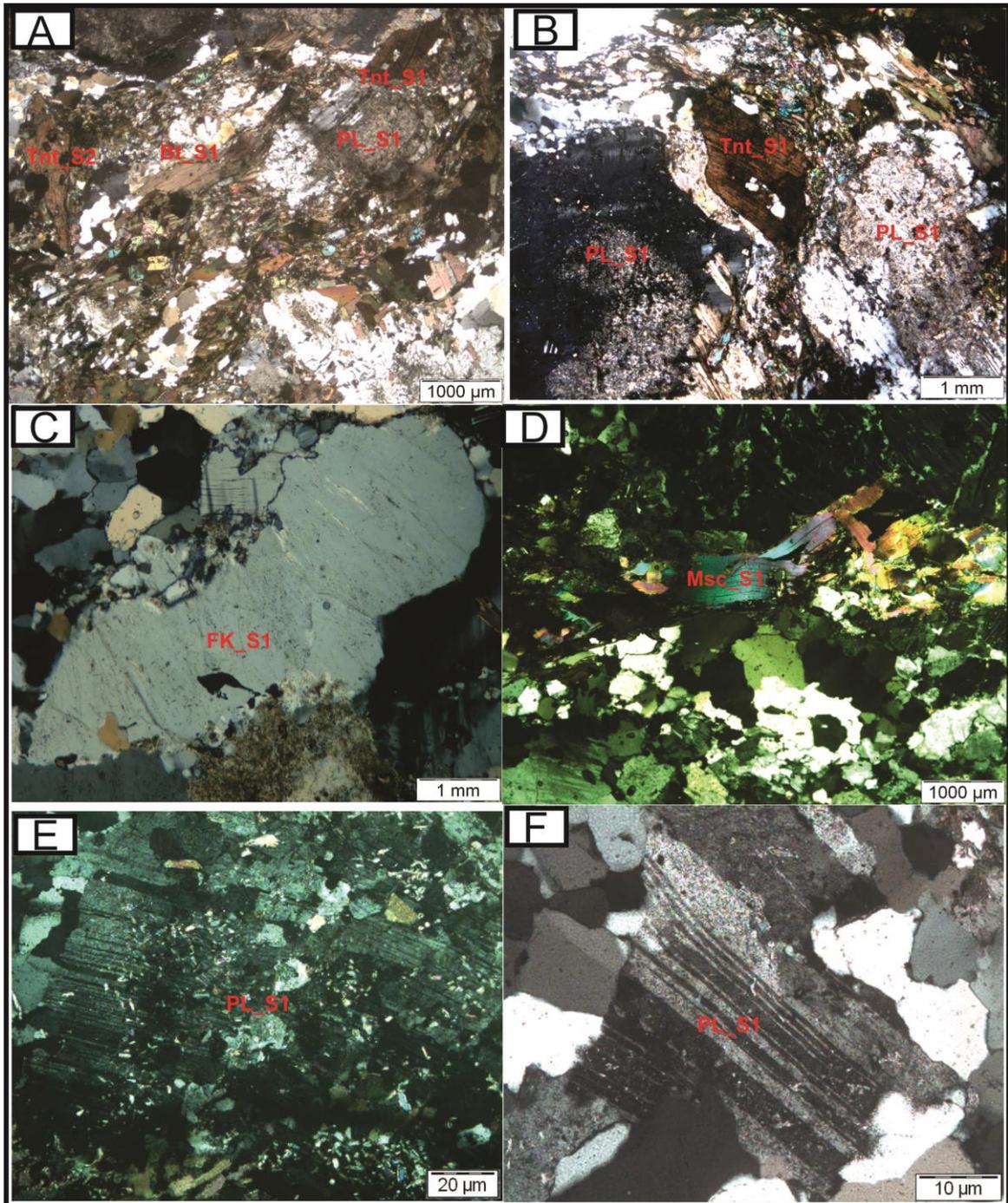


Figura 8: Feições microtexturais da foliação S_1 nos gnaisses e metagranitos Panã-Paná (A, B e C) e Matupi (C, D e E). (A) Aspecto geral da foliação S_1 suavemente crenulada (PJ03); (B) Plagioclásio e titanita levemente dobrados e titanita sigmoidal definindo cinemática sinistral (PJ03); (C) Feldspato potássico contatos interlobados, extinção ondulante e desenvolvimento de subgrão.(PJ03) (D) Muscovita e biotita com textura de kink bands associadas aos minerais máficos; (PJ01B) (E) Porfiroblasto de feldspato potássico com presença de recristalização e desenvolvimento de subgrão (PJ1B). (F) Plagioclásio com a macla de geminação deformada (PJ01B).

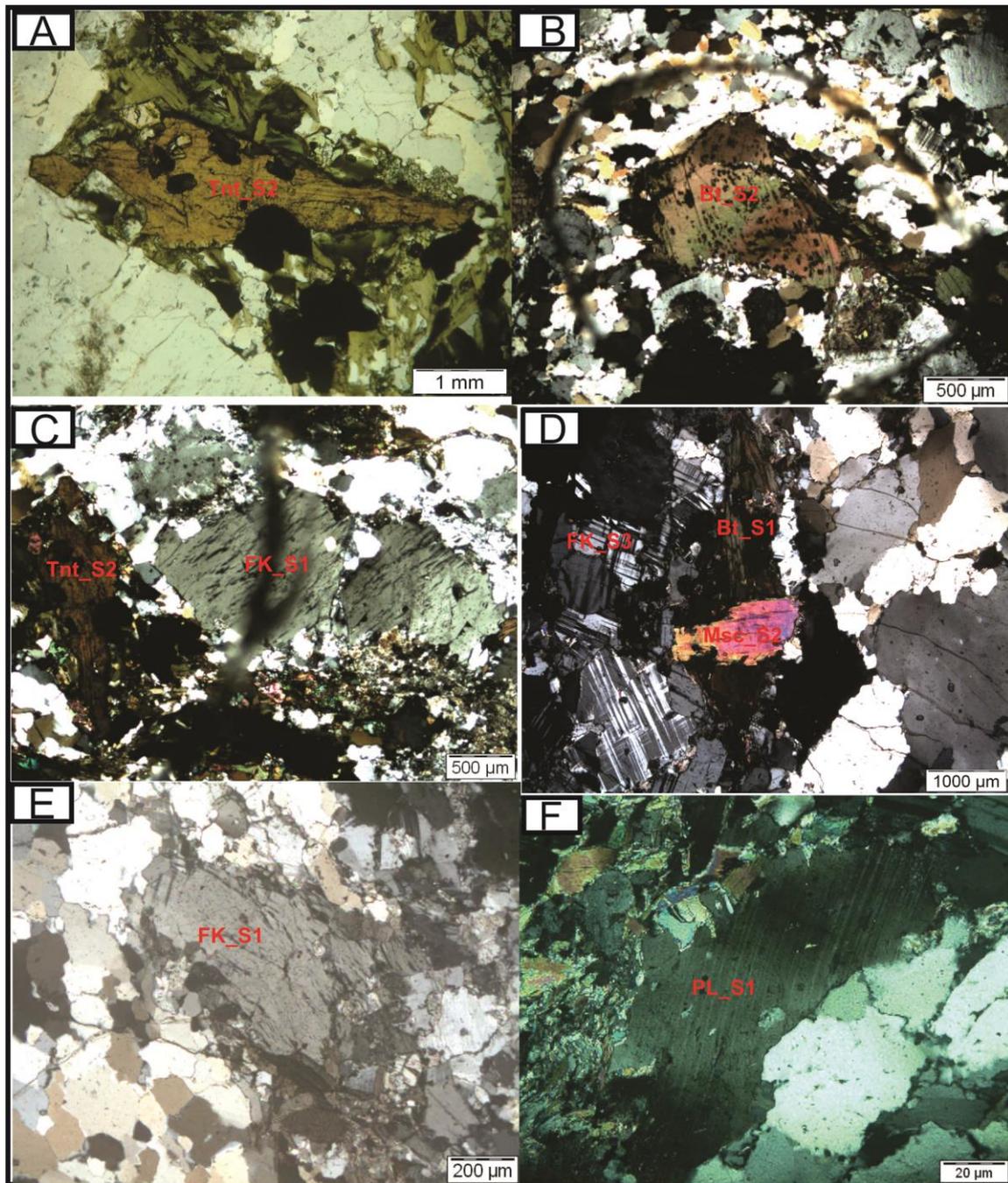


Figura 9: Feições microtexturais da foliação S_2 nos gnaisses e metagranitos Querari. (A) Titanita S_2 , sem deformação, plano axial a S_1 , Facies Panã-Paná. (PJ03) (B) Biotita em S_2 , com trilha de inclusão de titanita orientada segundo S_2 , facies Panã-Paná. (PJ03) (C) Feldspato em S_1 sigmoidal, deformado pelo evento metamórfico M_2 , facies Panã-Paná. (PJ03) (D) Muscovita em S_2 plano axial a biotitas em S_1 , facies Matupi. (PJ02) (E) Porfiroblasto de feldspato potássico em S_1 , deformado pelo evento metamórfico M_2 , facies Matupi. (PJ02) (F) Porfiroclasto de plagioclásio em S_1 , deformado pelo evento metamórfico M_2 , facies Matupi (PJ01B).

