



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 562

**GEOLOGIA E GEOQUÍMICA DOS GRANITOIDES
MESOARQUEANOS DA PORÇÃO NOROESTE DO DOMÍNIO
RIO MARIA DA PROVÍNCIA CARAJÁS:
INDIVIDUALIZAÇÃO E CONTEXTO TECTÔNICO DAS
ROCHAS DA ÁREA DE TUCUMÃ (PA)**

Dissertação apresentada por:

LUANA CAMILE SILVA SILVA

Orientador: Prof. Dr. Davis Carvalho de Oliveira (UFPA)

**BELÉM-PA
2019**

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

S586g Silva Silva, Luana Camile
Geologia e Geoquímica dos Granitoides Mesoarqueanos da
Porção Noroeste do Domínio Rio Maria da Província Carajás:
individualização e contexto tectônico das rochas da área de Tucumã (PA) /
Luana Camile Silva Silva. — 2019.
xviii,79 f. : il. color.

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

1. Granitoide. 2. Arqueano. 3. Geoquímica. 4. Província
Carajás. 5. Cráton Amazônico. I. Título.

CDD 551.909811



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

**GEOLOGIA E GEOQUÍMICA DOS GRANITOIDES
MESOARQUEANOS DA PORÇÃO NOROESTE DO DOMÍNIO
RIO MARIA DA PROVÍNCIA CARAJÁS:
INDIVIDUALIZAÇÃO E CONTEXTO TECTÔNICO DAS
ROCHAS DA ÁREA DE TUCUMÃ (PA)**

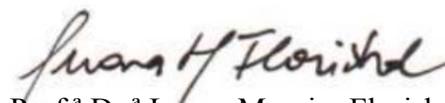
**DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR
LUANA CAMILE SILVA SILVA**

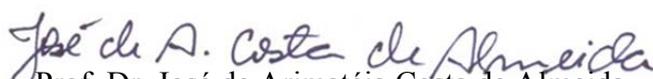
**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de
GEOQUÍMICA E PETROLOGIA, linha de pesquisa Petrologia e Evolução Crustal**

Data de Aprovação: 16 / 09 / 2019

Banca Examinadora:


Prof. Dr. Davis Carvalho de Oliveira
(Orientador – UFPA)


Prof.^a Dr.^a Luana Moreira Florisbal
(Membro – UFSC)


Prof. Dr. José de Arimatéia Costa de Almeida
(Membro – UNIFESSPA)

*Dedico a meus admiráveis pais,
Iracelir Silva e José Roberto*

AGRADECIMENTOS

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

A realização deste trabalho de pesquisa só se fez possível em razão da colaboração e incentivo de algumas pessoas e instituições. Registro aqui meus sinceros agradecimentos:

Primeiramente à Universidade Federal do Pará (UFPA), ao Instituto de Geociências e ao Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) pela oportunidade, infraestrutura e suporte técnico. Agradeço também à Pró-Reitoria de Pesquisa e Pós-Graduação (PROPEP/UFPA) pelo apoio financeiro.

Ao orientador prof. Dr. Davis Carvalho de Oliveira, primeiramente, pela confiança e por segundo, pelo compartilhamento de conhecimento, pela paciência e por toda dedicação no processo de formação de seus alunos.

Aos professores do PPGG, pela disponibilidade e aprendizados. E aos professores revisores deste trabalho, Luana Florisbal (UFSC) e José de Arimatéia (UNIFESSPA), pelas críticas e valiosas considerações.

Aos funcionários da secretaria do programa de pós-graduação, em especial à Cleida Freitas e Joanicy Maciel Lopes pela assistência nas questões administrativas.

Ao Laboratório de laminação da UFPA, nas figuras dos técnicos Joelma Lobo e Bruno Fernandes, pela atenção durante a preparação das lâminas petrográficas.

Aos colegas, membros do Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides (GPPG) do Instituto de Geociências da UFPA, pelas contribuições: Bhrenno Marangoanha, Fernando Fernandes, Jean Machado e Luciano Ribeiro. Agradeço em especial aos amigos geólogos Diwhemerson Barbosa e Williamy Felix pela amizade e pelo suporte na etapa de campo e desenvolvimento da dissertação.

Ao meu namorado, Geólogo Roberto Araújo, que pela segunda vez demonstrou sua compreensão e parceria. Obrigada pelos sábios conselhos e pelo respeito profissional, seu apoio foi fundamental.

Aos meus familiares: minhas inspiradoras avós Maria Lúcia e Rita Queiroz (*in memoriam*) e meus finados avôs Luiz Gonzaga e Irineu da Silva; a meu irmão Márcio Fabrício, por todo carinho e ao meu pai Márcio Luiz. Sobretudo gostaria de agradecer a meus pais, Iracelir Silva e Roberto Broni, por me concederem o privilégio de seguir meu sonho na área da pesquisa. Meu pai Roberto Broni, por toda a dedicação para com a minha educação e

formação pessoal. Minha amada e excepcional mãe que segue sendo minha grande motivação e meu pilar. Agradeço aos dois.

Sendo assim, sou profundamente grata a todas as pessoas que cooperaram de alguma maneira com conclusão desta dissertação.

“Basically, I have been compelled by curiosity.”
Mary Leakey

RESUMO

A Província Carajás (PC) representa o maior núcleo Arqueano preservado do Cráton Amazônico. A área de Tucumã está inserida na porção noroeste do Domínio Rio Maria (DRM), próximo ao limite tectônico com o Domínio Carajás, e é marcada pela ocorrência de diferentes tipos de granitoides de idade mesoarqueana. Este estudo trata da discriminação e individualização dos granitoides desta área, a qual segundo estudos anteriores (de escala regional) é dominada pela Suíte Rio Maria, por rochas do Complexo Xingu e metamáficas pertencentes às sequências *greenstone belts*. A partir de dados obtidos no mapeamento geológico em escala de semidetalhe (1:50.000), verificou-se que o quadro geológico da área de Tucumã é mais diversificado e complexo. Com isso, a unidade mais expressiva na área de Tucumã passa a ser representada pelas rochas leucomonzograníticas de alto-K que formam um batólito associado a pequenas intrusões granitoides de naturezas diversas. Tais intrusões ocorrem na forma de sigmoides, controladas por zonas de cisalhamentos anastomosadas de direção NE-SW e E-W. A discriminação geoquímica destes corpos levou ao reconhecimento de cinco grupos: i) Leucomonzogranito alto-K; ii) Granitos alto-HFSE, subdivididos em médio-Ba e alto-Ba; iii) Granodiorito Pórfiro médio-K; iv) Granodiorito alto-Mg; e v) Tonalito. Tais granitoides apresentam afinidade com a série cálcio-alcálica, excetuando-se a unidade tonalítica que seguem o *trend* trondhjemítico de afinidades TTG. Esta é composta por rochas magnesianas de baixa razão K_2O/Na_2O , que também se diferenciam das demais intrusões por conta de seu padrão estrutural N-S mais antigo, coincidente com aquele encontrado nas rochas metamáficas (sequência *greenstone belt*). O padrão ETR destas rochas é moderadamente fracionado (média razão La/Yb e Sr/Y) com ausência de anomalia negativa de Eu (típico de granitoides TTG). Tais características são afins daquelas atribuídas às rochas do Trondhjemito Mogno de média razão La/Yb . Dentre as unidades cálcio-alcálicas, o Granodiorito Pórfiro médio-K difere dos demais pelo caráter magnésiano e maior enriquecimento em Na_2O (moderada razão K_2O/Na_2O), o que demonstra certa afinidade com as suítes TTG. No entanto, o Granodiorito Pórfiro médio-K possui maiores teores de Ba, K e Th em relação as rochas de composição TTG, indicando fortes semelhanças com as chamadas suítes TTGs Transicionais ou Enriquecidas do Cráton Yilgarn. Sua origem estaria relacionada à fusão de uma crosta heterogênea com intercalação de basaltos enriquecidos e rochas félsicas, enquanto que a unidade tonalítica seria produto da fusão parcial de uma fonte máfica hidratada (metabasaltos). Os Granodioritos de alto-Mg ocorrem de maneira restrita, distinguem-se por serem mais enriquecidos em Sr e elementos mantélicos (Mg, Cr e Ni), e

empobrecidos em ETRP em relação aos demais granitoides. Estas características assinalam fortes afinidades com as suítes sanukitoides (Granodiorito Rio Maria), ligados à fusão parcial do manto metassomatizado em altas profundidades. Os granitos alto-HFSE (médio- e alto-Ba) compartilham características geoquímicas com as Suítes Sanukitoide e Leucomonzogranito alto-K, semelhantes aos Granitos Híbridos do Cráton Dharwar (tipo-*Closepet*). Estas suítes podem representar a atuação de processos de interação em diferentes graus (*mingling* ou *mixing*) na crosta média, entre líquidos crustais (tonalitos/metassedimentos) e magmas diferenciados do manto enriquecido. Já o Leucomonzogranito alto-K representa o grupo de rochas mais evoluído da região, onde o enriquecimento em LILEs (Ba, K e Rb) e anomalia negativa de Eu indicam processos de retrabalhamento de uma crosta félsica (provavelmente tonalítica) antiga em níveis crustais intermediários (transição crosta rúptil-dúctil). Esta unidade apresenta fortes afinidades com o Granito Xinguará do DRM. A variedade tonalítica também se distingue das demais por apresentar maior grau de deformação, contrastando com o padrão estrutural dos granitoides cálcio-alcálicos que registram uma deformação incipiente a moderada, com desenvolvimento de uma foliação tectônica WNW-ESSE, tornando-se mais intensa nas porções afetadas pelas zonas de cisalhamento. As texturas observadas (manto-núcleo e *microcracks*) indicam a atuação de processos deformacionais durante a cristalização do magma sob altas temperaturas (>500°C), típico de granitoides sintectônicos. Granitoides pouco deformados apresentam evidências de recristalização dinâmica em temperaturas abaixo de 400°C. De acordo com o modelo adotado para a porção sul do DRM, os granitoides da área de Tucumã representam duas fases de magmatismo. A primeira fase (2,98 -2,92 Ga) está relacionada à formação de uma crosta TTG a partir de fusão de um platô oceânico ou crosta máfica espessada, com fusão em diferentes níveis crustais e metassomatização do manto por magmas TTG. A segunda fase de magmatismo (~2.87 Ga) se inicia a partir de eventos termais (*slab breakoff*, delaminação ou plumas) que fundem o manto metassomatizado com produção de magmas sanukitoide e granitos híbridos, que ao se alojarem na base da crosta servem como fonte de calor para a fusão das rochas subjacentes (geração de granitos alto-K).

Palavras-chave: Granitoide. Arqueano; Geoquímica. Província Carajás. Cráton Amazônico.

ABSTRACT

The Carajás Province (CP) represents the largest preserved Archaean core of the Amazonian Craton with worldwide correspondents. Thus the Tucumã área, located in the northwest portion of the Rio Maria Domain (RMD) near the tectonic border with the Carajás Domain (CD), is marked by the occurrence of mesoarchean age granitoids. This study deals with the discrimination and characterization of this region granitoids which according to the regional studies is dominated by the Rio Maria suite, by Xingu Complex rocks and metamafics of the greenstone belts sequences. However since data obtained in this work with geological mapping in detailed scale showed that the geological framework of Tucumã is much more diverse and complex. So that contrary to previous studies the most expressive unit in the region are high-K leucomonzogranites rocks that occur as a large plúton. Associated to this pluton small enclaves of granitoids of various compositions are presente in the form of lenses, controlled by NE-SW and E-W anastomosed shear zones. These bodies distinction led to the recognition of five groups: i) high-K Leucomonzogranite; ii) high-HFSE Granites subdivided into medium- and high-Ba; iii) porphyry médium-K Granodiorite; iv) high-Mg Granodiorite; and v) high-Na Tonalite. The granitoids have affinity with the calc-alkaline series, other than high-Na tonalites which follow the trondhjemitic trend with TTG affinities. The latter refers to magnesian granitoids Na₂O rich (low K₂O/Na₂O ratio) which also differ from the others due to the N-S structural pattern often found in greenstone belt sequence, associated with an older tectonic in the region. The moderately fractionated REE patterns (medium La/Yb and Sr/Y ratios) and absence or small negative Eu anomaly typical of TTGs, are features similar to those of médium La/Yb ratio Mogno trondhjemite. With regard to the calc-alkaline units the porphyry médium-K granodiorites differ from the others by the magnesian feature and higher enrichment in Na₂O (médium K₂O/Na₂O ratio) which set forth a resemblance to the TTG suites. However the médium-K granodiorites have higher levels of Ba, K and Th than TTG composition rocks, indicating strong similarities to the so-called transitional or enriched TTG suites. The small differences in the geochemical pattern of these two units are related to changes in the source, where the TTGs (high-Na tonalites) would be the product of the partial melting of a hydrated mafic source (metabasalts), on the other hand the transitional TTGs (porphyry médium-K granodiorite) would originate from melts of a heterogeneous crust with intercalation of enriched basalts and felsic layers. The high-Mg granodiorites occurs in a restricted way in Tucumã identified only in two outcrops. They are distinctly more enriched in Sr and mantle elements (Mg, Cr and Ni) and impoverished in HREE regarding the other

granitoids. These features show strong affinities with the sanukitoides suites (Rio Maria Granodiorite) linked to the partial deep melting of the metassomatized mantle. The high-HFSE Granites (medium- and high-Ba) share geochemical characteristics with both the sanukitoides suite and the high-K leucogranites suite similar to Hybrid granites like the Closepet-type. These suites represent different degrees of interaction processes (mingling or mixing), in the middle crust between crustal melts (tonalites/metasediments) and enriched mantle differentiated melts. Whilst the high-K leucomonzogranites represent the most evolved rocks in the region, where its enrichment in LILEs (Ba, K and Rb) and presence of the negative Eu anomaly indicates crustal reworking processes of an ancient felsic (tonalitic) crust at intermediate crustal levels. This unit has affinities with the Xinguara and Mata Surrão granites. Regarding the deformation pattern, the rocks with the highest degree of deformation are the high-Na tonalities, in the other units this pattern is only identified in the portions where the shear zones are located. The observed textures (mantle-core and microcracks textures) suggest the operation of deformation processes during the magma crystallization typical of sintectonic granitoids under high temperature conditions ($>500^{\circ}\text{C}$). Less deformed granitoids present evidence of dynamic recrystallization at temperatures below 400°C . Thus, in RMD two phases of magmatism are identified, being the first one (2,98-2,92 Ga) related to a subduction setting under an oceanic plateau or a thickened mafic crust with melting at different crustal levels (crust root and slab), and mantle metassomatization by TTG melts and fluids. The second phase (~ 2.87 Ga) starts from thermal events (slab breakoff, delamination or mantle plumes) that results in partial melting of the metassomatized mantle with production of sanukitoides magmas and hybrid granites. This results in changes of the crustal root thickness that lead to substantial temperature variations sufficient to generate partial melting in and beneath the crust associated to generation of high-K granites.

Keywords: Granitoid. Archean. Geochemistry. TTG. Crajás. Amazonian Craton.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

CAPÍTULO 1

- Figura 1 – Mapa de localização e acesso da área de Tucumã.2
- Figura 2 – Mapa sobre o contexto tectônico e geológico regional: (a) Cráton Amazônico na plataforma Sul Americana; (b) localização da Província Carajás no Cráton Amazônico (Tassinari & Macambira 2004); (c) nova proposta de compartimentação tectônica para a Província Carajás (Dall’Agnol *et al.* 2013); (d) mapa geológico da Província Carajás. Modificado de Feio *et al.* (2013), Gabriel & Oliveira (2014), Guimarães *et al.* (2012), Oliveira *et al.* (2010), Santos & Oliveira (2012) e Vasquez *et al.* (2008).7
- Figura 3 – Mapa de amostragem referente ao trabalho de campo realizado em Tucumã neste estudo..... 13

CAPÍTULO 2

- Figura 1 – Contexto geológico e tectônico da Província Carajás: a) Mapa de localização do Cráton Amazônico no continente sul-americano, evidenciando as províncias geocronológicas segundo Santos (2003; 2006); b) Mapa geológico da Província Carajás, destacando a área de Tucumã, objeto de estudo do presente trabalho. Modificado de Almeida *et al.* (2011), Feio *et al.* (2013), Gabriel & Oliveira (2014), Guimarães *et al.* (2012), Oliveira *et al.* (2010), Santos & Oliveira (2012) e Vasquez *et al.* (2008). 19
- Figura 2 – Mapa geológico da área de Tucumã, ao lado são exibidas as projeções estereográficas de cada unidade com as principais atitudes de foliação medidas e, representado ao lado direito da figura, corte transversal esquemático (A-B).22
- Figura 3 – Relações de campo entre as principais unidades de granitoides da região de Tucumã: a) Ocorrência da AMzGd como pequenos corpos alongados no LMzG; b) Presença de enclaves tonalíticos angulosos no LMzG; c) Relação de contato brusco entre o Tonalito e o LMzG; e d) Presença de bolsões leucomonzograníticos na AMzGd com contato difuso entre ambas.23

- Figura 4 - Diagramas de análises modais Q-A-P (Le Maitre 2002) e Q-(A+P)-M' para os granitoides da região de Tucumã. Legenda: Q – quartzo; A – álcali-feldspato; P – plagioclásio; M – minerais máficos.....26
- Figura 5 – Aspectos macro e microscópicos dos granitoides estudados em Tucumã: a) Leucomonzogranito equigranular médio; b) Leucomonzogranito de textura granular hipidiomórfica com quartzo primário e quartzo bulging (Qtz₁); c) Monzogranito leucocrático equigranular médio da unidade AMzGd; d) Monzogranito de textura inequigranular com cristais subédricos de titanita; e) Granodiorito equigranular fino com enclaves máficos centimétricos subcirculares da unidade AMzGd; f) Granodiorito com Hornblenda; g) Granodiorito com fenocristal de álcali-feldspato de ~5 cm de comprimento da unidade GdP; e h) Fenocristal de microclima (Kfs). Abreviações para o nome dos minerais utilizadas segundo Kretz (1983).....28
- Figura 6 – Aspectos microestruturais dos granitoides de Tucumã: a) Mosaico Granodiorito Pórfiro de textura inequigranular alotriomórfica; b) Porfiroclasto de Bt com clivagem de crenulação, marcando a foliação S-C da rocha. Ao lado, desenho esquemático ao lado ressaltando as estruturas; c) Textura manto-núcleo no Plg com a presença de microfraturas preenchidas. Ao lado, desenho esquemático ressaltando as estruturas; d) Mosaico do Tonalito evidenciando maior intensidade da deformação com desenvolvimento de feições proto-miloníticas e formação de textura granoblástica no Qtz₄.....29
- Figura 7 – Diagramas de classificação geoquímica e série magmática dos granitoides da área de Tucumã: a) Diagrama P-Q (Debon & Le Fort 1983); b) Diagrama Ab-An-Or normativo (O'Connor 1965, com campos de Barker 1979); c) Diagrama de Fe* ou FeO_t/(FeO_t+MgO) vs. SiO₂ (Frost *et al.* 2001); d) diagrama Na₂O+K₂O-CaO (MALI) vs. SiO₂ (Frost *et al.* 2001); e) Diagrama K₂O vs. SiO₂ com campos de Peccerillo & Taylor (1976); e f) Diagrama K-Na-Ca (*trends* cálcio-alcálico definido por Nockolds & Allen 1953 e *trend* e campo trondhjemitico definido por Barker & Arth 1976). Campos de comparação: Trondhjemitico Mogno, Suíte Guarantã e Granito Xinguara (Almeida *et al.* 2013); Granodiorito Rio Maria (Oliveira *et al.* 2009); e Média de TTGs Transicionais do Cráton Yilgarn (Champion & Sheraton 1997).32

- Figura 8 - Diagramas de Harker para elementos maiores e menores dos granitoides da área de Tucumã. Campos de comparação: Trondhjemitó Mogno, Suíte Guarantã e Granito Xinguara (Almeida *et al.* 2013); Granodiorito Rio Maria (Oliveira *et al.* 2009); e Média de TTGs Transicionais do Cráton Yilgarn (Champion & Sheraton 1997): a) Al_2O_3 ; b) TiO_2 ; c) CaO ; d) FeO_t/MgO ; e) Na_2O ; e f) $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 33
- Figura 9 - Diagramas de Harker de elementos-traço e razões para os granitoides da área de Tucumã. Campos de comparação: Trondhjemitó Mogno, Suíte Guarantã e Granito Xinguara (Almeida *et al.* 2013); Granodiorito Rio Maria (Oliveira *et al.* 2009); e média de TTGs Transicionais do Cráton Yilgarn (Champion & Sheraton 1997): a) Rb/Sr vs. SiO_2 ; b) Ba vs. SiO_2 ; c) $\text{Nb}+\text{Zr}$ vs. SiO_2 ; d) Ba/Sr vs. Zr ; e e) $\#Mg = \text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO}_T)_{\text{mol}}$ 34
- Figura 10 - Diagramas de ETR, normalizados para o condrito (Boynton 1984) e Multielementos, normalizado para o manto primitivo (McDonough & Sun 1995), das rochas de Tucumã: a) e b) grupo Leucomonzogranito alto-K; c) e d) grupo Granitos alto-HFSE e médio-Ba; e) e f) grupos de Granitos alto-HFSE e alto-Ba e Granodiorito alto-Mg; e g) e h) grupos Granodiorito Pórfiro médio-Na e Tonalito alto-Na. Campos de comparação: Trondhjemitó Mogno, Suíte Guarantã e Granito Xinguara (Almeida *et al.* 2013); Granodiorito Rio Maria (Oliveira *et al.* 2009); Granitos Híbridos (Laurent *et al.* 2014); e Granitos tipo-Closepet de Ourilândia do Norte (Silva *et al.* 2018). 38
- Figura 11 – Aspectos petrogenéticos dos granitoides de Tucumã: a) Diagrama de ternário de Classificação 2* A/CNK (razão molar $\text{Al}_2\text{O}_3/[\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}]$), razão $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, $2 * \text{FMSB} (\text{FeO}_t + \text{MgO})\% * (\text{Sr} + \text{Ba}) \%$ (Laurent *et al.* 2014); b) diagrama binário da razão molar $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{TiO}_2 + \text{MgO} + \text{FeO}_t)$ vs. $\text{K}_2\text{O}/\text{CaO}$; c) diagrama $\text{Cr}+\text{Ni}$ vs. SiO_2 ; d) diagrama Zr vs. Ni (Moyen *et al.* 2003); e) Diagrama Sr/Y vs. Y (Almeida *et al.* 2011); e f) Diagrama ternário de Fontes $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{FeO}_t+\text{MgO}), 3*\text{CaO}, 5*(\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O})$ de Laurent *et al.* (2014). Campos de comparação: Trondhjemitó Mogno, Suíte Guarantã e Granito Xinguara (Almeida *et al.* 2013); Granodiorito Rio Maria (Oliveira *et al.* 2009); Granitos tipo-Closepet de Ourilândia do Norte (Silva *et al.* 2018); e média de TTGs Transicionais do Cráton Yilgarn (Champion & Sheraton 1997). 47

Figura 12 – Mecanismos de deformação para o quartzo e identificação das respectivas texturas deformacionais nas rochas de Tucumã. Adaptado de Passchier & Trouw (2005). Tipos de recristalização dinâmica em policristal: a) Recristalização *Bulging*; b) Recristalização SGR; c) Recristalização GBM. e d) Recristalização estática GBAR.....51

LISTA DE TABELAS**CAPÍTULO 2**

Tabela 1 – Composições modais dos granitoides de Tucumã.	25
Tabela 2– Composições químicas representativas dos granitoides da área de Tucumã (elementos maiores e menores são dados em % e elementos traço em ppm).	37
Tabela 3 – Resumo das principais características geoquímicas e afinidades petrológicas dos granitoides de Tucumã.	43

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
EPÍGRAFE	vii
RESUMO	viii
ABSTRACT	x
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	xii
LISTA DE TABELAS	xvi
CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO.....	1
1.2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	3
1.2.1 Domínio Rio Maria.....	4
1.2.2 Domínio Sapucaia.....	5
1.2.3 Domínio Canaã dos Carajás	6
1.3 PROBLEMÁTICA E JUSTIFICATIVA	8
1.4 OBJETIVOS.....	9
1.5 MATERIAIS E MÉTODOS.....	10
1.5.1 Pesquisa bibliográfica.....	10
1.5.2 Mapeamento geológico	10
1.5.3 Petrografia.....	11
1.5.4 Geoquímica	11
CAPÍTULO 2 CLASSIFICAÇÃO E NATUREZA DE GRANITOIDES MESOARQUEANOS NA PROVÍNCIA CARAJÁS, SE DO CRÁTON AMAZÔNICO	14
2.1 INTRODUÇÃO.....	16
2.2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	17
2.3 GEOLOGIA	20
2.4 PETROGRAFIA.....	24
2.4.1 Composição modal e classificação.....	24
2.4.2 Aspectos microtexturais	26
2.5 GEOQUÍMICA	30
2.5.1 Procedimentos analíticos.....	30
2.5.2 Classificação e série magmática	30
2.5.3 Elementos maiores e menores.....	31

2.5.4 Elementos traço	34
2.5.5 Elementos terras-rara e padrões multielementos	35
2.6 DISCUSSÕES	39
2.6.1 Natureza e afinidades petrológicas	39
2.6.1.1 Leucomonzogranito alto-K.....	39
2.6.1.2 Granitos alto-HFSE	41
2.6.1.3 Granodiorito alto-Mg.....	43
2.6.1.4 Granodiorito Pórfiro médio-K.....	44
2.6.1.5 Tonalito.....	46
2.6.2 Considerações deformacionais	49
2.7 CONCLUSÕES	51
CAPÍTULO 3 CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS	62
REFERÊNCIAS	65

CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

Os terrenos arqueanos têm sido alvos de diversos estudos, especialmente depois do reconhecimento das Suítes TTG (tonalito-trondhjemitó-granodiorito) a partir de 1970 (Barker & Arth 1976, Glikson & Sheraton 1972, Hanson *et al.* 1971, Hunter 1970, Sheraton 1970). Os TTGs representam um grande volume da crosta arqueana e são essenciais para a compreensão do regime tectônico atuante no início da história da Terra e dos processos de formação da crosta continental (Moyen & Martin 2012). No Cráton Amazônico (Almeida *et al.* 1981), o maior núcleo arqueano preservado é representado pela Província Carajás - PC (Santos 2003, Vasquez *et al.* 2008) pertencente a Província Amazônia Central, segundo o modelo de compartimentação tectônica de Tassinari & Macambira (2004). O presente trabalho se baseia no estudo dos granitoides mesoarqueanos da região de Tucumã (Figura 1), localizada no sudeste do Estado do Pará, porção centro-oeste da Província Carajás ou noroeste do Domínio Rio Maria (DRM), próximo ao limite tectônico com o Domínio Carajás (DC). O quadro geológico de Tucumã evoluiu com a individualização de diversos granitoides a partir de rochas do embasamento anteriormente atribuídas ao Complexo Xingu (Silva *et al.* 1974). Trabalhos realizados por pesquisadores do Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides (GPPG) e do Laboratório de Geologia Isotópica (PARA-ISO), ambos vinculados ao Programa de Pós-graduação de Geologia e Geoquímica (PPGG) do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (IG-UFPA), vêm contribuindo significativamente para compor um quadro geológico em escala de semidetalhe, onde diversas unidades de granitoides foram reconhecidas, especificamente nas áreas de Ourilândia do Norte, Canaã dos Carajás, Rio Maria, Xinguara, Marajoara e Bannach (Almeida *et al.* 2010, 2011, 2017, Althoff *et al.* 2000, Guimarães *et al.* 2010, Leite *et al.* 2004, Macambira & Lancelot 1996, Machado 2018, Oliveira *et al.* 2009, Ronaib & Oliveira 2013, Santos & Oliveira 2016, Silva *et al.* 2016, Silva *et al.* 2018, Souza *et al.* 2001). No entanto, grande parte do acervo de dados geológicos disponíveis em Tucumã foram obtidos através de trabalhos ainda de escala regional (1:250.000), ocasionando em um desnivelamento do conhecimento geológico em relação às demais áreas do DRM.

Segundo estes trabalhos a região seria composta em grande parte pelo Granodiorito Rio Maria, por rochas do Complexo Xingu e granitoides do tipo Plaquê (Avelar *et al.* 1999, Macambira & Vale 1997, Vasquez *et al.* 2008). Embora estes dados tenham contribuído

contendo informações sobre a localização da área de estudo, apresentação da problemática, objetivos e metodologia aplicada, além de considerações sobre o contexto geológico regional da PC, com ênfase no DRM. Os principais resultados são expostos no segundo capítulo em formato de artigo, o qual aborda aspectos geológicos, petrográficos, geoquímicos e microestruturais, além de discussões sobre suas afinidades petrológicas e os processos que controlaram a evolução dos granitoides estudados, intitulado: “Classificação e natureza de granitoides mesoarqueanos na Província Carajás, norte do Brasil”. Este artigo deverá ser submetido para publicação ao periódico *Journal of South American Earth Sciences* ou outro de equivalente classificação (Qualis/CAPES). O Capítulo 3 contém as conclusões da dissertação na forma de síntese sobre os aspectos mais relevantes do trabalho e suas principais contribuições para o avanço do conhecimento geológico da região.

1.2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O Cráton Amazônico (Almeida *et al.* 1981) está localizado na porção norte da América do Sul e constitui uma das principais unidades da Plataforma Sul-Americana. Nele estão inseridos os escudos das Guianas e Brasil Central, separados pelas bacias do Amazonas e Solimões. Algumas províncias crustais de idades arqueana à mesoproterozoica fazem parte desse Cráton, de forma que, existem diversos modelos de compartimentação tectônica (Amaral 1974, Cordani *et al.* 1979, Santos *et al.* 2000). Na porção sudeste do Cráton encontra-se o maior núcleo arqueano preservado, representado pela Província Carajás - PC (Figura 2), considerada como uma província geocronológica independente por Santos (2003), ou parte do contexto geológico da Província Amazônia Central (Bloco Carajás), segundo Tassinari & Macambira (2004). A mesma é delimitada a leste pelo Cinturão Araguaia (Neoproterozoico) da Província Tocantins (<850 – 757 Ma), ao norte pelo Domínio Bacajá (Província Transamazonas de idade 2260 – 1990 Ma), e a sul e oeste encontra-se parcialmente coberta por rochas sedimentares da Bacia Parecis (fanerozoica) e pelas rochas vulcânicas do Grupo Iriri (Vasquez *et al.* 2008). Esta Província é principalmente reconhecida pelo seu grande potencial metalogenético, principalmente para ocorrências de Fe, Cu, Ni, Ag e Au. Isto desencadeou uma série de pesquisas ao longo das últimas décadas e conseqüentemente um avanço do conhecimento geológico nesta região, levando à individualização de diversos granitoides a partir do que era considerado historicamente como Complexo Xingu (Silva *et al.* 1974).

Inicialmente, a porção sul da Província Carajás foi caracterizada por rochas mais antigas e de características ígneas bem preservadas, denominada de Terreno Granito-*Greenstone* Rio Maria (TGGRM), e a porção norte por uma vasta sequência vulcanossedimentar e intrusões de granitoides sintectônicos afetados por eventos tectonotermiais neoarqueanos, denominada de Bloco Carajás (Souza *et al.* 1996). Posteriormente, Vasquez *et al.* (2008), em conformidade com o modelo de Santos (2003), dividiram a província em dois domínios tectônicos distintos: Domínio Rio Maria (DRM) de idade mesoarqueana (3,0 – 2,87 Ga), e Domínio Carajás (DC), formado por rochas do embasamento Mesoarqueano e rochas neoarqueanas (3,0 – 2,76 Ga). Dall’Agnol *et al.* (2013) observaram que o DC não representaria uma crosta tectonicamente homogênea, o que levou a divisão deste em Domínio Canaã dos Carajás (DCC) para o segmento a sul da Bacia Carajás, e em Domínio Sapucaia (DS) para a porção situada entre as cidades de Canaã dos Carajás, Xinguara e Água Azul do Norte. O DCC é marcado pela vasta ocorrência de granitos *stricto sensu* e poucas ocorrências de suítes TTG, granitos anorogênicos, e associações charnoquíticas (Suíte Planalto e Diopsídio-Norito Pium). Já o DS abrange suítes TTG e cálcio-alcálicas de alto-K (sanukitoides e leucogranitos) semelhantes ao TGGRM, porém com um padrão deformacional Neoarqueano.

