



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 460

**GRANODIORITO RIO MARIA E ROCHAS ASSOCIADAS DE
OURILÂNDIA DO NORTE – PROVÍNCIA CARAJÁS: GEOLOGIA E
AFINIDADES PETROLÓGICAS**

Dissertação apresentada por:

MARIA NATTÂNIA SAMPAIO DOS SANTOS

Orientador: Prof. Davis Carvalho de Oliveira (UFPA)

**BELÉM
2015**

Dados Internacionais de Catalogação de Publicação (CIP)
Biblioteca do Instituto de Geociências/SIBI/UFPA

Santos, Maria Nattânia Sampaio dos, 1990-
Granodiorito Rio Maria e rochas associadas de Ourilândia do
Norte – Província Carajás: geologia e afinidades petrológicas /
Maria Nattânia Sampaio dos Santos. – 2015.

xiii, 68 f. : il. ; 30 cm

Inclui bibliografias

Orientador: Davis Carvalho de Oliveira

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Pará,
Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia
e Geoquímica, Belém, 2015.

1. Geologia estratigráfica – Arqueano (PA). 2. Geoquímica –
Carajás, Serra dos (PA). I. Título.

CDD 22. ed. 551.712098115



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


**GRANODIORITO RIO MARIA E ROCHAS ASSOCIADAS DE
OURILÂNDIA DO NORTE – PROVÍNCIA CARAJÁS:
GEOLOGIA E AFINIDADES PETROLÓGICAS**

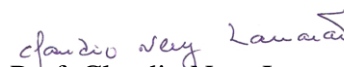
**DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR
MARIA NATTÂNIA SAMPAIO DOS SANTOS**

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

Data de Aprovação: 22 / 07 / 2015

Banca Examinadora:


Prof. Davis Carvalho de Oliveira
(Orientador-UFPA)


Prof. Claudio Nery Lamarão
(Membro-UFPA)


Prof. Elson Paiva de Oliveira
(Membro-UNICAMP)

AGRADECIMENTOS

As pessoas e instituições, às quais quero expressar meus sinceros agradecimentos são:

À Deus pela providência ao longo desta etapa;

À minha família, em especial à minha mãe e ao meu pai que sempre me incentivaram e apoiaram as minhas decisões;

Ao meu orientador Professor Davis Carvalho de Oliveira pela oportunidade de realizar este trabalho e pelos ensinamentos transmitidos durante a minha vida acadêmica;

Ao CNPq (2013-2015), pela concessão de bolsa de mestrado;

Aos projetos de pesquisa Vale/FAPESPA, FAPESPA/UNIVERSAL (01/2010), GEOCIAM Process nº 573733/2008-2) pelo apoio financeiro nas diversas etapas deste trabalho;

À Universidade Federal do Pará, pela infraestrutura disponibilizada do Instituto de Geociências (IG), aos professores, pelo conhecimento transmitido e os funcionários pela dedicação e atenção (Joelma e Vilma);

À Faculdade de Geologia da UNIFFESPA e aos meus colegas de trabalho que fizeram parte do grupo de mapeamento: Bhrenno Marangoanha, Bruno Facundo, Davis Oliveira, Eleilson Gabriel, Jean Machado, Luciano Ribeiro, Michel Costa, Pablo Leite, Paulo e Rogério Bordalo, pelo apoio durante a etapa de campo, além daqueles que contribuíram com informações e discussões úteis para o avanço do mesmo (Fernando Fernandes, Raquel Souza e Rodrigo Santos);

A todos àqueles que de maneira direta ou indireta contribuíram de alguma maneira para o desenvolvimento deste trabalho aqui deixo o meu MUITO OBRIGADO!