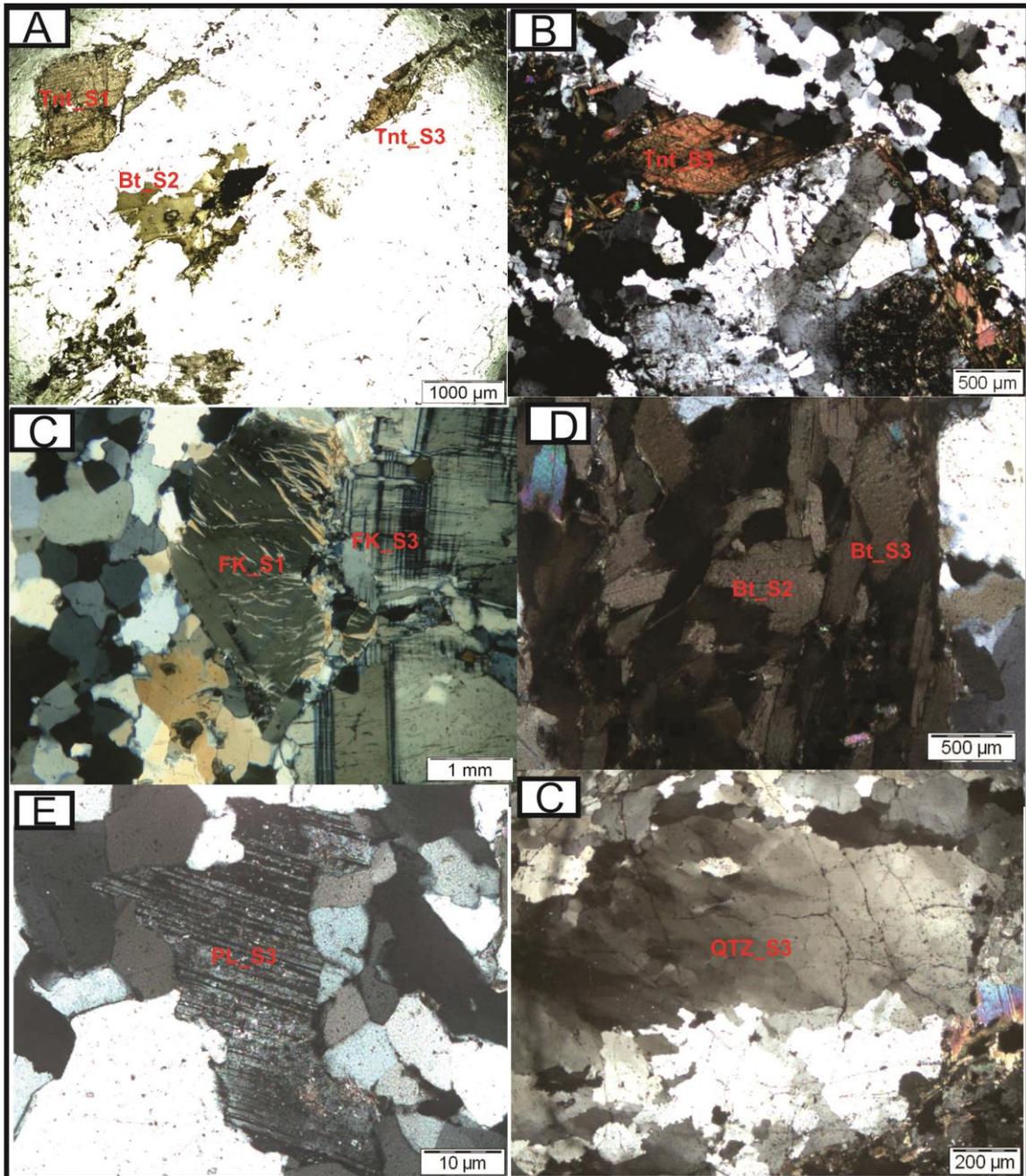


Figura 10 – Feições microtexturais da foliação S_3 nos gnaisses e metagranitos Querari. (A) - Titanita (Tnt- S_3) eudral sem deformação paralela a titanita (Tnt- S_1) deformada indicando que S_3/S_1 - Facies Panã-Paná (PJ03). (B) Outro cristal de Titanita (Tnt- S_3) sem deformação - Facies Panã-Paná (PJ03). (C) Porfiroblasto de feldspato potássico (FK- S_3) paralelo a porfiroclasto de feldspato portássico (FK- S_1) com bordas dissolvidas e textura pertita em chama - Facies Panã-Paná (PJ03). (D) Diferentes gerações de biotita (Bt- S_2 e Bt- S_3) da Facies Matupi (PJ01B). (E) Porfiroclasto de plagioclásio em S_3 com contatos lobados e em cuspídi com quartzo - Facies Matupi. (PJ01B) (F) Quartzo em S_3 , com desenvolvimento de textura de tabuleiro de xadrez - Facies Matupi (PJ02).

Blastos de titanita euhedral (Tnt-S₃), sem deformação, paralelo S₁, associado a magnetita, epidoto, biotita e plagioclásio (An >17%), caracterizam uma paragênese de facies anfibolito superior. Textura de subgrão e tabuleiro de xadrez em quartzo indicam temperatura de recristalização entre 680-700 °C (Kruhl, 1996), textura granoblástica da matriz quartzo feldspática denotam recristalização na ordem de 650 °C (Yung and Tullis, 1991) e contatos lobados entre grãos de quartzo e feldspato sugerem temperaturas de 650-750°C (Gower & Simpson 1992). No evento metamórfico M₃ a temperatura aumentou o suficiente para iniciar o processo de anatexia, dados os contatos em cuspati do plagioclásio com o feldspato potássico, quartzo em gota incluso no feldspato além da presença de feldspato potássico recristalizado compondo a matriz.

As microtexturas encontradas nos gnaisses das Fácies Panã-Panã e Matupi são relacionadas à deformação no estado sólido de alta temperatura, alcançando o facies anfibolito superior, atingindo temperatura superior a 700°C. Na facies Panã-Panã, vemos a presença de blastos de titanita euhedral, sem deformação, paralelo S₁, que associada a magnetita, epidoto, biotita e plagioclásio com teor de anortita (An >17%), caracterizam uma paragênese de facies anfibolito superior.

Superimposto a texturas de alta temperatura, marcadoras dos eventos metamórficos M₂ e M₃, foram identificadas, em ambas as fácies, texturas de baixa temperatura. Posteriormente ao evento metamórfico M₃, marcado por quartzo com extinção ondulante (Figura 11A) e porfiroclastos de feldspato potássico fraturados podendo ter as fraturas preenchidas com quartzo oriundos de retrabalhamento (Figura 11B).

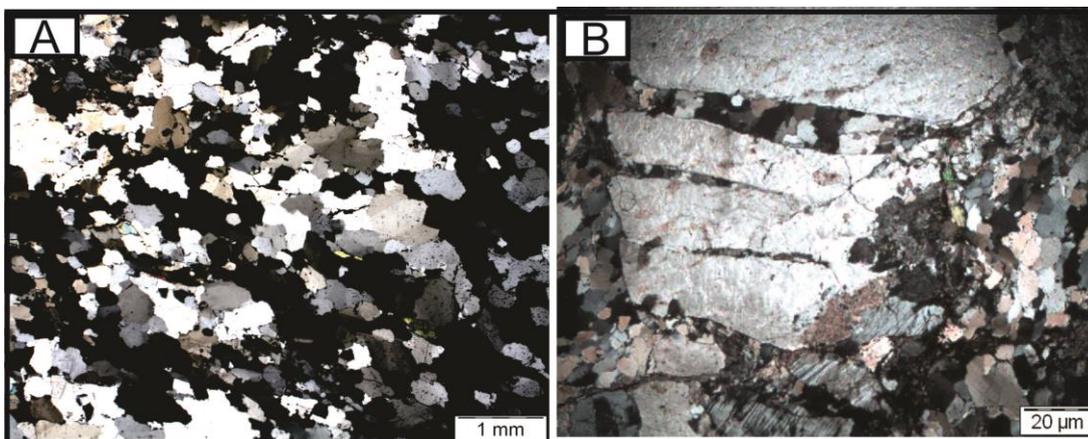


Figura 11: Microtexturas de baixa temperatura das rochas do Complexo Querari. (A) Quartzo com extinção ondulante, facies Panã-Panã. (B) Feldspato potássico deformado, fraturas preenchidas por quartzo, Facies Matupi, Facies Matupi (PJ01B).