1.2.1 Domínio Rio Maria

O Domínio Rio Maria, sul da PC (Figura 2), é um terreno granitoide-*greestone* que possui as rochas mais antigas do Cráton Amazônico. É caracterizado pelas associações *greenstone belts* do Supergrupo Andorinhas, de idade entre 3,0 a 2,9 Ga (Avelar 1999, Lafon *et al.* 2000, Macambira & Lancelot 1991, Pimentel & Machado 1994, Rolando & Macambira 2003, Souza *et al.* 2001), e pelo Grupo Tucumã, diferenciado do Supergrupo Andorinhas (DOCEGEO, 1988) e formalmente denominado por Araújo & Maia (1991). Além das rochas supracrustais, o DRM é composto por granitoides diversos, descritos abaixo:

- **Série TTG antiga** (2,98-2,92 Ga): composta por batólitos de biotita tonalito/trondhjemito com foliação preferencial de direção NW-SE a E-W. Esta série de rochas é constituída pelo Tonalito Arco Verde, Trondhjemito Mogno e Tonalito Mariazinha (Almeida *et al.* 2008, 2011, 2017, Guimarães *et al.* 2010, Leite *et al.* 2004, Macambira & Lafon 1995, Rolando & Macambira 2003). Estas suítes foram formadas em dois estágios de magmatismo, sendo o primeiro em ~2,96 Ga, com a cristalização do Trondhjemito Mogno e

das rochas mais antigas do Tonalito Arco Verde. E o segundo em $\sim 2,93$ Ga, com a cristalização do Tonalito Mariazinha e as rochas mais novas do Tonalito Arco Verde.

- **Granitoide alto-Mg** (2,87-2,86 Ga): são representados pelo Granodiorito Rio Maria e rochas associadas (Medeiros & Dall'Agnol 1988, Oliveira *et al.* 2009, 2010, Santos & Oliveira 2016, Silva *et al.* 2018) de afinidade sanukitoide. Relacionadas a esta unidade, ocorrem ainda o Quartzo-Diorito Parazônia diferenciado a partir do Tonalito Parazônia (DOCEGEO 1988, Guimarães 2009, Huhn *et al.* 1988), além do Granito Rancho de Deus (Dias 2009).
- **Leucogranodioritos-granitos de alto Ba-Sr** (2,87-2,86 Ga): inclui os granitos Guarantã, Trairão e Azulona da Suíte Guarantã (Almeida *et al.* 2008, 2010, 2013, 2017, Althoff *et al.* 2000).
- **Leucomonzogranitos de afinidade cálcio-alcalina** (2,87-2,89 Ga): são monzogranitos com restritas ocorrências de granodioritos que caracterizam o Granito Mata Surrão (Almeida *et al.* 2013, Duarte 1992, Lafon *et al.* 1994).

As rochas pertencentes a este evento magmático mais jovem (2,87 Ga) do Domínio Rio Maria marcam o último evento tectonotermal relacionado à cratonização do DRM. No Paleoproterozoico (1,88 Ga), essa crosta foi intrudida por granitos tipo-A da Suíte Jamon e diques associados (Dall'Agnol *et al.* 2005, Dall'Agnol & Oliveira 2007, Silva *et al.* 2016). Estas unidades servem de embasamento para as rochas sedimentares clásticas, transgressivas, do Grupo Rio Fresco (DOCEGEO 1988).

1.2.2 Domínio Sapucaia

Este domínio representa sequências meso- a neoarqueanas, recentemente caracterizadas a partir de estudos realizados nas regiões de Água Azul do Norte e Sapucaia (Figura 2). É reconhecido pela intensa deformação neoarqueana impressa nas rochas mesoarqueanas e intrusões das suítes Vila Jussara e Planalto. Os *greenstone belts* compreendem as rochas metamáficas, metaultramáficas e metassedimentares do Grupo Sapucaia (Costa *et al.* 1994, DOCEGEO 1988, Hirata *et al.* 1982). As suítes TTGs antigas (2,98-2,92 Ga) englobam o Tonalito Caracol associado ao Tonalito Mariazinha, com idade de cristalização de 2,94 a 2,93 Ga (Almeida *et al.* 2011, Leite *et al.* 2004), além de anfibólio-biotita tonalitos do Tonalito São Carlos (Silva *et al.* 2014). As suítes alto-Mg de afinidade sanukitoides são representadas pelos granodioritos Água Azul e Água Limpa de idade 2,88-2,87 Ga (Gabriel *et al.* 2010, 2014, Souza *et al.* 2010). A geração de TTGs mais jovem é

representada pelos trondhjemitos Água Fria, de idade 2,86-2,84 Ga (Almeida *et al.* 2011, Leite *et al.* 2004) e Colorado, com idade aproximadamente de 2,87 Ga (Silva *et al.* 2010).

Os leucogranitos potássicos de afinidade cálcio-alcálica são representados pelo: (i) Granito Xinguara de idade de cristalização de 2,86 Ga (Leite *et al.* 2004), que foi desvinculada do contexto do DRM (Dall’Agnol *et al.* 2013); e pelo (ii) Leucogranito Velha Canadá com idade de cristalização entre 2,74 e 2,73 Ga (Santos *et al.* 2010, Santos & Oliveira 2012, Souza *et al.* 2010). Leucogranitos de alto Ba-Sr, similares à Suíte Guarantã, são representados pelo Leucogranodiorito Nova Canadá (Leite-Santos & Oliveira 2014) e Leucogranodiorito Pantanal (Teixeira *et al.* 2013). O magmatismo subalcalino nearqueano do tipo-A é representado pelos granitos da Suíte Planalto, individualizados a partir de corpos graníticos da Suíte Plaquê (Araújo & Maia 1991). Estas rochas possuem idades de cristalização entre 2,75 e 2,74 Ga e a sua origem está relacionada à fusão parcial das rochas do Norito Pium (Feio *et al.* 2012, Oliveira *et al.* 2010, Silva *et al.* 2010, Souza *et al.* 2010).

1.2.3 Domínio Canaã dos Carajás

O conhecimento geológico da PC avançou com o tempo a partir da individualização de rochas do Complexo Xingu, entendido como uma associação litológica heterogênea afetada por metamorfismo de fácies anfíbolito e granulito, sendo composta por granitoides variados, migmatitos e gnaisses (Araújo & Maia 1991, DOCEGEO 1988, Silva *et al.* 1974) com idades de cristalização variando de 3,06 Ga (Delinardo *et al.* 2014, 2015), 2,97 Ga (Avelar *et al.* 1999) e 2,95 Ga (Melo *et al.* 2014), e idade de metamorfismo de 2,85 Ga (Machado *et al.* 1991) e 2,95 Ga (Delinardo *et al.* 2014, 2015). Além das rochas do Complexo Xingu, o DCC é formado pelo: (i) ortogranulito Chicrim-Cateté (3,0 Ga), identificado em trabalhos anteriores como Complexo Pium (3,00 Ga; Araújo & Maia 1991; Pidgeon *et al.* 2000); (ii) Diopsídio-Norito Pium (2,74 Ga); (iii) Trondhjemitos Rio Verde (2,92-2,86 Ga), representando as típicas suítes TTGs arqueanas (Feio *et al.* 2012); e (iv) granitoides cálcio-alcálicos potássicos e sódicos. As suítes potássicas são representadas pelos granitos: Cruzadão (2,84 Ga; Feio *et al.* 2013), Boa Sorte (2,89-2,85 Ga; Rodrigues *et al.* 2014), Bom Jesus (2,83 Ga; Feio *et al.* 2013) e Serra Dourada (Moreto *et al.* 2011, Feio *et al.* 2013) com idade mínima de cristalização variando entre 2,86 a 2,83 Ga.

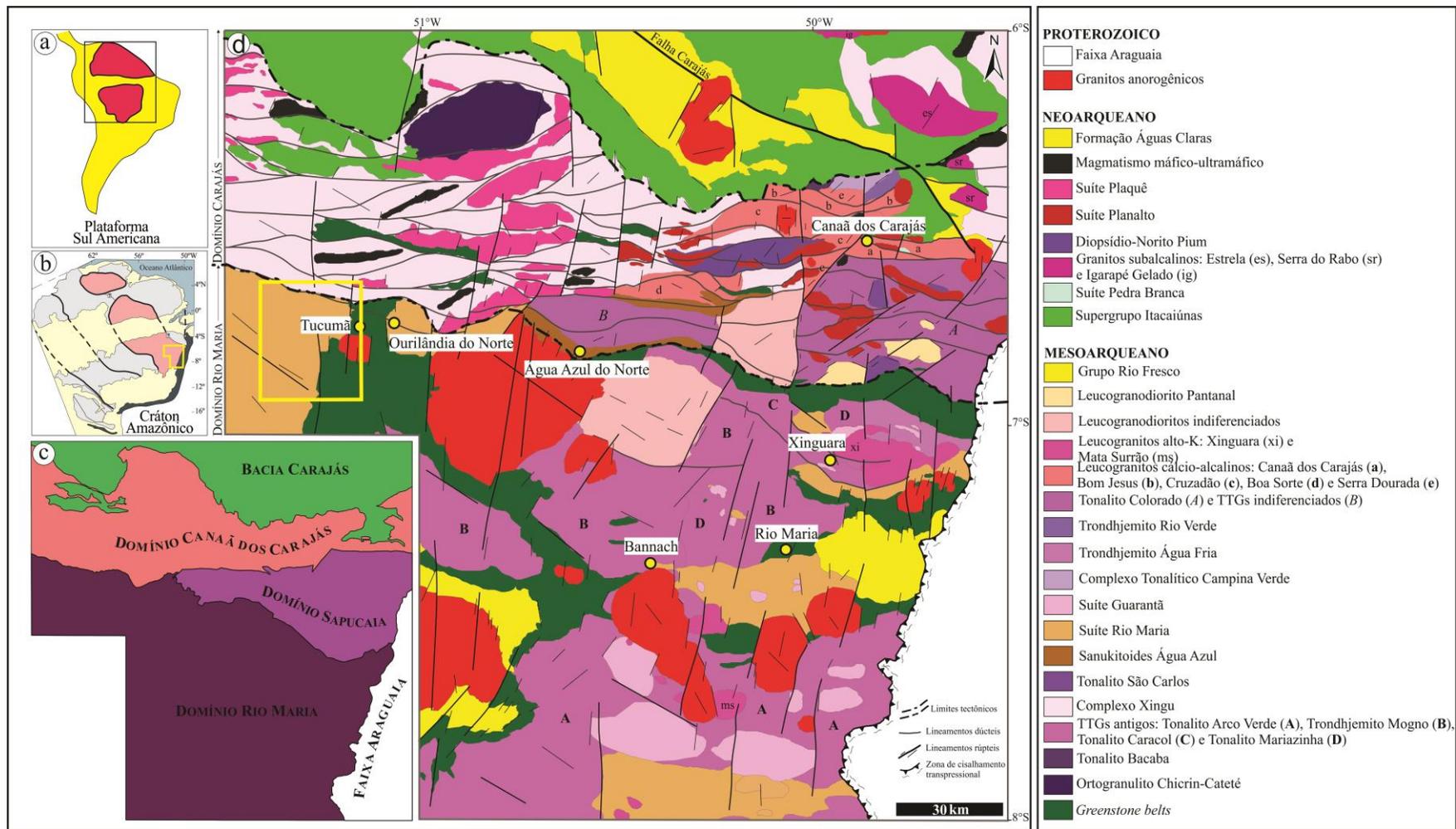


Figura 2 – Mapa sobre o contexto tectônico e geológico regional: (a) Crátão Amazônico na plataforma Sul Americana; (b) localização da Província Carajás no Crátão Amazônico (Tassinari & Macambira 2004); (c) nova proposta de compartimentação tectônica para a Província Carajás (Dall’Agnol *et al.* 2013); (d) mapa geológico da Província Carajás. Modificado de Feio *et al.* (2013), Gabriel & Oliveira (2014), Guimarães *et al.* (2012), Oliveira *et al.* (2010), Santos & Oliveira (2012) e Vasquez *et al.* (2008).

Os granitoides sódicos definem uma série distinta dos TTGs arqueanos, e são compostos pelo Tonalito Bacaba (~3,0 Ga; Moreto *et al.* 2011), pelo Granito Canaã dos Carajás (2,96 Ga; Feio *et al.* 2013) e pelo Complexo Tonalítico Campina Verde (2,87-2,85 Ga; Feio *et al.* 2013). Já durante o Neoarqueano foram formadas rochas máfica-ultramáficas, granitoides diversos e metavulcanossedimentares, dentre elas: o Norito Pium (Ricci & Carvalho 2006), datado em 2,74 Ga (Santos *et al.* 2013) com rochas charnoquíticas associadas (Gabriel *et al.* 2010); a Suíte Planalto de idade de cristalização entre 2,74 e 2,71 Ga, com afinidades aos granitos tipo-A (Cunha *et al.* 2016, Feio *et al.* 2012, Galarza *et al.* 2017, Gomes 2003, Huhn *et al.* 1999, Marangoanha *et al.* 2019, Oliveira *et al.* 2010, Sardinha *et al.* 2004); a Suíte Pedra Branca (2,75 Ga), representando os granitoides sódicos de afinidade toleítica que ocorrem associados à Suíte Planalto (Feio *et al.* 2012, 2013); e a Suíte Plaquê, caracterizada por granitos potássicos produtos de retrabalhamento crustal em 2,73 Ga (Araújo *et al.* 1988, Avelar *et al.* 1999, Jorge João & Araújo 1992). No Paleoproterozoico (1,88 Ga), o DCC foi afetado pelo magmatismo dos granitos anorogênicos da Suíte Serra dos Carajás, que compreendem aos maciços: Central, Cigano, Pojuca, Breves, Rio Branco e Gogó da Onça (Dall'Agnol *et al.* 2006, Santos *et al.* 2013a, Teixeira *et al.* 2017).

1.3 PROBLEMÁTICA E JUSTIFICATIVA

A área de Tucumã está inserida no contexto geológico do DRM, e apresenta padrões litológicos e estruturais bastante distintos daqueles do DC. Na porção norte da área (limite com o DC) são encontradas rochas do Complexo Xingu associadas à ocorrência de granitoides do tipo Plaquê, e na porção sul (DRM) predominam as rochas do Granodiorito Rio Maria (Avelar *et al.* 1999, Vasquez *et al.* 2008). Contudo, os granitoides encontrados em Tucumã ainda estão pobremente caracterizados, e indiscriminadamente associados às principais unidades litoestratigráficas da PC, que devido à ausência de dados petrográficos e geoquímicos não permitiu estabelecer uma provável sequência litoestratigráfica para as rochas desta área, muito menos determinar possíveis similaridades com os demais granitoides de áreas adjacentes, como aquelas de Rio Maria e Canaã dos Carajás. Neste contexto, as informações a serem obtidas acerca da natureza petrológica das diversas associações magmáticas da área de Tucumã, permitirão um avanço significativo na compreensão dos processos evolutivos, e proporcionarão embasamento adequado para uma discussão sobre suas variações composicionais, afinidades e séries magmáticas, assim como seus principais aspectos deformacionais e evolutivos.

Levando em consideração que as propostas de compartimentação tectônica da Província Carajás foram baseadas em métodos indiretos (aerogeofísica) e descontinuidades regionais, aliado a dados geológicos preliminares, é provável que os limites inferidos para estes dois domínios nesta porção da província não sejam coincidentes com os contatos geológicos das principais unidades definidas anteriormente. A falta de um modelo tectônico evolutivo integrado desta região com as demais áreas adjacentes, aliada a inexistência de estudo geológicos em escala de semidetalhe (1:50.000) ou menores (1:100.000), levanta dúvidas quanto ao real quadro geológico da área, a extensão e os limites entre os dois domínios.

Com base no exposto acima, segue abaixo algumas questões ainda não respondidas sobre a geologia da área de Tucumã:

- Ausência de mapas geológicos em escala de semidetalhe que permitam a caracterização e individualização dos granitoides.
- Ausência de dados petrográficos para definição de afinidades petrológicas, origem, evolução magmática, aspectos estruturais e ambiente de formação dos granitoides estudados;
- Desconhecimento dos mecanismos de ascensão e colocação do magma que originou as rochas de Tucumã;
- Incerteza sobre a real localização do limite tectônico entre os dois domínios supracitados, o que gera dúvidas quanto ao posicionamento desta área no contexto tectônico dos domínios Rio Maria e Carajás.

1.4 OBJETIVOS

Considerando que o acervo de dados geológicos na área de Tucumã é restrito e obtido em trabalhos de escala regional, e que ainda existe uma série de questionamentos, já explanados em tópicos anteriores, sobre a real conjuntura dessas rochas, esta proposta de dissertação de mestrado tem como objetivo geral individualizar e caracterizar os granitoides mesoarqueanos aflorantes na região de Tucumã. Isso permitirá classificar estas rochas, identificar suas variações composicionais, afinidades geoquímicas e séries magmáticas, correlacionar com outras unidades de terrenos adjacentes, assim como discutir seus principais aspectos deformacionais e evolutivos. Para isso, foram buscados os seguintes objetivos específicos:

- Individualizar e classificar petrograficamente as rochas identificadas neste trabalho;

- Caracterizar as texturas magmáticas e microestruturas de deformação, as transformações tardi- a pós-magmáticas e mecanismos de deformação que possam ter afetado as rochas;
- Definir a tipologia, série magmática e ambiente de formação para os granitoides estudados;
- Comparar as rochas estudadas com granitoides de áreas adjacentes da Província Carajás, contribuindo para um melhor entendimento de suas afinidades petrológicas;
- Determinar e esclarecer as relações temporais de campo entre os granitoides;
- Elaborar um mapa geológico em escala de semidetalhe (1:50.000) para a área de Tucumã, a partir da integração dos dados de campo e de laboratório;
- Delimitar os limites dos novos corpos identificados na área de trabalho e determinar as relações (temporais e estruturais) entre as diversas intrusões;
- Revisar o limite tectônico na área estudada entre os domínios Rio Maria e Carajás de acordo com as observações de campo.

1.5 MATERIAIS E MÉTODOS

1.5.1 Pesquisa bibliográfica

Esta etapa consistiu no levantamento bibliográfico com ênfase na geologia regional e no magmatismo granítico do Domínio Rio Maria e do Domínio Carajás, principalmente das rochas afins do Granodiorito Rio Maria e do Complexo Xingu. Além de uma vasta pesquisa de artigos científicos, mapas geológicos disponíveis, dissertações de mestrado e teses de doutorado, sobre a geologia de terrenos arqueanos com enfoque em evolução crustal, petrografia, geoquímica, gênese de rochas graníticas e caracterização geoquímica de suítes TTG e granitoides cálcio-alcálinos.

1.5.2 Mapeamento geológico

Foi executada uma revisão de mapas geológicos preexistentes na área de trabalho. Em seguida, na etapa pré-campo, foi elaborado o mapa de logística e o mapa fotogeológico, com extração das principais feições estruturais a partir de Modelo Digital de Terreno (*Shuttle Radar Topography Mission - SRTM*), resolução de 30 m, imagens de satélite (*Landsat TM*, *Google Earth*) e imagens com dados aerogeofísicos (magnetometria e aerogamaespectrometria) devidamente processados em ambiente SIG utilizando o *software* ArcGis 10.4. O trabalho de campo consistiu no mapeamento na escala de 1:50.000 da área,

com coleta sistemática de amostras para petrografia e geoquímica em perfis feitos ao longo da rodovia principal (PA-279) que atravessa a área no sentido E-W e por estradas no sentido N-S. Foi realizado o estudo sistemático de 99 afloramentos (Figura 3) com descrição petrográfica e estrutural, e investigação das relações de contato entre os granitoides. A localização dos pontos descritos e amostrados foi feita utilizando um GPS (*Global Position System*) com precisão de aproximadamente 3 m, e na coleta de dados estruturais foi utilizada uma bússola geológica do modelo Brunton e o tratamento de dados feito com o *software* Stereonet 10.2.9.

1.5.3 Petrografia

Inicialmente foi realizado exame macroscópico das amostras para seleção e confecção de 57 lâminas delgadas dos litotipos mais representativos de cada unidade (22 do Leucomonzogranito alto-K, 15 dos Granitos alto-HFSE médio-Ba, 5 dos Granitos alto-HFSE alto-Ba, 2 do Granodiorito alto-Mg, 6 do Granodiorito Pórfiro médio-K, e 7 do Tonalito) na Oficina de Laminação do Instituto de Geociências da UFPA, com seções de corte preferencialmente perpendicular à direção do plano de foliação da rocha. O estudo em microscópio petrográfico consistiu em: (i) identificação dos minerais (Deer *et al.* 1992, Kerr 1959) e descrição sistemática; (ii) estudo das texturas magmáticas, deformacionais e de alteração (Hibbard 1995, Mackenzie *et al.* 1982, Passchier & Trouw 1996); (iii) obtenção de composições modais em 57 amostras (Chayes 1956, Hutchison 1974) com contador automático de pontos *Stageledge* da marca *Endeuper* (2.000 pontos por amostra), distribuídos numa malha com espaçamento de 0,4 mm; (iv) e classificação das rochas conforme estabelecido pela IUGS (Le Maitre 2002). Vale ressaltar que as paragêneses secundárias não foram inseridas nos cálculos modais, e sim os seus respectivos minerais primários. Em termos microestruturais, foram estudadas texturas submagmáticas e de recristalização (Best 2003, Blenkinsop 2000, Hibbard 1987, Paterson *et al.* 1989, Passchier & Trouw 2005, Trouw *et al.* 2010, Vernon 2004;) no intuito de estimar a temperatura e o regime deformacional dos granitoides estudados.

1.5.4 Geoquímica

A primeira fase consistiu no tratamento em laboratório (trituração, pulverização, homogeneização e quarteamento) na Oficina de Preparação de Amostras (OPA) do Instituto de Geociências (IG) da Universidade Federal do Pará (UFPA), de 45 amostras

representativas, dentre as quais: 16 amostras da unidade Leucomonzogranito alto-K, 11 da unidade Granitos alto-HFSE médio-Ba, 5 da unidade Granitos alto-HFSE alto-Ba, 2 da unidade Granodiorito alto-Mg, 6 da unidade Granodiorito Pórfiro médio-K, e 5 da unidade Tonalito. As análises químicas em rocha total foram realizadas no Laboratório da ALS *Geochemistry Ltda*, onde houve a quantificação dos conteúdos de elementos maiores e menores (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , TiO_2 , Cr_2O_3 , P_2O_5 , PF), analisados por ICP-ES (*Inductively Coupled Plasma Emission Spectroscopy*), os elementos traço (Zn, Cu, Pb, Ba, Be, Cs, Ga, Hf, Nb, Rb, Sn, Sr, Ta, Th, U, W, Zr, Bi) e terras raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu), por ICP-MS (*Inductively coupled plasma mass spectrometry*).

Na segunda fase, houve a realização da caracterização geoquímica destas rochas com base nos princípios gerais discutidos em Ragland (1989) e Rollinson (1993), avaliando-se o comportamento dos elementos maiores, menores e traço por meio de diagramas de variação clássicos e vários diagramas propostos na literatura: (i) diagramas de Harker para a individualização composicional das unidades e possíveis relações entre elas; (ii) diagramas de classificação (Barker 1979, Debon & Le Fort 1983, O'Connor 1965) e séries magmáticas (Barker & Arth 1976, Frost *et al.* 2001, Nockolds & Allen 1953, Peccerillo & Taylor 1976) para definição das afinidades geoquímicas de cada grupo; (iii) diagramas ETRs (Elementos Terras Raras) e multielementos, normalizados para condrito de Boynton (1984) e manto primitivo de McDonough & Sun (1995), respectivamente; e (iv) diagramas utilizados em outros trabalhos (Laurent *et al.* 2014, Moyen *et al.* 2003) para estudos comparativos e discussões sobre o ambiente, condições de formação e evolução magmática da rochas.

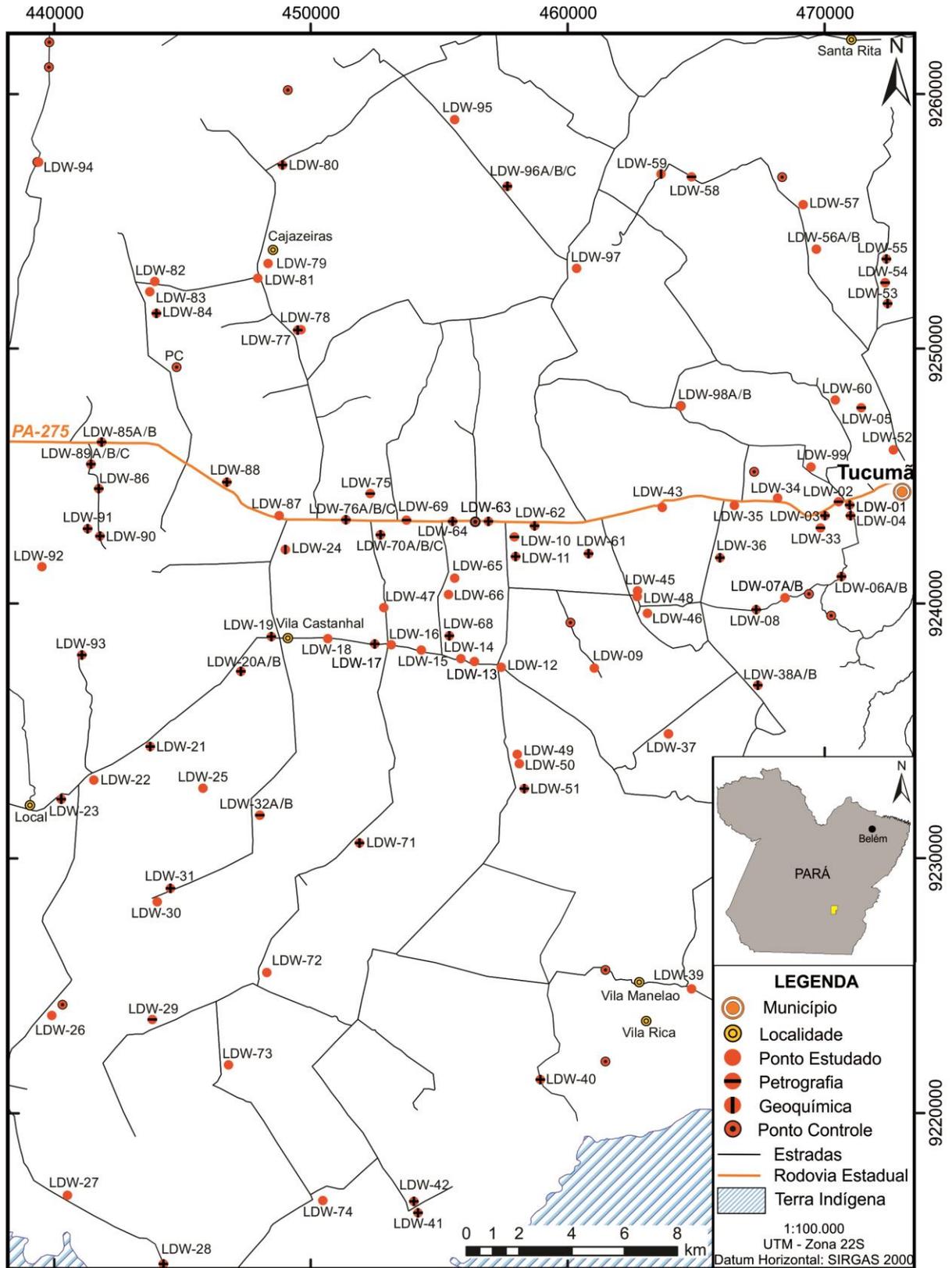


Figura 3 – Mapa de amostragem referente ao trabalho de campo realizado em Tucumã neste estudo.

CAPÍTULO 2 CLASSIFICAÇÃO E NATUREZA DE GRANITOIDES MESOARQUEANOS NA PROVÍNCIA CARAJÁS, SE DO CRÁTON AMAZÔNICO

RESUMO

A porção centro-oeste da Província Carajás do Cráton Amazônico representa um segmento de crosta composto por granitoides mesoarqueanos de naturezas distintas e indiferenciados. A partir deste contexto, foi possível individualizar na área de Tucumã cinco grupos granitoides, sendo eles: i) Leucomonzogranito alto-K; ii) Granitos alto-HFSE; iii) Granodiorito alto-Mg; iv) Granodiorito Pórfiro médio-K; e v) Tonalito. Dentre estes grupos, os Tonalitos representam rochas de afinidades com a clássica série TTG de média razão La/Yb e Sr/Y. As demais variedades apresentam afinidades com série cálcio-alcalina, onde os Granodioritos de médio-K podem ser correlacionados a Suítes TTGs Transicionais, formados a partir de fontes máficas mais enriquecidas em LILE. Já o Granodiorito alto-Mg possui fortes afinidades com as Suítes Sanukitoides, ligado à fusão parcial do manto metassomatizado. Os Granitos alto-HFSE de Tucumã apresentam semelhanças com Granitos Híbridos tipo-*Closepet*, ainda pouco conhecidos na província, provavelmente formados por mistura entre líquidos crustais e fusões do manto enriquecido. Enquanto que os Leucomonzogranitos são afins das suítes de leucogranitos potássicos, originados por retrabalhamento crustal de uma crosta félsica (TTG). O contexto tectônico admitido para discutir a formação desta grande diversidade de granitoides é demonstrado a partir de duas fases de magmatismo: (i) entre 2,98 e 2,92 Ga, em um ambiente de subducção, ligado à formação das Suítes TTG mais antigas e ao primeiro evento de metassomatização do manto; e (ii) em 2,87 Ga, inicia-se um evento termal em um ambiente colisional, que resulta na fusão parcial do manto enriquecido e, associado ao espessamento crustal, ocorre a fusão da crosta continental com a geração dos granitos potássicos. Esta fase representa o início da produção de magmas cálcio-alcalinos no Domínio Rio Maria e o começo da estabilização tectônica desta porção do Cráton Amazônico.

Palavras-chave: Província Carajás. Cráton Amazônico. Mesoarqueano. Granitoides; Geoquímica.

ABSTRACT

The center-west portion of the Carajas Province (northwest of the Rio Maria Domain) of the Amazonian Craton represents a heterogeneous crust segment composed by mesoarchean granitoids. Based on new data obtained in this work, it was possible to individualize and characterize five granitoids varieties in this region, among them: i) high-K Leucomonzogranite; ii) high-HFSE Granites; iii) Porphyry medium-K Granodiorite; iv) high-Mg Granodiorite; and v) Tonalite. Among these groups, the Tonalites represent rocks of affinities with the classic series TTG of average La/Yb and Sr/Y ratio. The other varieties present calcalkaline series affinities, where the medium-K Granodiorites can be correlated to Transitional TTGs Suites, formed from LILE enriched mafic sources. On the other hand the high-Mg Granodiorite has strong affinities with the Sanukitoide Suites, linked to the partial melting of a metassomatized mantle. The high-HFSE Granites of Tucumã show similarities with Hybrid Granites Closepet-type, yet not widely recognized in the province, probably formed by mixing between crustal melts and enriched mantle melts. While Leucomonzogranites are related to the potassic leucogranitic suites originated by crustal reworking of a felsic crust (TTG). The tectonic contexts used to discuss the formation of this great diversity of granitoids is demonstrated from two phases of magmatism: (i) between 2.98 and 2.92 Ga in a subduction setting, related to the older TTG suites formation and to the mantle metassomatism event by melts and fluids; and (ii) in 2.87 Ga, starts thermal events (slab breakoff, delamination or mantle plumes) in a collision setting, that results in partial melting of the metassomatized mantle with production of sanukitoide magmas and hybrid granites. This results in changes of the crustal root thickness that lead to substantial temperature variations sufficient to generate partial melting in and beneath the crust associated to generation of high-K granites. This phase represents the beginning of calcalkaline magmas production in the Rio Maria Domain and the beginning of the tectonic stabilization of this Amazonian Craton portion.