RESUMO

Os granitoides de afinidade sanukitoide da área de Ourilândia do Norte são correlacionados à Suíte mesoarqueana de Rio Maria e ocorrem no extremo norte do Domínio Rio Maria, próximo ao limite com o Domínio meso- a neoarqueno de Carajás. Estes são formados por três grupos principais de rochas: (quartzo) dioritos, quartzo-monzodioritos e granodioritos, com ocorrências subordinadas de tonalitos e monzogranitos. Nestes, a hornblenda e a biotita são as principais fases ferromagnesianas, tendo ainda epidoto como importante fase varietal. Tais granitoides exibem frequentemente *enclaves* máficos com feições de *mingling* com a rocha hospedeira. Ocorrem ainda, pequenos corpos intrusivos de composição monzogranítica contendo clinopiroxênio e que não apresentam afinidades geoquímicas com os granitoides de alto-Mg. Ao contrário do que se observam nas rochas do Granodiorito Rio Maria de sua área tipo, aquelas de Ourilândia do Norte apresentam-se afetadas por processos deformacionais, ligados à instalação das extensas zonas de cisalhamento do Cinturão Itacaiúnas. A atuação destas zonas resulta no desenvolvimento de uma foliação penetrativa e microestruturas sob três regimes de recristalização dinâmica: (i) recristalização por *bulging* (300-400°C, baixas temperaturas) caracterizada pelo desenvolvimento de *bulges* e grãos recristalizados nos limites entre grãos ou subordinadamente em microfissuras; (ii) recristalização por rotação de subgrãos (<500°C, temperaturas intermediárias) observadas a partir da extinção ondulante irregular, germinações afinadas, deformação lamelar, dobramentos, *kinks* e estruturas núcleo-manto; (iii) recristalização por migração de limite de grão (<600°C, alta temperatura) que ocorre apenas nas rochas cisalhadas e mostram altas proporções de grãos recristalizados com limites de grão, formas e tamanhos irregulares. A maioria destes granitoides pertence à série cálcio-alcalina de médio a alto potássio, são magnesianos e metaluminosos, similar àqueles identificados nas típicas séries sanukitoides. Apresentam *trends* não colineares a partir das rochas (quartzo) dioríticas em direção aquelas de composição granodiorítica que mostram claramente o fracionamento de anfibólio, clinopiroxênio e subordinadamente biotita e plagioclásio. Nota-se a partir disto, uma correlação negativa nos conteúdos de elementos compatíveis (CaO, Fe₂O₃^t, MgO, TiO₂, Zr, Ni, Cr e #Mg) e um comportamento inverso para os elementos incompatíveis (Ba, Sr) e as razões Rb/Sr e Sr/Ba. O padrão ETR dos granodioritos exibe uma discreta ou ausente anomalia negativa de Eu (Eu/Eu* = 0,76-0,97) e moderadas razões (La/Yb)_N caracterizadas pelo enriquecimento de ETRL em relação aos ETRP. O padrão côncavo destes últimos sugere para a formação dessas rochas, a participação de um líquido onde a granada e/ou piroxênio foram fases fracionantes para sua geração. Dife-

rentemente destes, os tonalitos não são empobrecidos em ETRP, e não possuem anomalia de Eu ($Eu/Eu^* \approx 0,95$), configurando padrões mais horizontalizados. Os *enclaves*, as rochas (quartzo) dioríticas e os quartzo-monzodioríticas apresentam anomalias negativas à positivas de Eu ($Eu/Eu^* = 0,56-1,71$) e baixa razão $(La/Yb)_N$, com padrão horizontalizado, similar ao observado nas rochas intermediárias da Suíte Rio Maria (área tipo). Os monzogranitos contendo clinopiroxênio, por sua vez, mostram caráter ferroso e afinidades com a série toleítica. Seguem *trends* levemente distintos dos demais granitoides, possuem anomalia negativa de Eu ($Eu/Eu^* = 0,63-0,98$) e razões $(La/Yb)_N$ levemente fracionadas.