Geoquímica de rocha total

As discussões geoquímicas são baseadas em 14 amostras de elementos maiores, menores e traços, sendo 09 da Fácies Panã-Paná e 05 da Fácies Matupi (Tabela 5.1). Os teores de SiO_2 na Fácies Matupi variam entre 71,1 a 73% enquanto na Fácies Panã-Paná entre 67,5 a 70,1%. Em diagramas de variação do tipo Harker é possível observar comportamento geoquímico distinto para as diferentes fácies do Complexo Querari (Figura 12). As rochas da Fácies Panã-Paná mostram comportamento incompatível para o $\text{Fe}_2\text{O}_{3(t)}$, K_2O e TiO_2 e compatível para Al_2O_3 , Na_2O , já o MgO , CaO , Sr e Rb inicialmente mostram um comportamento incompatível até 68% de SiO_2 e posteriormente um comportamento compatível. Para as rochas da Fácies Matupi devido há um intervalo restrito de sílica, torna-se um pouco mais difícil a definição de *trends*, mas é claro nos diagramas apresentados o comportamento geoquímico bem distinto destas rochas quando comparadas as rochas da Fácies Panã-Paná, sugerindo fontes distintas e/ou processos evolutivos distintos para estes conjuntos de rochas.

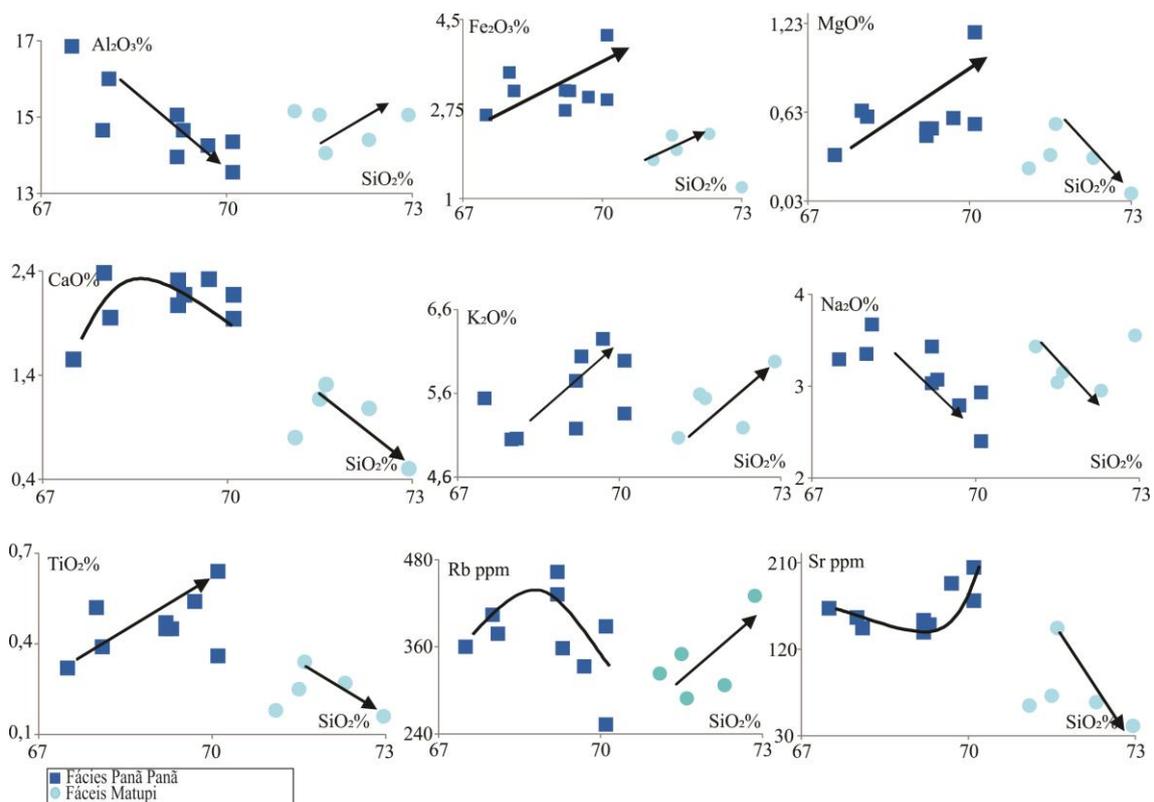


Figura 12 –Diagrama de variação do tipo Harker, tendo SiO_2 como índice de diferenciação, mostrando comportamento geoquímicos distintos, em termos de elementos maiores e traços das rochas da Fácies Matupi e Panã-Paná, Complexo Querari.

Tabela1 – Análises químicas de elementos maiores, menores e traços dos gnaisses do Domínio Uaupés

	<i>Fácies Panã-Panã</i>									<i>Fácies Matupi</i>				
	PJ03	PJ06A	PJ06B	PJ07	PJ10	PJ11	PJ12	PJ13B	PJ14	PJ01A	PJ01B	PJ02	PJ04	PJ05
SiO ₂	70,1	69,2	70,1	69,2	67,5	68,1	69,3	68,0	69,7	71,5	71,1	72,3	73	71,6
TiO ₂	0,36	0,47	0,64	0,45	0,32	0,39	0,45	0,52	0,54	0,25	0,18	0,27	0,16	0,34
Al ₂ O ₃	13,55	13,95	14,35	15,05	16,85	16	14,65	14,65	14,25	15,05	15,15	14,4	15,05	14,05
Fe ₂ O ₃	2,93	3,11	4,19	2,72	2,63	3,1	3,1	3,46	2,98	2,23	1,75	2,26	1,22	1,95
MnO	0,07	0,1	0,1	0,08	0,05	0,08	0,09	0,1	0,07	0,08	0,06	0,06	0,03	0,04
MgO	1,17	0,47	0,55	0,52	0,34	0,6	0,52	0,64	0,59	0,34	0,25	0,32	0,08	0,55
CaO	2,17	2,31	1,94	2,07	1,55	1,95	2,17	2,38	2,32	1,17	0,8	1,08	0,5	1,31
Na ₂ O	2,4	3,03	2,93	3,43	3,29	3,67	3,07	3,35	2,79	3,04	3,43	2,95	3,55	3,15
K ₂ O	5,36	5,75	5,99	5,18	5,54	5,06	6,04	5,05	6,25	5,59	5,07	5,19	5,98	5,54
P ₂ O ₅	0,12	0,25	0,24	0,28	0,05	0,18	0,2	0,25	0,2	0,08	0,08	0,09	0,01	0,07
P.F	1,09	1,21	0,92	1,34	1,84	1,21	1,03	1,36	0,92	0,98	1,2	1,14	1,31	1,11
Total	99,41	99,95	101,95	100,4	100,05	100,41	100,72	99,84	100,75	100,37	99,12	100,12	100,92	99,78
Ba	560	703	1080	556	650	492	728	547	960	377	247	356	51,6	438
Rb	253	463	388	432	360	378	358	404	333	350	323	307	430	289
Sr	205	137,5	170,5	150	162,5	142	145,5	153	188,5	71,5	61,3	64,8	31,7	142
Hf	9,3	19,3	12,9	16,7	15,4	18,6	13,1	18,6	22,6	7,3	4,5	7,5	2,7	6,7
Nb	14	63,2	54,3	56	35,3	47,9	35,3	53,8	36,5	20,4	26,9	22,9	44,4	23,2
Ta	1,3	5,1	4,7	5	2,6	4	2,3	5	2,3	2,1	4,6	2,6	5,8	1,9
Th	63,7	90,6	39,7	131,5	123,5	127	81,4	125	25,4	24,9	16,45	28,5	61,8	47,7
U	14,95	29,4	10,85	21,6	15,8	29	11,9	21,1	3,27	8,5	2,93	11,45	26,7	18,6
V	50	31	40	30	27	34	25	35	36	18	12	19	9	24
Ga	18,3	24	25,1	26	27,2	27,8	24,1	25,9	23,1	21,6	20,1	21,9	20,4	20,4
Zr	279	616	448	508	500	573	435	611	806	215	124	200	51	192
Y	61,8	133	137	137	74	137,5	115	156	97	135,5	45	283	49,8	217
Cr	120	140	260	100	130	130	120	140	110	130	160	140	100	130
Sn	2	10	7	10	4	6	4	11	5	6	3	6	4	5
Cs	9,07	13,9	4,61	7,33	4,69	6,8	6,63	6,37	3,23	31	19,35	29,5	15,95	11,1
La	80,5	165,5	123,5	179	253	285	206	290	128,5	66,2	22,5	286	16,8	359
Ce	146,5	339	248	292	701	514	377	559	276	131	47	419	38,3	644
Pr	16,25	37,4	31,7	41	57,9	61,6	44,7	66,2	32,7	16,85	5,62	48,1	4,46	74,1
Nd	56,6	133,5	118	140,5	185,5	209	149	229	125,5	61,7	20,5	175,5	15,6	255
Sm	9,21	24	22,3	23,9	25,1	32,2	24,6	34,8	22,5	14,1	4,28	34,4	3,28	40,8
Eu	1,36	2,25	2,46	2,44	2,25	2,56	2,32	3,15	2,88	1,71	0,46	4,44	0,18	4,58
Gd	9,21	22,6	22	21	15,45	27,3	21,4	28,1	19,55	18,55	5,08	40,2	3,94	36,2
Tb	1,3	3,47	3,3	3,2	2,23	3,88	2,96	4,04	2,82	3,2	0,92	5,93	0,76	5,48
Dy	8,08	20,8	19,65	19,55	11,9	21,9	17,6	23,4	15,8	20,6	6,54	34,6	5,88	31,4
Ho	1,92	4,69	4,41	4,31	2,41	4,47	3,8	4,91	3,31	4,62	1,55	6,97	1,55	6,64
Er	5,68	14,1	13,75	13,65	7,26	13,15	10,9	15,25	9,71	13,75	4,88	19,2	5,73	19,9
Tm	0,82	2,1	2,07	2,07	1,09	1,98	1,55	2,39	1,42	1,99	0,74	2,62	0,97	2,8
Yb	6,09	15,7	15,35	15,95	7,94	14,65	10,6	18,9	10,05	13,75	5,48	17,65	7,27	19,8
Lu	0,89	2,3	2,11	2,14	1,08	2,06	1,55	2,7	1,38	1,88	0,73	2,32	1,06	2,63