Keywords: Granitoid. Carajás. Amazonian Craton. Mesoarchean. Geochemistry.

2.1 INTRODUÇÃO

O crescimento da crosta continental representa o surgimento dos primeiros continentes desde o início do Arqueano (4,0 Ga), originados a partir de processos de diferenciação química e resfriamento do manto primitivo terrestre (Dhuime *et al.* 2011, Hawkesworth *et al.* 2010, Taylor & McLennan 1995). Mais de 50% do volume da crosta continental foi formado até 2,9 Ga, resultando na geração de granitoides com uma assinatura geoquímica específica, diferente dos padrões reconhecidos em estilos modernos de tectônica de placas (Belousova *et al.* 2010, Condie & Aster 2010, Dhuime *et al.* 2012, McLennan & Taylor 1982). A composição da crosta arqueana é tipicamente descrita por terrenos granito-*greenstones* com predominância de suítes sódicas tonalíticas-trondhjemíticas-granodioríticas-TTG (Barker & Arth 1976, Martin, 1987). No entanto, entre 2,95 a 2,55 Ga esta crosta foi tomada por suítes cálcio-alcálicas de alto-K, marcada pelo aparecimento brusco, em escala global, de suítes sanukitoides (Shirey & Hanson 1984), cujas assinaturas geoquímicas sugerem uma origem a partir do manto metassomatizado (Halla *et al.* 2009, Heilimo *et al.* 2010). O surgimento destas transformações no registro geológico pode indicar mudanças na geodinâmica terrestre, já que as condições de formação e a natureza da fonte controlam o comportamento geoquímico dos granitoides (Martin & Moyen 2002, Martin *et al.* 2005).

Neste período outras suítes cálcio-alcálicas também surgiram cuja grande diversidade composicional é decorrente da atuação de processos de diferenciação magmática em diferentes níveis crustais a partir de fontes distintas. Embora o acervo bibliográfico sobre estes terrenos seja vasto, ainda existe um amplo debate sobre qual modelo geodinâmico teria predominado para favorecer a formação de granitoides arqueanos. Processos relacionados à retrabalhamento da crosta continental são utilizados para explicar a formação de suítes leucograníticas potássicas (Almeida *et al.* 2013, Joshi *et al.* 2016, Patiño Douce 2005). Da mesma forma, a fusão parcial de fontes basálticas mais enriquecidas na base de platôs oceânicos espessados é associada à origem de Suítes TTG Transicionais (Champion & Smithies 2001, 2007). E processos de interação entre magmas relacionados à TTGs, sanukitoides e biotita granitos são considerados como a provável causa para a formação de Granitos Híbridos (Laurent *et al.* 2014). Tais suítes ocorrem em diversos crátons ao redor do mundo na forma de núcleos remanescentes.

A Província Carajás (PC) representa o principal núcleo arqueano preservado no Cráton Amazônico, localizado ao norte do Brasil. Com a finalidade de contribuir para o avanço do conhecimento sobre os principais aspectos evolutivos desta província, o principal

objetivo deste estudo é investigar a natureza dos granitoides mesoarqueanos da área de Tucumã, localizada na porção noroeste do Domínio Rio Maria (sul da PC). Dados geológicos permitiram a individualização de grupos de granitoides, os quais apresentam afinidades geoquímicas com as séries cálcio-alcálicas de médio a alto-K e toleíticas. Para atingir o objetivo deste trabalho, a pesquisa foi constituída pelas seguintes etapas: (i) estimar o limite dos corpos graníticos e suas relações de campo; (ii) descrever as texturas magmáticas e microestruturais; (iii) definir as classificações petrográficas e geoquímicas dos granitoides aflorantes; (iv) identificar as afinidades petrológicas e estabelecer correlações com demais granitoides de áreas adjacentes e de outros crátons arqueanos; e (v) discutir as condições de formação dos magmas e a evolução tectono-magmática dos granitoides de Tucumã. A nova classificação aqui apresentada amplia o entendimento sobre a evolução geológica desta porção do Domínio Rio Maria.

2.2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O Terreno granito-*greenstone* Rio Maria-TGGRM (Souza *et al.* 1996) é um dos segmentos crustais que compõe a Província Carajás (Figura 1), o maior núcleo arqueano preservado do Cráton Amazônico (Almeida *et al.* 1981). Segundo o modelo de compartimentação tectônica de Tassinari & Macambira (2004), a Província Carajás (PC) faz parte da Província Amazônia Central, subdividida em Bloco Carajás e Bloco Xingu-Iricoumé. Santos (2003; Figura 1a) e Vasquez *et al.* (2008), a consideram como uma província geocronológica independente dividida em dois domínios, separados por uma grande descontinuidade regional (E-W): a sul, o Domínio Rio Maria (DRM) de idade mesoarqueana (3,0-2,86 Ga); e ao norte, o Domínio Carajás (DC) com embasamento mesoarqueano afetado por eventos neoarqueanos (3,0-2,75 Ga). Dall'Agnol *et al.* (2013) subdividiram o DC em dois subdomínios (Canaã dos Carajás e Sapucaia – Figura 1b) e a Bacia Carajás formada entre o Neoarqueano e o Paleoproterozoico (Gibbs *et al.* 1986, Machado *et al.* 1991, Martins *et al.* 2017, Tavares *et al.* 2018). A Província Carajás é delimitada a leste pelo Cinturão Araguaia Neoproterozoico da Província Tocantins, a norte pelo Domínio Bacajá, a sudoeste pelo Domínio Santana do Araguaia (ambos da Província Transamazonas), e a oeste pelo Domínio Iri-Xingu da Província Amazônia Central.

O DRM é composto pelas sequências de rochas mais antigas do Cráton Amazônico, com características ígneas ainda preservadas e sem interferência de eventos tectonotermiais neoarqueanos. Os *greenstone belts* (3,0-2,9 Ga) são representados pelo Supergrupo

Andorinhas, o qual consiste em rochas metaultramáficas, metamáficas, bem como ocorrências subordinadas de rochas félsicas a intermediárias e metagrauvas (Macambira & Lancelot 1991, Pimentel & Machado 1994, Souza *et al.* 2001). Quanto aos granitoides, as unidades aflorantes no DRM podem ser divididas em quatro grupos: (i) TTGs antigos (2,98-2,92 Ga) sendo o Tonalito Arco Verde e Trondhjemitó Mogno os mais primitivos, e as rochas mais jovens representadas pelo Complexo Tonalítico Caracol, Tonalito Mariazinha e rochas mais novas do Tonalito Arco Verde (Almeida *et al.* 2011, 2013, Althoff *et al.* 2000, Huhn *et al.* 1988, Leite *et al.* 2004, Rolando & Macambira 2003); (ii) suítes sanukitoides, são intrusivas nos *greenstones* e TTGs mais antigos, e compreendem o Granodiorito Rio Maria, Granito Rancho de Deus e rochas associadas (intermediárias a máficas) de idade de cristalização de 2,87 Ga (Althoff *et al.* 2000, Dias 2009, Medeiros & Dall’Agnol 1988, Oliveira *et al.* 2009, 2010, Santos & Oliveira 2016, Silva *et al.* 2018); (iii) TTGs jovens (2,86 Ga) de ocorrência limitada, os quais correspondem ao Trondhjemitó Água Fria, contemporâneo ao Granito Xinguara (Almeida *et al.* 2011, Leite *et al.* 2004); e (iv) suítes cálcio-alcálicas de alto-K (2,87-2,86 Ga), composta por leucomonzogranitos tipo Mata Surrão e Xinguara, e leucogranodioritos e granitos da suíte Guarantã - Granito Guarantã e granodioritos Azulona e Trairão (Almeida *et al.* 2010, Duarte 1992, Leite *et al.* 1999, 2004).

Ao final do Mesoarqueano houve a cratonização do TGGRM (Althoff *et al.* 2000; Souza *et al.* 2001), e em seguida ocorreu a deposição das rochas sedimentares do Grupo Rio Fresco, e intrusão dos granitos anorogênicos da Suíte Jamon em 1,88 Ga, juntamente com diques félsicos e máficos (Dall’Agnol *et al.* 2005; Silva *et al.* 2016).

O Domínio Canaã dos Carajás (3,0-2,72 Ga) é reconhecido pela dominância de granitos *stricto sensu* (granitos Canaã dos Carajás, Bom Jesus, Cruzadão e Serra Dourada) em relação às Suítes TTG (Trondhjemitó Rio Verde e tonalitos Campina Verde e Bacaba). Neste domínio também ocorrem associações neoarqueanas de enderbitos e charnoquitos (suítes Planalto, Pedra Branca e diopsídio-norito Pium), além de granitos anorogênicos (Cunha *et al.* 2016, Feio *et al.* 2012, 2013, Marangoanha *et al.* 2019, Oliveira *et al.* 2018, Santos *et al.* 2013a). Já o Domínio Sapucaia (3,0-2,70 Ga) é dominado por Suítes TTG (Tonalito São Carlos, tonalitos Caracol e Mariazinha e trondhjemitos Água Fria e Colorado) semelhante ao contexto em que se encontram as rochas do DRM, porém com padrão deformacional Neoarqueano. É formado também por Suítes Sanukitoides (granodioritos Rio Maria, Água Azul e Água Limpa), leucogranitos diversos e granitos subalcalinos (Gabriel & Oliveira 2014, Leite-Santos & Oliveira 2016, Santos *et al.* 2013b, Silva 2013, Teixeira *et al.* 2013).

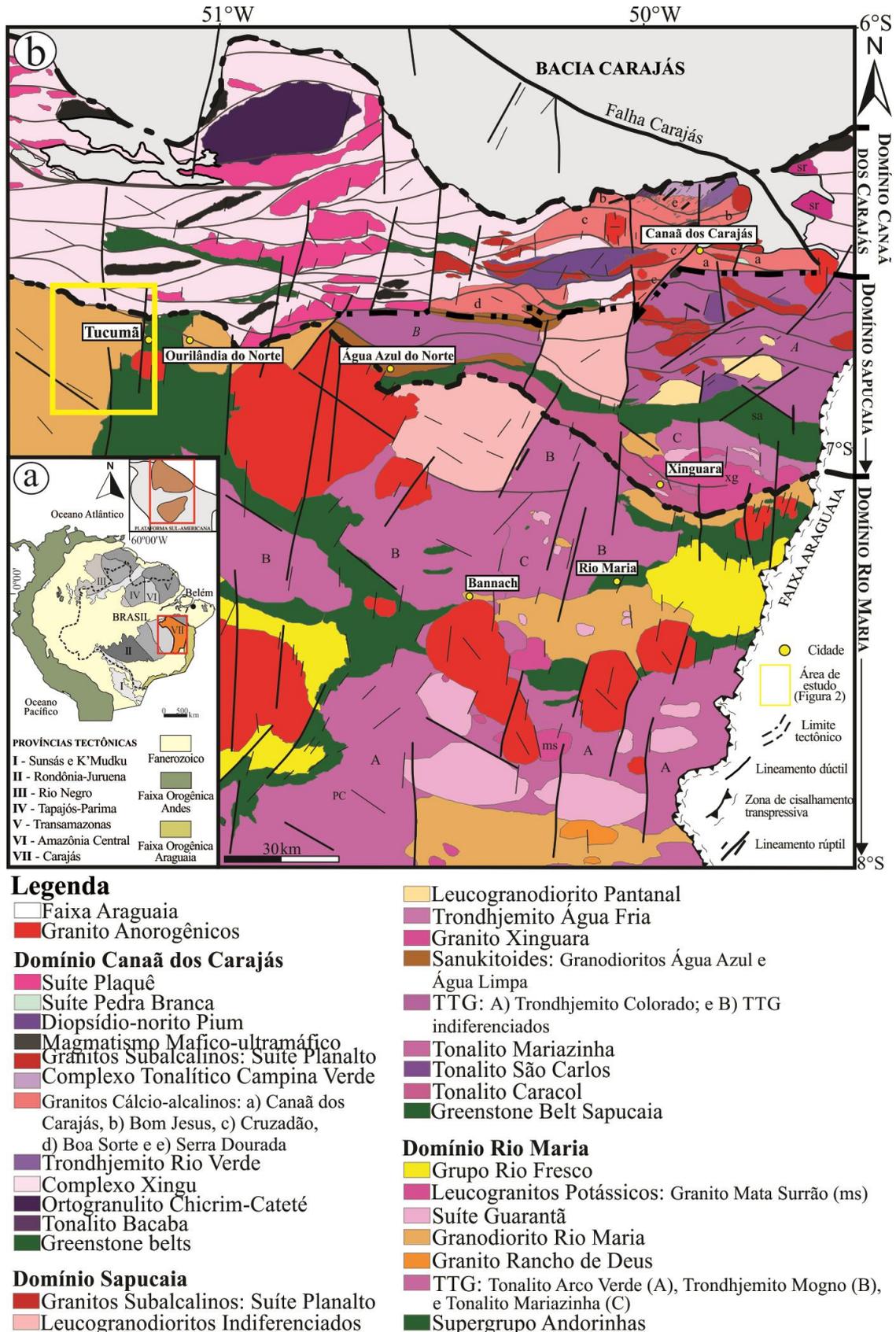


Figura 1 – Contexto geológico e tectônico da Província Carajás: a) Mapa de localização do Cráton Amazônico no continente sul-americano, evidenciando as províncias geocronológicas segundo Santos (2003; 2006); b) Mapa geológico da Província Carajás, destacando a área de Tucumã, objeto de estudo do presente trabalho. Modificado de Almeida *et al.* (2011), Feio *et al.* (2013), Gabriel & Oliveira (2014), Guimarães *et al.* (2012), Oliveira *et al.* (2010), Santos & Oliveira (2012) e Vasquez *et al.* (2008).

2.3 GEOLOGIA

Estudos anteriores apontavam que a área de Tucumã seria composta por granitoides mesoarqueanos associados ao Granodiorito Rio Maria, Complexo Xingu e Suíte Plaquê (Avelar *et al.* 1999, Macambira & Vale 1997, Vasquez *et al.* 2008). No entanto, o mapeamento geológico realizado em escala de semidetalhe (1:50.000) neste trabalho (Figura 2), revelou um cenário mais variado e complexo para área de Tucumã, onde foram distinguidas três unidades litológicas (Leucomonzogranito – **LMzG**, Granodiorito Pórfiro – **GdP**, e Tonalito); e um grupo de granitoides indiferenciados denominado de Associação monzogranítica-granodiorítica (**AMzGd**). Tais unidades são intrusivas na sequencias *greenstone belts* do Grupo Tucumã e seccionadas por diques paleoproterozoicos.

Diferentemente do quadro geológico encontrado em áreas adjacentes, como aquele de Ourilândia do Norte (Silva *et al.* 2018), em Tucumã há uma predominância de rochas leucomozograníticas (**LMzG**) sobre as demais unidades, onde estas constituem um batólito com mais de 30 km de diâmetro intrusivo em uma crosta de afinidade TTG. Inseridos nesta unidade, ocorrem diversos corpos granitoides menores (até 10 km de comprimento; Figura 3a) dispostos na forma de lentes alongadas na direção NW-SE e E-W, além de exposições de rochas tonalíticas. A estruturação da área de Tucumã é marcada pela instalação de zonas de cisalhamento transcorrentes e anastomosadas, dispostas obliquamente na direção NW-SE com inflexões para E-W (Figura 2). Em alguns casos, tais zonas delimitam os corpos graníticos que tendem a exibir feições de milonitização (textura porfiroclástica e foliação S-C). Os tonalitos exibem padrão deformacional mais intenso ligado ao desenvolvimento de uma tectônica regional. Além de uma foliação tectônica que segue o *trend* regional, nota-se no interior do batólito leucogranítico e das intrusões menores, um padrão estrutural marcado pela distribuição concêntrica da foliação, cujos mergulhos variam de moderado a alto (55-80°). De maneira mais restrita, é identificada foliação magmática marcada pela orientação de pequenos enclaves máficos elipsoidais e de fenocristais euédricos de feldspatos. São observadas falhas normais de direção NE-SW que coincidem com aquelas responsáveis pela colocação de corpos paleoproterozoicos da Província Carajás (Oliveira *et al.* 2008).

O **Tonalito** é formado por rochas de composições tonalíticas a trondhjemíticas com até 23% de biotita, podem apresentar dobras suaves com enclaves máficos associados e bandamento composicional. Esta unidade ocorre como fragmentos angulosos (Figura 3b) de uma crosta mais antiga no interior da batólito leucogranítico. Na porção noroeste da área exibem foliação de direção E-W e contato brusco com a unidade LMzG (Figura 3c), enquanto

que na porção sul a sua ocorrência é mais expressiva e exibe um padrão estrutural com foliação tectônica de direção N-S e mergulhos de alto ângulo ($\sim 75^\circ$). A presença de padrões estruturais contrastantes sugere que aquele N-S é concordante com o padrão encontrado nas rochas mais antigas do Domínio Rio Maria (TTGs e *greenstone belts*; Almeida *et al.* 2011), e pode representar a janela de um embasamento mais antigo.

As rochas do **LMzG** apresentam textura heterogranular média à grossa, e baixas concentrações de minerais máficos (biotita $\leq 5\%$). Nesta unidade, é frequente a ocorrência de rochas da **AMzGd** identificada como pequenos corpos lenticulares ou sigmoidais, formando por vezes, contatos bruscos com o LMzG. A **AMzGd** é a segunda unidade mais abundante, e está concentrada nas porções nordeste e sudoeste da área como corpos de composição monzogranítica e granodiorítica com conteúdo de máficos (biotita \pm anfibólio) $> 5\%$ e textura heterogranular. Restritamente, ocorrem variações locais para uma rocha cinza claro de textura equigranular e rica em finos enclaves dioríticos subcirculares. Inclusões de líquidos **LMzG** podem ser encontradas nesta associação na forma de bolsões com contatos difusos (Figura 3d). Já o **GdP** ocorre como corpos menores e mais restritos, formados por rochas tonalíticas a granodioríticas com alto conteúdo de minerais máficos ($< 28\%$). É marcante a presença de enclaves máficos elipsoidais e de megacristais de feldspatos (< 3 cm).

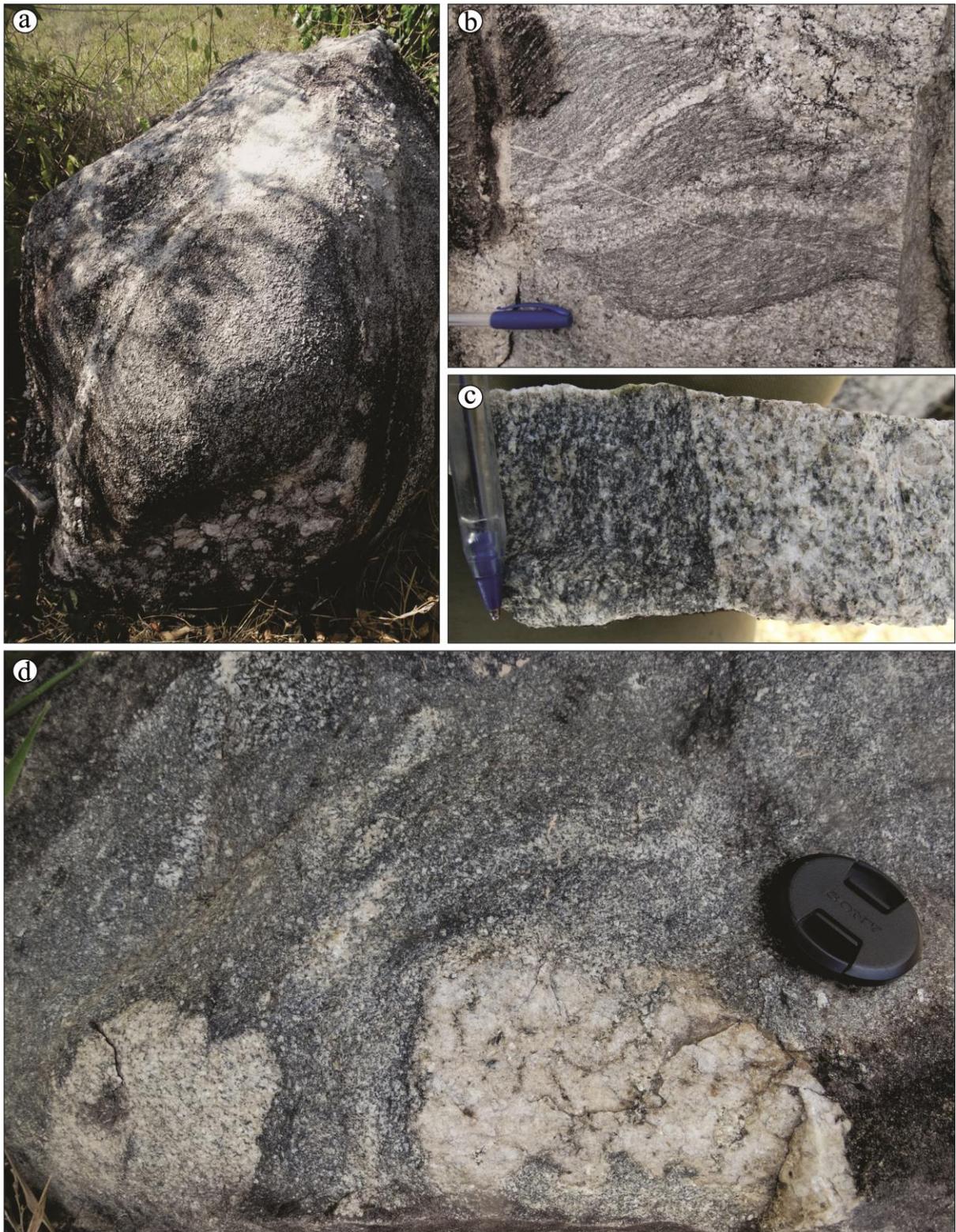


Figura 3 – Relações de campo entre as principais unidades de granitoides da região de Tucumã: a) Ocorrência da AMzGd como pequenos corpos alongados no LMzG; b) Presença de enclaves tonalíticos angulosos no LMzG; c) Relação de contato brusco entre o Tonalito e o LMzG; e d) Presença de bolsões leucomonzograníticos na AMzGd com contato difuso entre ambas.

2.4 PETROGRAFIA

2.4.1 Composição modal e classificação

O estudo petrográfico dos granitoides da área de Tucumã foi realizado com base em análises em escala meso- e microscópica, aliada a contagem modal em 57 lâminas delgadas (Tabela 1). Nestas, foram analisados 2000 pontos por seção em uma malha de 0,4 mm contados com auxílio do *Software Endeepor Hardledge* seguindo as recomendações de Le Maitre (2002). Isso permitiu uma classificação e individualização mais precisa dos litotipos estudados (Figura 4). O **LMzG** é formado essencialmente por monzogranitos e concentração de minerais máficos $\leq 6,0\%$ (Figuras 5 a,b). Raras amostras incidem no campo dos granodioritos e quartzo-monzonitos. A biotita (0,3 – 4,4%) é o principal mineral ferromagnésiano desta unidade. Os minerais acessórios são representados por epidoto magmático (0,1 – 3,1%), allanita (0,1 – 1,4%), e traços de titanita, zircão, apatita, fluorita e minerais opacos. A paragênese secundária é composta por muscovita, clorita, sericita e epidoto.

As rochas da **AMzGd** (Figura 5c) apresentam uma ampla variação composicional (Figura 4), distinguindo-se dos leucogranitos pelo maior conteúdo modal de minerais máficos ($> 6\%$), sendo a biotita o mineral ferromagnésiano mais expressivo (4,0 – 19,9%) seguido por epidoto magmático (0,6 - 5,3%). A alta concentração de titanita magmática (até 3,3% modal), que pode atingir até 6 mm (Figura 5d), a distingue das demais unidades estudadas. As amostras LDW-08 e LDW-38, além de serem enriquecidas em enclaves máficos (Figura 5e), diferem das demais rochas desta associação pela granulação fina, sendo que na primeira, a hornblenda é encontrada como mineral varietal (7,4%; Figura 5f). A unidade **GdP** destaca-se pela presença de megacristais (Figura 5g) bem desenvolvidos de feldspato potássico que podem atingir até 12 mm (Figura 5h) e alto conteúdo de minerais máficos (até 27,7%), onde a biotita é amplamente dominante (até 20,4%). A hornblenda está presente em duas amostras (LDW-53 e LDW-54) e ocorre como mineral acessório (0,9 – 1,6%; Tabela 1). O **Tonalito**, também é enriquecido em biotita (6,5 – 22,9%) e epidoto magmático (até 3,2%).

Tabela 1 – Composições modais dos granitoides de Tucumã.

Amostra	LDW	LDW	LDW	LDW	LDW	LDW	LDW	LDW	LDW	LDW	LDW	LDW	LDW	LDW	LDW	LDW	LDW	LDW	LDW	LDW	LDW	LDW	LDW	LDW				
	85A	89C	89B	40	90	71	96A	54	84	23	86	76A	53	61	62	21	77	88	8	38	2	96B	51	19	20B	58	63	
Unidade	Tonalito							Granodiorito Pórfiro						Associação Monzogranítica-granodiorítica														
Litologia	BTd	BTn	EBTn	EBTd	EBTd	EBTd	EBTd	THEBGd	BGrDp	EGd	EBGd	BTn	HEBTn	TEBGd	TEBGd	EBMzG	ETBTn	BMzG	HGrD	BGrDf	EBMzG	TEBTn	TBQMzD	TEBGd	EBGd	EBMzG	BGrD	
<i>Minerais (vol.%)</i>																												
Quartzo	32,3	34,0	31,2	32,1	30,9	28,2	31,4	23,9	31,8	29,4	34,7	31,0	40,3	29,3	28,6	25,7	21,8	27,2	28,1	23,6	30,9	21,3	17,2	25,8	36,0	27,1	32,9	
Plagioclásio	58,4	48,8	42,1	55,8	56,4	60,4	55,6	33,6	41,7	50,7	39,3	53,5	36,8	44,1	49,0	35,8	52,8	39,7	49,3	54,0	33,8	49,3	49,4	37,0	44,0	38,5	40,1	
Álcali-feldspato	0,9	2,2	0,2	Tr	3,3	3,3	2,8	14,7	17,1	13,3	18,4	1,6	2,6	11,4	11,8	28,0	5,4	23,0	12,0	11,8	27,1	2,0	23,6	15,5	8,4	23,9	19,1	
Hornblenda	0	0	0	0	0	0	0	1,6	0	0	0	0	0,9	0	0	0	0	0	7,4	0	0	0	0	0	0	0	0	
Muscovita	Tr	0,5	Tr	0	Tr	Tr	0,3	Tr	0	Tr	0,6	Tr	0	0	Tr	0	0	0	0	0	0,4	0	Tr	0	0	0	Tr	0
Biotita	7,6	13,1	22,9	9,3	7,2	6,6	7,1	20,4	8,8	3,3	5,2	11,8	14,9	9,3	6,1	7,5	12,9	8,2	1,4	8,3	5,6	19,9	7,1	12,1	7,4	6,7	5,3	
Alanita	0	0,1	0	0,1	0,1	0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,3	Tr	Tr	0,2	0,2	0,4	Tr	0,1	0,1	0	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0	0	
Titanita	0	Tr	Tr	0,1	Tr	0,2	0,3	1,4	0,1	Tr	Tr	0,6	0,9	2,5	1,3	0,2	3,1	0,3	0,6	0,7	0,4	1,8	1,1	3,3	0,8	0,6	Tr	
Epidoto	0,3	0,8	3,2	2,1	1,5	1,2	2,3	3,3	Tr	2,3	1,1	0,9	3,5	2,5	2,3	1,9	2,8	0,9	0,6	Tr	0,9	5,3	0,9	4,8	1,8	2,4	0,9	
Zircão	0	0,1	0,1	0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	Tr	Tr	0,1	Tr	Tr	Tr	Tr	0	0	Tr	Tr	Tr	0,1	0,1	0,1	0,1	Tr	0,1	
Apatita	0,1	0	0,3	0,1	Tr	0	Tr	0,2	Tr	Tr	0	Tr	Tr	Tr	Tr	0,1	0	0	0	Tr	0,1	Tr	Tr	0,3	Tr	0,1	0	
Fluorita	0	0	0	0	0	0	0	Tr	0	Tr	0	0	Tr	0	0	Tr	Tr	0	0	0	Tr	0	Tr	0	0,1	Tr	0	
Minerais opacos	0,5	0,5	0,2	0,4	0,6	0,1	Tr	1,0	0,4	0,9	0,4	0,6	0,2	0,7	0,7	0,4	1,2	0,6	0,4	1,5	0,6	0,3	0,6	0,9	0,4	0,7	1,4	
A+P	91,6	71,6	42,6	88,0	59,7	63,8	89,9	48,3	58,9	64,0	57,7	55,1	79,6	55,6	60,8	63,9	68,1	62,7	61,3	65,8	61,0	72,5	73,1	52,6	52,4	62,4	59,2	
Índice de cor (M')	8,3	14,4	26,3	11,9	9,3	8,0	9,7	27,6	9,2	6,6	6,7	13,9	20,4	14,9	10,4	9,9	20,0	10,0	10,6	10,6	7,6	27,2	9,7	21,1	10,4	10,4	7,6	

Amostra	LDW	LDW	LDW	LDW	LDW	LDW	LDW	LDW	LDW	LDW	LDW	LDW	LDW	LDW	LDW	LDW	LDW	LDW	LDW	LDW	LDW	LDW	LDW	LDW	LDW	LDW	LDW				
	1	36	32	3	33	31	4	55	80	10	11	5	29	42	85B	17	20A	28	41	64	68	69	70A	75	89A	91	93	70C	6	76C	
Unidade	Associação Monzogranítica-granodiorítica																Leucomonzogranito														
Litologia	EBMzG	EBMzG	EBGd	TEBMzG	TEBMzG	EMzG	EMzG	TEBMzG	MzG	EQMzN	BQMzN	EMzG	EMzG	EMzG	EMzG	MzG	MzG	MzG	MzG	MzG	MzG	MzG	MzG	MzG	MzG	MzG	MzG	Gd	Gd		
<i>Minerais (vol.%)</i>																															
Quartzo	30,5	29,9	30,2	28,9	27,5	24,1	28,0	32,3	31,0	6,9	15,9	39,4	19,0	26,5	31,1	25,6	30,1	26,5	26,0	33,5	30,6	27,1	27,5	29,1	27,5	37,5	31,5	39,3	32,9	27,0	
Plagioclásio	29,1	35,2	42,5	35,0	35,3	37,2	33,8	23,6	29,4	53,7	50,3	32,4	39,0	36,8	28,2	36,9	33,1	36,8	33,1	33,5	37,2	36,5	36,8	36,0	31,8	35,0	32,6	35,3	42,9	52,7	
Álcali-feldspato	29,9	27,0	7,2	24,5	26,3	32,8	31,4	36,0	32,5	36,2	31,0	24,9	33,2	31,4	36,6	34,3	32,1	30,6	36,9	31,2	27,8	33,5	33,0	32,0	36,5	23,5	32,4	20,8	19,8	15,8	
Hornblenda	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Muscovita	0,1	0,2	1,6	0,2	0,1	Tr	0,1	Tr	Tr	Tr	0	0	Tr	Tr	Tr	0,8	0	1,0	Tr	Tr	0	Tr	0	0	0	Tr	Tr	Tr	Tr	0	0
Biotita	5,4	5,9	15,9	6,9	6,9	4,1	4,0	5,2	4,4	Tr	1,8	0,3	4,6	3,0	1,9	2,3	2,3	4,3	1,9	1,3	3,2	2,0	2,0	2,2	3,1	2,4	2,6	3,8	3,0	3,8	
Alanita	0,3	0,3	0,3	0,2	0,1	0	0,3	0	1,4	0,1	0,1	0,3	0,1	0,2	0	0,3	0,1	0,1	0,3	Tr	0,2	0,1	Tr	0,1	0,1	Tr	0,2	0	0,3	0,2	
Titanita	0,8	0,1	0,3	1,6	1,3	Tr	0,1	1,1	0	0	0	0,1	0,5	0,3	0	0	0,3	0	0,2	Tr	0	0,1	Tr	0	0	0	Tr	0	0,1	0,1	
Epidoto	2,7	1,1	1,9	1,7	1,8	1,3	1,0	1,4	0	3,1	0	2,3	2,2	1,3	1,0	0	0,3	0	0,6	0	0,8	0,1	0,1	0,1	0,6	0,5	0	0	0	0,2	
Zircão	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	Tr	0,2	0	0,1	0,1	0	0,1	Tr	0,1	Tr	Tr	0,1	0	0,1	Tr	0,1	0	0,1	0,1	0,1	0,1	
Apatita	Tr	0,1	Tr	0,1	0,1	Tr	0,2	Tr	Tr	Tr	Tr	0	0	Tr	0,0	0,0	Tr	0	Tr	Tr	0	0,1	Tr	Tr	0	0	0,1	0	0,1	Tr	
Fluorita	Tr	Tr	Tr	Tr	0	0	Tr	Tr	0,2	Tr	0	Tr	Tr	Tr	0,2	0	0,4	Tr	Tr	0	Tr	Tr	0	0	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	0	
Minerais opacos	1,0	0,2	Tr	0,7	0,7	0,6	1,1	0,3	0,9	0,1	Tr	0,2	1,4	0,5	0,2	0,6	0,3	1,6	1,0	0,6	0,2	0,6	0,6	0,6	0,3	1,1	0,8	0,8	0,9	0,2	
A+P	59,0	62,3	49,7	59,5	61,6	70,0	65,2	59,7	70,0	89,8	81,2	57,3	72,2	68,3	64,8	71,3	65,2	67,5	70,0	64,7	65,0	70,1	69,8	68,0	68,3	58,5	65,0	56,1	62,7	68,5	
Índice de cor (M')	10,0	7,3	18,1	10,9	10,7	5,9	6,3	7,9	5,4	3,2	1,8	2,9	8,7	5,0	3,1	2,8	3,1	6,0	3,7	1,9	4,2	2,8	2,7	2,8	4,0	4,1	3,3	4,6	3,9	4,3	

Legenda: L–Leuco; f–fino; p–pórfiro; MzG–Monzogranito; GrD–Granodiorito; QMzN–Quartzo Monzonito; QMzD–Quartzo Monzodiorito; Td–Trondhjemito; Tn–Tonalito; B–Biotita; E–Epidoto; H–Hornblenda; T–Titanita.