As anomalias positivas de Sr, presentes somente nos *enclaves* e (quartzo) dioritos, são ocasionadas provavelmente através da contaminação do manto, ao passo que as moderadas anomalias negativas de Nb-Ta-Ti estão relacionadas ao fracionamento de anfibólio ou óxido de Fe e Ti. A existência destas anomalias associadas às altas razões $(La/Yb)_N$ e Y/Nb sugerem que estas rochas foram geradas em uma zona de subducção a partir de uma fonte mantélica empobrecida e contaminada por fluidos (voláteis) ou *melt* (magma). A análise da natureza do agente metassomático demonstra que as rochas menos evoluídas teriam sido contaminadas por fluidos, enquanto os granodioritos e afins seriam por *melt* de composição similar aos TTGs. A atuação diferenciada desses agentes implica em diferentes condições de pressão e temperatura ou até mesmo fontes distintas para geração dessas rochas. Com base nos diferentes conteúdos e razões de ETR dessas rochas, e considerando os dados petrológicos experimentais obtidos para as rochas da Suíte Rio Maria de sua área tipo, estima-se que os *enclaves*, (quartzo) dioritos e os monzogranitos contendo clinopiroxênio teriam sido gerados em baixas pressões ($La/Yb < 1,0$ GPa) e profundidades ($< 33,6$ Km), com pouca ou nenhuma granada residual, ao passo que os demais granitoide seriam gerados em condições geotérmica maiores ($La/Yb = 1,0-1,5$ GPa; $33,6-50,5$ Km) e, portanto, apresentaria proporções variadas de granada residual. Além disso, estes granitoides teriam iniciado sua cristalização em profundidades entre $30,3-20,2$ Km e finalizado entre $10,1-6,7$ Km. Apesar dos sanukitoides de Ourilândia do Norte mostrar afinidades com os adakitos de alta-sílica e os sanukitoides de baixo-TiO₂, sugerindo uma origem através do processo de um único estágio - hibridização direta do manto com o *melt* de composição TTG -, o modelo fornecido para os sanukitoides de Rio Maria e Karelian demonstraram que eles teriam sido produzidos pelo processo de dois estágios - fusão de um manto peridotítico metassomatizado.

Palavras-chave: Arqueano. Sanukitoide. Geoquímica. Carajás.

ABSTRACT

The granitoids of sanukitoid affinity of the Ourilândia do Norte area, located near the Rio Maria-Carajás domain boundary, are associated with Rio Maria sanukitoid suite from the Mesoarchean age. In this area dioritic, quartz-monzodioritic, tonalitic and granodioritic rocks with variable proportions of amphibole and biotite were described. Contrary to what is observed in the sanukitoid rocks of the Rio Maria area, those of Ourilândia do Norte are constantly affected by deformational processes, relating to the installation of the Itacaiúnas Shear Zones. They exhibit pervasive foliation and microstructures developed under three dynamic recrystallization regimes: (1) Bulging recrystallization (300-400°C); (2) Subgrain rotation recrystallization (<500°C); (3) Grain boundary migration recrystallization (<600°C). Granitoids with sanukitoid affinities are magnesian and metaluminous and belong to medium to high potassium calc-alkaline series. They display non-collinear trends from (quartz) diorite toward granodiorite and exhibit a negative correlation for compatible elements (CaO, Fe₂O₃^t, MgO, TiO₂, Zr, Ni, Cr and #Mg) and inverse behavior for incompatible ones (Ba, Sr), as well as Rb/Sr and Sr/Ba ratios. Moreover, they show amphibole, clinopyroxene and subordinate biotite and plagioclase fractionation. The clinopyroxene-bearing monzogranite shows trends parallel to those of sanukitoids and has a lower Sr/Ba ratio and #Mg content, due to its ferrous character, and probably does not belong to the sanukitoid series. The REE pattern of granodiorite shows a slight or absent Eu anomaly (Eu/Eu* = 0.76-0.97) and moderate (La/Yb)_N ratio, indicating garnet, amphibole or pyroxene fractionation. Tonalites are less depleted in HREE and have little Eu anomaly (Eu/Eu* = ~0.95). Enclaves, (quartz) diorite and quartz-monzodiorite exhibit negative to positive Eu anomalies (Eu/Eu* = 0.56-1.71) and a low (La/Yb)_N ratio, whose horizontal pattern is similar to that of intermediate rocks from the Rio Maria area. Clinopyroxene-bearing monzogranite shows affinities for the tholeiitic series, following slightly different trends from granitoids, with a negative Eu anomaly (Eu/Eu* = 0.63-0.98) and (La/Yb)_N slightly fractionated ratios. Negative Nb-Ta-Ti anomalies, associated with high (La/Yb)_N and Y/Nb ratios suggest that these rocks were generated in a subduction zone from a depleted source mantle which was contaminated by fluids or melt. Analysis of the metassomatic agent nature revealed that less evolved rocks were contaminated by fluids, while granodiorites and related rocks were contaminated by melt, whose composition is similar to that of tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG). Enclaves, (quartz) diorite and clinopyroxene-bearing monzogranite were produced by relatively low pressures (La/Yb < 1.0 GPa) and depths (< 33.6 Km), with little or no residual garnet, while the other granitoids could