As diferenças geoquímicas persistem quando utilizados outros parâmetros químicos. No diagrama para classificação de granitoides (Figura 13A) as rochas da Fácies Panã-Paná mostram caráter predominantemente metaluminoso com razão molar A/CNK entre 0,8 e 1,0; à exceção de duas amostras que plotam no campo peraluminoso (PJ10 e PJ11) em virtude de seu menor conteúdo de titanita e epidoto. As rochas da Fácies Matupi, que possuem muscovita como mineral primário, mostram caráter dominante peraluminoso com razão molar A/CNK entre 1,0 e 1,2. De uma forma geral os gnaisses e metagranitos da Fácies Panã-Paná apresentam similaridade geoquímica com as rochas da série cálcio alcalina (Figura 13B a D), enquanto as rochas da Fácies Matupi mostram certa similaridade com granitos tipo A e comportamento transicional entre as rochas da séries alcalina e cálcio-alcalina (Figura 13B a D).

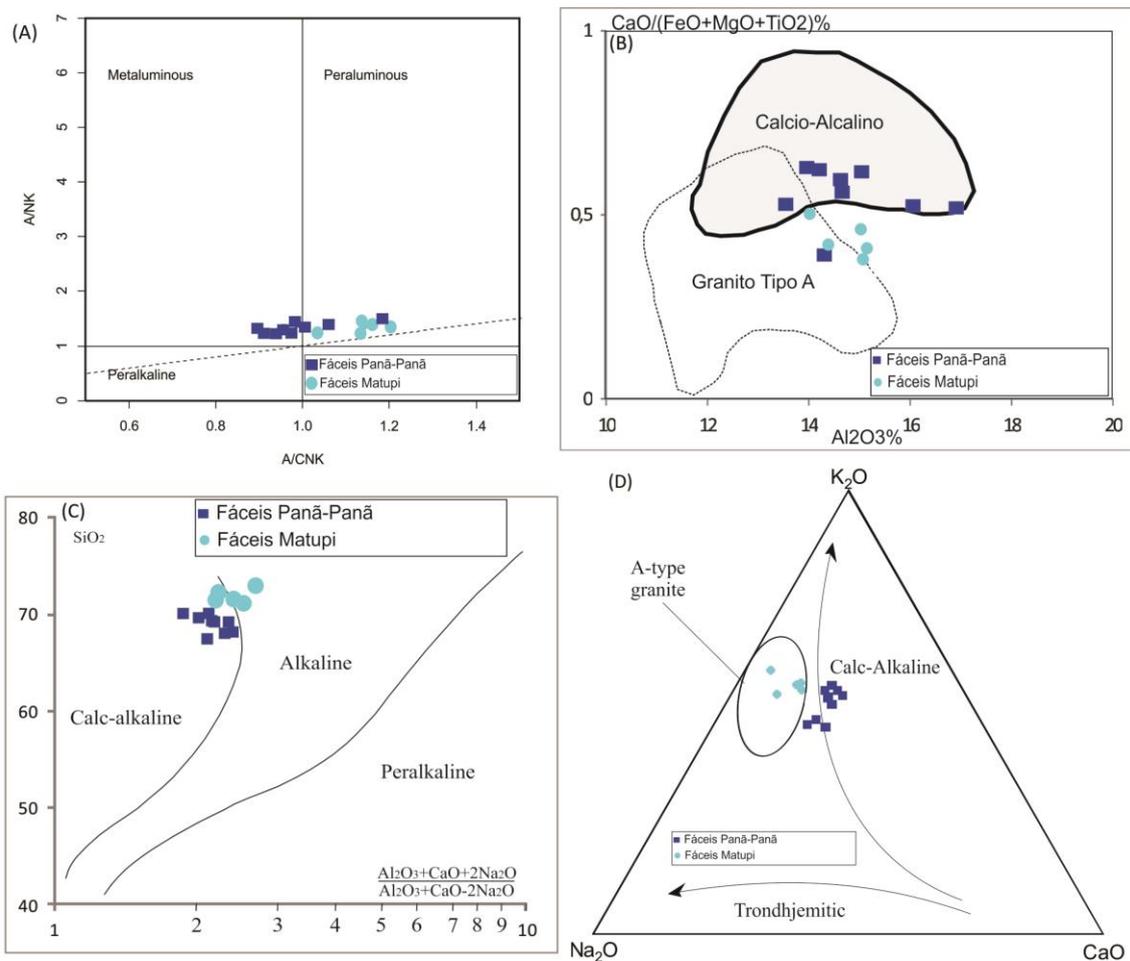


Figura 13 – Diferenças geoquímicas das rochas da Fácies Panã-Paná e Matupi em relação a: (A) índice de alumina saturação (Shand 1927); (B) diagrama discriminantes para granitos tipo A (Dall’Agnoll e Oliveira 2007); (C) Diagrama de alcalinidade vs. SiO₂ (Wright 1969); (D) Diagrama triangular com o campo composicional dos granitos tipo A (Barker e Arth 1976).

Em termo de distribuição de ETR as rochas da Fácies Panã-Panã mostram um enriquecimento de ETRL em relação aos ETRP $[(La/Yb)_N = 5,42 \text{ a } 21,48]$ – Figura 14A] com fracionamento mais acentuado nos ETRL $[(La/Sm)_N = 3,48 \text{ a } 6,34 \text{ e } (Gd/Yb)_N = 1,06 \text{ a } 1,63]$. Este comportamento pode ser reflexo da presença de fases minerais como titanita, epidoto e allanita, e também pelo fracionamento de algumas fases minerais ricas em ETRP como zircão. A anomalia de Eu é negativa $(Eu_{(N)}/Eu^* = 0,21 \text{ a } 0,45)$ e pode estar relacionada ao fracionamento de plagioclásio. Nas rochas do Facies Matupi há uma heterogeneidade maior no padrão de distribuição de ETR (Figura 14B). As amostras mais enriquecidas em ETR (PJ02 e PJ05) apresentam padrão mais fracionado $[(La/Yb)_N = 10,87 \text{ e } 12,16 \text{ respectivamente}]$ em relação às demais amostras que exibem um padrão mais horizontalizado $[(La/Yb)_N = 1,56 \text{ a } 3,25]$, mas sem variação significativa na anomalia negativa de Eu $[(Eu_{(N)}/Eu^*) = 0,15 \text{ a } 0,37]$.

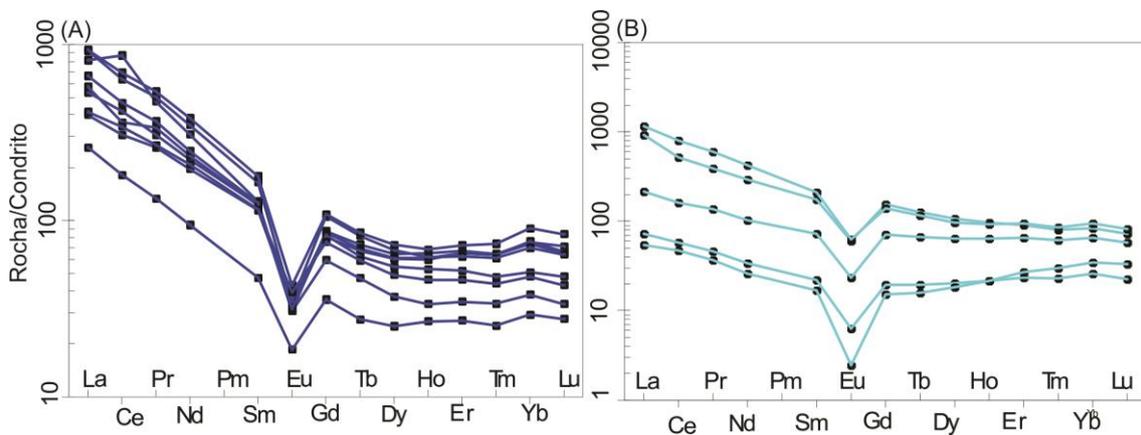


Figura 14 – Padrão de distribuição de ETR, normalizado pelo Condruto de (Boynton 1984), para as rochas das diferentes fácies do Complexo Querari.