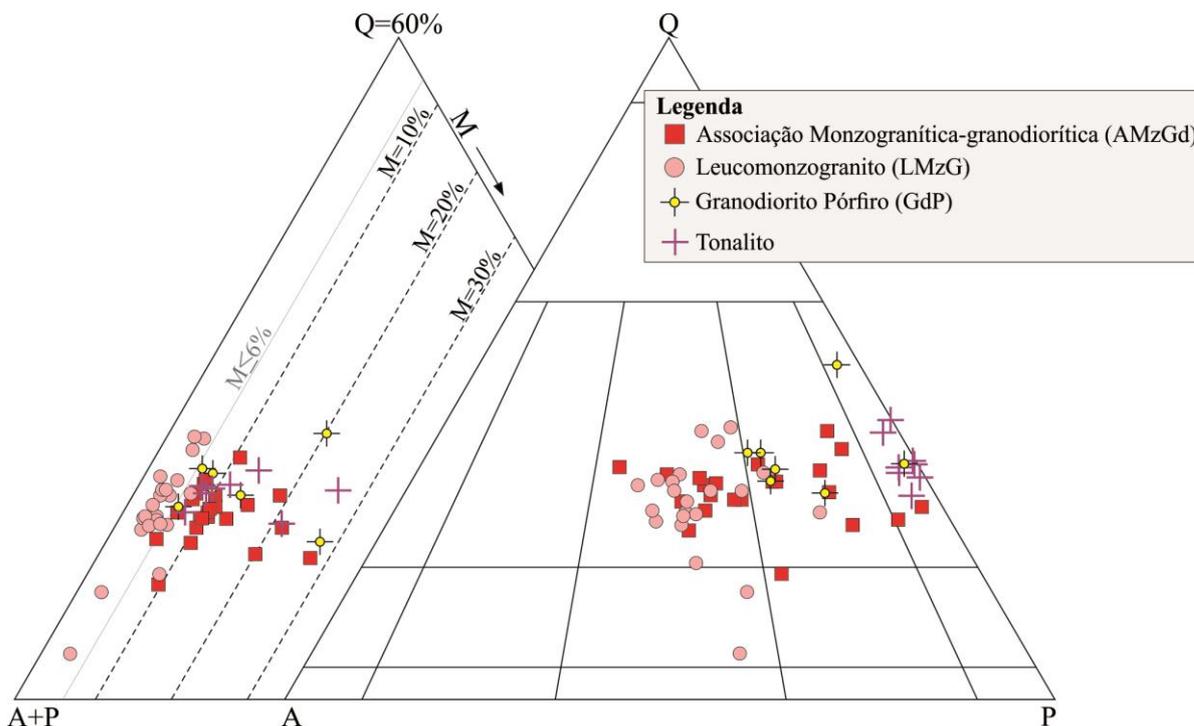


Figura 4 - Diagramas de análises modais Q-A-P (Le Maitre 2002) e Q-(A+P)-M para os granitoides da região de Tucumã. Legenda: Q – quartzo; A – álcali-feldspato; P – plagioclásio; M – minerais máficos.

2.4.2 Aspectos microtexturais

Os monzogranitos e granodioritos identificados na área de Tucumã possuem aspectos petrográficos bastante semelhantes, que permite uma descrição unificada de suas principais feições texturais. De modo geral, a textura granular hipidiomórfica destes granitoides é bem preservada, com o desenvolvimento de uma leve foliação tectônica contínua (ver item 2.6.2). A presença de rochas com padrão deformacional mais intenso (Figura 6a) se restringe àquelas afetadas por zonas de cisalhamento e aos tonalitos. Esta última é marcada por uma foliação espaçada descontínua ou pelo desenvolvimento de feições (proto) miloníticas com presença de porfiroclastos (Figura 6b). Além disso, ocorre a formação de subgrãos ou neogrãos de feldspatos, quartzo e biotita de dimensões submilimétricas (≥ 1 mm) nos espaços intergranulares ou preenchendo microfraturas intragranulares nos feldspatos (Figura 6c).

Nos granitoides da área de Tucumã os feldspatos podem ocorrer como fenocristais, ou como cristais hipidiomórficos que compõem a matriz. O plagioclásio exibe maclas do tipo albita e albita-*carlsbad*, onde as alterações para sericita e epidoto denunciam um zoneamento concêntrico. Textura mimerquítica na borda dos cristais é encontrada quando em contato com o quartzo. O feldspato potássico pertítico (lamemas tipo *string*) apresenta maclamento xadrez e alteração para argilominerais. O quartzo primário ocorre como cristais hipidiomórficos (1 a 4 mm) com leve extinção ondulante, encontrado nos granitoides menos deformados. Nas

rochas com maior grau de deformação, o quartzo forma diferentes tipos morfológicos de limites de subgrãos (neogrãos), identificadas como: (i) agregados de cristais com extinção ondulante moderada a forte e contatos interlobados (Qtz₁; Figura 5b); (ii) subgrãos associados aos cristais de feldspatos recristalizados, que ocorrem circundando os fenocristais de feldspatos e formando contatos irregulares (Qtz₂; Figura 5f); (iii) grãos que formam contatos ameboides ou suturados entre si (Qtz₃; Figura 5d); e (iv) são restritos às rochas mais intensamente deformadas (milonitos), formando subgrãos que estabelecem contatos retos e poligonais entre si, caracterizando a textura granoblástica (Qtz₄).

A biotita é geralmente encontrada moderadamente cloritizada, formando agregados máficos nas rochas com baixo grau de intensidade de deformação, onde está associada à titanita, minerais opacos, epidoto magmático, allanita, e por vezes, anfibólio. Nas rochas onde a deformação é mais intensa, a biotita pode aparecer como porfiroclastos e apresentar clivagem de crenulação distinta do tipo Z (Figura 6b). Nestas, chega a formar subgrãos (Bt₂) que ocorrem associados aqueles de feldspatos e quartzo.

Já os Tonalitos apresentam textura porfiroclástica com matriz granular alotriomórfica a granoblástica inequigranular, onde o quartzo poligonal (Qtz₄) predomina, disposto em faixas como agregados de subgrãos recristalizados (Figura 6d). Em porções mais delgadas é identificado o Qtz₃, que também podem ser encontrados de forma alongada (*ribbon*). Tais aspectos denunciam maior intensidade da deformação sofrida por estas rochas, onde há pouca preservação de texturas magmáticas (zoneamento concêntrico do plagioclásio e feldspato micropertítico).

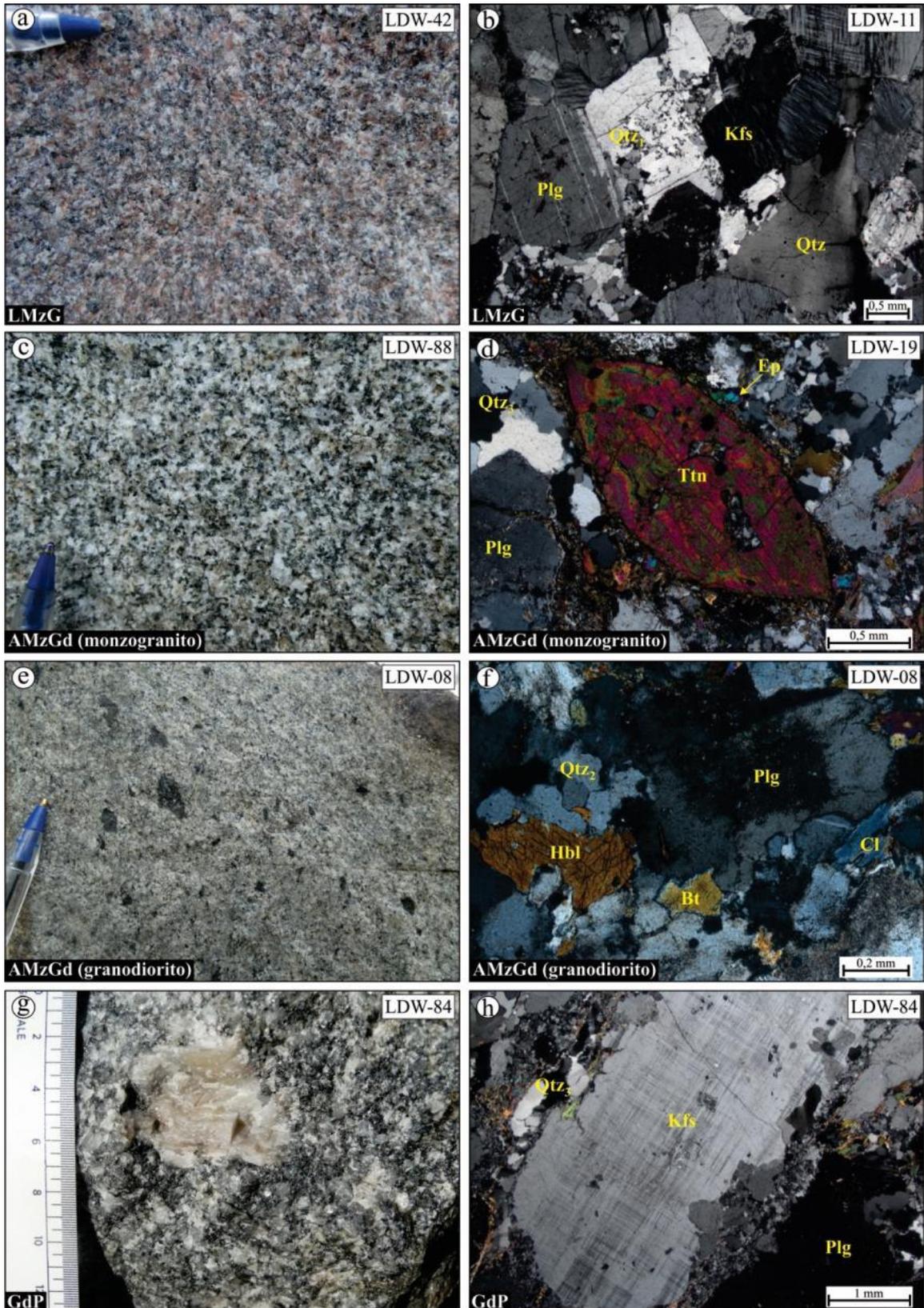


Figura 5 – Aspectos macro e microscópicos dos granitoides estudados em Tucumã: a) Leucomonzogranito equigranular médio; b) Leucomonzogranito de textura granular hipidiomórfica com quartzo primário e quartzo bulging (Qtz_1); c) Monzogranito leucocrático equigranular médio da unidade AMzGd; d) Monzogranito de textura inequigranular com cristais subédricos de titanita; e) Granodiorito equigranular fino com enclaves máficos centimétricos subcirculares da unidade AMzGd; f) Granodiorito com Hornblenda; g) Granodiorito com fenocristal de álcali-feldspato de ~5 cm de comprimento da unidade GdP; e h) Fenocristal de microclima (Kfs). Abreviações para o nome dos minerais utilizadas segundo Kretz (1983).

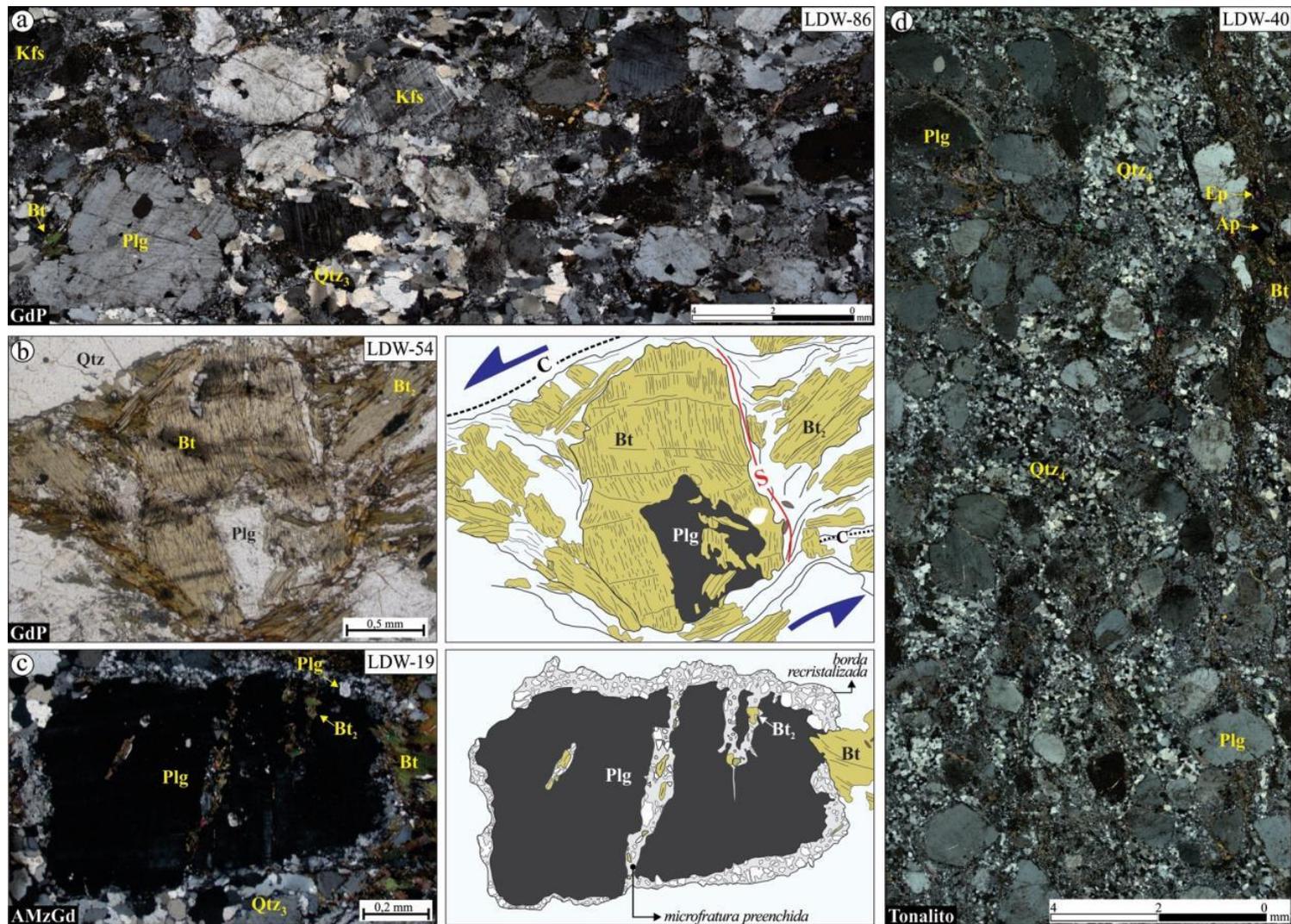


Figura 6 – Aspectos microestruturais dos granitoides de Tucumã: a) Mosaico Granodiorito Pórfiro de textura inequigranular aliotriomórfica; b) Porfiroclasto de Bt com clivagem de crenulação, marcando a foliação S-C da rocha. Ao lado, desenho esquemático ao lado ressaltando as estruturas; c) Textura manto-núcleo no Plg com a presença de microfraturas preenchidas. Ao lado, desenho esquemático ressaltando as estruturas; d) Mosaico do Tonalito evidenciando maior intensidade da deformação com desenvolvimento de feições proto-miloníticas e formação de textura granoblástica (Qtz₄).

2.5 GEOQUÍMICA

2.5.1 Procedimentos analíticos

Foram realizadas análises químicas em elementos maiores, menores e traços em 45 amostras, as quais foram distribuídas de acordo com a representatividade de cada unidade na área de Tucumã. Desta maneira, foram analisadas dezoito amostras da associação monzogranítica-granodiorítica, dezesseis daquelas pertencentes ao leucomonzogranitos, seis do granodiorito pórfiro e cinco da variedade tonalítica. Tais análises foram realizadas pela *ALS Geochemistry Laboratories*, utilizando o pacote BH16178686. A análise destas amostras ocorreu por ICP-AES para elementos maiores e ICP-MS para elementos menores e traços. Os diagramas de variação geoquímica foram gerados através do *software* GCDkit 4.1 (Janousek *et al.* 2003). Maiores detalhes acerca do procedimento analítico podem ser encontrados no site www.alsglobal.com.

2.5.2 Classificação e série magmática

De acordo com o diagrama P-Q de Debon & LeFort (1983), os granitoides tipo **LMzG** e aqueles da **AMzGd** seguem o *trend* cálcio-alcálico, partindo dos membros menos evoluídos (granodioritos) até os mais evoluídos (monzogranitos). O **GdP** se alinha ao *trend* subalcalino sódico enquanto o **Tonalito** segue o *trend* toleítico (Figura 7a). Tais afinidades composicionais se repetem no diagrama normativo Ab-An-Or de O'Connor (1965; Figura 7b). O diagrama de Frost *et al.* (2001) que leva em consideração o índice de ferro (Fe^*) *versus* SiO_2 , mostra que as unidades Tonalito e GdP são essencialmente magnesianas, enquanto que os granitoides dos grupos LMzG e AMzGd são predominantemente *ferroan* (Figura 7c), com variações discretas até fortemente magnesianas (amostra LDW-08). Em geral, os granitoides *ferroan* de Tucumã (LMzG e AMzGd) apresentam afinidades com a série cálcio-alcálica (alto-K) nos diagrama de MALI (índice *álcali-lime*) de Frost *et al.* (2001; Figura 7d), diagrama K_2O *versus* SiO_2 (Peccerillo & Taylor 1976; Figura 7e) e K-Na-Ca (Nockords & Allen 1953 e *trend* definido por Barker & Arth 1976; Figura 7f). Os demais tipos (Tonalito e GdP) são cálcicos (Figura 7d), sendo que granodioritos pertencem à série cálcio-alcálica médio K e o Tonalito segue a série toleítica e o *trend* trondhjemitico (Figura 7e, f).

2.5.3 Elementos maiores e menores

Nos diagramas de Harker da figura 8, nota-se que o **LMzG** é o tipo mais enriquecido em SiO_2 , com variação moderada de 72,10 – 77,10%. As unidades **Tonalito** e **GdP** são mais empobrecidas em SiO_2 em relação ao tipo anterior, e possuem teores semelhantes entre si, que variam de 67,80 a 72,30% e 68,80 a 73,40%, respectivamente. As rochas do **AMzGd** diferem das demais unidades por apresentarem ampla variação nos teores de SiO_2 , com valores mínimo de 64,20% e máximo de 74,50%. Em relação aos demais elementos, nota-se para o conjunto de rochas analisadas, uma correlação negativa de Al_2O_3 , TiO_2 , CaO , MgO , FeO_T e Na_2O com a SiO_2 , e positiva deste último com o K_2O (Figura 8a-f). Neste caso, o **LMzG** é mais enriquecido em K_2O (3,84 – 5,44%) e empobrecido nos demais óxidos [Al_2O_3 (13,50–14,45%), TiO_2 (0,05–0,33%), CaO (0,41-1,62%), MgO (0,12-0,48%), FeO_T (0,95-2,74%) e Na_2O (2,82-3,99%)], ao passo que o **Tonalito** se distingue dos demais granitoides por ser mais enriquecido em Al_2O_3 (15,40-15,95%) e Na_2O (4,22 – 4,83%), e empobrecido em K_2O (Figuras 8a,e e 7e). Já o **GdP** é ligeiramente menos aluminoso (14,65-15,15%), sódico (3,57-4,27%) e mais potássico (2,14-2,89%) que as rochas tonalíticas. A **AMzGd** apesar de exibir um amplo espectro composicional, cujos valores dos óxidos supracitados coincidem com aqueles atribuídos aos demais granitoides, distingue-se destes por apresentar conteúdo mais elevado de TiO_2 (0,23-0,95%) para maioria de suas amostras (Figura 8b). Esta apresentam ainda maiores afinidades geoquímicas com a unidade leucomonzogranítica, principalmente no que se refere aos conteúdos de elementos incompatíveis (Figura 8e, 7e). Os contrastes composicionais apresentados por estes grupos de granitoides é melhor reproduzido pelas razões FeO_T/MgO e $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, onde os maiores valores são atribuídos aos leucomonzogranitos e os mais baixos aos Tonalitos e GdP (Figura 8d,f).

A ampla distribuição das amostras da **AMzGd** nos diagramas de Harker para elementos maiores sugere a existência de dois subgrupos composicionalmente distintos. As rochas com teores mais baixos de SiO_2 (< 71%), são claramente mais enriquecidas em Al_2O_3 (> 14,5%), e ligeiramente mais cálcicas (> 1,8%) e titaníferas (> 0,50%), com razões FeO_T/MgO e $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ mais baixas do que aquelas com teor de SiO_2 > 71%. Já a amostra LDW-08, pertencente ao primeiro subgrupo, possui caráter fortemente magnésiano e sódico, e conseqüentemente, baixas razões $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (Figura 8d-f).

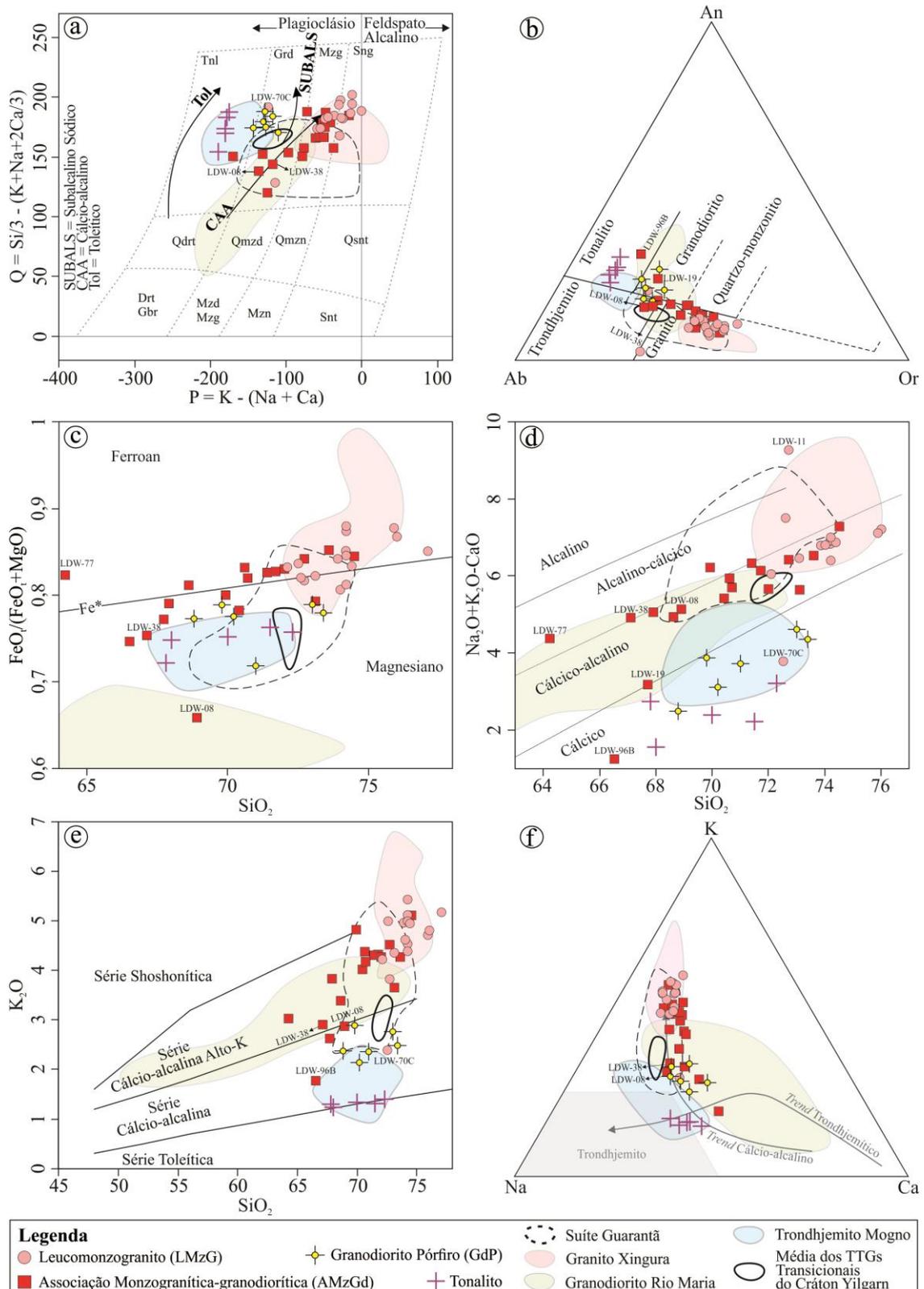


Figura 7 – Diagramas de classificação geoquímica e série magmática dos granitoides da área de Tucumã: a) Diagrama P-Q (Debon & Le Fort 1983); b) Diagrama Ab-An-Or normativo (O'Connor 1965, com campos de Barker 1979); c) Diagrama de Fe^* ou $FeO_t/(FeO_t+MgO)$ vs. SiO_2 (Frost *et al.* 2001); d) diagrama Na_2O+K_2O-CaO (MALI) vs. SiO_2 (Frost *et al.* 2001); e) Diagrama K_2O vs. SiO_2 com campos de Peccerillo & Taylor (1976); e f) Diagrama K-Na-Ca (*trends* cálcio-alcalino definido por Nockolds & Allen 1953 e *trend* e campo trondhjemítico definido por Barker & Arth 1976). Campos de comparação: Trondhjemito Mogno, Suíte Guarantã e Granito Xingurara (Almeida *et al.* 2013); Granodiorito Rio Maria (Oliveira *et al.* 2009); e Média de TTGs Transicionais do Cráton Yilgarn (Champion & Sheraton 1997).

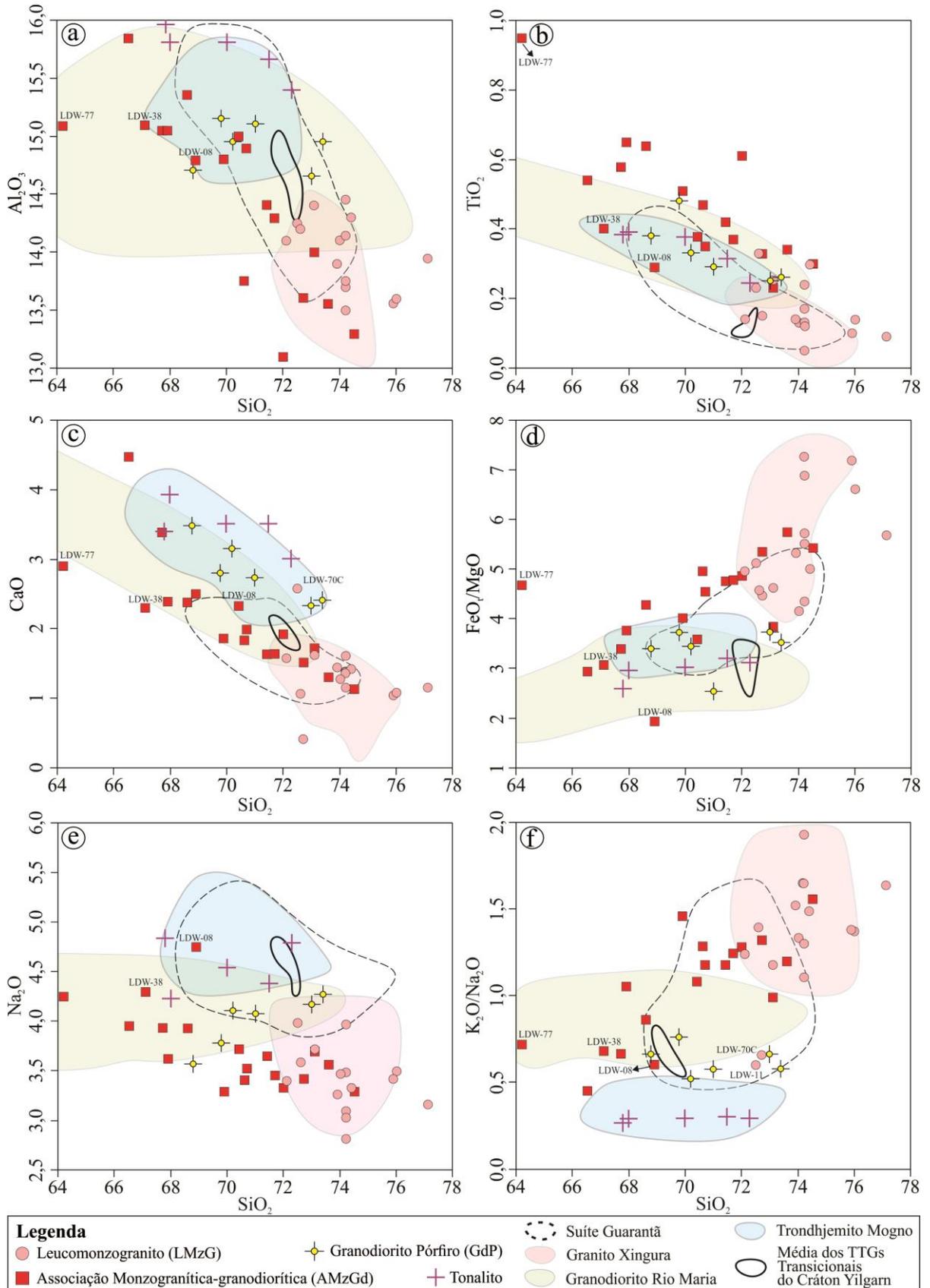


Figura 8 - Diagramas de Harker para elementos maiores e menores dos granitoides da área de Tucumã. Campos de comparação: Trondhjemito Mogno, Suíte Guarantã e Granito Xingura (Almeida *et al.* 2013); Granodiorito Rio Maria (Oliveira *et al.* 2009); e Média de TTGs Transicionais do Cráton Yilgarn (Champion & Sheraton 1997): a) Al_2O_3 ; b) TiO_2 ; c) CaO ; d) FeO/MgO ; e) Na_2O ; e f) $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$.