have been generated under superior geothermal conditions (La/Yb=1.0-1.5 GPa; 33.6-50.5 Km) with variable proportions of residual garnet. Furthermore, these granitoids started to crystallize at depths between 30.3 and 20.2 Km and ended between 10.1 and 6.7 Km. Ourilândia do Norte sanukitoid rocks and the other analogous intrusions of the Carajás Province show geochemical and petrogenetic affinities with high-SiO₂ adakites and low-TiO₂ sanukitoids. They may have originated through a one-stage process, by direct hybridization between the mantle and TTG-melt. Nevertheless, the modeling performed on Rio Maria and Karelian sanukitoids indicates that they were produced by a two-stage process, from melt-metasomatized peridotite remelting.

Keywords: Archean. Sanukitoid. Geochemistry. Carajás.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

CAPÍTULO 1

Figura 1.1 - Mapa de localização da área de estudo	2
Figura 1.2 - a) Províncias Geocronológicas do Cráton Amazônico; b) Mapa geológico simplificado da Província Carajás e localização da área de estudo.....	5

CAPÍTULO 2

Figure 1- (a) Geochronological provinces of the Amazonian Craton; (b) Geological map of the Carajás Province and location of the studied area.....	21
Figure 2- Geological map of the Ourilândia do Norte area.....	23
Figure 3- Textural aspects of the granodiorites and associated rocks.....	24
Figure 4- QAP and Q-(A+ P)-M plots for the Rio Maria Granodiorite and associated rocks..	26
Figure 5- Amphibole versus biotite content.....	26
Figure 6- Microtextural aspects of sanukitoids	30
Figure 7- Deformational and microstructural aspects.....	31
Figure 8- Geochemical plots showing the distribution of the samples of the granitoids from Ourilândia do Norte, sanukitoids suite from Karelian Province, Carajás Province, Garantã suite and TTG from Rio Maria Domain.....	36
Figure 9- Geochemical plots showing the distribution of the samples of the granitoids from Ourilândia do Norte and rocks compared.....	37
Figura 10- Harker plots ($\text{SiO}_2 > 55\%$) for selected major and trace elements and elemental ratios for the granitoids from Ourilândia do Norte and fields for comparable rock suites	38
Figure 11- Harker plots ($\text{SiO}_2 > 55\%$) for selected trace elements and elemental ratios for the granitoids from Ourilândia do Norte and rocks compared.....	39
Figure 12- Chondrite-normalized REE patterns.....	41
Figure 13- Discriminant diagrams for source rocks.....	44
Figure 14- Nature of the metasomatic agents.....	48

LISTA DE TABELAS**CAPÍTULO 2**

Table 1- Modal composition of the Rio Maria Granodiorite and associated rocks (Ourilândia do Norte area).....	27
Table 2- Chemical composition of the Rio Maria Granodiorite and associated rocks of the Ourilândia do Norte area.....	32
Table 3- Geochemical characteristics of the Sanukitoids, TTG and Garantã suite.....	43
Table 4- Comparison of data from adakites, TiO ₂ -sanukitoides Ourilândia do Norte rocks.....	47