Em diagramas multi-elementar os gnaisses e metagranitos da Fácies Panã-Panã apresentam anomalias negativas de Ba, Nb, Ta, Sr, P e Ti e anomalias positivas de Rb, Th, La, Ce e Nd (Figura 15A). Nas rochas da Fácies Matupi as anomalias positivas são de Rb, Th, Ta e La e negativas de Ba, Nb, Sr, P e Ti (Figura 5.4B). Há diferenças, entre as amostras PJ02 e PJ05 são observadas no comportamento dos elementos terras raras.

A distinção de ambientes tectônicos com base no comportamento de elementos traços não é tarefa fácil nem inequívoca, uma vez que a assinatura de uma rocha depende essencialmente do seu protólito e dos processos envolvidos em sua gênese. Entretanto, determinadas fontes são mais susceptíveis de fundirem em determinados ambientes, o que justificaria a princípio a tentativa da utilização destes diagramas. Neste intuito,

foram utilizados alguns diagramas que, apesar de algumas discrepâncias evidenciam, de uma forma geral, que as rochas do Complexo Querari estão associadas a um ambiente de arco magmático (Figura 16). A diferença entre arco continental para as rochas da Fácies Matupi e Oceânico para as rochas da Fácies Panã-Paná (Figura 16A) pode ser reflexo de fontes mais primitivas, maior contribuição mantélica nas rochas da Fácies Matupi em relação à Fácies Panã-Paná.

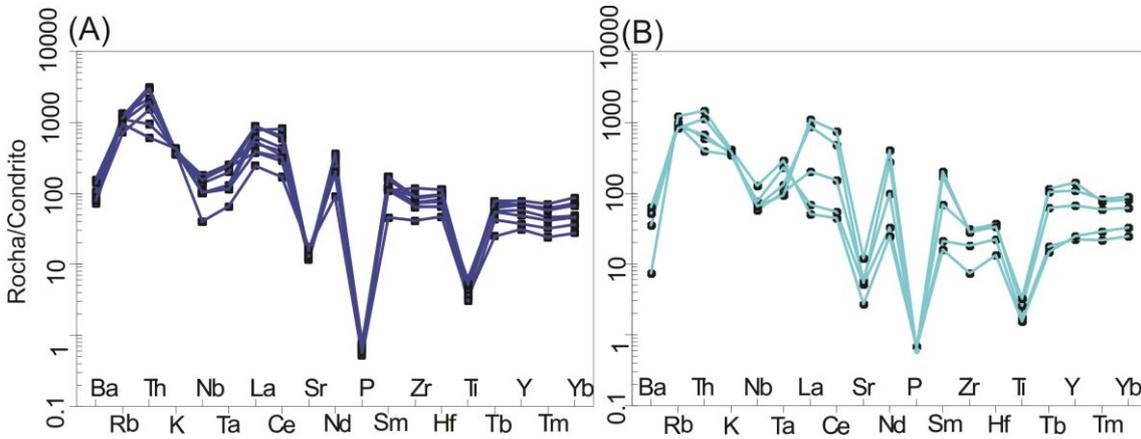


Figura 15 – Padrão de distribuição multi-elementar normalizado pelo Condrito de (Thompson 1982), para as rochas das diferentes fácies do Complexo Querari.

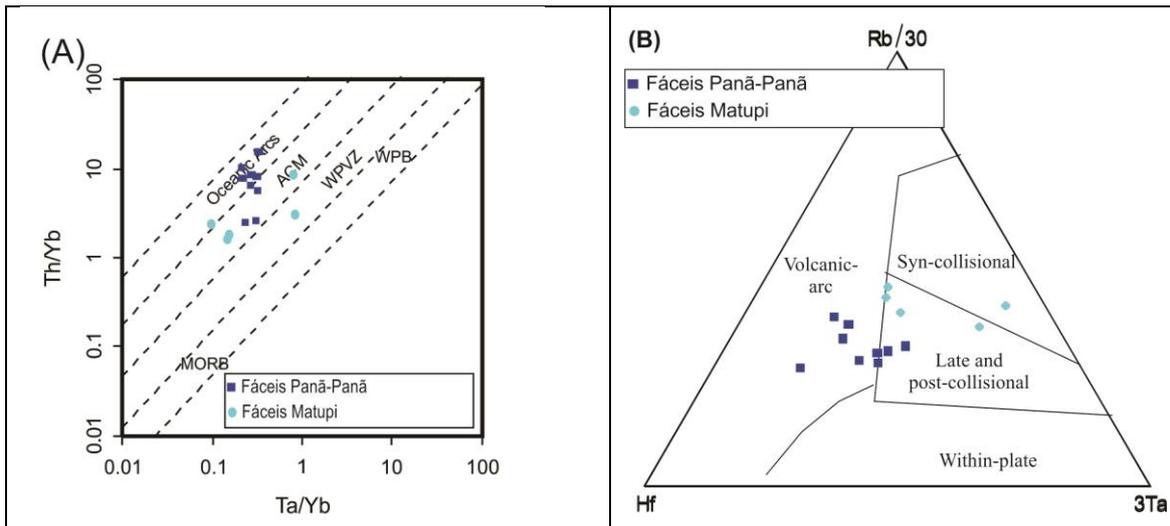


Figura 16: Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos evidenciando um ambiente tectonicamente de arco para as rochas do Complexo Querari. (A) Diagrama Th/Ta vs. Ta/Yb de Schandl & Gorton (2002): ACM – margem continental ativa, WPVZ - zona de vulcanismo intraplaca, WPB - basaltos intraplaca; (B) Diagrama Hf-Rb-Ta de Harris *et al.* (1986).

DISCUSSÕES

As diferenças geoquímicas entre as rochas do embasamento criou a necessidade da subdivisão do Complexo Querari em duas fácies. O Facies Panã-Panã agrupa gnaisses e metagranitos de composição sieno a monzogranítica, caráter metaluminoso e afinidade com as rochas cálcio-alcálica, os quais são correlatos a litofácies Querari (CPRM 2006) ou Complexo Querari (Almeida et al. 2013). Entretanto, os metagranitos e gnaisses, a duas micas, de caráter peraluminoso e afinidade alcalina da Fácies Matupi não possuem equivalente na literatura.

Granitos tipo A da Suite Intrusiva Tiquié (Almeida 1999), apesar de terem sido cartografados na área estudada (CPRM 2006 – Figura 2), não apresentam semelhanças petrográficas e geoquímicas com os metagranitos da Fácies Matupi. As principais diferenças são que nos granitos Tiquié: (i) mineralogia máfica com titanita, hornblenda, allanita e fluorita; (ii) ausência de muscovita; (iii) altos teores de SiO₂ (entre 70 a 76%) e (iv) caráter metaluminoso. Por outro lado, estas características são compatíveis com os metagranitos da Fácies Panã-Panã que ocorrem na Serra do Caranguejo (Figura 3). Entretanto, a Fácies Panã-Panã possui afinidade cálcio-alcálica. Tentativamente os metagranitos Matupi também foram comparados a Facies São Jorge do Complexo Cauaburi, Domínio Imerí (Carneiro et al 2017). Embora os gnaisses São Jorge exibam caráter peraluminoso e afinidade com rochas alcalinas, texturalmente são bem distintos dos gnaisses Matupi. São rochas de granulometria fina com bandamento composicional milimétrico e com granada magmática do tipo esperatita. O padrão estrutural e metamórfico também difere um pouco do observado nas rochas do Complexo Querari.

Considerando as idades obtidas no extremo NW do Craton Amazônico na região do Brasil, Colômbia e Venezuela, sumarizadas em Cordani et al (2016) é possível inferir que os protólitos ígneos do Complexo Querari foram gerados no intervalo de 1,78 a 1,74 Ga, derivados de fontes juvenis com $\epsilon\text{Nd}(t)$ entre -0,51 a 0,45 e idades modelos entre 2,0 a 2,2Ga. Os dados isotópicos Sm-Nd apresentados por Cordani et al. (2016) podem ser relacionados aos granitos Panã-Panã, apesar da descrição sucinta das rochas analisadas. Os dados geoquímicos deste trabalho sugerem que os granitos Querari foram alojados numa ambiente de arco magmático. Cordani et al (2016) inferem que as rochas do embasamento foram geradas entre 1,80 a 1,74 Ga (Faixa Atapabo) em um ambiente de arco magmático com a subducção da placa oceânica sob a área cratônica formada pelo continente Venturar-Tapajós. Almeida et al. (2013)

atribuem aos protólitos ígneos do Complexo Querari geração entre 1,70 a 1,74 Ga em ambiente de arco de ilha (Orogenia Querari). Dados estruturas indicam que os magmas Matupi e Panã-Paná foram gerados e alojados num contexto sintectônicos, provavelmente de arco magmático continental, gerando a foliação S_1 com direção NE-SE paralela a S_0 .