2.5.4 Elementos traço

Os granitoides da área de Tucumã mostram uma ampla distribuição de seus conteúdos de Rb, Ba e Sr (LILEs – *large ion lithophile elements*) e Y, Nb e Zr (HFSE - *high field strength elements*). Na figura 9 observa-se que o conteúdo de Rb é significativamente mais elevado na unidade **LMzG**, assim como nas amostras do subgrupo de alta sílica da **AMzGd** (razão Rb/Sr entre 0,25-1,86), em relação aos demais granitoides (razão Rb/Sr < 0,55; Figura 9a). Por outro lado, os granitoides do subgrupo de baixa sílica ($\text{SiO}_2 < 71\%$) da **AMzGd** são nitidamente mais enriquecidos em Ba (>1655 ppm) em relação aos demais granitoides da área de Tucumã (Figuras 9b, c). Em geral, os granitoides desta associação distinguem-se claramente das demais unidades pelo enriquecimento em HFSE ($\text{Nb}+\text{Zr} > 225\text{ppm}$; Figuras 9c,d). Já as amostras LDW-08 e LDW-38 da AMzGd apresentam as mais baixas razões Rb/Sr e Ba/Sr devido seus altos teores de Sr (634-706 ppm), além de menor conteúdo de HFSE (Figuras 9a,c e d), cujos aspectos são similares aos observados para os **Tonalitos e GdP**.

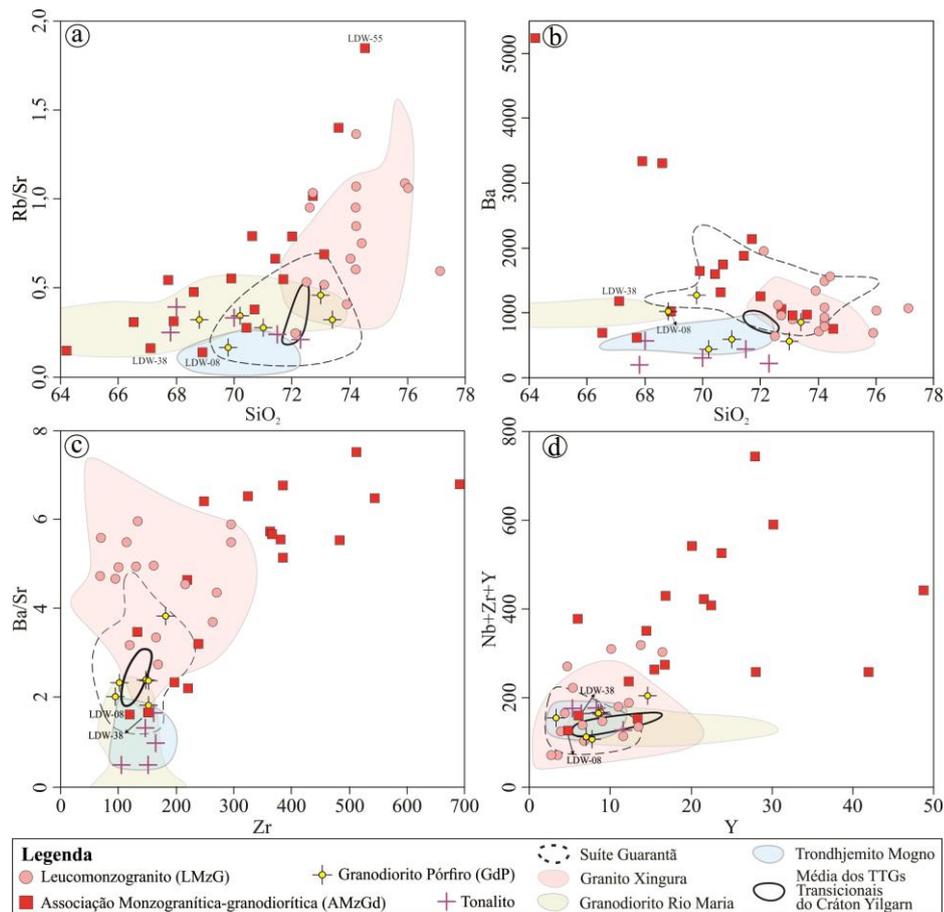


Figura 9 - Diagramas de Harker de elementos-traço e razões para os granitoides da área de Tucumã. Campos de comparação: Trondhjemitó Mogno, Suíte Guarantã e Granito Xingura (Almeida *et al.* 2013); Granodiorito Rio Maria (Oliveira *et al.* 2009); e média de TTGs Transicionais do Cráton Yilgarn (Champion & Sheraton 1997): a) Rb/Sr vs. SiO_2 ; b) Ba vs. SiO_2 ; c) Ba/Sr vs. Zr; e) $\#Mg = \text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO}_T)_{\text{mol}}$.

2.5.5 Elementos terras-rara e padrões multielementos

As concentrações dos elementos terras raras (ETR), obtidas para as 45 amostras de granitoides da área de Tucumã, bem como os valores das relações La/Yb e Gd/Yb são apresentados na tabela 2. As curvas de abundância dos ETR (rocha total) foram construídas a partir da normalização aos valores condriticos de Boynton (1984). No geral, os padrões ETR apresentados por estes granitoides mostram enriquecimento em ETRL (elementos terras raras leves) em relação aos ETRP (elementos terras raras pesados; Figura 10). Neste caso, o **LMzG** possui padrão ETR moderadamente fracionado, com média razão $(La/Yb)_N$ (16,78 e 110,48) e discreta anomalia negativa de Eu ($0,40 \leq Eu/Eu^* \leq 0,87$; Figura 10a). Duas amostras distinguem-se das demais por apresentarem padrão ETR mais fracionado com alta razão La/Yb (129,75 e 362,49). As rochas da unidade **tonalítica** e do **GdP** (Figura 10g) mostram similaridades entre seus valores de ETR, as quais exibem padrões menos fracionados do que as rochas leucomonzograníticas. Ambos possuem baixa razão $(La/Yb)_N$ (Tonalito entre 15,80 e 52,31; GdP entre 11,62 e 76,11) e anomalias negativas de Eu discretas ($0,60 \leq Eu/Eu^* \leq 0,97$) ou nulas ($Eu/Eu^* = 1,01$). Tais grupos distinguem-se quanto ao conteúdo de ETRP, cuja somatória é ligeiramente maior no GdP (6,06 - 9,45 ppm) em relação ao Tonalito (3,94 - 7,92 ppm). Em geral, o padrão de ETRP dos tipos mencionados acima é subhorizontalizado com baixas razões Gd/Yb, variando de 3,91 nos leucogranitos até 3,16 nos GdP, à exceção de três amostras da unidade leucomonzogranítica (Figura 10a) que apresentam padrões mais fracionados de ETRP ($Gd/Yb = 7,01$).

O comportamento dos elementos maiores e traços para os granitoides pertencentes à **AMzGd**, indica a existência de pelo menos três grupos distintos que podem ser melhor individualizados com base no comportamento de ETR (Tabela 2): (i) **granitos alto-HFSE e médio-Ba**, com padrões ETR moderadamente fracionados com baixas razões La/Yb (7,82 - 51,26) e Gd/Yb (2,87), e moderada anomalia negativa de Eu ($0,38 \leq Eu/Eu^* \leq 0,70$; Figura 10c); (ii) **granitoides alto-HFSE e alto-Ba**, com altas razões La/Yb (42,07 - 125,01) e padrão ETRP mais fracionado ($Gd/Yb = 5,32$), com discreta anomalia negativa de Eu ($0,56 \leq Eu/Eu^* \leq 0,75$; Figura 10e); e (iii) **granodioritos alto-Mg** (amostras LDW-08 e LDW-38), são empobrecidos em ETR com ausência de anomalia negativa de Eu ($Eu/Eu^* = 0,89$ e $0,90$; Figura 10e). Os aspectos geoquímicos discriminantes apresentados para os granitoides da **AMzGd** permitem que os mesmos sejam reconhecidos como tipos específicos, cujos parâmetros acima serão utilizados para definir suas afinidades petrológicas conforme a tabela 2.

No diagrama de multielementos o **LMzG** apresenta dentre os granitoides estudados as anomalias negativas de Nb-Ta-P-Ti mais acentuadas (Figura 10b), seguida pelos **granitoides alto-HFSE** (Figura 10d, f), sendo que no **Tonalito** e no **GdP** tais anomalias são mais discretas (Figura 10h). Já os granodioritos alto-Mg, apesar de apresentarem anomalias negativas acentuadas de Nb e Ta, aquelas de P e Ti são mais reduzidas. Além disso, são as únicas rochas que exibem moderada anomalia positiva de Sr (Figura 10f), indicando que o plagioclásio não é uma fase residual. Já as anomalias negativas de Nb-Ti-Ta podem indicar a presença de anfibólio (e/ou rutilo e ilmenita) como fases residuais (Martin *et al.* 2005). Anomalias negativas de Ba são mais acentuadas no **Tonalito**, ligeiramente mais discretas no **LMzG** e **granitos alto-HFSE médio-Ba**, nulas nas amostras do **granodiorito alto-Mg** e **GdP**, e positivas nos granitos alto-HFSE alto-Ba (Figura 10f).

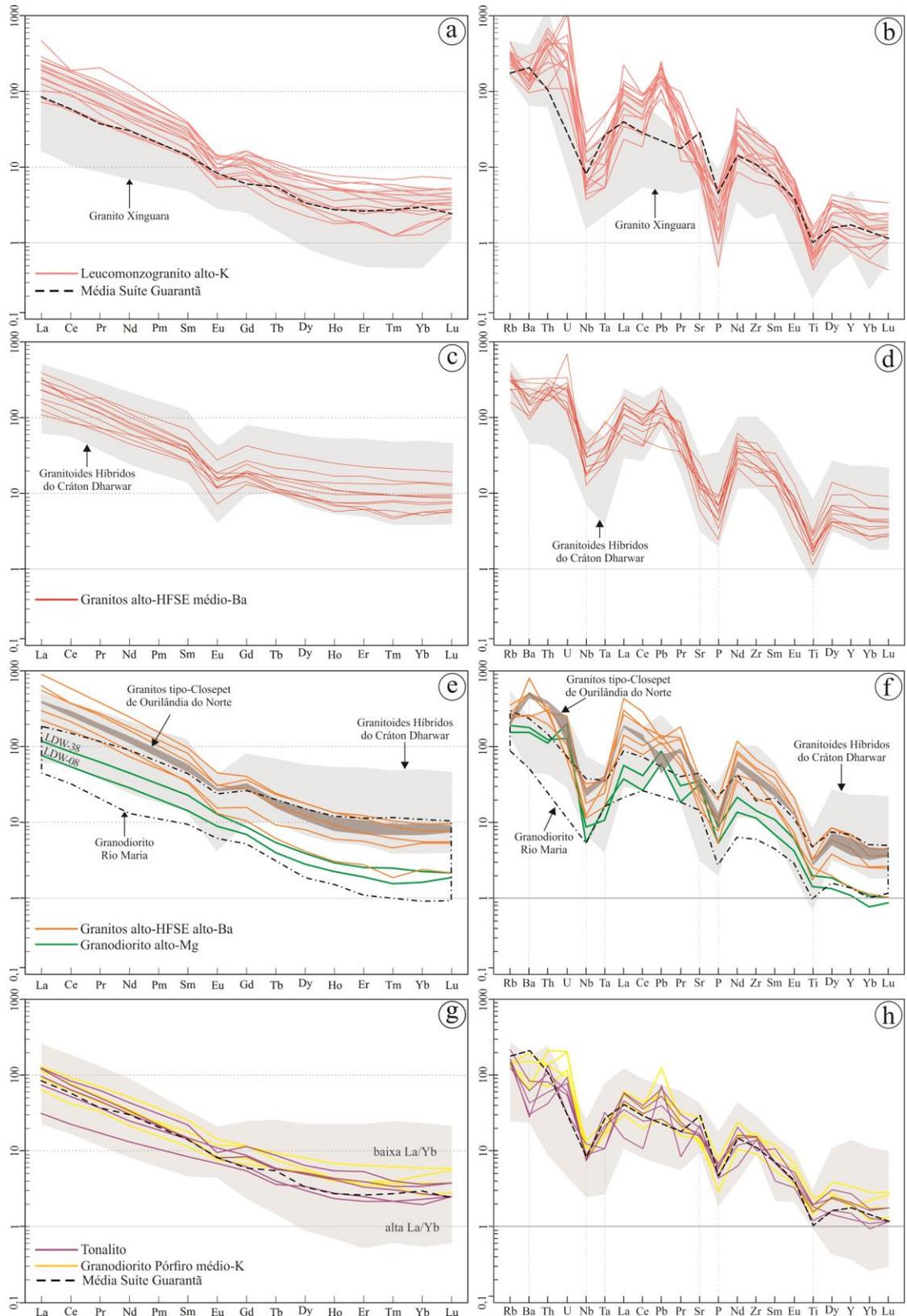


Figura 10 - Diagramas de ETR, normalizados para o condrito (Boynton 1984) e Multielementos, normalizado para o manto primitivo (McDonough & Sun 1995), das rochas de Tucumã: a) e b) grupo Leucomonzogranito alto-K; c) e d) grupo Granitos alto-HFSE e médio-Ba; e) e f) grupos de Granitos alto-HFSE e alto-Ba e Granodiorito alto-Mg; e g) e h) grupos Granodiorito Pórfiro médio-Na e Tonalito alto-Na. Campos de comparação: Trondhjemitó Mogno, Suíte Guarantã e Granito Xinguara (Almeida *et al.* 2013); Granodiorito Rio Maria (Oliveira *et al.* 2009); Granitos Híbridos (Laurent *et al.* 2014); e Granitos tipo-Closepet de Ourilândia do Norte (Silva *et al.* 2018).

2.6 DISCUSSÕES

2.6.1 Natureza e afinidades petrológicas

Os grupos de granitoides individualizados na área de Tucumã apresentam comportamentos geoquímicos distintos que podem ser divididos em dois grupos: granitoides da série toleítica (alto-Na) e aqueles cálcio-alcálicos de médio e alto-K (Figura 7e). O grupo dos granitoides cálcio-alcálicos é formado por **leucomonzogranitos potássicos, granitoides alto-HFSE, granodiorito alto-Mg e granodiorito pórfiro médio-K**. Os dados composicionais apresentados para estes granitoides permitem correlacioná-los com os principais tipos mesoarqueanos já estudados na região de Rio Maria e em outros crátons, como os granitos híbridos do Cráton Kaapval (Laurent *et al.* 2014), tipo-*Closepet* do Cráton Dharwar (Moyen *et al.* 2003) e de alto-Ca do Cráton Yilgarn (Champion & Sheraton 1997). O estudo comparativo entre as variações de elementos maiores, menores e traços destes granitoides, visa aprimorar o conhecimento dos processos petrogenéticos envolvidos na formação daqueles da área de Tucumã, e conseqüentemente contribuir para uma melhor compreensão sobre a evolução da Província Carajás.

2.6.1.1 Leucomonzogranito alto-K

Os leucomonzogranitos são os principais constituintes da crosta na área de Tucumã e distinguem-se dos demais granitoides por apresentarem um carácter francamente *ferroan* (alta razão FeO_T/MgO) de alto-K (alta razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$), e conteúdos mais baixos de minerais máficos ($M \leq 6\%$). Tais aspectos também sugerem que o batólito leucogranítico possa ser correlacionado ou até mesmo fazer parte, de uma suíte formada pelos granitos cálcio-alcálicos de alto-K do tipo Xingura e demais corpos análogos que ocorrem no Domínio Carajás (Feio *et al.* 2013, Leite *et al.* 1999, Rodrigues *et al.* 2014). Além dos aspectos mencionados acima, as afinidades entre os granitos de Tucumã e aqueles da Suíte Xingura é dada também pelos baixos teores de Al_2O_3 e HFSE (Ti, Zr, Y e Nb), altas razões LILE/Sr e baixos #Mg (Tabela 3 e Figuras 7-9). A forte coincidência nos padrões de ETR do granito de Tucumã com o do tipo Xingura corrobora a afinidade geoquímica entre os mesmos, sendo que se observa maior fracionamento de ETR nos últimos (Figura 10a). Ambos são afins aos leucogranitos cálcio-alcálicos (biotita granito) dos Crátons Kaapval (Laurent *et al.* 2014) e Dharwar (Moyen *et al.* 2003) - Figuras 11a,c. Por outro lado, nota-se que tais granitos contrastam com aqueles da Suíte Guarantã do Domínio Rio Maria (leucogranodioritos-granitos de alto Ba-Sr) estudados

por Almeida *et al.* (2010). Apesar de mostrarem, nos diversos diagramas para elementos maiores e traço, superposições entre as amostras mais empobrecidas em sílica dos granitos de Tucumã com aquelas mais evoluídas da Suíte Guarantã, esta última é, em geral, mais enriquecida em elementos compatíveis em magmas graníticos (Al, Ca, Ti, Mg e Fe), além de Na (baixa razão K_2O/Na_2O) e Sr (baixas razões LILE/Sr), e ausência de anomalia negativa de Eu (Figuras 7-9).

Em grande parte dos terrenos arqueanos a colocação de plútons graníticos de alto-K sucede a principal fase de magmatismo TTG (Moyen & Laurent 2018). No Domínio Rio Maria a colocação desses plútons se deu ainda no mesoarqueano (2,87 Ga; Leite *et al.* 2004), ~70 Ma após a formação da crosta TTG (2,94 Ga). Este evento foi responsável pela geração de um grande volume e diversidade de magmas cálcio-alcálicos nesta porção do Cráton Amazônico, e corresponde ao último evento tectonotermal relacionado à estabilização tectônica Província Carajás (Almeida *et al.* 2013, Leite *et al.* 2004, Souza *et al.* 2001). Na área de Tucumã, os leucogranitos também são intrusivos em grantioides TTG e podem fazer parte do mesmo evento tectono-termal que deu origem aos granitoides mesoarqueanos de Rio Maria. Neste contexto, algumas características geoquímicas dos granitos alto-K, como o enriquecimento em LILE (K e Rb) e as altas razões K_2O/Na_2O , podem indicar uma origem a partir de retrabalhamento crustal, cujo magma produzido se torna mais enriquecido nestes elementos do que na fonte (Mondal *et al.* 2019). Diversos modelos de diferenciação para a crosta continental arqueana explicam a origem das suítes graníticas (alto-K) por fusão de TTGs (Martin 1994). Patiño Douce (2005) atestou a geração de magmas leucograníticos peraluminosos por meio de fusão parcial de tonalitos, em condições anidras, no intervalo de 1.5 - 3.2 GPa de pressão e temperaturas acima de 900°C. No Cráton Bundelkhand (Índia Central), a origem das suítes potássicas leucograníticas (*high silica low magnesium* - HSLM) é atribuída à fusão parcial de tonalitos ou granodioritos em crosta média ou inferior em altas temperaturas (Joshi *et al.* 2016). Almeida *et al.* (2013) consideram que a origem do Granito Xinguara está relacionada à fusão parcial (12%) de uma crosta TTG. Processo similar é atribuído para a produção de grandes volumes de magmas graníticos de alto-K no Domínio Carajás, onde a fusão parcial anidra de rochas arqueanas sódicas implicou na produção de um restito granulítico (Ortogramulito Chicrim-Cateté; Marangoanha 2018).

No diagrama discriminante de Laurent *et al.* (2014), as amostras do granito de alto-K de Tucumã, assim como o campo do Granito Xinguara, incidem no domínio das rochas com fonte tonalítica (Figura 11f), o que corrobora os modelos citados acima. Dessa forma, sugere-se que o magma granítico de alto-K de Tucumã se formou a partir de fusão parcial anidra de

uma crosta TTG mais antiga. Além disso, baseado em dados experimentais de Patiño Douce (2005), tais fusões ocorreriam em condições de pressões moderadas (~1-1.5 GPa; ~30 km de profundidade), conforme indicado pelas razões Sr/Y (Figura 11e), e sob altas temperaturas (> 900°C). Nestas condições o plagioclásio ainda é uma fase residual, uma vez que em sistemas anidros este mineral pode resistir a temperaturas de até 1100°C (Moyen & Martin 2012), e que seria responsável pela presença da anomalia negativa de Eu nos granitos. As moderadas razões Sr/Y e La/Yb dos granitos de Tucumã indicam que a granada foi uma fase ausente ou de menor expressão no resíduo (até 15%; Souza *et al.* 2001), uma vez que a curva de estabilidade da granada é atingida em ~0.8 GPa (Watkins *et al.* 2007). Embora o anfibólio também possa ser responsável pela retenção de Y na fonte. O padrão côncavo dos ETRP é uma característica típica dos granitos alto-K de Carajás, que atesta o fracionamento da hornblenda durante a fusão. Tal característica é mais acentuada no Granito Xingura em relação ao leucogranito de Tucumã, cujo padrão de ETRP menos fracionado e o maior enriquecimento em Y (Figura 10b), sugerem que a fusão de sua fonte tenha ocorrido em menores profundidades do que aquela necessária para a geração do Granito Xingura.

2.6.1.2 Granitos alto-HFSE

Estes granitos são expressivos na porção central e nordeste da área, onde ocorrem como pequenos plútons lenticulares comumente associados às zonas de cisalhamento. Petrograficamente destacam-se dos demais grupos por apresentarem titanita bem desenvolvida de hábito bipiramidal que podem atingir até 6 mm, além do alto conteúdo de minerais máficos (6-27,2%). Apresentam afinidade cálcio-alcálica de alto-K, e são predominantemente *ferroan*. Apesar de possuírem características geoquímicas variáveis entre os Leucogranitos alto-K e Granodioritos alto-Mg (Tabela 3 e Figuras 7-9), os granitos de alto-HFSE distinguem-se dos demais granitoides pelo alto conteúdo de HFSE (Zr, Y, Nb, Ti; Figura 9c, d). Dentre as amostras deste grupo, nota-se ainda uma ampla variação no conteúdo de Ba (Figura 9b, c) que permitiu a individualização de dois subgrupos, como mostrado na tabela 2 e figura 10. Aquelas com o **alto-Ba** (\bar{X} = 2513,8 ppm) são identificadas como tonalitos e granodioritos, as quais são as mais enriquecidas em TiO₂, padrão ETR fortemente fracionado e discreta anomalia negativa de Eu (Figura 10e). Já no subgrupo de **médio-Ba** (\bar{X} = 1206,8 ppm), são em geral mais potássicas (monzogranitos) e possuem menores teores de TiO₂, Al₂O₃, CaO e #Mg em relação ao subgrupo anterior (Figuras 8 e 10d), excetuando-se

duas amostras que apresentam comportamento anômalo devido maior grau de interação com enclaves máficos (LDW-19 e LDW-96B).

Granitoides mesoarqueanos enriquecidos em HFSE (> 300 ppm) e Ba (> 1500 ppm) são ausentes ou de ocorrência extremamente restrita na Província Carajás. No entanto, pequenos corpos de biotita granodioritos ricos em titanita análogos aos granitos alto-HFSE (alto-Ba), foram recentemente identificados na área vizinha de Tucumã (Ourilândia do Norte; Silva *et al.* 2018; Tabela 3 e Figura 11c). A presença de titanita varietal combinado com os altos conteúdos de LILE (K, Ba e Sr) e ETR, e os padrões levemente fracionados com a presença de discretas anomalias negativas de Eu, indicam que os granitos de alto-HFSE tiveram a contribuição de um magma parental félsico durante sua gênese. Por outro lado, a ocorrência frequente de enclaves máficos microgranulares e o alto conteúdo modal de minerais máficos ($M < 27,2\%$) sugerem que um componente máfico teve participação na origem dessas rochas. A ambiguidade composicional mostrada por este grupo é similar àquela identificada para os Granitos Híbridos do Bloco Pietersburg (Figura 11a), cuja origem estaria ligada à interação entre um magma formado por diferenciação de granitoides de alto-Mg (sanukitoides) e líquidos crustais (Laurent *et al.* 2014).

O diagrama discriminante de elementos traço mostra que os granitos alto-HFSE de Tucumã têm uma clara afinidade com os granitos tipo-*Closepet* (granitos de alto-Mg e alto-K) do Craton Dharwar (Moyen *et al.* 2003; Figura 11c). Estes distinguem-se dos sanukitoides por apresentarem menor #Mg, menores concentrações de Ni e altos conteúdos de HFSE (Ti, Zr e Y), cuja origem estaria relacionada a processos de mistura em diferentes proporções de líquidos anatéticos (TTGs) e mantélicos de composições monzonítica a diorítica (Jayananda *et al.* 1995, Moyen *et al.* 2001). As afinidades composicionais entre os granitoides alto-HFSE de Tucumã e aqueles do tipo-*Closepet* sugerem uma forte analogia petrogenética (magmas com alto-Ti e alto-Ba), os quais poderiam ser formados por fusão parcial de uma fonte mantélica enriquecida (Moyen *et al.* 2003) ou máfica de alto-K (Figura 11f; Laurent *et al.* 2014). Fusões subsequentes do manto enriquecido, provavelmente em um ambiente pós-subducção ou sin-colisional, deram origem a estes magmas (alto HFSE, Mg, ETR e K). Como demonstrado para os granitos tipo-*Closepet*, um magma quente derivado do manto pode induzir a fusão da crosta continental (TTG) e interagir com produtos anatéticos (Moyen *et al.* 2001). Neste contexto, diferentes graus de mistura entre os dois magmas produzidos podem ser responsáveis pela ampla faixa composicional descrita para os granitoides alto-HFSE de Tucumã (Figura 11f), cuja colocação simultânea dos diferentes magmas se daria em zonas de cisalhamento ativas (Figura 2), consideradas como um mecanismo efetivo para

homogeneização de líquidos silicáticos. Antecedendo a isto, assim como nos granitos *Closepet* do Cráton Dharwar (Peng *et al.* 2019), a geração dos granitos alto-HFSE em Tucumã provavelmente ocorreu em níveis crustais rasos a intermediários dado pelas suas baixas razões Sr/Y e La/Yb, fora do campo de estabilidade da granada e com variáveis proporções de plagioclásio e anfibólio no resíduo.

Tabela 3 – Resumo das principais características geoquímicas e afinidades petrológicas dos granitoides de Tucumã.

Unidade	Tonalito	GdP	AMzGd		LMzG	
Série Magmática	Trondhjemitico	Cálcio-alcálico				
		médio-K	alto-K			
Classificação	Tonalito	Granodiorito pórfiro Médio-K	Granodiorito Alto-Mg	Alto-HFSE		Leucomonzogranito Alto-K
				médio-Ba	alto-Ba	
AFINIDADES	TRONDHJEMITO MOGNO	TTG TRANSICIONAL	GRANODIORITO RO MARIA	CLOSEPET		GRANITO XINGUARA
K ₂ O	1,3 (1,7)	2,5 (2,7)	2,9 (3,0)	4,3 (4,3)	3,8 (3,9)	4,8 (5,1)
K ₂ O/Na ₂ O	0,3 (0,3)	0,6 (0,6)	0,6 (0,7)	1,2 (1,0)	1,0 (1,0)	1,4 (1,5)
Fe*	0,75 (0,74)	0,77 (0,78)	0,71 (0,69)	0,81 (0,77)	0,81 (0,79)	0,84 (0,85)
#Mg	38 (38)	35 (34)	42 (55)	29 (36)	30 (32)	25 (24)
Ba	327 (603)	787 (918)	1103 (1044)	1207 (1347)	2513 (3257)	1072 (1082)
Sr	361 (498)	322 (407)	670 (640)	265 (856)	480 (627)	237 (318)
HFSE	Zr	145 (140)	138 (125)	135 (130)	305 (293)	467 (381)
	Y	8 (6)	8 (6)	5 (7)	19 (23)	19 (22)
	Nb	6 (4)	6 (5)	5 (5)	17 (-)	13 (16)
	Ti	2026 (1711)	1988 (-)	2068 (2241)	2602 (-)	3717 (3377)
Elem. Mant.	Cr	40 (22)	33 (5)	65 (128)	40 (16)	46 (18)
	Ni	11 (8)	8 (5)	22 (54)	9 (9)	9 (14)
(La/Yb) _N	32 (60)	33 (-)	50 (27)	31 (41)	91 (47)	59 (75)
Eu/Eu*	0,8 (0,9)	0,9 (-)	0,9 (0,9)	0,5 (0,8)	0,7 (0,7)	0,6 (0,5)

Legenda: valores representados entre parênteses equivalem à composição média das respectivas unidades da literatura utilizadas para correlação. Fontes: Trondhjemitico Mogno, Granito Xinguara (Almeida *et al.* 2013); TTG Transicional (Champion & Sheraton 1997); Granodiorito Rio Maria (Oliveira *et al.* 2009); Closepet (Jayananda *et al.* 1995; Laurent *et al.* 2014).

2.6.1.3 Granodiorito alto-Mg

Dentre os grupos de granitoides originalmente ligados à Associação Monzogranítica-granodiorítica, o tipo de alto-Mg ocorre de maneira mais restrita na área sob a forma de uma pequena intrusão representada pelas amostras LDW-08 e LDW-38. São rochas que apresentam valores médios da razão K₂O/Na₂O inferiores aos dos granitos discutidos acima (ver tabela 3) e tendência cálcio-alcálica médio-K (Figura 7e), além de um caráter mais magnésiano (baixo Fe* e alto #Mg; Figuras 7c e 11d), maior enriquecimento em elementos compatíveis mantélicos (Cr, Ni, Sr e Ca) e empobrecimento em HFSE (Nb, Zr e Y; Figura 9d). Tal comportamento, aliado ao padrão ETR, indica que dentre os granitoides

mesoarquenos individualizados no Domínio Rio Maria, estas amostras mostram maior afinidade com aquelas da Suíte Sanukitóide, que também possui alto conteúdo de Ba+Sr (>1200 ppm). Embora os Granodioritos alto-Mg de Tucumã sejam diretamente correlacionáveis ao Granodiorito Rio Maria, seus teores mais elevados de sílica e menores conteúdos de elementos compatíveis mantélicos (Tabela 3), indicam que estes evoluíram por cristalização fracionada a partir do magma sanukitoide. Processo análogo é admitido para a formação do Granito Rancho de Deus da área de Rio Maria, cuja origem é atribuída à cristalização fracionada (23%) do magma sanukitoide (Almeida *et al.* 2013).

Os altos teores de elementos mantélicos e o número expressivo de enclaves dioríticos presente nessas rochas (Figura 5e), são indicativos da contribuição de uma fonte máfica na sua gênese, conforme indicado pelo diagrama discriminante de Laurent *et al.* (2014; Figura 10f). No entanto, os Granodioritos alto-Mg são mais enriquecidos em LILE (Rb, Ba, Sr e K) em relação aos granitoides alto-Na (Tonalitos), indicando que a fonte mantélica dos sanukitoides seria enriquecida por fluidos ou magmas ricos em Ba-Sr. Neste caso, um manto litosférico subcontinental metassomatizado (Iherzolítico) seria parcialmente fundido em altas temperaturas (1050 – 1150°C) e pressões intermediárias 1-1.5 GPa (Conceição & Green 2004, Heilimo *et al.* 2010). O forte empobrecimento em ETRP e as mais altas razões Sr/Y (Figura 10e) desta unidade indicam que para sua formação houve a participação de um líquido gerado no campo de estabilidade da granada (pressões ≥ 1.5 GPa). Sendo assim, a origem do magma formador do Granodiorito alto-Mg de Tucumã pode ser atribuída à metassomatização do manto por líquidos félsicos (TTG) oriundos da fusão da *slab* oceânica (Martin *et al.* 2009), com contribuição de fluidos ricos em H₂O e CO₂ liberados por sedimentos subductados (Jiang *et al.* 2016). A ascensão e colocação de magmas de alto Mg na base da crosta teriam servido como fonte de calor para a fusão parcial da crosta TTG e geração dos magmas leucograníticos potássicos (Halla *et al.* 2016).