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
RESUMO	vi
ABSTRACT	viii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	x
LISTA DE TABELAS	xi
CAPÍTULO 1	1
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO E JUSTIFICATIVA	1
1.2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	3
1.2.1 Domínio Rio Maria	4
1.2.2 Domínio Sapucaia	7
1.2.3 Domínio Canaã dos Carajás	10
1.2.4 Bacia Carajás	13
1.3 OBJETIVOS	15
1.4 MATERIAIS E MÉTODOS	16
1.4.1 Pesquisa Bibliográfica	16
1.4.2 Mapeamento Geológico	16
1.4.3 Petrografia e análise microestrutural	16
1.4.4 Geoquímica	17
CAPÍTULO 2	18
1 Introduction	19
2 Geological background	19
2.1 Sanukitoid intrusions in the Carajás Province, Brazil	20
2.1.1 Geology and field relationships in the Ourilândia do Norte area	22
3 Petrography	23
3.1 Modal composition and classification	23
3.2 Textural Analysis and Deformation Effects	25
4 Geochemistry	29
4.1 Classification and magmatic series.....	29
4.2 Major and trace elements.....	35
4.3 Rare earth elements and multi-elements pattern.....	40
5 Discussion	40

5.1 Comparison between the Sanukitoids and Archean-Granitoids	40
5.2 Discriminant diagrams for source rocks	42
5.3 Geothermal conditions of melting, crystallization and emplacement.....	43
5.4 Microstructural considerations.....	45
5.5 Nature of the metasomatic agent and petrological significance	46
6 Conclusions	47
Acknowledgements	49
References	49
Appendix A. Analytical procedures	56
CAPÍTULO 3	57
3 CONCLUSÕES FINAIS	57
REFERÊNCIAS	59

CAPÍTULO 1

1 INTRODUÇÃO

1.1. APRESENTAÇÃO E JUSTIFICATIVA

A área de estudo localiza-se na região de Ourilândia do Norte (Figura 1.1), no extremo norte do Domínio Rio Maria (DRM), porção noroeste da Província Carajás. Os primeiros trabalhos desenvolvidos nesta região permitiram a individualização das rochas do Complexo Xingu, do Granodiorito Rio Maria, dos granitos da Suíte Plaquê, além de ocorrências localizadas de granitoides intrusivos indiferenciados, das sequências supracrustais do Grupo Sapucaia e dos corpos máfico-ultramáficos da Suíte Intrusiva Cateté (Macambira, 1997; Avelar et al., 1999, 2002; Vasquez et al., 2008). Mais recentemente, Santos et al. (2013), com o objetivo de caracterizar as rochas encaixantes do Granito paleoproterozoico Seringa, em especial daquelas que ocorrem entre as cidades de Água Azul do Norte e Ourilândia do Norte, identificaram na área de ocorrência do Granodiorito Rio Maria, associações trondhjêmica e leucogranodioritos-granitos de afinidade cálcio-alcálica, todos de idade mesoarqueana (2,87 Ga). Contudo, não foram delimitadas suas áreas de ocorrência, suas relações de contato e variações faciológicas. No que diz respeito às rochas do Granodiorito Rio Maria, além de tais aspectos, ainda não se tem registro de ocorrências de rochas menos evoluídas e de caráter intermediário (quarto-dioritos), ou até mesmo daquelas originadas a partir de processos cumuláticos (rochas acamadadas), que ocasionalmente são encontradas na região de Rio Maria (área tipo) e que foram discutidas por Oliveira et al. (2009). Entende-se a partir disso, que os dados até então obtidos para as rochas do Granodiorito Rio Maria da área de Ourilândia do Norte, são escassos e não permitem realizar uma discussão mais profunda sobre suas origens, assim como determinar suas afinidades petrológicas, como realizado em ocorrências análogas da Província Carajás e de outros crátons.

Com base no exposto acima, o principal objetivo desta pesquisa compreende a caracterização de forma detalhada das principais variedades petrográficas que constituem o Granodiorito Rio Maria de Ourilândia do Norte, bem como das principais ocorrências de rochas máficas a intermediárias associadas e demais granitoides que apresentam anfíbólio como uma importante fase varietal. Será enfatizado seus principais aspectos geológicos, petrográficos, deformacionais e geoquímicos, os quais permitirão estimar as condições de geração, cristalização e ascensão destes magmas, além de compará-los com granitoides afins

já estudados em outras regiões da Província Carajás, como aqueles da área de Rio Maria e Água Azul do Norte (Gabriel & Oliviera, 2014), e de outros crátons (Karelian).