Após a geração e alojamento dos protólitos ígneos um segundo evento tectônico é registrado nas rochas Querari. Este evento foi responsável pelo dobramento da foliação S_1 , gerando a foliação plano axial S_2 com direção aproximada E-W. As texturas de deformação, bem como, as paragênese minerais de ambas as fácies evidenciam um evento metamórfico na fácies anfibolito superior, em torno de 700°C. Este evento é descrito por Priem et al (1982) como evento Parguaza, responsável por um metamorfismo de alto grau com plutonismo associado, no intervalo de 1,56 a 1,45 Ga e registrado no Brasil, Colômbia e Venezuela. Almeida et al. (2013) denominam de Orogenia Içana, o evento responsável pela geração dos granitos tipo I e S na Província Rio Negro entre 1,54 a 1,47Ga. Cordani et al. (2016) também reconhecem um evento orogênico entre 1,58 a 1,50 Ga responsável pela geração da Faixa Uaupés. A orogenia Içana é tida como um evento colisional continente-continente, enquanto a Faixa Uaupés é correlacionada a um ambiente de arco magmático continental.

Zonas de cisalhamento dúcteis com cinemática sinistral retrabalham as rochas do Complexo Querari, gerando uma foliação milonítica S_3 , que varia de proto a ultramilonitos, com direção NE-SW paralela a foliação S_1 . As texturas e paragêneses associadas à foliação S_3 também são condizentes com um evento metamórfico de alto grau, com temperaturas superiores a 700°C, tendo atingido a isógrada da anatexia. Dados isotópicos Ar-Ar principalmente em micas indicam um aquecimento regional acima de 400°C com idades variando entre 1,40 a 1,1Ga, com maior frequência de idades na faixa de 1,35 a 1,25 Ga (Priem et al 1982, Tassinari 1990, Cordani et al. 2016). Este aquecimento tem sido relacionado a um evento metamórfico de baixa temperatura (Evento Nikerie - Priem et al. 1971 ou K'Mudku – Gibbs e Barron 1993). Entretanto, Santos et al. (2006) defendem que o evento metamórfico K'Mudku trata-se de um evento metamórfico de alto grau (fácies anfibolito e localmente granulito) baseado em idades U-Pb obtidas em zircão e titanita da Província Rio Negro (Domínio Imeri) e Tapajós-Parima com idade entre 1,49Ga e 1,15Ga. Segundo Santos et al (2008) a orogenia Sunsás é dividida em quatro pulsos: Santa Helena entre 1,47 a 1,43Ga;

Candeias, entre 1,37 a 1,32 Ga; Santo André em torno de 1,27 Ga e Nova Brasilândia entre 1,19 a 1,11 Ga.

A foliação S_3 apresenta direção NE-SW paralela à foliação S_1 , provavelmente como consequência de reativações de estruturas mais antigas como reflexo de retrabalhamento intracontinental da Orogenia Sunsás (pulso Santa Helena ?). Para solução desta questão é necessário a realização de estudos isotópicos na titanita S_3 . Por fim, superimpostas as texturas de alta temperatura ocorrem texturas de baixa temperatura marcando um evento tectonometamórfico no fácies xisto verde. Este evento pode estar associado ao final do Evento K´Mudku.

A subdivisão entre domínios para a Província Rio Negro proposta por Almeida et al. (2013) baseia-se em orógenos com evolução geodinâmica distintas com base no estudo das rochas do embasamento. Dados geoquímicos e isotópicos (Almeida et al. 2013, Carneiro et al. 2017) demonstram características distintas para as rochas do embasamento destes domínios, o que poderia justificar a subdivisão em domínios distintos. Entretanto, o padrão de evolução tectonometamórfica para as rochas do Complexo Cauaburi proposto por Carneiro et al (2017) é similar ao observado nas rochas do Complexo Querari. No Complexo Cauaburi são relatados três eventos tectonometamórfico: o evento D_1 , responsável pelo desenvolvimento da foliação S_1 relacionada ao alojamento sintectônico dos protólitos ígneos com direção NE-SW e mergulhos suaves para SE; o evento D_2 responsável pelo desenvolvimento em fácies anfibolito superior da foliação S_2 com orientação NW-SW, concomitante ao alojamento dos granitos tipo I e S no Calimiano; e por fim o evento D_3 responsável pela geração foliação milonítica NE-SW associada a zonas de cisalhamento transcorrente sob condições da fácies xisto verde, em consequência da atuação do evento K´Mudku. No Complexo Querari também são observados três eventos, os quais merecem as seguinte considerações quando comparados aos eventos observados no Complexo Cauaburi: (i) a foliação S_1 foi observada em campo sempre paralela a S_3 não sendo possível reconhecer o mergulho da mesma (baixo ou alto ângulo); (ii) a foliação S_2 tem orientação ENW-WSW, mas apresenta mergulhos similares ao da foliação S_2 do Complexo Cauaburi tendo ambas sido desenvolvidas no fácies anfibolito superior e; (ii) o último evento observado no embasamento Querari também é correlacionado ao evento K´Mudku, porém sob condições de altas temperaturas, diferindo das temperaturas reconhecidas para o K´Mudku, até o momento, no Complexo Cauaburi. Considerando que o mesmo padrão evolutivo é observado nos dois Complexos é difícil atribuir a

geração dos mesmos a eventos orogênicos distintos como proposto por Almeida et al. (2013). Entretanto, é necessária a realização de estudos geocronológicos que delimitem as idades dos eventos identificados no Complexo Querari e Cauaburi para definir de forma conclusiva esta questão.

CONCLUSÃO:

Considerando os dados obtidos neste trabalho e a correlação com dados geoquímicos, isotópicos e geocronológicos da literatura podemos concluir que:

Os protólitos ígneos das Facies Panã-Panã e Matupi foram gerados a partir de fonte e/ou os processos evolutivos distintos num ambiente de arco magmático continental, no intervalo de 1,78 a 1,74 Ga. Durante o seu alojamento na crosta foi desenvolvida a foliação S_1/S_0 com direção NE-SW durante o Estateriano. Um segundo evento tectonometamórfico na fácies anfibolito, entre 1,54 a 1,47 Ga, gerou a foliação S_2 com direção E-W, plano axial à foliação S_1 , e os granitos tipo I e S que ocorrem em toda a Província Rio Negro durante o Calimiano. O terceiro evento está associado ao retrabalhamento intracontinental K'Mudku que gerou a foliação milonítica S_3 , com direção NE-SW, paralela a foliação S_1 . Ao contrário do que se observa no Domínio nos demais domínios da Província Rio Negro, no Domínio Uaupes o evento K'Mudku alcançou altas temperaturas (fácies anfibolito superior). Relacionado ao final da atuação do evento K'Mudku é observado um evento de baixa temperatura, fácies xisto verde, que gerou estruturas rúpteis.

As comparações entre as rochas do Complexo Cauaburi e Querari indicam que fontes distintas e/ou processos evolutivos distintos. Entretanto os dados estruturais e metamórficos sugerem uma evolução similar para estas rochas. Propõem-se que as rochas do Complexo Cauaburi e Querari foram formadas num ambiente de arco magmático continental entre (1,81 a 1,74 Ga) com a fusão de fontes distintas em diferentes momentos.

AGRADECIMENTOS: Os autores agradecem ao Comando Militar da Amazônia que por meio do Pró-Amazônia, viabilizou o trabalho de campo (transporte e alojamento) ao Serviço Geológico do Brasil – CPRM/Manaus pela confecção das seções delgadas e preparação de amostras para análise química de rocha total. Ao Laboratório de

Microsonda da Universidade de Brasília pelas análises de química mineral. Aos revisores pelas contribuições e sugestões e a CAPES pela seção de bolsa de estudos de mestrado do primeiro autor.