2.6.1.4 Granodiorito Pórfiro médio-K

Esta unidade se distingue texturalmente das demais por apresentar fenocristais de álcali-feldspato centimétricos (Figura 4g). Possui assinatura cálcio-alcálica magnésiana de médio-K, similar aos Granodioritos alto-Mg. No entanto, os últimos são mais enriquecidos em LILEs (Ba, Rb, Sr), Cr e Ni, e o seu padrão ETR é mais fracionado em relação ao Granodiorito Pórfiro médio-K. O padrão ETR dos granitoides médio-K apresentam fortes similaridade com aquele dos Tonalitos, sendo que este é ligeiramente mais empobrecido em

ETRP que o primeiro. Apesar de estas rochas apresentarem fortes afinidades composicionais, como o caráter sódico, baixas razões Rb/Sr, baixos conteúdos de HFSE e moderado #Mg (Figuras 7f, 8a,d e 10d), o Granodiorito Pórfiro médio-K não segue o *trend* trondhjemítico, como no caso das rochas tonalíticas e trondhjemíticas de afinidade TTG (Figura 6f). Tal diferença também se reflete nas mais altas razões K_2O/Na_2O do Granodiorito Pórfiro em relação aquelas dos TTGs arqueanos, resultando no comportamento transicional no diagrama discriminante de Laurent *et al.* (2014) – Figura 10a. Além disso, o conteúdo moderado de Ba (moderada razão Ba/Sr) do primeiro também o difere dos Tonalitos, cujos valores são ligeiramente mais baixos (Figura 9h e Tabela 3). Tais aspectos aliados à ausência de *trends* colinares entre os granitoides de alto- e médio-Na (médio-K) não sustentam a hipótese para origem dos Granodioritos Pórfiros a partir da cristalização fracionada de líquidos tonalíticos. Da mesma forma, seria improvável a origem destas rochas a partir da fusão parcial de uma crosta TTG mais antiga, dado as baixas razões K_2O/Na_2O e a ausência da anomalia negativa de Eu dos granodioritos, que são assinaturas geoquímicas típicas de rochas de retrabalhamento crustal. Dados experimentais mostram que o conteúdo de K_2O em líquidos produzidos por fusão parcial de TTGs variam entre 2 e 6% (Patiño-Douce & Beard 1995, Skjerlie & Johnston 1996), contrastando com os baixos teores deste óxidos para os granitos pórfiros e que, por outro lado, coincidem com os altos teores dos leucomonzogranitos alto-K de Tucumã (Tabela 3).

Granitoides que compartilham características geoquímicas com os típicos TTGs arqueanos têm sido descritos em vários terrenos e podem ser exemplificados pelos granodioritos-granitos da Província Wyoming (Frost *et al.* 2006), granitos do oeste do Cráton Dharwar (Jayananda *et al.* 2006), além daqueles dos crátons Pilbara e Yilgarn, para os quais foi atribuído o termo TTG Transicional ou Enriquecido (Champion & Smithies 2001, 2007). Estes seriam mais enriquecidos em LILE e empobrecidos em Sr em relação aos granitoides TTG. Sua origem ainda é incerta, embora estima-se que sua petrogênese envolva uma crosta preexistente durante as fases tardias de estabilização de crátons arqueanos. No Domínio Rio Maria da Província Carajás, granitoides com fortes afinidades geoquímicas com os TTGs transicionais (granitos cálcico-alcálico de alto-Ca) são associados a um grupo de leucogranodioritos-granitos enriquecidos em Ba e Sr da Suíte Guarantã formada em 2,87 Ga. Sua origem é atribuída às variações composicionais da fonte ou a variados graus de fusão parcial, acumulação e/ou magma *mixing* (Almeida *et al.* 2010). Tal suíte apresenta afinidades geoquímicas com o Granodiorito Pórfiro de Tucumã no que diz aos seus baixos conteúdos de HFSE, baixas razões Rb/Sr e padrão moderadamente fracionado de ETR (moderadas razões

La/Yb e Sr/Y), sendo que amostras da Suíte Guarantã apresentam tipos com maior fracionamento de ETRP. Por outro lado, a natureza cálcio-alcálica médio-K dos Granodioritos Pórfiros de Tucumã e seus teores mais elevados de CaO e baixos de LILE, assim como as mais baixas razões K_2O/Na_2O , FeO_T/MgO e Ba/Sr, os distinguem claramente dos granitoides desta suíte (Figuras 7 e 8). O comportamento composicional dos granitoides de Tucumã, considerado como ambíguo em relação à Suíte Guarantã, é visto como afim dos TTGs Transicionais do grupo alto-Ca e baixo-Y dos crátons Yilgarn (Champion & Sheraton 1997) e Pilbara (Champion & Smithies 2001, 2007) - Figuras 6 e 10.

A ausência de anomalia negativa de Eu e Sr e o empobrecimento em HFSE observado no Granodiorito Pórfiro, além do menor fracionamento de ETRP em relação aos típicos TTGs, podem indicar origem a partir de uma fonte máfica sob pressões moderadas (~1-1.5 GPa) já no campo de estabilidade da granada (+ anfibólio), e ligeiramente mais rasas do que aquelas atribuídas aos Granodioritos de alto-Mg. As maiores razões K_2O/Na_2O destas rochas em relação aos TTGs, juntamente com o maior enriquecimento em LILE, não é compatível com uma fonte tipo MORB. Além disso, os baixos conteúdos de #Mg, Cr e Ni (Tabela 3; Figura 10d) dessas rochas não favorece uma origem por fusão de *slab* subductada (Mohan *et al.* 2012). Alternativamente, foi admitido para os TTGs Transicionais do Cráton Pilbara, origem a partir da fusão parcial de fontes heterogêneas de platôs oceânicos espessados (basalto enriquecido com camadas félsicas intercaladas) em ambiente intraplaca associado a *underplating* da crosta máfica (Champion & Smithies 2007). Desta forma, a fonte das rochas estudadas seria compatível com magmas mais enriquecidos (andesíticas/dacíticas) do que basaltos arqueanos típicos (figura 10f), ou até mesmo uma associação destes basaltos com um componente crustal.

2.6.1.5 Tonalito

Os granitoides de composição tonalítica da área de Tucumã parecem ocorrer como fragmentos de uma crosta mais antiga preservada em meio ao magma leucogranítico e janelas do embasamento, cujo padrão estrutural N-S diverge daquele das demais unidades mapeadas. Apresentam padrões geoquímicos típicos de suítes TTG [e.g., altos conteúdos de SiO_2 (> 68%) e Na_2O (3–7%), baixas razões K_2O/Na_2O (<0,5%) e empobrecimento em elementos ferromagnesianos ($FeO_T + MgO + MnO + TiO_2 \leq 5\%$)] como sugerido pelo diagrama discriminante de Laurent *et al.* (2014; Figura 11a).

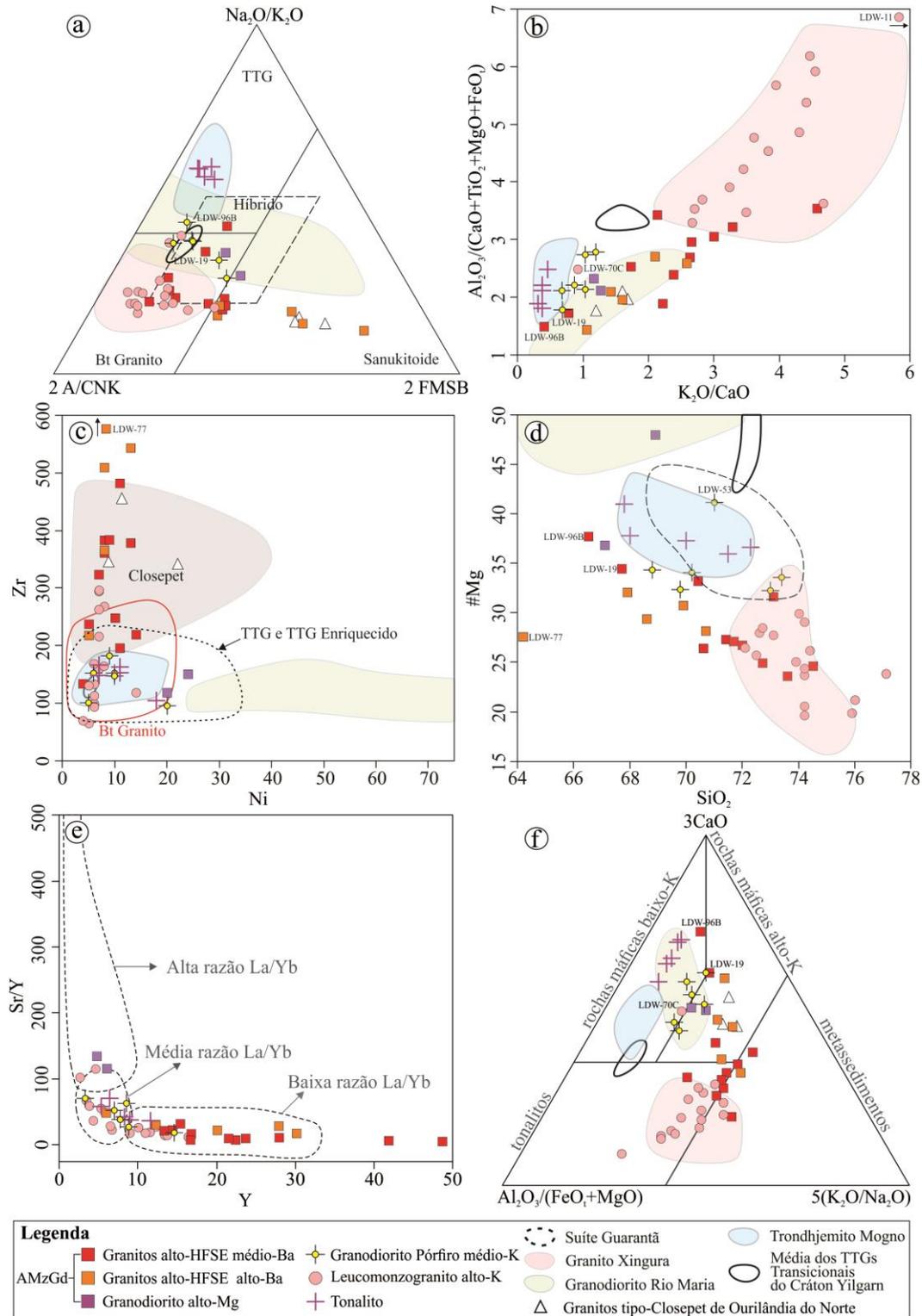


Figura 11 – Aspectos petrogenéticos dos granitoides de Tucumã: a) Diagrama de ternário de Classificação $2^* A/CNK$ (razão molar $Al_2O_3/[CaO + Na_2O + K_2O]$), razão Na_2O/K_2O , $2 * FMSB$ ($FeO_t + MgO$)% * ($Sr + Ba$)% (Laurent *et al.* 2014); b) diagrama binário da razão molar $Al_2O_3 / (CaO + TiO_2 + MgO + FeO_t)$ vs. K_2O/CaO ; c) diagrama Cr+Ni vs. SiO_2 ; d) diagrama Zr vs. Ni (Moyen *et al.* 2003); e) Diagrama Sr/Y vs. Y (Almeida *et al.* 2011); e f) Diagrama ternário de Fontes $Al_2O_3/(FeO_t+MgO), 3*CaO, 5*(K_2O/Na_2O)$ de Laurent *et al.* (2014). Campos de comparação: Trondhjemito Mogno, Suíte Guarantã e Granito Xinguara (Almeida *et al.* 2013); Granodiorito Rio Maria (Oliveira *et al.* 2009); Granitos tipo-Closepet de Ourilândia do Norte (Silva *et al.* 2018); e média de TTGs Transicionais do Cráton Yilgarn (Champion & Sheraton 1997).

Tais padrões são ainda interiramente coincidentes em termos de elementos maiores e traços com aqueles do principal batólito TTG de Carajás representado pelo Trondhjemitó Mogno do Domínio Rio Maria (Figura 7 e 8), definido por Almeida *et al.* (2011) como típico representante de TTGs arqueanos e correlacionáveis aqueles de alto- Al_2O_3 e alto-Sr do Cráton Pilbara (Champion & Smithies 2007). Além disso, a ocorrência do plagioclásio saussuritizado com zoneamento concêntrico também aproxima as rochas de Tucumã daquelas do Trondhjemitó Mogno. Os granitoides tipo-TTG são os principais componentes dos crátons arqueanos, e são representados amplamente por tonalitos e trondhjemitos. Estes apresentam variações nas razões La/Yb e Sr/Y que refletem contrastes em suas gêneses (Almeida *et al.* 2011). Nos tonalitos de Tucumã tais razões são moderadas, similar ao que é mostrado por rochas análogas de outros crátons, inclusive aquelas pertencentes ao grupo de TTG de médias razões La/Yb e Sr/Y do Domínio Rio Maria (Figura 11e; Tabela 3), e que contrastam com os grupos de alta e baixa razões (Figura 10g). Tais contrastes estão relacionados às diferenças de profundidade e pressão em que seus magmas foram gerados (Almeida *et al.* 2011, Moyen & Martin 2012). Os subgrupos de baixa e média pressão compreendem cerca de 80% do total das suítes TTGs (Moyen 2011), sendo que seus equivalentes de média razão La/Yb são mais expressivos no Domínio Rio Maria da Província Carajás. A fonte de magmas TTG é predominantemente atribuída a um baixo ou moderado grau de fusão parcial de crosta máfica (metabasaltos hidratados) em condições análogas a de fácies anfíbolito, granada-anfíbolito ou eclogito (Halla *et al.* 2016, Rapp *et al.* 2003). Neste contexto, existem pelo menos duas hipóteses uniformitaristas que tentam explicar as condições de formação da crosta félsica primitiva, que em linhas gerais, são: i) fusão de *slab* oceânica ou platô oceânico subductado (Foley *et al.* 2002, Martin *et al.* 2014, Rapp *et al.* 2003); e ii) fusão parcial de uma crosta máfica de arco de ilha tectonicamente espessada (Adam *et al.* 2012, Hastie *et al.* 2016, Polat, 2012). Por sua vez, uma vertente não-uniformitarista defende dominância de uma tectônica vertical (delaminação e/ou ascensão de plumas mantélicas), geralmente relacionada à fusão de uma crosta de platô oceânico (Bédard 2006, Johnson *et al.* 2017, Sizova *et al.* 2015, Smithies *et al.* 2009). Tais hipóteses têm em comum a existência de um espessamento crustal favorecendo fusão no campo de estabilidade da granada (responsável pelo fracionamento de ETRP), que se inicia a partir de 0.7 - 0.8 GPa (20 – 35 km) que corresponderia a níveis inferiores de um platô espessado (Johnson *et al.* 2017).

Os granitoides sódicos de Tucumã são afins do grupo de TTGs de média pressão, formados a partir de basaltos toleíticos enriquecidos, em pressões de 1.5 GPa (profundidade de ~45 km) em equilíbrio com pouca granada e pouco plagioclásio no resíduo (Moyen 2011).

Neste sentido, Almeida *et al.* (2011) propuseram um modelo para a formação das suítes TTGs de Rio Maria, em que o grupo de média razão La/Yb seria produto da fusão de uma crosta oceânica quente e jovem subductada sob um platô oceânico espessado em pressões intermediárias (1.0 – 1.5 GPa), ainda dentro do campo de estabilidade da granada. Este cenário vai na mesma direção do “modelo híbrido” (fusão de base de platô oceânico e de *slab*) de Halla *et al.* (2009), sendo que neste último, é admitido a origem do subgrupo de baixo-ERTP pela fusão em altas pressões (> 2.0 GPa) na parte inferior de platô oceânico espessado. Por sua vez, Martin *et al.* (2014) apontam que magmas TTGs não podem ser gerados a partir de basaltos tipo MORB (baixo LILE), e sugerem sua origem a partir da fusão de ilha oceânicas hidratadas (mais enriquecidas em K) em ambiente de subdução.

A formação de magmas requer a fusão parcial de crosta ou manto em resposta a processos dinâmicos (movimentos de placas e plumas do manto). No Domínio Rio Maria da Província Carajás, processos tectônicos convergentes foram responsáveis pela formação de 60% da crosta félsica arqueana no período entre 2,98 e 2,92 Ga (Almeida *et al.* 2011, Althoff *et al.* 2000). O caráter juvenil desta crosta é atribuído à fusão de uma crosta oceânica komatiítica e basáltica metamorfozizada (*greenstones belts* Identidade e Sapucaia) em ambiente de arco de ilhas (Souza *et al.* 2001), conforme indicado pelo diagrama discriminante de fontes para granitoides arqueanos (Figura 11f). Neste cenário, pode-se estimar para a origem dos granitoides sódicos da área de Tucumã um ambiente de subducção sob um platô oceânico ou protocrosta espessada (sequências *greenstones*) e consequente fusão facilitada por fluidos derivados da desidratação da *slab*, que geraria grupos de média pressão e em menores profundidades aqueles de baixa pressão (baixa razão La/Yb). O baixo conteúdo de elementos compatíveis mantélicos (e.g., #Mg e Ni) das rochas tonalíticas de Tucumã em relação a TTGs Enriquecidos e Sanukitoides (Figura 11c,d), aliado às suas razões La/Yb moderadas, indicam que não houve interação de líquidos crustais com a cunha mantélica, fato que geralmente é atribuído à magmas TTG de alta pressão (Martin *et al.* 2014).

2.6.2 Considerações deformacionais

A forma elipsoidal dos granitoides cálcio-alcálicos de Tucumã com contatos difusos entre si sugere um baixo contraste de viscosidade entre seus magmas no momento da colocação. Aliado a isto, as inúmeras injeções de magma no interior do batólito leucogranítico seriam responsáveis pela disposição concêntrica da trajetória da foliação, relacionada à expansão da câmara magmática (Figura 2). Dados estruturais e microtexturais indicam que

estes granitoides podem ser encontrados sob dois domínios deformacionais distintos. As rochas de baixo grau de deformação (domínios não afetados pelas zonas de cisalhamento) apresentam evidências tanto de fluxo submagmático quanto de fluxo magmático preservado (imbricamento de cristais euédricos, zoneamento do plagioclásio e quartzo primário). Neste contexto, o **Qtz₁** (grãos com contatos interlobados) representa fluxo submagmático, é formado por recristalização tipo *bulging* (BLG) e marca o início da recristalização dinâmica em temperaturas entre 200 - 300°C (Passchier & Trouw 2005, Vernon 2004; Figura 12a). As microfraturas (*microcracks*) intracristalinas nos feldspatos preenchidas com líquido residual compatível com a matriz (Figura 6c), são indicativos de que a deformação atuou durante a cristalização do magma, ou seja, atesta o caráter sintectônico destes granitos (Blenkinsop 2000, Nédélec & Bouchez 2015). Diversos experimentos demonstraram que microfraturas preenchidas podem ser formadas na presença de até ~15% de líquido (Dell'Angelo & Tullis 1988, Rutter & Neumann 1995). Estas observações indicam que a recristalização do quartzo ocorreu sob condições de Regime 1 de Hirth & Tullis (1992) de baixa temperatura e alto *strain*.

O domínio de médio a alto grau de deformação (áreas onde estão localizadas zonas de cisalhamento) é caracterizado pela formação de uma trama planar com feições miloníticas de baixo a médio grau, segundo os critérios de Trouw *et al.* (2010). A formação de subgrãos de feldspatos circundando fenocristais, comumente observada nos granitoides de Tucumã, resulta em uma textura manto-núcleo (Figura 6c), típica de recristalização sintectônica (Blenkinsop 2000). No campo da deformação *sub-solidus* está a presença da foliação S-C porfiroclástica, com ocorrência de porfiroclastos tipo σ_b (Figura 6b), encontrados em milonitos S-C ou S-C' (Passchier & Simpson 1986), indicando cinemática sinistral. A presença de subgrãos de quartzo (**Qtz₂**) e feldspatos originados por recristalização a partir de rotação de subgrão (SGR – *subgrain rotation*) indicam condições de Regime 2 de Hirth & Tullis (1992) de temperaturas intermediárias. Nestas condições, a recristalização por SGR se inicia em 400°C no quartzo (Figura 12b) e em 550°C em feldspatos (Passchier & Trouw 2005). A recristalização por migração de limite de grão (GBM – *grain boundary migration*) é encontrada nos litotipos como **Qtz₃** (Figura 12c) e indica altas temperaturas compatíveis com aquelas de fácies anfíbolito (Vernon 2004). Estes aspectos são condizentes com o Regime 3 de Hirth & Tullis (1992) que ocorre em altas temperaturas acima de 500°C e baixa taxa de *strain*, *stress* diferencial e densidade de deslocamento. Com o aumento prolongado da temperatura após o fim da deformação, os neogrãos são rearranjados em limites poligonais formando a textura granoblástica (**Qtz₄**; Figura 12d). Esta ocorre em estágio pós-

deformacional, a partir da redução de área de limite de grão (GBAR – *grain boundary area reduction*), indicando recristalização estática (Nédélec & Bouchez 2015, Passchier & Trouw 2005).

A unidade tonalítica, interpretada como fragmento de crosta mais antiga preservada na área, apresenta com padrão deformacional mais intenso, onde se observa microbandas de cisalhamento C, quartzo recristalizado tipo SGR, GBM e GBAR, excedendo 50 μm de dimensão, assim como a ocorrência da textura manto-núcleo nos porfiroclastos de feldspato (Figura 6d). Estes são critérios utilizados para caracterizar estas rochas como milonitos de médio grau, e temperatura de recristalização entre 500 e 650°C (Trouw *et al.* 2010).

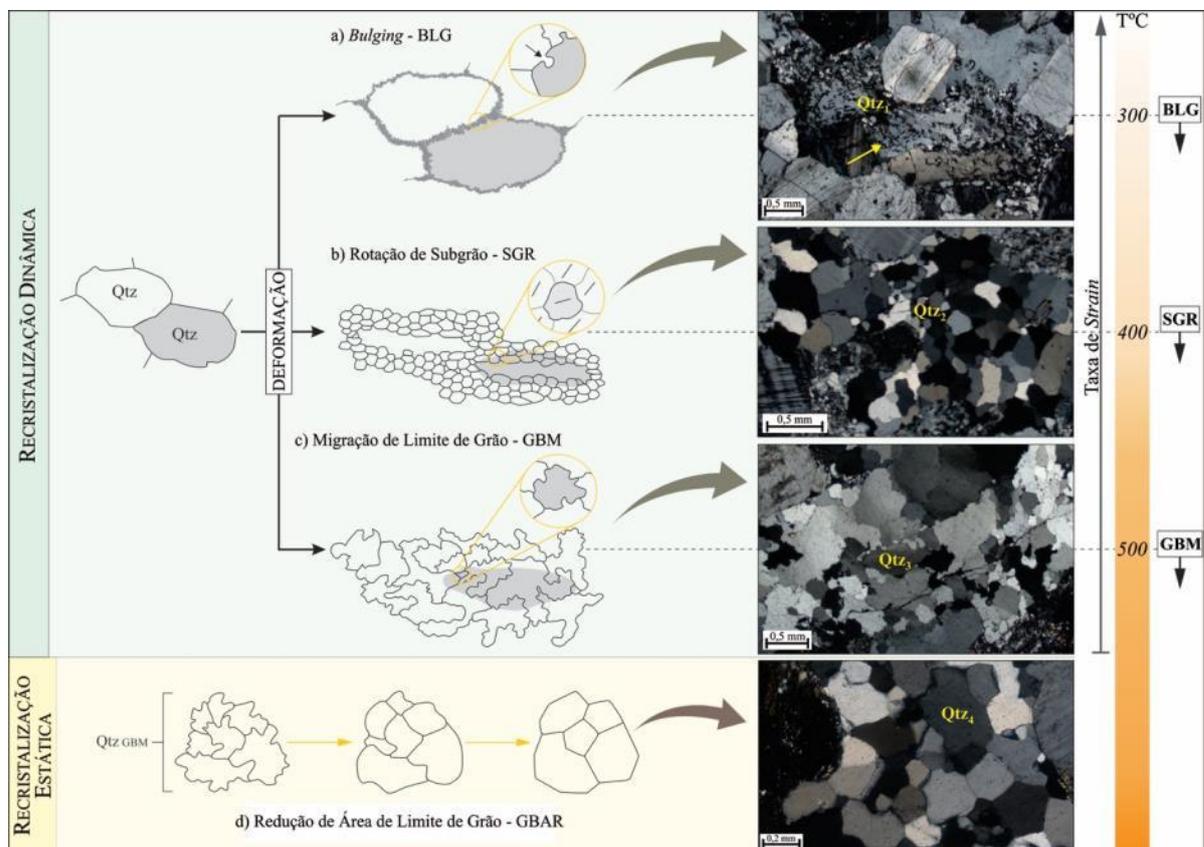


Figura 12 – Mecanismos de deformação para o quartzo e identificação das respectivas texturas deformacionais nas rochas de Tucumã. Adaptado de Passchier & Trouw (2005). Tipos de recristalização dinâmica em policristal: a) Recristalização *Bulging*; b) Recristalização SGR; c) Recristalização GBM. e d) Recristalização estática GBAR.

2.7 CONCLUSÕES

A atualização do quadro geológico da área de Tucumã permitiu a individualização de pelo menos cinco grupos de granitoides mesoarqueanos que representam um importante período de formação e diversificação da crosta de Carajás. Estes podem ser separados em duas séries magmáticas distintas, cujas relações de campo e padrão deformacional indicam

uma colocação sinplutônica em diferentes níveis crustais para aqueles da série cálcio-alcálica. Os granitoides da série toleítica (afinidade TTG) pertencem à unidade tonalítica e possuem um padrão deformacional mais intenso e estruturação N-S, indicando que a mesma representa o núcleo da protocrosta ainda preservado, gerado a partir da fusão de rochas máficas de baixo-K (metabasaltos). O leucomonzogranito é a unidade mais expressiva da área, ocorrendo com o um batólito de afinidade cálcio-alcálica alto-K e correlacionado ao Granito Xinguara do Domínio Rio Maria. Este seria produto de retrabalhamento de uma crosta félsica mais antiga (afim do magma TTG).

Granitoides composicionalmente distintos daqueles de alto-Na e alto-K, ocorrem como pequenos plutons inseridos no interior do batólito leucogranítico. Aqueles de afinidade alto-Mg são correlacionáveis ao Sanukitoide Rio Maira que tem origem relacionada à fusão de um manto metassomatizado. A colocação simultânea de líquidos composicionalmente distintos deu origem a Granitos Híbridos (alto-HFSE), os quais apresentam fortes afinidades geoquímicas com os granitos tipo-*Closepets* (Cráton Dharwar), admitidos como produto de *mixing* entre líquidos anatéticos e aqueles derivados do manto metassomatizado. Já o Granodiorito Pórfiro médio-K de Tucumã é correlacionável aos granitoides das Suítes TGGs Transicionais ($K_2O/Na_2O > 0.5$) do Cráton Yilgarn, cuja fonte é atribuída à presença de basaltos enriquecidos na base de uma crosta espessada. O cenário tectônico assumido para explicar a formação e colocação do plutonismo cálcio-alcálico mesoarqueano da área de Tucumã está relacionado a um contexto colisional que foi precedido pela principal fase de magmatismo TGG. No Domínio Rio Maria a atuação de processos tectônicos convergentes foi responsável pela formação da crosta félsica arqueana no período entre 2,98 e 2,92 Ga, enquanto que em ~2,87 Ga ocorreu o último evento tectonotermal (*slab breakoff*, delaminação ou plumas mantélicas) com pico metamórfico na fácies granulito relacionado à cratonização da Província Carajás.

AGRADECIMENTOS

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) – código de financiamento 001. Os autores agradecem ao Instituto de Geociências e ao Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica (IG e PPGG – UFPA) pelo suporte técnico; ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), por concessão de bolsas de produtividade em pesquisa (D. C. Oliveira – Processo nº 311388/2016-7 e 435552/2018-0), Vale/FAPESPA (ICAAF n. 053/2011), o programa INCT (CNPq/FAPESPA/CAPES/PETROBRAS; Proc.

573733/2008-2) e PROPESP (PAPQ) /UFPA. Aos pesquisadores do Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides (GPPG-IG-UFPA) pela colaboração nas diversas etapas deste trabalho.

REFERÊNCIAS

Adam J., Rushmer T., O'Neil J., Francis D. 2012. Hadean greenstones from the Nuvvuagittuq fold belt and the origin of the Earth's early continental crust: *Geology*, **40**: 363–366.

Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, **17**: 1–29.

Almeida J.A.C., Dall'Agnol R., Dias S.B., Althoff F.J. 2010. Origin of the Archean leucogranodiorite-granite suites: evidence from the Rio Maria. *Lithos*, **120**: 235–257.

Almeida J.A.C., Dall'Agnol R., Oliveira M.A., Macambira M.J.B., Pimentel M.M., Rämö O.T., Guimarães F.V., Leite A.A.S. 2011. Zircon geochronology and geochemistry of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: implications for the growth of the Archean crust of Carajás Province, Brazil. *Precambrian Research*, **187**: 201–221.

Almeida J. A. C., Dall'Agnol R., Leite A.A.S. 2013. Geochemistry and zircon geochronology of the Archean granite suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane, Carajás Province. *Brazil Journal of South American Earth Sciences*, **42**: 103–126.

Althoff F.J., Barbey P., Boullier A.M. 2000. 2.8–3.0 Ga plutonism and deformation in the SE Amazonian craton: the Archean granitoids of Marajoara (Carajás Mineral province, Brazil). *Precambrian Research*, **104**: 187–206.

Avelar V.G., Lafon J.M., Correia Jr F.C., Macambira E.M.B. 1999. O Magmatismo arqueano da região de Tucumã-Província Mineral de Carajás: novos resultados geocronológicos. *Brazilian Journal of Geology*, **29** (4): 453–460.

Barker F. & Arth J.G. 1976. Generation of trondhjemite-tonalite liquids and Archean bimodal trondhjemite-basalt suites. *Geology*, **4**: 596–600.

Bédard J.H. 2006. A catalytic delamination-driven model for coupled genesis of Archaean crust and sub-continental lithospheric mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **70**: 1188–1214.

Belousova E., Kostitsyn Y.A., Griffin W.L., Begg G.C., O'Reilly S.Y., Pearson N.J. 2010. The growth of the continental crust: constraints from zircon Hf-isotope data. *Lithos*, **119**: 457–468.

Blenkinsop T.G. 2000. *Deformation Microstructures and Mechanisms in Minerals and Rocks*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, p. 150.

Bowden P., Batchelor R.A., Chapell B.W., Didier J., Lameyre J. 1984. Petrological, geochemical and source criteria for the classification of granitic rocks: a discussion. *Physics, Earth Planet Sciences*, **35**: 1–11.

Boynton W.V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements; meteorite studies. In: Henderson P. (ed). *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier Science Publishing Company, Amsterdam, p. 63-114.

Champion D.C. & Sheraton J.W. 1997. Geochemistry and Nd isotope systematics of Archaean granites of the Eastern Goldfields, Yilgarn Craton, Australia: implications for crustal growth processes. *Precambrian Research*, **83**: 109–132.

Champion D.C. & Smithies R.H. 2001. Archaean granites of the Yilgran and Pilbara cratons, Western Australia. *Geoscience Australia*, **134**: 134–136.

Champion D. C. & Smithies R. H. 2007. Geochemistry of Paleoproterozoic Granites of the East Pilbara Terrane, Pilbara Craton, Western Australia: Implications for Early Archean Crustal Growth. *Developments in Precambrian Geology*, **15**: 369-409.

Conceição R.V. & Green D.H. 2004. Derivation of potassic (shoshonitic) magmas by decompression melting of phlogopite+pargasite lherzolite. *Lithos*, **72**: 209–229.