Os principais dados obtidos durante o desenvolvimento desta dissertação serão apresentados na forma de artigo científico, sendo que a mesma será apresentada a partir de um capítulo introdutório (Capítulo 1), que aborda os pontos relacionados à localização da área de estudo e o contexto geológico regional da Província Carajás, assim como a apresentação do problema, os objetivos gerais e específicos e os materiais e métodos utilizados na pesquisa. O Capítulo 2 (artigo científico) compreende os principais resultados obtidos, onde são apresentados os aspectos petrográficos, microestruturais e geoquímicos dos granitoides de alto Mg de Ourilândia do Norte, assim como uma discussão sobre suas afinidades petrológicas e, conseqüentemente da gênese e condições de cristalização das mesmas – “GRANODIORITO RIO MARIA E ROCHAS ASSOCIADAS DA ÁREA DE OURILÂNDIA DO NORTE, PROVÍNCIA CARAJÁS: GEOLOGIA E AFINIDADES PETROLÓGICAS”. Este artigo deverá ser submetido para publicação ao periódico *Journal of South American Earth Sciences* ou outro de classificação similar (Qualis/CAPES). No terceiro e último capítulo, será apresentada uma descrição conjunta dos principais aspectos conclusivos abordados no artigo mencionado acima, buscando-se com isso, fornecer uma visão integrada dos principais resultados e contribuições para a evolução do conhecimento geológico na área de Ourilândia do Norte.

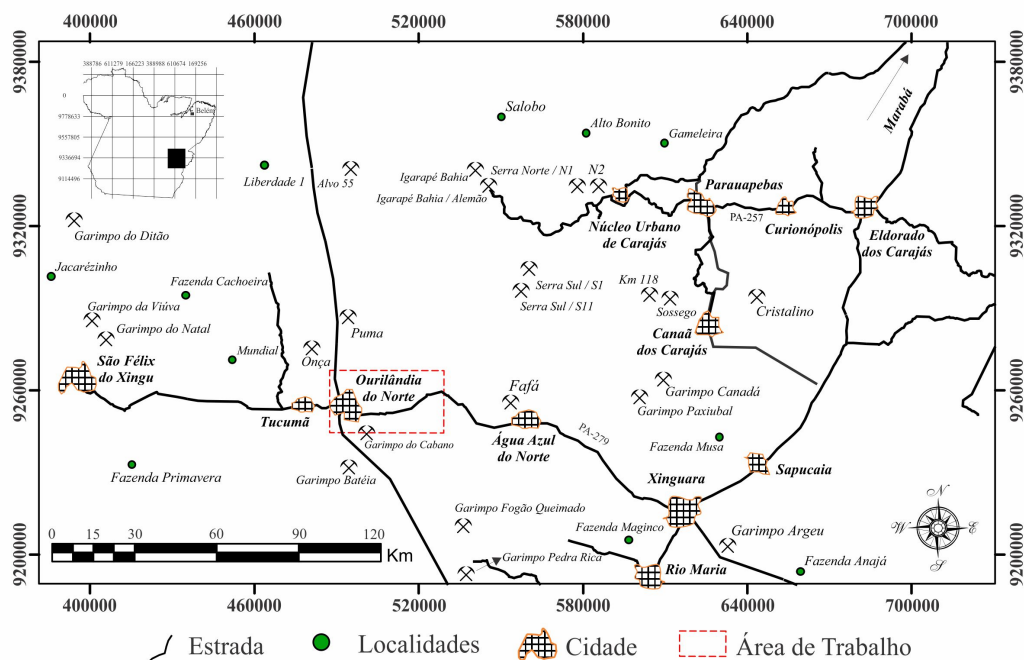


Figura 1.1- Mapa de localização da área de estudo.