REFERÊNCIAS

- Almeida M.E., Nascimento R.S.C., Santos J.O.S., Macambira M.J.B., Vasconcelos P. 2018. Timing constraints on the Meso-Paleoproterozoic evolution based on basement rocks of the NW Amazon Craton in Brazil. Em preparação.
- Almeida M.E., Macambira M.J.B., Santos J.O.S., Nascimento R.S.C., Paquete J.J., 2013. Evolução crustal do noroeste do Cráton Amazônico (Amazonas, Brasil) Baseada em dados de campo, geoquímica e geocronológicos. *In: SBG/NO, Simp. Geol. Amaz.*, 13, Belém.
- Almeida M.E., Macambira M.J.B. & Scheller T. 1997. Içana Intrusive Suite: age $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (zircon evaporation) of muscovite-bearing granite, Amazonas State, Brazil. *In: South-American Symposium on Isotope Geology*, 1, Extended Abstracts, p.31-33.
- Almeida M.E., Macambira M.J.B. & Faria M.S.G. 2002. A granitogênese paleoproterozóica do sul de Roraima. *In: SBG, Cong. Bras. Geol.*,41, João Pessoa, *Anais*, p.434.
- Barker F., Arth J.G. 1976. Generation of thondhjemitic tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemitic-basalt suites. *Geology*, **4**: 596-600
- Berrangé, J.P. 1977. *The geology of southern Guiana, South America*. Overseas Memoir 4, Institute of Geological Sciences, London, p. 12.
- Boynton W.V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. *In: Henderson P (ed.), Rare earth element geochemistry, Elsevier*, p. 63-144
- Carneiro M.C.R 2016. Caracterização estrutural geoquímica e metamórfica da litofacies Santa Isabel do Rio Negro, Complexo Cauaburi, Província Rio Negro, Crato Amazonas. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geociências, Universidade Federal do Amazonas, em preparação.
- Cordani, U.G., Sato, K., Sproessner, W, Fernandes, F.S. 2016. U-Pb zircon ages of rocks from the 953 Amazonas Territory of Colombia and their bearing on the tectonic history of the NW sector of the 954 Amazonian Craton. *Brazilian Journal of Geology*, 46 (Suppl.1) : 5-35.
- CPRM. 2003. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil*, Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Sistemas de informações Geográficas – SIG. Rio de Janeiro: CPRM 2003.
- CPRM. 2006. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Amazonas. Reis N.J, Almeida M.E, Riker S.R.L, Ferreira A.L.F. (orgs) Escala 1:1.000.000., Manaus: (Convênio CPRM/CIAMA), 180p.,Il.: +mapas.
- Gibbs, A.K., Barron, C.N., 1993. *The Geology of the Guiana Shield*. Oxford University Press, N. York, 1006 245p
- Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. *In: Coward M.P. & Reis A.C.(eds) Collision Tectonics, Geological Society Special*, **19**: 67-81.
- Lima, M.I.C., Pires, J.L., 1985. Geologia da região do Alto Rio Negro – AM. *In: SBG, Simpósio de 1058 Geologia da Amazônia*, II, Belém. *Anais*, 1:140-154.

- Priem, H.N.A., Andriessen, P.A.M., Boelrijk, N.A.I.M., de Boorder, H., Hebeda, E.H., Rodriguês V.O. 2016. Caracterização estrutural metamórfica e geoquímica do Domínio Imeri, Litofacies Tarsira Província Rio Negro, Crato Amazonas. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geociências, Universidade Federal do Amazonas, em preparação.
- Santos J.O.S. 2003. Geotectônica dos escudos das Guianas e Brasil-Central. *In: Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: texto, mapas & SIG/ organizadores, Bizzi. L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves E.J.H – Brasília, CPRM – Serviço Geológico do Brasil. p. 168-226.*
- Santos J.O.S., Hartman L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., Mcnaughton N.J. & Fletcher I.R. 2000. A new understanding of the Provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U–Pb and Sm–Nd geochronology. *Gondwana Research*, **3**:453-488.
- Schandl E.S., Gorton M.P. 2002. Application of high-field-strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. *Economic Geology*, **97**(3): 629-642.
- Shand S.J. 1927. Eruptive Rocks. *John Wiley*, New York, p.488.
- Souza A.G.H. 2010. Petrografia e geoquímica do batólito granítico São Gabriel da Cachoeira, Província Rio Negro (AM). Universidade Federal do Amazonas, Dissertação de mestrado, 89p.:il.; 27 cm.
- Streckeisen A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Review*, **12**:1-33.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B., 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. *In: Mantesso Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Neves, B.B.B. (orgs.). Geologia do continente Sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. S. Paulo, BECA, p.471–485.*
- Tassinari C.G.C. & Macambira M.J.B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22**: (3) 174-182.
- Thompson R.N. 1982. Magmatism of the British tertiary volcanic province. *Scottish Journal of Geology*, **18**(1): 49-107.
- Veras, R.S. 2012. Petrologia de granitoides dos arredores da Missão Tunuí, NW do Amazonas, Província Rio Negro, Crato Amazônico. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geociências, Universidade Federal do Amazonas.
- White A.J.R., Chappell B.W. 1993. Granitoid types and their distribution in the Lachland Fold Belt, southeastern Australia. *Geological Society of America, Bulletin*, **159**: 21-34.
- Wright J.B. 1969. A simple alkalinity ratio and its application to questions of non-orogenic granite genesis. *Geological Magazine*, **106**: 370-384.
- Yund R.A., Tullis J. 1991. Compositional changes of minerals associated with dynamics recrystallization. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **108**: 346-355.

CAPÍTULO 4 – CONCLUSÕES

A partir dos dados de campo, petrográficos e geoquímicos, foi possível a identificação de duas Facies para as rochas do Complexo Querari: Panã-Panã e Matupi.

A Facies Panã-Panã é caracterizada por rochas de composição de sieno a monzogranítica, contendo titanita, epidoto e allanita, textura grossa a porfirítica com fenocristais de feldspato potássico orientados definindo a direção de fluxo magmático. Apresenta afinidade com rochas cálcio-alcálicas e metaluminosa, e *trends* positivos de MgO, Fe₂O_{3(t)} e TiO₂, e negativos de Al₂O₃ e Na₂O em relação a SiO₂. Também é observado um fracionamento dos ETRP em relação aos ETRL e anomalias negativas de Ba, Sr e Eu em diagrama multielementar. As rochas da Facies Panã-Panã são correlatas as rochas descritas pela literatura para o Complexo Querari,

A Facies Matupi apresenta composição sienogranítica com apenas uma amostra no campo álcali-feldspato granito. É representada por metagranitos e gnaisses a duas micas com epidoto. É uma rocha peraluminosa de afinidade alcalina. Mostram variação no fracionamento de ETR com as amostras mais enriquecidas em ETR (PJ02 e PJ05) apresentam padrão mais fracionado $(La/Yb)_N = 10,87$ e $12,16$, enquanto as demais mostram um padrão mais horizontalizado $(La/Yb)_N = 1,56$ a $3,25$. Mas sem variação significativa na anomalia negativa de Eu ($Eu(n)/Eu^* = 0,15$ a $0,37$). Apresenta anomalias positivas de Rb, Th, Ta e La e negativas de Ba, Nb e Sr. Há diferenças, entre as amostras PJ02 e PJ05 é devido ao maior enriquecimento em ETR (La, Ce, Nd, S, Tb e Yb).

O mesmo padrão deformacional foi observado nas duas Facies. Na facies Panã-Panã a foliação S₁ é definida por porfiroclastos feldspato (K-feldspato e plagioclásio) e blastos de titanita, epidoto magmático, magnetita e ilmenita. Na Facies Matupi a foliação S₁ é marcada por porfiroclastos de feldspato (essencialmente feldspato potássico), muscovita e biotita que ocorrem isoladas ou em agregados máficos associadas a epidoto, allanita, magnetita e ilmenita. A foliação S₂ que dobra suavemente a foliação S₁, na facies Panã-Panã, é marcada pelo desenvolvimento restrito de titanita metamórfica e biotitas retorcidas orientadas segundo o plano axial da foliação S₁. Alguns porfiroclastos de plagioclásio e K-feldspato foram suavemente dobrados pela a foliação S₂, com forma sigmoidal e cinemática sinistral. No litofacies Matupi, a foliação

S_2 gera biotita e muscovita plano axial da foliação S_1 e deformação nos porfiroclastos de feldspato que desenvolvem. A foliação $S_3//S_1$, na Facies Panã-Paná é marcada pelo crescimento de titanita euhedral sem deformação paralela a titanita S_1 sigmoidal. Essa foliação também é composta por biotita, epidoto, magnetita, ilmenita e porfiroclastos de feldspato potássico e plagioclásio. Cristais menores de feldspato que compõe a matriz apresentam textura granoblástica, sem extinção ondulante, indicando recristalização estática. Porfiroclastos de quartzo apresentam textura de subgrão do tipo tabuleiro de xadrez e nas rochas mais deformadas ocorrem na forma de ribbons alongados segundo a foliação S_3 . A foliação S_3 na Facies Matupi é composta por biotita, muscovita, feldspato potássico, plagioclásio e quartzo. O porfiroclastos de plagioclásio desenvolvem em contato com o quartzo feições tipo cuspidi, enquanto os cristais menores que compõem a matriz localmente desenvolvem contatos poligonais.