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

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

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

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

Debon F. & Le Fort P. 1983. A Chemical-Mineralogical Classification of Common Plutonic Rocks and Associations. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, **73** (3): 135-149.

Dell'Angelo L. N. & Tullis J. 1988. Experimental deformation of partially melted granitic aggregates. *J. Metam. Geol*, **6**: 495-516.

Dhuime B., Hawkesworth C., Cawood P. 2011. When continents formed. *Science*, **331**: 154–155.

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

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

Duarte K.D. 1992. *Geologia e geoquímica do granito Mata Surrão (SW de Rio Maria – Pa): um exemplo de granito “stricto sensu” Arqueano*. MS Dissertation, Programa de Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 217 p.

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

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

Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, **42** (11):2033-2048.

Frost C.D., Frost B.R., Kirkwood R., Chamberlain K.R. 2006. The tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG) to granodiorite–granite (GG) transition in the late Archean plutonic rocks of the central Wyoming Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **43** (10): 1419-1444.

Foley S., Tiepolo M., Vannucci R. 2002. Growth of early continental crust controlled by melting of amphibolite in subduction zones. *Nature*, **417**: 837–840.

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

Gibbs A.K., Wirth K.R., Hirata W.K., Olszewski W.J. 1986. Age and composition of the Grão Pará Group volcanics, Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, **16** (2): 201-211.

Guimarães F.V., Dall’Agnol R., Oliveira D.C., Silva A.C., Teixeira M.F.B., Santos P.A. 2012. Geologia Preliminar da Porção Leste do Subdomínio de Transição da Província Carajás – PA. In: SBG, 46º Congresso Brasileiro de Geologia, Santos-SP, *Anais*, 1CDrom.

Halla J., van Hunen J., Heilimo E., Hölttä P. 2009. Geochemical and numerical constraints on Neoproterozoic plate tectonics. *Precambrian Research*, **174**: 155–162.

Halla J., Whitehouse M. J., Ahmad T., Bagai Z. 2016. Archean granitoids: an overview and significance from a tectonic perspective. *Geological Society, London, Special Publications*, **449**: 1-18.

Harker A. 1965. *The natural history of igneous rocks*. New York, Macmillan, 384p.

- Hastie A.R., Fitton J.G., Bromiley G.D., Butler I.B., Odling N.W.A. 2016. The origin of Earth's first continents and the onset of plate tectonics. *Geology*, **44** (10): 855-858.
- Hawkesworth C., Dhuime B., Pietranik A., Cawood P., Kemp A., Storey C. 2010. The generation and evolution of the continental crust. *Journal of the Geological Society*, **167**: 229–248.
- Heilimo E., Halla J., Hölttä P. 2010. Discrimination and origin of the sanukitoid series: geochemical constraints from the Neoproterozoic western Karelian Province (Finland). *Lithos*, **115**: 27 - 39.
- Hirth G. & Tullis J. 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *J. Struct. Geol.*, **14**: 145-149.
- Hühn S.R.B., Santos A.B.S., Amaral A.F., Ledsham E.J., Gouveia J.L., Martins L.B.P., Montalvão R.M.G., Costa V.G. 1988. O terreno granito-greenstone da região de Rio Maria - Sul do Pará. In: SBG, 35º Congr. Bras.Geol. Belém. *Anais* v.3, p. 1438-1453.
- Janousek V., Farrow C. M., Erban V. 2003. GCDkit: new PC software for interpretation of whole-rock geochemical data from igneous rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **67**: 186. (*Abstracts of the Goldschmidt Conference, Kurashiki, Japan*).
- Jayananda M., Martin H., Peucat J-J., Mahabaleswar B. 1995. Late Archean crust–mantle interactions: geochemistry of LREE-enriched mantle derived magmas. Example of the Closepet batholith, southern India. *Contrib. Mineral.Petrol.*, **199**: 314–329.
- Jayananda M., Chardon D., Peucat J. J., Capdevila R. 2006. 2.61 Ga potassic granites and crustal reworking in the western Dharwar craton, southern India: tectonic, geochronologic and geochemical constraints. *Precambrian Research*, **150** (1-2): 1-26.
- Jiang N., Guo J., Fan W., Hu J., Zong K., Zhang S. 2016. Archean TTGs and sanukitoids from the Jiaobei terrain, North China craton: insights into crustal growth and mantle metasomatism. *Precambrian Research*, **281**: 656-672.
- Johnson T.E., Brown M., Gardiner N.J., Kirkland K.L., Smithies R.H. 2017. Earth's first stable continents did not form by subduction. *Nature*, **543**: 239–242.
- Joshi K. B., Bhattacharjee J., Rai G., Halla J., Ahmad T., Kurhila M., Heilimo E., Choudhary A. K. 2016. The diversification of granitoids and plate tectonic implications at the Archaean–Proterozoic boundary in the Bundelkhand Craton, Central India. *Geological Society, London, Special Publications*, **449** (1): 123-157.
- Kretz R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American mineralogist*, **68** (1-2): 277-279.
- Lameyre J. & Bowden P. 1982. Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **14**: 169-186.
- Laurent O., Martin H., Moyen J.F., Doucelance R. 2014. The diversity and evolution of late-Archean granitoids: evidence for the onset of “modern-style” plate tectonics between 3.0 and 2.5 Ga. *Lithos*, **205**: 208-235.

Le Maitre R.W. 2002. *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. 2nd Edition, London, 193 p.

Leite A.A.S., Dall'Agnol R., Althoff F.J. 1999. Geoquímica e aspectos petrogenéticos do Granito Xinguara. Terreno Granito Greenstone de Rio Maria - Cráton Amazônico. *Rev. Bras. Geoc.*, **23**: 429-436.

Leite A.A.S., Dall'Agnol R., Macambira M.J.B., Althoff F.J. 2004. Geologia e geocronologia dos granitoides arqueanos da região de Xinguara (PA) e suas implicações na evolução do terreno granito-greenstone de Rio Maria. *Revista Brasileira de Geociências*, **34**: 447-458.

Leite-Santos P.J.S. & Oliveira D.C. 2016. Geologia, petrografia e geoquímica das associações leucogranítica arqueanas da área de Nova Canadá: Província Carajás. *Geologia USP. Série Científica*, **16** (2): 37-66.

Macambira M.J.B. & Lancelot J. 1996. Time constraints for the formation of the Archean Rio Maria crust, southeastern Amazonian Craton, Brazil. *International Geology Review*, **38** (12):1134-1142.

Macambira E.M.B. & Vale A.G. 1997. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, São Félix do Xingu: folha SB.22-Y-B - estado do Pará*. CPRM, Brasília. 344 p.

Machado N., Lindenmayer Z., Krogh T. E., Lindenmayer D. 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. *Precambrian Research*, **49** (3-4): 329-354.

Marangoanha B. 2018. *Petrologia e evolução crustal da porção central do Domínio Canaã dos Carajás, Província Carajás*. PhD Thesis, Programa de Graduação em Geologia e Geoquímica Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Belém, 223 p.

Marangoanha B., Oliveira D.C., Oliveira V.E.S., Galarza M.A., Lamarão C.N. 2019. Neoproterozoic A-Type Granitoids from Carajás Province (Brazil): new insights from geochemistry, geochronology and microstructural analysis. *Precambrian Research*, **324**: 86-108.

Martin H. 1987. Petrogenesis of Archean trondhjemites, tonalites, and granodiorites from eastern Finland: major and trace element geochemistry. *J. Petrol.*, **28**: 921-953.

Martin H. 1994. The Archean grey gneisses and the genesis of the continental crust. In: Condie, K.C. (ed), *The Archean Crustal Evolution, Developments in Precambrian Geology*. Elsevier, Amsterdam, p. 205- 259.

Martin H. & Moyon J.-F. 2002. Secular changes in TTG composition as markers of the progressive cooling of the Earth. *Geology*, **30**: 319-322.

Martin H., Smithies R. H., Rapp R., Moyon J.F., Champion D. 2005. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoide: relationships and some implications for crustal evolution. Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam. *Lithos*, **79**: 1-24.

- Martin H., Moyen J., Rapp R. 2009. The sanukitoid series: Magmatism at the Archaean–Proterozoic transition. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, **100** (1-2): 15-33.
- Martin H., Moyen J.F., Guitreau M., Blichert-Toft J., Le Pennec J.-L. 2014. Why Archaean TTG cannot be generated by MORB melting in subduction zones. *Lithos*, **198**: 1–13.
- Martins P.L.G., Toledo C.L.B., Silva A.M., Chemale Jr, F., Santos J.O.S., Assis L.M. 2017. Neoproterozoic magmatism in the southeastern Amazonian Craton, Brazil: Petrography, geochemistry and tectonic significance of basalts from the Carajás Basin. *Precambrian Research*, **302**:340-357.
- McDonough W.F. & Sun S.S. 1995. Composition of the Earth. *Chemical Geology*, **120** (3-4): 223-253.
- McLennan S.M. & Taylor S.R. 1982. Geochemical constraints on the growth of the continental crust. *J. Geol.*, **90**: 342–361.
- Medeiros H. & Dall’Agnol R. 1988. Petrologia da porção leste do batólito Granodiorítico Rio Maria, sudeste do Pará. *In: SBG, 35º Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, Anais*, 3:1488-1499.
- Mohan M. R., Singh S. P., Santosh M., Siddiqui M. A., Balaram V. 2012. TTG suite from the Bundelkhand Craton, Central India: Geochemistry, petrogenesis and implications for Archean crustal evolution. *Journal of Asian Earth Sciences*, **58**: 38 –50.
- Mondal M.E.A., Hussain M.F., Ahmad T. 2019. Archaean granitoids of Bastar craton, Central India. *Geological Society, London, Special Publications*, **489**, SP489-2019.
- Moyen J.F., Martin H., Jayananda M. 2001. Multi-element geochemical modelling of crust-mantle interactions during late-Archaean crustal growth: the Closepet granite (South India). *Precambrian Research*, **112**: 87-105.
- Moyen J.F., Martin H., Jayananda M., Auvray B. 2003: Late Archaean granites: a typology based on the Dharwar Craton (India). *Precambrian Research*, **127** (1-3): 103-123.
- Moyen J.F. 2011. The composite Archaean grey gneisses: petrological significance, and evidence for a non-unique tectonic setting for Archaean crustal growth. *Lithos*, **123**: 21–36.
- Moyen J.F. & Martin H. 2012. Forty years of TTG research. *Lithos*, **148**: 312–336.
- Moyen J.F. & Laurent O. 2018. Archaean tectonic systems: a view from igneous rocks. *Lithos*, **302**: 99–125.
- Nédélec A. & Bouchez J.L. 2015. *Granites: Petrology, Structure, Geological Setting, and Metallogeny*. New York, Oxford University Press, 352 p.
- Nockolds S.R. & Aalen R. 1953. The geochemistry of some igneous rock series, Part I. *Geochem. Cosmochim. Acta*, **4**:105-142.
- O’Connor J.T. 1965. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. *US Geological Survey Professional Papers*, **525** (B):79-84.

- Oliveira D.C., Dall'Agnol R., Silva J.B.C., Almeida J.A.C. 2008. Gravimetric, radiometric, and magnetic susceptibility study of the Paleoproterozoic Redenção and Bannach plutons: implications for architecture and zoning of A-type granites. *Journal South American Earth Science*, **25**: 100 e 115.
- Oliveira M.A., Dall'Agnol R., Althoff F.J., Leite A.A.S. 2009. Mesoarchean sanukitoid rocks of the Rio Maria Granite–Greenstone Terrane, Amazonian craton, Brazil. *Journal South American Earth Science*, **27**: 146–160.
- Oliveira M.A., Dall'Agnol R., Scaillet B. 2010. Petrological constraints on crystallization conditions of MesoArchean Sanukitoid Rocks, southeastern Amazonian craton, Brazil. *Journal of Petrology*, **51**: 2121–2148.
- Oliveira V.E.S., Oliveira D.C., Marangoanha B., Lamarão C.N. 2018. Geology, mineralogy and petrological affinities of the Neoproterozoic granitoids from the central portion of the Canaã dos Carajás domain, Amazonian craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **85**: 135–159.
- Passchier C. W. & Simpson C. 1986. Porphyroclast systems as kinematic indicators. *J. Struct. Geol.*, **8**: 831-844.
- Patiño Douce A. E. & Beard J. S. 1995. Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar. *Journal of Petrology*, **36** (3): 707-738.
- Passchier C.W. & Trouw R.A.J. 2005. *Microtectonics*, second ed. Springer-Verlag, Germany, p. 366.
- Patiño Douce A.E. 2005. Vapor-absent melting of tonalite at 15–32 kbar. *Journal of Petrology*, **46**: 275–290.
- Peccerillo A. & Taylor S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastamoru area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **58**: 63-81.
- Peng P., Qin Z., Sun F., Zhou X., Guo J., Zhai M., & Ernst R. E. 2019. Nature of charnockite and Closepet granite in the Dharwar Craton: Implications for the architecture of the Archean crust. *Precambrian Research*, **334**: 105478.
- Pimentel M.M. & Machado N. 1994. Geocronologia U-Pb do Terrenos Granito-Greenstone de Rio Maria, Pará. In: SBG, 38º Congresso brasileiro de geologia, Camboriú. *Resumos Expandidos*, p. 390–391.
- Polat A. 2012. Growth of Archean continental crust in oceanic island arcs. *Geology*, **40**: 383–384.
- Rapp R.P., Shimizu N., Norman M.D. 2003. Growth of early continental crust by partial melting of eclogite. *Nature*, **425**: 605–609.
- Rodrigues D.S., Oliveira D.C., Macambira M.J.B. 2014. Geologia, geoquímica e geocronologia do Granito Mesoarqueano Boa Sorte, município de Água Azul do Norte, Pará – Província Carajás. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências Naturais*, **9** (3):597- 633.

Rolando A.P & Macambira M.J.B. 2003. Archean crust formation in Inajá range area, SSE of Amazonian Craton, Brazil, based on zircon ages and Nd isotopes. *In: 4° South American Symposium on Isotope Geology, Expanded Abstracts*, Salvador, 1 CDrom.

Rutter E.H. & Neumann D.H.J. 1995. Experimental deformation of partially molten Westerly granite under fluid-absent conditions with applications for the extraction of granitic magmas. *J. Geophys. Res.*, **100** (B8): 15697–15715.

Santos J.O.S. 2003. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central. *In: Bizzi, L.A. et al. (Ed.). Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG*. Brasília, CPRM – Serviço Geológico do Brasil, p. 169–226.

Santos J.O.S., Hartmann L.A., Faria M.D., Riker S.R., Souza M.D., Almeida M.E., McNaughton N.J. 2006. A compartimentação do Cráton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000-2006. *In: SBG, 9° Simpósio de geologia da Amazônia, Belém. Resumos expandidos*. p. 156-159.

Santos P.J.L. & Oliveira D.C. 2012. Geologia, Petrografia e Geoquímica das Associações Granodioríticas-Graníticas de Nova Canadá, Subdomínio de Transição, Província Carajás, *In: SBG, 46° Congresso Brasileiro de Geologia, Santos-SP, 1 CDrom*.

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

Santos P.A., Teixeira M.F.B., Dall'Agnol R., Guimarães F.V. 2013b. Geologia, petrografia e geoquímica da associação Tonalito-Trondhjemitó-Granodiorito (TTG) do extremo leste do subdomínio de transição, Província Carajás - Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, **8**: 257–290.

Santos M.N.S. & Oliveira D.C. 2016. Rio Maria granodiorite and associated rocks of Ourilândia do Norte - Carajás province: Petrography, geochemistry and implications for sanukitoid petrogenesis. *Journal of South American Earth Sciences*, **72**: 279 - 301.

Shirey S.B. & Hanson G.N. 1984. Mantle-derived Archean monzodiorites and trachyandesites. *Nature*, **310**: 222–224.

Silva A.C. 2013. *Geologia, petrografia e geoquímica dos granitoides arqueanos da área de Vila Jussara, Província Carajás*. MS Dissertation, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 115p.

Silva F.F., Oliveira D.C., Antonio P.Y.J., D'Agrella M.S.F, Lamarão C.N. 2016 Bimodal magmatism of the Tucumã area, Carajás province: U-Pb geochronology, classification and processes. *Journal of South American Earth Sciences*, **72**: 2016, 95-114.

Silva L.R., Oliveira D.C., Santos M.N.S. 2018. Diversity, origin and tectonic significance of the Mesoarchean granitoids of Ourilândia do Norte, Carajás province (Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, **82**: 33-61.

Sizova E., Gerya T., Stüwe K., Brown M. 2015. Generation of felsic crust in the Archean: a geodynamic modeling perspective. *Precambrian Research*, **271**: 198–224.

- Skjerlie K. P. & Johnston A. D. 1996. Vapour-absent melting from 10 to 20 kbar of crustal rocks that contain multiple hydrous phases: implications for anatexis in the deep to very deep continental crust and active continental margins. *Journal of Petrology*, **37** (3): 661-691.
- Smithies R.H., Champion D.C., Van Kranendonk M.J. 2009. Formation of Pale-archean continental crust through infracrustal melting of enriched basalt. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **281**: 298–306.
- Souza Z.S., Dall’Agnol R., Althoff F.J., Leite A.A.S., Barros C.E.M. 1996. Carajás Mineral Province: geological, geochronological and tectonic contrasts on the Archean evolution of the Rio Maria granite – greenstone terranes and the Carajás Block. In: SBG, Symposium Archean terranes of the South American Platform, Brasília. *Extended Abstracts*. p. 31–32.
- Souza Z.S., Potrel H., Lafon J.M., Althoff F.J., Pimentel M.M., Dall’Agnol R., Oliveira C.G. 2001. Nd, Pb and Sr isotopes of the Identidade Belt, an Archean greenstone belt of the Rio Maria region (Carajas Province, Brazil): implications for the Archean geodynamic evolution of the Amazonian Craton. *Precambrian Research*, **109**: 293–315.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 2004. Evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito Neves B.B. (Ed.). *Geologia do continente Sul Americano: evolução da obra de F. F. M. de Almeida*. São Paulo, BECA, p. 471–486.
- Tavares F. M., Trouw R. A. J., da Silva C. M. G., Justo A. P., Oliveira J. K. M. 2018. The multistage tectonic evolution of the northeastern Carajás Province, Amazonian Craton, Brazil: Revealing complex structural patterns. *Journal of South American Earth Sciences*, **88**: 238-252.
- Taylor S.R. & McLennan S.M. 1995. The geochemical evolution of the continental crust. *Reviews of Geophysics*, **33**: 241–265.
- Teixeira M.F.B., Dall’Agnol R., Silva A.C., Santos P.A. 2013. Geologia, petrografia e geoquímica do Leucogranodiorito Pantanal e dos leucogranitos arqueanos da área a norte de Sapucaia, Província Carajás, Pará: implicações petrogenéticas. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências Naturais*, **8** (3): 291-323.
- Trouw R.A.J., Passchier C.W., Wiersma D.J. 2010. *Atlas of Mylonites- and related microstructures*. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg.
- Vasquez L.V., Rosa-Costa L.R., Silva C.G., Ricci P.F., Barbosa J.O., Klein E.L., Lopes E.S., Macambira E.B., Chaves C.L., Carvalho J.M., Oliveira J.G., Anjos G.C., Silva H.R. 2008. *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas — SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará*. Organizadores, Vasquez M.L., Rosa-Costa L.T. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM.
- Vernon R.H. 2004. *A practical guide to rock microstructures*. Cambridge University Press, p. 594.
- Watkins J.M., Clemens J.D., Treloar P.J. 2007. Archean TTGs as sources of younger granitic magmas: melting of sodic metatonalites at 0.6–1.2 GPa. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **154**: 91–110.

CAPÍTULO 3 CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

Trabalhos regionais anteriores (Avelar 1999; Macambira & Vale 1997; Vasquez *et al.* 2008) definiram a geologia de Tucumã como dominada por granitoides afins do Granodiorito Rio Maria e aqueles indiferenciados do Complexo Xingu. A partir do mapeamento geológico realizado em escala de semidetalhe e análises petrográficas e geoquímicas obtidas neste trabalho, foi possível atualizar o quadro geológico da região que se mostrou mais diversificado e complexo em relação ao que havia sido proposto. O avanço do conhecimento permitiu a discriminação e delimitação de uma crosta TTG mais antiga e diferentes plútons, dentre os quais se destacam: i) Leucomonzogranito alto-K; ii) Granitos alto-HFSE; iii) Granodiorito alto-Mg; e iv) Granodiorito pórfiro médio-K. Onde a unidade leucomonzogranítica ocupa mais de 70% da área aflorante e, contrariamente aos estudos anteriores, as rochas associadas à Suíte Rio Maria (Granodiorito alto-Mg) ocorrem de maneira restrita na região.

Os granitoides de afinidade cálcio-alcálica apresentam uma ampla variação composicional que reflete a heterogeneidade da crosta da região de Tucumã, marcada pela colocação de plútons de naturezas distintas em diferentes níveis crustais (sin-plutonismo). Tais rochas foram formadas em um ambiente colisional durante a segunda fase do magmatismo no DRM em 2,87 Ga, onde ocorreram simultaneamente processos de retrabalhamento crustal e geração de magmatismo juvenil. A ocorrência da suíte leucomonzogranítica de alto-K como um grande batólito implica na pré-existência de uma crosta félsica (TTG) dominante na área. Os demais granitoides cálcio-alcálicos encontram-se alojados na forma de pequenas “lentes” ou “sigmóides” no batólito leucogranítico, revelando baixo contraste de viscosidade entre os magmas e sugerindo ainda um modelo de colocação análogo a diapiros. Estes corpos encontram-se orientados segundo o *trend* NW-SE e E-W coincidente com o *trend* regional formado por deformação dúctil transpressiva sinistral que afetou a crosta mesoarqueana de Carajás (Araújo & Maia 1991, Pinheiro & Holdsworth 2000, Santos *et al.* 2018). A utilização de antigas zonas de cisalhamento (2.936 Ma; Leite 2001) como conduto para o transporte destes magmas também controlou os processos de hibridização. Por outro lado, os tonalitos de afinidade TTG, preservados na porção sul da região como janela do embasamento, exibem um padrão estrutural N-S, igualmente registrado nas rochas metamáficas da sequência *greestone belt*, associado a eventos tectônicos mais antigos. A ocorrência destes como fragmentos de crosta no leucomonzogranito, bem como o

seu padrão de deformação mais intenso, também são evidências da sua formação pretérita. Desta forma, os tonalitos estariam associados à primeira fase de magmatismo no DRM (2,98 – 2,92 Ga), provavelmente em um ambiente de subducção.

Os mecanismos de deformação que atuam nas rochas de Tucumã começaram antes da completa cristalização de seus magmas, que é atestado pela presença de microfraturas (*microcracks*) preenchidas por fases tardias. A textura manto-núcleo nos feldspatos, recorrente em grande parte dos litotipos, indica recristalização em corpos sintectônicos (Blenkinsop 2000). No geral, as rochas exibem baixo grau de deformação, com evidências de fluxo submagmático marcando o início da recristalização dinâmica em temperaturas entre 200-450°C. Domínios de média a alta deformação são específicos das áreas afetadas por zonas de cisalhamento, apresentando formação de uma foliação planar com feições miloníticas (ou protomiloníticas), segundo os critérios de Trouw *et al.* (2010). Além de mecanismos de recristalização tipo SGR e GBM em quartzo e feldspatos, indicando condições análogas às de fácies anfibolito em temperaturas acima de 500°C sob regime sin a tardi-tectônico.

Com base nos dados apresentados acima, pode-se assumir que o cenário tectônico do DRM durante a primeira fase de magmatismo seria de um ambiente de subducção da crosta oceânica sob platô oceânico espessado. Onde a fusão parcial de rochas máficas de (provavelmente metabasaltos dos *greenstones belts* Identidade e Sapucaia) na base do platô, deram origem aos **Tonalitos** de Tucumã que são correlacionáveis à principal crosta TTG deste domínio - Trondhjemito Mogno (Almeida *et al.* 2011). Estes seriam formados em condições de média pressão (1.0 – 1.5 GPa) em equilíbrio com plagioclásio e granada no resíduo. Enquanto que magmas TTGs de mais alta pressão seriam formados por *slab melting*, onde haveria maior interação desses magmas ao atravessar a cunha mantélica que resultaria na metassomatização do manto.

50 Ma (2,87Ga) após a primeira fase de magmatismo, o segundo estágio magmático se daria num ambiente geodinâmico sin a tardi-colisional onde eventos termais, provavelmente relacionados a *slab breakoff* com ascensão do manto astenosférico (ou delaminação da litosfera, ou ainda, atividades de plumas mantélicas) induziram um segundo metassomatismo do manto (fluido) seguido de fusão parcial dando origem aos magmas sanukitoides (Almeida *et al.* 2013, Halla *et al.* 2009, Laurent *et al.* 2014), representado pela unidade **Granodiorito alto-Mg** de Tucumã. Esta unidade teria sido formada em níveis crustais intermediários a altos (≥ 1.5 GPa) dentro do campo de estabilidade da granada, sendo correlata às fases mais evoluídas do Granodiorito Rio Maria. A ascensão desses magmas sanukitoides ou até mesmo

o contínuo espessamento crustal e a presença de zonas quentes na crosta podem ter promovido a fusão parcial de fontes diversas em diferentes níveis crustais, dando origem a: i) magmas **Leucomonzograníticos de alto-K** correlacionáveis ao Granito Xinguará (Leite 1995), originados a partir do retrabalhamento de uma crosta tonalítica em profundidades intermediárias (~30 km), sob condições de média pressão (~1-1.5 GPa) e temperaturas acima de 900°C; ii) magmas de origem híbrida (**Granitos alto-HFSE**), como produto da interação em diferentes proporções (*mingling* ou *mixing*) de líquidos a partir de manto metassomatizado e líquidos crustais (crosta TTG antiga), em níveis crustais intermediários (1.5 GPa). Estes granitos se assemelham aos granitos híbridos do Bloco Pietersburg de Laurent *et al.* (2014) e aos granitos tipo-*Closepets* do Cráton Dharwar de Moyen *et al.* (2003); iii) magmas de **médio-K (Granodiorito pórfiro)**, semelhantes a TTGs Transicionais, formados por fusão parcial de basalto enriquecido intercalado com camadas félsicas em platô oceânico. Estes magmas teriam se formado em profundidades ligeiramente mais rasas em relação aos sanukitoides (1-1.5 GPa), e podem ser comparados ao grupo de alto-Ca e baixo-Y do cráton Yilgarn de Champion & Sheraton (1997), a granitos do Pilbara Leste de Champion & Smithies (2001, 2007). Em grande parte dos crátons arqueanos a colocação dos plútons graníticos de alto-K, assim como dos demais corpos de afinidade cálcio-alcálica, ocorreu no final do Arqueano durante a fase colisional dentro de um curto intervalo de tempo (10-15 Ma), marcando o último evento tectonotermal Mesoarqueano responsável pela cratonização da PC.

REFERÊNCIAS

- Adam J., Rushmer T., O'Neil J., Francis D. 2012. Hadean greenstones from the Nuvvuagittuq fold belt and the origin of the Earth's early continental crust: *Geology*, **40**: 363–366.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, **17**: 1–29.
- Almeida J.A.C., Oliveira M.A., Dall'Agnol R., Althoff F.J., Borges R.M.K. 2008. *Relatório de mapeamento geológico na escala 1:100.000 da Folha Marajoara (SB-22-ZC V)*. Programa Geobrasil, CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 147p.
- Almeida J.A.C., Dall'Agnol R., Dias S.B., Althoff F.J., 2010. Origin of the Archean leucogranodiorite-granite suites: evidence from the Rio Maria. *Lithos*, **120**: 235-257.
- Almeida J.A.C., Dall'Agnol R., Oliveira M.A., Macambira M.J.B., Pimentel M.M., Rämö O.T., Guimarães F.V., Leite A.A.S. 2011. Zircon geochronology and geochemistry of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: implications for the growth of the Archean crust of Carajás Province, Brazil. *Precambrian Research*, **187**: 201–221.
- Almeida J. A. C., Dall'Agnol R., Leite A.A.S. 2013. Geochemistry and zircon geochronology of the Archean granite suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane, Carajás Province. *Brazil Journal of South American Earth Sciences*, **42**: 103–126.
- Almeida J.A.C., Dall'Agnol R., Rocha M. C. 2017. Tonalite–Trondhjemite and Leucogranodiorite–Granite Suites From The Rio Maria Domain, Carajás Province, Brazil: Implications For Discrimination And Origin Of The Archean Na-Granitoids. *The Canadian Mineralogist*, **55**: 437-456.
- Althoff F.J., Barbey P., Boullier A.M. 2000. 2.8–3.0 Ga plutonism and deformation in the SE Amazonian craton: the Archean granitoids of Marajoara (Carajás Mineral province, Brazil). *Precambrian Research*, **104**: 187–206.
- Amaral G. 1974. *Geologia Pré-cambriana da Região Amazônica*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 212 p.
- Araújo O.J.B., Maia R.G.N., Jorge João X.S., Costa J.B.S. 1988. A megaestruturação Arqueana da Folha Serra dos Carajás. In: Congresso Latino Americano de Geologia, 1, *Anais*, Belém, p.324-338.
- Araújo O.J.B. & Maia R.G.N. 1991. *Serra dos Carajás, Folha SB-22-Z-A*. Rio de Janeiro, CPRM. Relatório Final. 136 p.
- Avelar V.G., Lafon J.M., Correia Jr F.C., Macambira E.M.B. 1999. O Magmatismo arqueano da região de Tucumã-Província Mineral de Carajás: novos resultados geocronológicos. *Brazilian Journal of Geology*, **29** (4): 453-460.
- Barker F. & Arth J.G. 1976. Generation of trondhjemite-tonalite liquids and Archean bimodal trondhjemite-basalt suites. *Geology*, **4**: 596–600.

- Barker F. 1979. Trondhjemites: definition, environment and hypotheses of origin. *In: Barker F. Trondhjemites, dacites and related rocks*. 1st ed. Amsterdam, Elsevier, p. 1-12.
- Bédard J.H. 2006. A catalytic delamination-driven model for coupled genesis of Archaean crust and sub-continental lithospheric mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **70**: 1188–1214.
- Belousova E., Kostitsyn Y.A., Griffin W.L., Begg G.C., O'Reilly S.Y., Pearson N.J. 2010. The growth of the continental crust: constraints from zircon Hf-isotope data. *Lithos*, **119**: 457–468.
- Best M.G. 2003. *Igneous and metamorphic petrology*. New York, Freeman, 758 p.
- Blenkinsop T.G. 2000. *Deformation Microstructures and Mechanisms in Minerals and Rocks*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, p. 150.
- Bowden P., Batchelor R.A., Chapell B.W., Didier J., Lameyre J. 1984. Petrological, geochemical and source criteria for the classification of granitic rocks: a discussion. *Physics, Earth Planet Sciences*, **35**: 1-11.
- Boynton W.V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements; meteorite studies. *In: Henderson P. (ed). Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier Science Publishing Company, Amsterdam, 63-114.
- Champion D.C. & Sheraton J.W. 1997. Geochemistry and Nd isotope systematics of Archaean granites of the Eastern Goldfields, Yilgarn Craton, Australia: implications for crustal growth processes. *Precambrian Research*, **83**: 109–132.
- Champion D.C. & Smithies R.H. 2001. Archaean granites of the Yilgran and Pilbara cratons, Western Australia. *Geoscience Australia*, **134**: 134–136.
- Champion D. C. & Smithies R. H. 2007. Geochemistry of Paleoarchean Granites of the East Pilbara Terrane, Pilbara Craton, Western Australia: Implications for Early Archean Crustal Growth. *Developments in Precambrian Geology*, **15**: 369-409.
- Chayes F. 1956. *Petrographic modal analysis*. New York, John Willey e Sons, 113p.
- Conceição R.V. & Green D.H. 2004. Derivation of potassic (shoshonitic) magmas by decompression melting of phlogopite+pargasite lherzolite. *Lithos*, **72**: 209–229.
- Condie K.C. & Aster R.C. 2010. Episodic zircon age spectra of orogenic granitoids: the supercontinent connection and continental growth. *Precambrian Research*, **180**: 227–236.
- Cordani U.G., Tassinari C.C.G., Teixeira W., Basei M.A.S., Kawashita K. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. *In: Actas. Ciudad de Arica: Instituto de Investigaciones Geológicas*. v. 4, 137-148.

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

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

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

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

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

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

Debon F. & Le Fort P. 1983. A Chemical-Mineralogical Classification of Common Plutonic Rocks and Associations. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, **73** (3): 135-149.

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

Dell’Angelo L. N. & Tullis J. 1988. Experimental deformation of partially melted granitic aggregates. *J. Metam. Geol*, **6**: 495-516.

Delinardo M.A.S., Monteiro L.V.S., Moreto C.P.N., Sousa S.D., Melo G.H.C. 2014. Complexo Xingu: Uma secção da crosta inferior exumada durante a evolução do Domínio Carajás, PA. *In: SBG, 47º Congresso brasileiro de geologia, Salvador. Anais*. 1 CDrom.

Delinardo M.A.S., Monteiro L.V.S., Santos T.J.S., Moreto C.P.N., Sousa S.D. 2015. Partial melting and magma generation in the Mesoarchean (ca. 3.0 Ga) TTG gneisses of the Xingu Complex, Carajás Province, Amazon Craton. *In: 8th Hutton symposium on granites and related rocks, Florianópolis. Abstracts*. 1 CDrom.

Dhuime B., Hawkesworth C., Cawood P. 2011. When continents formed. *Science*, **331**: 154–155.

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

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

DOCEGEO. 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: SBG, 35º Congresso Brasileiro de Geologia, Província Mineral de Carajás - Litoestratigrafia e principais depósitos minerais, CVRD, Belém, *Anais*, p.11-59.

Duarte K.D. 1992. *Geologia e geoquímica do granito Mata Surrão (SW de Rio Maria – Pa): um exemplo de granito “stricto sensu” Arqueano*. MS Dissertation, Programa de Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 217 p.

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

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

Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, **42** (11):2033-2048.

Frost C.D., Frost B.R., Kirkwood R., Chamberlain K.R. 2006. The tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG) to granodiorite–granite (GG) transition in the late Archean plutonic rocks of the central Wyoming Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **43** (10): 1419-1444.

Foley S., Tiepolo M., Vannucci R. 2002. Growth of early continental crust controlled by melting of amphibolite in subduction zones. *Nature*, **417**: 837–840.

Gabriel E.O., Oliveira D.C., Galarza M.A. 2010. Geologia, petrografia e geocronologia de granitoides do Complexo Xingu da região nordeste de Água Azul do Norte – PA, Província Mineral de Carajás. In: SBG, 45º Congresso brasileiro de geologia, Belém. *Anais*. 1 CDrom.

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

Gabriel, E.O., Oliveira, D.C., Santos, M.S. 2014. Sanukitoides mesoarqueanos de Água Azul do Norte, Sul do Domínio Carajás: Novos dados e perspectivas. In: SBG, 47º Congresso Brasileiro de Geologia, *Anais*, Salvador, 1 CDrom.

- Galarza M.A., Oliveira D.C., Rodrigues E.A., Santos A.N., Martins A.C., Marangoanha B. 2017. Neoproterozoic granitoids (2.73–2.74 Ga) intrusive and associated with the Pium Diopside-Norite, Canaã dos Carajás, Carajás Province (PA). *Contribuições à geologia da Amazônia*, **10**: 225–246.
- Gibbs A.K., Wirth K.R., Hirata W.K., Olszewski W.J. 1986. Age and composition of the Grão Pará Group volcanics, Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, **16** (2): 201–211.
- Glikson A.Y. & Sheraton J.W. 1972. Early Precambrian trondhjemitic suites in Western Australia and northwestern Scotland and the geochemical evolution of shields. *Earth and Planetary Science Letters*, **17**: 227–242.
- Gomes A.C.B. 2003. *Geologia, petrografia e geoquímica dos granitoides de Canaã dos Carajás, SE do estado do Pará*. MS Dissertation, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 160 p.
- Guimarães F.V. 2009. *Geologia, petrografia e geoquímica do Trondhjemitite Mogno e rochas arqueanas associadas, terreno granito-greenstone de Rio Maria – SE do Pará*. MS Dissertation, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 102 p.
- Guimarães F. V., Dall’Agnol R., Almeida J.A.C., Oliveira M.A. 2010. Caracterização geológica, petrográfica e geoquímica do Trondhjemitite Mogno e Tonalito Mariazinha, Terreno Granito-Greenstone Mesoarqueano de Rio Maria, SE do Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, **40** (2): 196–211.
- Guimarães F.V., Dall’Agnol R., Oliveira D.C., Silva A.C., Teixeira M.F.B., Santos P.A. 2012. Geologia Preliminar da Porção Leste do Subdomínio de Transição da Província Carajás – PA. In: SBG, 46º Congresso Brasileiro de Geologia, Santos-SP, *Anais*, 1 CDrom.
- Halla J., van Hunen J., Heilimo E., Hölttä P. 2009. Geochemical and numerical constraints on Neoproterozoic plate tectonics. *Precambrian Research*, **174**: 155–162.
- Halla J., Whitehouse M. J., Ahmad T., Bagai Z. 2016. Archean granitoids: an overview and significance from a tectonic perspective. *Geological Society, London, Special Publications*, **449**: 1–18.
- Hanson G.N., Goldich S.S., Arth J.G., Yardley D.H. 1971. Age of the early Precambrian rocks of the Saganaga Lake–Northern Light Lake area, Ontario–Minnesota. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **8**: 1110–1124.
- Harker A. 1965. *The natural history of igneous rocks*. New York, Macmillan, 384p.
- Hastie A.R., Fitton J.G., Bromiley G.D., Butler I.B., Odling N.W.A. 2016. The origin of Earth’s first continents and the onset of plate tectonics. *Geology*, **44** (10): 855–858.
- Hawkesworth C., Dhuime B., Pietranik A., Cawood P., Kemp A., Storey C. 2010. The generation and evolution of the continental crust. *Journal of the Geological Society*, **167**: 229–248.

- Heilimo E., Halla J., Hölttä P. 2010. Discrimination and origin of the sanukitoid series: geochemical constraints from the Neoproterozoic western Karelian Province (Finland). *Lithos*, **115**: 27 - 39.
- Hibbard M.J. 1987. Deformation of incompletely crystallised magma systems: granitic gneisses and their tectonic implications. *J. Geol.*, **95**: 543-561.
- Hibbard M. J. 1995. *Petrography to Petrogenesis*. New Jersey, Prentice-Hall, Incorporation, 587p.
- Hirata W.K.; Rigon J.C.; Kadkaru K.; Cordeiro A.A.C.; Meireles E.M. 1982. Geologia regional da Província Mineral de Carajás. In: SBG, 1º Simp. Geol. Amaz., Belém. *Anais*. p. 100-110.
- Hirth G. & Tullis J. 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *J. Struct. Geol.*, **14**: 145-149.
- Hühn S.R.B., Santos A.B.S., Amaral A.F., Ledsham E.J., Gouveia J.L., Martins L.B.P., Montalvão R.M.G., Costa V.G. 1988. O terreno granito-greenstone da região de Rio Maria - Sul do Pará. In: SBG, 35º Congr. Bras.Geol. Belém. *Anais* v.3, p. 1438-1453.
- Hühn S.B., Macambira M.J.B., Dall'Agnol R. 1999. Geologia e Geocronologia Pb-Pb do granito alcalino arqueano Planalto, Região da Serra do Rabo, Carajás – PA. In: SBG, 6º Simpósio de geologia da Amazônia, Manaus. *Anais*. v. 1, p. 463-466.
- Hunter, D.R., 1970. The Ancient gneiss complex in Swaziland. *Transactions of the Geological Society of South Africa*, **73**: 107-150.
- Hutchison C.S. (Ed.). 1974. *Laboratory handbook of petrography techniques*. London, John Wiley and Sons, 527 p.
- Janousek V., Farrow C. M., Erban V. 2003. GCDkit: new PC software for interpretation of whole-rock geochemical data from igneous rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **67**: 186. (*Abstracts of the Goldschmidt Conference, Kurashiki, Japan*).
- Jayananda M., Martin H., Peucat J-J., Mahabaleswar B. 1995. Late Archean crust-mantle interactions: geochemistry of LREE-enriched mantle derived magmas. Example of the Closepet batholith, southern India. *Contrib. Mineral.Petrol.*, **199**: 314-329.
- Jayananda M., Chardon D., Peucat J. J., Capdevila R. 2006. 2.61 Ga potassic granites and crustal reworking in the western Dharwar craton, southern India: tectonic, geochronologic and geochemical constraints. *Precambrian Research*, **150** (1-2): 1-26.
- Jiang N., Guo J., Fan W., Hu J., Zong K., Zhang S. 2016. Archean TTGs and sanukitoids from the Jiaobei terrain, North China craton: insights into crustal growth and mantle metasomatism. *Precambrian Research*, **281**: 656-672.
- Johnson T.E., Brown M., Gardiner N.J., Kirkland K.L., Smithies R.H. 2017. Earth's first stable continents did not form by subduction. *Nature*, **543**: 239-242.

- Jorge João X. S. & Araújo J. B. 1992. Magmatismo granítico sin-cisalhamento Itacaiúnas no SW do Estado do Pará. In: SBG, 37º Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo, *Resumos expandidos* v.2, p. 36-38.
- Joshi K. B., Bhattacharjee J., Rai G., Halla J., Ahmad T., Kurhila M., Heilimo E., Choudhary A. K. 2016. The diversification of granitoids and plate tectonic implications at the Archaean–Proterozoic boundary in the Bundelkhand Craton, Central India. *Geological Society, London, Special Publications*, **449** (1): 123-157.
- Kerr P. 1959. *Optical mineralogy*. 3rd ed. New York, McGraw - Hill Book Co., 492 p.
- Kretz R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American mineralogist*, **68** (1-2): 277-279.
- Lafon J.M., Rodrigues E., Duarte K.D. 1994. Le granite Mata Surrão: um magmatisme monzogranitique contemporain des associations tonalitiques trondhjemitiques-granodioritiques archéennes de la région de Rio Maria (Amazonie Orientale, Brésil). *Comptes Rendues de la Academie de Sciences de Paris*, **318** (2): 642–649.
- Lameyre J. & Bowden P. 1982. Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **14**: 169-186.
- Lafon J.M., Macambira M.J.B., Pidgeon R.T. 2000. Zircon U-Pb SHRIMP dating of Neoproterozoic magmatism in the southwestern part of the Carajás Province (eastern Amazonian Craton, Brazil). In: 31st International geological congress, Rio de Janeiro, *Abstracts*. 1 CDrom.
- Laurent O., Martin H., Moyen J.F., Doucelance R. 2014. The diversity and evolution of late-Archaean granitoids: evidence for the onset of “modern-style” plate tectonics between 3.0 and 2.5 Ga. *Lithos*, **205**: 208-235.
- Le Maitre R.W. 2002. *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. 2nd Edition, London, 193 p.
- Leite A.A.S. 1995. *Geologia e geoquímica do maciço granítico arqueano Xinguara - sudeste do Estado do Pará*. MS Dissertation, Programa de Graduação em Geologia e Geoquímica Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Belém, 209p.
- Leite A.A.S., Dall'Agnol R., Althoff F.J. 1999. Geoquímica e aspectos petrogenéticos do Granito Xinguara. Terreno Granito Greenstone de Rio Maria - Cráton Amazônico. *Rev. Bras. Geoc.*, **23**: 429-436.
- Leite A.A.S. 2001. *Geoquímica, petrogênese e evolução estrutural dos granitoides arqueanos da região de Xinguara, SE do Cráton Amazônico*. PhD Thesis, Programa de Graduação em Geologia e Geoquímica Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Belém, 330p.
- Leite A.A.S., Dall'Agnol R., Macambira M.J.B., Althoff F.J. 2004. Geologia e geocronologia dos granitoides arqueanos da região de Xinguara (PA) e suas implicações na evolução do terreno granito–greenstone de Rio Maria. *Revista Brasileira de Geociências*, **34**: 447–458.

- Leite-Santos P.J. & Oliveira D.C. 2014. Trondhjemitos da área de Nova Canadá: novas ocorrências de associações magmáticas tipo TTG no Domínio Carajás. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências Naturais*, **9** (3): 635–659.
- Leite-Santos P.J.S. & Oliveira D.C. 2016. Geologia, petrografia e geoquímica das associações leucogranítica arqueanas da área de Nova Canadá: Província Carajás. *Geologia USP. Série Científica*, **16** (2): 37–66.
- Macambira M.J.B. & Lancelot J. 1991. Em busca do embasamento arqueano da região de Rio Maria, sudeste do estado do Pará. *In: SBG, 3º Simpósio de geologia da Amazônia, Belém. Resumos Expandidos*, p. 49–58.
- Macambira M.J.B. & Lafon J.M. 1995. Geocronologia da síntese dos dados e novos desafios. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Série Ciências da Terra*, **7**: 263-288.
- Macambira M.J.B. & Lancelot J. 1996. Time constraints for the formation of the Archean Rio Maria crust, southeastern Amazonian Craton, Brazil. *International Geology Review*, **38** (12):1134-1142.
- Macambira E.M.B. & Vale A.G. 1997. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, São Félix do Xingu: folha SB.22-Y-B - estado do Pará*. CPRM, Brasília. 344 p.
- Machado N., Lindenmayer Z., Krogh T.E., Lindenmayer D. 1991. U/Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás Área, Amazon Shield, Brazil. *Precambrian Research*, **49** (3-4): 329-354.
- Machado J.R.M. 2018. *Geologia e geoquímica dos granitoides arqueanos da área de Bannach (PA): uma reavaliação das áreas de ocorrência do trondhjemitito Mogno e granodiorito Rio Maria*. MS Dissertation, Programa de Graduação em Geologia e Geoquímica Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Belém, 93 p.
- Mackenzie W.S., Donaldson C.H., Guilford C. 1982. *Atlas de igneous rocks and their textures*. Harlow Essex, England, Longman Group Ltda, 148p.
- Marangoanha B. 2018. *Petrologia e evolução crustal da porção central do Domínio Canaã dos Carajás, Província Carajás*. PhD Thesis, Programa de Graduação em Geologia e Geoquímica Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Belém, 223 p.
- Marangoanha B., Oliveira D.C., Oliveira V.E.S., Galarza M.A., Lamarão C.N. 2019. Neoproterozoic A-Type Granitoids from Carajás Province (Brazil): new insights from geochemistry, geochronology and microstructural analysis. *Precambrian Research*, **324**: 86-108.
- Martin H. 1987. Petrogenesis of Archean trondhjemitites, tonalites, and granodiorites from eastern Finland: major and trace element geochemistry. *J. Petrol.*, **28**: 921–953.
- Martin H. 1994. The Archean grey gneisses and the genesis of the continental crust. *In: Condie, K.C. (ed), The Archean Crustal Evolution, Developments in Precambrian Geology*. Elsevier, Amsterdam, pp. 205– 259.
- Martin H. & Moyon J.-F. 2002. Secular changes in TTG composition as markers of the progressive cooling of the Earth. *Geology*, **30**: 319–322.

- Martin H., Smithies R. H., Rapp R., Moyen J.F., Champion D. 2005. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam. *Lithos*, **79**: 1-24.
- Martin H., Moyen J., Rapp R. 2009. The sanukitoid series: Magmatism at the Archaean–Proterozoic transition. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, **100** (1-2): 15-33.
- Martin H., Moyen J.F., Guitreau M., Blichert-Toft J., Le Pennec J.-L. 2014. Why Archaean TTG cannot be generated by MORB melting in subduction zones. *Lithos*, **198**: 1–13.
- Martins P.L.G., Toledo, C.L.B., Silva A.M., Chemale Jr, F., Santos J.O.S., Assis L.M. 2017. Neoproterozoic magmatism in the southeastern Amazonian Craton, Brazil: Petrography, geochemistry and tectonic significance of basalts from the Carajás Basin. *Precambrian Research*, **302**: 340-357.
- McDonough W.F. & Sun S.S. 1995. Composition of the Earth. *Chemical Geology*, **120** (3-4): 223-253.
- McLennan S.M. & Taylor S.R. 1982. Geochemical constraints on the growth of the continental crust. *J. Geol.*, **90**: 342–361.
- Medeiros H. & Dall’Agnol R. 1988. Petrologia da porção leste do batólito Granodiorítico Rio Maria, sudeste do Pará. In: SBG, 35º Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, *Anais*, 3:1488-1499.
- Melo G.H.C., Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Santiago E.B.S. 2014. Geocronologia U–Pb e uma nova perspectiva sobre a evolução do depósito IOCG de classe mundial Salobo, Província Carajás, Brasil. In: SBG, 47º Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, *Anais* 1 CDrom.
- Mohan, M. R., Singh S. P., Santosh M., Siddiqui M. A., Balaram V. 2012. TTG suite from the Bundelkhand Craton, Central India: Geochemistry, petrogenesis and implications for Archean crustal evolution. *Journal of Asian Earth Sciences*, **58**: 38 –50.
- Mondal M.E.A., Hussain M.F., Ahmad T. 2019. Archaean granitoids of Bastar craton, Central India. *Geological Society, London, Special Publications*, **489**, SP489-2019.
- Moreto C.P.N., Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Amaral W.S., Santos T.J.S., Juliani C., Souza Filho C.R. 2011. Mesoarchean (3.0 and 2.86 Ga) host rocks of the iron oxide–Cu–Au Bacaba deposit, Carajás Mineral Province: U–Pb geochronology and metallogenetic implications. *Mineralium Deposita*, **46**: 789–811.
- Moyen J.F., Martin H., Jayananda M. 2001. Multi-element geochemical modelling of crust–mantle interactions during late-Archaean crustal growth: the Closepet granite (South India). *Precambrian Research*, **112**: 87-105.
- Moyen J.F., Martin H., Jayananda M., Auvray B. 2003: Late Archaean granites: a typology based on the Dharwar Craton (India). *Precambrian Research*, **127** (1-3): 103-123.

- Moyen J.F. 2011. The composite Archaean grey gneisses: petrological significance, and evidence for a non-unique tectonic setting for Archaean crustal growth. *Lithos*, **123**: 21–36.
- Moyen J.F. & Martin H. 2012. Forty years of TTG research. *Lithos*, **148**: 312–336.
- Moyen J.F. & Laurent O. 2018. Archaean tectonic systems: a view from igneous rocks. *Lithos*, **302**: 99–125.
- Nédélec A. & Bouchez J.L. 2015. *Granites: Petrology, Structure, Geological Setting, and Metallogeny*. New York, Oxford University Press, 352 p.
- Nockolds S.R. & Aleen R. 1953. The geochemistry of some igneous rock series, Part I. *Geochem. Cosmochim. Acta*, **4**:105-142.
- O'Connor J.T. 1965. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. *US Geological Survey Professional Papers*, **525** (B):79-84.
- Oliveira D.C., Dall'Agnol R., Silva J.B.C., Almeida J.A.C. 2008. Gravimetric, radiometric, and magnetic susceptibility study of the Paleoproterozoic Redenção and Bannach plutons: implications for architecture and zoning of A-type granites. *Journal South American Earth Science*, **25**: 100 e 115.
- Oliveira M.A., Dall'Agnol R., Althoff F.J., Leite A.A.S. 2009. Mesoarchean sanukitoid rocks of the Rio Maria Granite–Greenstone Terrane, Amazonian craton, Brazil. *Journal South American Earth Science*, **27**: 146–160.
- Oliveira M.A., Dall'Agnol R., Scaillet B. 2010. Petrological constraints on crystallization conditions of MesoArchean Sanukitoid Rocks, southeastern Amazonian craton, Brazil. *Journal of Petrology*, **51**: 2121–2148.
- Oliveira D.C., Santos P.J.L., Gabriel E.O., Rodrigues D.S., Faresin A.C., Silva M.L.T., Sousa S.D., Santos R.V., Silva A.C., Souza M.C., Santos R.D., Macambira M.J.B. 2010. Aspectos geológicos e geocronológicos das rochas magmáticas e metamórficas da região entre os municípios de Água Azul do Norte e Canaã dos Carajás – Província Mineral de Carajás. In: SBG, 45º Congresso brasileiro de geologia, Belém. *Resumos*. 1 CDrom.
- Oliveira V.E.S., Oliveira D.C., Marangoanha B., Lamarão C.N. 2018. Geology, mineralogy and petrological affinities of the Neorarchean granitoids from the central portion of the Canaã dos Carajás domain, Amazonian craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **85**: 135–159.
- Passchier C. W. & Simpson C. 1986. Porphyroclast systems as kinematic indicators. *J. Struct. Geol.*, **8**: 831-844.
- Patiño Douce A. E. & Beard J. S. 1995. Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar. *Journal of Petrology*, **36** (3): 707-738.
- Passchier C.W. & Trouw R.A.J. 1996. *Microtectonics*. Berlin, Springer-Verlag. 289p.
- Passchier C.W. & Trouw R.A.J. 2005. *Microtectonics*, second ed. Springer-Verlag, Germany, p. 366.

- Paterson S.R., Vernon R.H., Tobisch O.T. 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *J. Struct. Geol.*, **11**: 349-364.
- Patiño Douce A.E. 2005. Vapor-absent melting of tonalite at 15–32 kbar. *Journal of Petrology*, **46**: 275–290.
- Peccerillo A. & Taylor S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastamoru area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **58**: 63-81.
- Peng P., Qin Z., Sun F., Zhou X., Guo J., Zhai M., & Ernst R. E. 2019. Nature of charnockite and Closepet granite in the Dharwar Craton: Implications for the architecture of the Archean crust. *Precambrian Research*, **334**, 105478.
- Pidgeon R.T., Macambira M.J.B., Lafon J.M. 2000. Th-U-Pb isotopic systems and internal structures of complex zircons from an enderbite from the Pium Complex, Carajás Province, Brazil: evidence for the ages of granulites facies metamorphism and the protolith of the enderbite. *Chemical Geology*, **166**:159-171.
- Pimentel M.M. & Machado N. 1994. Geocronologia U-Pb do Terrenos Granito-Greenstone de Rio Maria, Pará. In: SBG, 38° Congresso brasileiro de geologia, Camboriú. *Resumos Expandidos*. p. 390–391.
- Pinheiro R.V.L. & Holdsworth R.E. 2000. Evolução tectonoestratigráfica dos Sistemas Transcorrentes Carajás e Cinzento, Cinturão Itacaiúnas, na borda leste do Cráton Amazônico, Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, **30** (4): 597–606.
- Polat A. 2012. Growth of Archean continental crust in oceanic island arcs. *Geology*, **40**: 383–384.
- Ragland P.C. 1989. *Basic analytical Petrology*. New York, Oxford University Press.
- Rapp R.P., Shimizu N., Norman M.D. 2003. Growth of early continental crust by partial melting of eclogite. *Nature*, **425**: 605–609.
- Ricci P.S.F. & Carvalho M.A. 2006. Rocks of the Pium-Area, Carajás Block, Brazil – A Deepseated High-T Gabbroic Pluton (Charnockitoid-Like) with Xenoliths of Enderbitic Gneisses Dated at 3002 Ma – The Basement Problem Revisited. In: SBG, 8° Simpósio de geologia da Amazônia, Manaus. *Anais*. 1 CDrom.
- Rodrigues D.S., Oliveira D.C., Macambira, M.J.B. 2014. Geologia, geoquímica e geocronologia do Granito Mesoarqueano Boa Sorte, município de Água Azul do Norte, Pará – Província Carajás. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências Naturais*, **9** (3):597- 633.
- Rolando A.P & Macambira M.J.B. 2003. Archean crust formation in Inajá range area, SSE of Amazonian Craton, Brazil, based on zircon ages and Nd isotopes. In: 4° South American Symposium on Isotope Geology, *Expanded Abstracts*, Salvador, 1 CDrom.
- Rollinson H. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Zimbabwe, p.1-344.

Ronaib C.P.S. & Oliveira D.C. 2013. Geologia, petrografia e geoquímica das associações TTG e leucogranodioritos do extremo norte do Domínio Rio Maria, Província Carajás. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências Naturais*, **8** (3): 383-415.

Rutter E.H. & Neumann D.H.J. 1995. Experimental deformation of partially molten Westerly granite under fluid-absent conditions with applications for the extraction of granitic magmas. *J. Geophys. Res.*, **100** (B8): 15697–15715.

Santos J.O.S., Hartmann 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 and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, **3**: 453-488.

Santos J.O.S. 2003. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central. In: Bizzi, L.A. et al. (Ed.). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG*. Brasília, CPRM – Serviço Geológico do Brasil, p. 169–226.

Santos J.O.S., Hartmann L.A., Faria M.D., Riker S.R., Souza M.D., Almeida M.E., McNaughton N.J. 2006. A compartimentação do Cráton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000-2006. In: SBG, 9º Simpósio de geologia da Amazônia, Belém. *Resumos expandidos*. p. 156-159.

Santos P.J.L., Oliveira D.C., Galarza M.A., Macambira M.J.B. 2010. Geologia, petrografia e geocronologia das rochas granitoides do Complexo Xingu da região de Nova Canadá, município de Água Azul do Norte – Província mineral de Carajás. In: SBG, 45º Congresso brasileiro de geologia, Belém. *Anais*. 1 CDrom.

Santos P.J.L. & Oliveira D.C. 2012. Geologia, Petrografia e Geoquímica das Associações Granodioríticas-Graníticas de Nova Canadá, Subdomínio de Transição, Província Carajás, In: SBG, 46º Congresso Brasileiro de Geologia, Santos-SP, 1 CDrom.

Santos M.J.P., Lamarão C.N., Lima P.H.A., Galarza M.A., Mesquita J.C.L. 2013. Granitoides arqueanos da região de Água Azul do Norte, Província Carajás, sudeste do estado do Pará: petrografia, geoquímica e geocronologia. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências Naturais*, **8** (3): 325-354.

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

Santos, P.A., Teixeira M.F.B., Dall'Agnol R., Guimarães F.V. 2013b. Geologia, petrografia e geoquímica da associação Tonalito-Trondhjemito-Granodiorito (TTG) do extremo leste do subdomínio de transição, Província Carajás - Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, **8**: 257–290.

Santos M.N.S. & Oliveira D.C. 2016. Rio Maria granodiorite and associated rocks of Ourilândia do Norte - Carajás province: Petrography, geochemistry and implications for sanukitoid petrogenesis. *J. S. Am. Earth Sci.*, **72**: 279 - 301.

Sardinha A.S., Dall'Agnol R., Gomes A.C.B., Macambira M.J.B., Galarza M.A. 2004. Geocronologia Pb-Pb e U-Pb em zircão de granitoides arqueanos da região de Canaã dos Carajás, Província Mineral de Carajás. In: SBG, 42º Congresso brasileiro de geologia, Araxá. *Anais*, 1 CDrom.

Sheraton J.W. 1970. The origin of the Lewisian gneisses of Northwest Scotland, with particular reference to the Drumbeg area, Sutherland. *Earth and Planetary Science Letters*, **8**: 301–310.

Shirey S.B. & Hanson G.N. 1984. Mantle-derived Archaean monzodiorites and trachyandesites. *Nature*, **310**: 222–224.

Silva G.G., Lima M.I.C., Andrade A.R.F., Issler R.S., Guimarães G. 1974. Folha SB-22 Araguaia e parte da SC-22 Tocantins. Geologia. In: BRASIL-MME. Projeto RADAM BRASIL. *Folhas SC-22 Tocantins. Geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra*. DNPM, Rio de Janeiro, v. 4, p. 1-143.

Silva A.C., Oliveira D.C., Macambira M.J.B. 2010. Individualização e geocronologia de granitoides do Complexo Xingu, região de Vila Jussara, Município de Água Azul do Norte-PA, Província Mineral de Carajás. In: SBG, 45º Congresso Brasileiro de Geologia, *Anais*, Belém, 1 CDrom.

Silva M.L.T., Oliveira D.C., Macambira M.J.B. 2010. Geologia, petrografia e geocronologia do magmatismo de alto K da região de vila Jussara, Água Azul do Norte — Província Mineral de Carajás. In: SBG, 45º Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, *Anais*, 1 CDrom.

Silva A.C. 2013. *Geologia, petrografia e geoquímica dos granitoides arqueanos da área de Vila Jussara, Província Carajás*. MS Dissertation, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 115p.

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

Silva F.F., Oliveira D.C., Antonio P.Y.J., D’Agrella M.S.F, Lamarão C.N. 2016 Bimodal magmatism of the Tucumã area, Carajás province: U-Pb geochronology, classification and processes. *Journal of South American Earth Sciences*, **72**: 2016, 95-114.

Silva L.R., Oliveira D.C., Santos M.N.S. 2018. Diversity, origin and tectonic significance of the Mesoarchean granitoids of Ourilândia do Norte, Carajás province (Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, **82**: 33-61.

Sizova E., Gerya T., Stüwe K., Brown M. 2015. Generation of felsic crust in the Archean: a geodynamic modeling perspective. *Precambrian Research*, **271**: 198–224.

Skjerlie K. P. & Johnston A. D. 1996. Vapour-absent melting from 10 to 20 kbar of crustal rocks that contain multiple hydrous phases: implications for anatexis in the deep to very deep continental crust and active continental margins. *Journal of Petrology*, **37** (3): 661-691.

Smithies R.H., Champion D.C., Van Kranendonk M.J. 2009. Formation of Pale-archean continental crust through infracrustal melting of enriched basalt. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **281**: 298–306.

Souza Z.S., Dall'Agnol R., Althoff F.J., Leite A.A.S., Barros C.E.M. 1996. Carajás Mineral Province: geological, geochronological and tectonic contrasts on the Archean evolution of the Rio Maria granite – greenstone terranes and the Carajás Block. *In: SBG, Symposium Archean terranes of the South American Platform, Brasília. Extended Abstracts.* p. 31–32.

Souza Z.S., Potrel H., Lafon J.M., Althoff F.J., Pimentel M.M., Dall'Agnol R., Oliveira C.G. 2001. Nd, Pb and Sr isotopes of the Identidade Belt, an Archean greenstone belt of the Rio Maria region (Carajas Province, Brazil): implications for the Archean geodynamic evolution of the Amazonian Craton. *Precambrian Research*, **109**: 293–315.

Souza M.C., Oliveira D.C., Macambira M.J.B., Galarza M.A. 2010. Geologia, Petrografia e Geocronologia do granito de alto K da região de Velha Canadá, município de Água Azul do Norte – Província Mineral de Carajás. *In: SBG, 45º Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, Anais*, 1 CDrom.

Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 2004. Evolução tectônica do Cráton Amazônico. *In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito Neves B.B. (Ed.). Geologia do continente Sul Americano: evolução da obra de F. F. M. de Almeida.* São Paulo, BECA, p. 471–486.

Tavares F. M., Trouw R. A. J., da Silva C. M. G., Justo A. P., Oliveira J. K. M. 2018. The multistage tectonic evolution of the northeastern Carajás Province, Amazonian Craton, Brazil: Revealing complex structural patterns. *Journal of South American Earth Sciences*, **88**: 238–252.

Taylor S.R. & McLennan, S.M. 1995. The geochemical evolution of the continental crust. *Reviews of Geophysics*, **33**: 241–265.

Teixeira, M.F.B., Dall'Agnol, R., Silva, A.C., Santos, P.A. 2013. Geologia, petrografia e geoquímica do Leucogranodiorito Pantanal e dos leucogranitos arqueanos da área a norte de Sapucaia, Província Carajás, Pará: implicações petrogenéticas. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências Naturais* **8** (3): 291-323.

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

Trouw R.A.J., Passchier C.W., Wiersma D.J. 2010. *Atlas of Mylonites- and related microstructures.* Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg.

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

Vernon R.H. 2004. *A practical guide to rock microstructures.* Cambridge University Press, p. 594.

Watkins J.M., Clemens J.D., Treloar P.J. 2007. Archaean TTGs as sources of younger granitic magmas: melting of sodic metatonalites at 0.6–1.2 GPa. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **154**: 91–110.