Os protólitos ígneos das Facies Panã-Paná e Matupi foram gerados a partir de fonte e/ou os processos evolutivos distintos num ambiente de arco magmático continental, no intervalo de 1,78 a 1,74 Ga. Durante o seu alojamento na crosta foi desenvolvida a foliação $S_1//S_0$ com direção NE-SW. A foliação S_2 foi gerada no fácies anfíbolito, entre 1,54 a 1,47 Ga, concomitante a geração dos granitos tipo I e S que ocorrem em toda a Província Rio Negro. Considerações sobre o ambiente necessitam ser investigadas. A foliação S_3 também foi desenvolvida no fácies anfíbolito superior e é correlacionada ao evento K-Mudku. Ao contrário do que se observa no Domínio Imeri, na área estudada este evento parece ter atingido temperaturas bem mais elevadas. O paralelismo entre as foliações sugerem reativações de estruturas mais antigas como reflexo de retrabalhamento intracontinental (Orogenia Sunsás pulso Santa Helena ?).

As comparações entre as rochas do Complexo Cauaburi e Querari indicam que fontes distintas e/ou processos evolutivos distintos. Entretanto os dados estruturais e metamórficos sugerem uma evolução similar para estas rochas. Propõem-se que as rochas do Complexo Cauaburi e Querari foram formadas num ambiente de arco magmático continental aproximadamente entre (1,81 a 1,74 Ga) com a fusão de fontes distintas em diferentes momentos.

CAPÍTULO 5 - REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida M.E., Nascimento R.S.C., Santos J.O.S., Macambira M.J.B., Vasconcelos P. 2018. Timing constraints on the Meso-Paleoproterozoic evolution based on basement rocks of the NW Amazon Craton in Brazil. Em preparação.
- Almeida M.E., Macambira M.J.B., Santos J.O.S., Nascimento R.S.C., Paquete J.J., 2013. Evolução crustal do noroeste do Cráton Amazônico (Amazonas, Brasil) Baseada em dados de campo, geoquímica e geocronológicos. *In: SBG/NO, Simp. Geol. Amaz.*, 13, Belém.
- Almeida M.E., Macambira M.J.B. & Scheller T. 1997. Içana Intrusive Suite: age $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (zircon evaporation) of muscovite-bearing granite, Amazonas State, Brazil. *In: South-American Symposium on Isotope Geology*, 1, Extended Abstracts, p.31-33.
- Almeida M.E., Macambira M.J.B. & Faria M.S.G. 2002. A granitogênese paleoproterozóica do sul de Roraima. *In: SBG, Cong. Bras. Geol.*,41, João Pessoa, *Anais*, p.434.
- Barker F., Arth J.G. 1976. Generation of thondhjemitic tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemite-basalt suites. *Geology*, 4: 596-600
- Berrangé, J.P. 1977. *The geology of southern Guiana, South America*. Overseas Memoir 4, Institute of Geological Sciences, London, p. 12.
- Boynton W.V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. *In: Henderson P (ed.), Rare earth element geochemistry, Elsevier*, p. 63-144
- Carneiro M.C.R 2016. Caracterização estrutural geoquímica e metamórfica da litofacies Santa Isabel do Rio Negro, Complexo Cauaburi, Província Rio Negro, Crato Amazonas. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geociências, Universidade Federal do Amazonas, em preparação.
- Costa J.B.S & Hasui Y. 1987. Evolução geológica da Amazônia. *In: Contribuições à Geologia da Amazônia*. Belém: FINEP/SBG. Núcleo Norte. p.15-90.
- Cordani, U.G., Sato, K., Sproessner, W, Fernandes, F.S. 2016. U-Pb zircon ages of rocks from the 953 Amazonas Territory of Colombia and their bearing on the tectonic history of the NW sector of the 954 Amazonian Craton. *Brazilian Journal of Geology*, 46 (Suppl.1) : 5-35.
- CPRM. 2003. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil*, Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Sistemas de informações Geográficas – SIG. Rio de Janeiro: CPRM 2003.
- CPRM. 2006. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Amazonas. Reis N.J, Almeida M.E, Riker S.R.L, Ferreira A.L.F. (orgs) Escala 1:1.000.000., Manaus: (Convênio CPRM/CIAMA), 180p.,Il.: +mapas.

- Gibbs, A.K., Barron, C.N., 1993. *The Geology of the Guiana Shield*. Oxford University Press, N. York, 1006 245p
- Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward M.P. & Reis A.C.(eds) *Collision Tectonics, Geological Society Special*, **19**: 67-81.
- Kruhl J.H. 1996. Prism- and basal plane parallel subgrain boundaries in quartz a microstructural geothermobarometer. *Journal of metamorphic geology*, **14**:581-589.
- Lima, M.I.C., Pires, J.L., 1985. Geologia da região do Alto Rio Negro – AM. In: SBG, Simpósio de 1058 Geologia da Amazônia, II, Belém. Anais, 1:140-154
- Montalvão R.G.M., Fernandes P.E.C.A. 1975. Grupo Tunuí. Relatório Interno 38-G. Belém, Projeto RADAMBRASIL.
- Navarro T.A., Nascimento R.S.C., Trindade I.R., Almeida M.E., Souza A.G.H 2009. Caracterização petrográfica e metamórfica do embasamento Cauaburi – litofácies Tarsira – região de São Gabriel da Cachoeira – AM. In: SBG/NO, Simp. Geol. Amaz., 11, Manaus.
- Priem, H.N.A., Andriessen, P.A.M., Boelrijk, N.A.I.M., de Boorder, H., Hebeda, E.H., Huguett, A., Verdurmen, E.A.T., Verschure, R.H. 1982. Geochronology of the Precambrian in the Amazon Region of Southeastern Colombia (Western Guiana Shield). *Geologie en Mijnbouw*, 61 : 229-242.
- Reis C.C., Monteiro E.A. 1995. Projeto Integração Alto Rio Negro-Serra Imeri. Reconhecimento geológico ao longo dos rios Curicuriari, Capuari e áreas adjacentes, região do alto rio Negro, Estado do Amazonas, Brasil. Relatório de Viagem. Manaus, CPRM, 1995. 12 p. (inédito).
- Rodriguês V.O. 2016. Caracterização estrutural metamórfica e geoquímica do Domínio Imeri, Litofácies Tarsira Província Rio Negro, Crato Amazonas. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geociências, Universidade Federal do Amazonas, em preparação.
- Santos C.A.dos, Melo A .F.F.de, Gomes H.A. 1993. Projeto Serra Imeri – Estado do Amazonas. Nota Explicativa, Manaus, CPRM, 243 p.
- Santos D.B.dos, Fernandes P.E.C.A., Dreher A.M., Cunha F.M.B.da, Basei M.A.S., Teixeira J.B.G. 1975. Geologia da Folha SB.21-Tapajós. In: BRASIL, DNPM. Projeto RADAMBRASIL.Cap. I - Geologia. Rio de Janeiro. (Levantamento de Recursos Naturais, 7)
- Santos J.O.S. 2003. Geotectônica dos escudos das Guianas e Brasil-Central. In: Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: texto, mapas & SIG/ organizadores, Bizzi. L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves E.J.H – Brasília, CPRM – Serviço Geológico do Brasil. p. 168-226.
- Santos J.O.S., Hartman L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., Mcnaughton N.J. & Fletcher I.R. 2000. A new understanding of the Provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U–Pb and Sm–Nd geochronology. *Gondwana Research*, **3**:453-488.
- Schandl E.S., Gorton M.P. 2002. Application of high-field-strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. *Economic Geology*, **97**(3): 629-642.

- Shand S.J. 1927. Eruptive Rocks. *John Wiley*, New York, p.488.
- Souza A.G.H. 2010. Petrografia e geoquímica do batólito granítico São Gabriel da Cachoeira, Província Rio Negro (AM). Universidade Federal do Amazonas, Dissertação de mestrado, 89p.:il.; 27 cm.
- Streckeisen A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Review*, **12**:1-33.
- Tassinari C.C.G. &Macambira M.J.B., 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Mantesso Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Neves, B.B.B. (orgs.). *Geologia do continente Sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. S. Paulo, BECA, p.471–485.
- Tassinari C.G.C. &Macambira M.J.B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22**: (3) 174-182.
- Thompson R.N. 1982. Magmatism of the British tertiary volcanic province. *Scottish Journal of Geology*, **18**(1): 49-107.
- Veras, R.S. 2012. Petrologia de granitoides dos arredores da Missão Tunuí, NW do Amazonas, Província Rio Negro, Crato Amazônico. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geociências, Universidade Federal do Amazonas.
- White A.J.R., Chappell B.W. 1993. Granitoid types and their distribution in the Lachland Fold Belt, southeastern Australia. *Geological Society of America, Bulletin*, **159**: 21-34.
- Wright J.B. 1969. A simple alkalinity ratio and its application to questions of non-orogenic granite genesis. *Geological Magazine*, **106**: 370-384.
- Yund R.A., Tullis J. 1991. Compositional changes of minerals associated with dynamics recrystallization. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **108**: 346-355.