Fonte: Autor

1.2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A Província Carajás apontada como o principal núcleo arqueano preservado do Cráton Amazônico (Almeida et al., 1981), é considerada como uma província geocronológica independente por Santos et al. (2006), ou fazendo parte do contexto geológico da Província Amazônia Central de Tassinari & Macambira (2004). Em função de seu enorme potencial metalogenético, esta tem sido alvo de diversos estudos geológicos ao longo das últimas décadas, resultando na individualização de diversos granitoides a partir do que era considerado como Complexo Xingu, e que possibilitaram, juntamente com estudos geofísicos e estruturais, propostas de compartimentação da referida província em segmentos crustais tectonicamente distintos (Costa et al., 1995, Souza et al., 1996, Althoff et al., 2000, Dall’Agnol et al., 2006). Neste contexto, Dall’Agnol et al. (2006) denominaram o segmento de crosta situado entre o Terreno Granito *Greenstone* de Rio Maria (TGGRM) e a Bacia Carajás como Domínio de Transição (DT), interpretado como uma extensão do TGGRM afetado pelos eventos neoarqueanos que deram origem à bacia. Posteriormente, Vasquez et al. (2008), em revisão à geologia do Estado do Pará e seguindo a proposta de Santos (2003), dividiram a província em dois domínios tectônicos distintos: (i) **Domínio Rio Maria** de idade mesoarqueana (3,0-2,87 Ga); e (ii) **Domínio Carajás**, formado por rochas meso- e neoarqueanas (3,0-2,76 Ga) e geologicamente menos conhecido, e que contempla uma grande extensão areal das rochas indiferenciadas do Complexo Xingu.

Essa nova configuração fez com que Feio et al. (2012) redefiniram o DT como Subdomínio de Transição (SDT), o qual se estenderia desde a borda sul da Bacia Carajás até norte da cidade de Sapucaia, prolongando-se lateralmente até ao município de São Félix do Xingu, passando por Água Azul do Norte, Ourilândia do Norte e Tucumã. Mais recentemente, trabalhos realizados por pesquisadores do Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides (GPPG-UFPA) mostraram que o SDT não corresponderia a uma crosta arqueana tectonicamente homogênea, o que levou à adoção das denominações **Domínio Canaã dos Carajás** (DCC) e **Domínio Sapucaia** (DS) para as porções norte e sul deste subdomínio, respectivamente (Dall’Agnol et al., 2013). Os domínios identificados acima são limitados por grandes descontinuidades regionais de direção E-W e apresentam significativas diferenças em sua evolução geológica, reconhecidas a partir das associações litológicas presentes nestes blocos (Figura 1.2).

1.2.1 Domínio Rio Maria

O Domínio Rio Maria é formado por *greenstone belts* e granitoides tonalítico-trondhjemitico-granodioríticos (TTG), granitoides com alto Mg (suíte sanukitoide Rio Maria), leucogranodioritos-granitos de alto Sr e Ba (Suíte Guarantã e correlatos) e leucogranitos potássicos (granitos Xinguara e Mata Surrão). As diversas unidades mencionadas possuem idades mesoarqueanas (2,98 a 2,86 Ga; Pimentel e Machado, 1994; Macambira e Lafon, 1995; Avelar et al., 1999; Dall’Agnol et al., 1997; Leite, 2001; Guimarães, 2009; Almeida et al., 2010, 2011). Essas unidades são cobertas por metassedimentos de idade também arqueana do Grupo Rio Fresco e cortados por granitos anorogênicos paleoproterozoicos da Suíte Jamon de idade 1,88 Ga (Wirth et al., 1986; Machado et al., 1991; Barbosa et al., 1995).

Os *greenstone belts* de Rio Maria são subdivididos por Vasquez et al. (2008) em seis grupos: Gradaús, Serra do Inajá, Lagoa Seca, Babaçu, Sapucaia e Tucumã, além da Formação Quixadá. Eles são compostos por rochas metaultramáficas como os peridotitos e komatiitos que tem textura *spinifex* e metamáficas com estruturas *pillow* em metabasaltos, além de metavulcânicas intermediárias e ácidas intercalados com rochas metassedimentares clásticas e químicas, pertencentes ao Supergrupo Andorinhas de 3,0 a 2,9 Ga (Macambira & Lancelot, 1991; Pimentel & Machado, 1994; Avelar, 1996; Souza et al., 2001; Lafon et al., 2000; Rolando & Macambira, 2003) e ao Grupo Tucumã (Araújo & Maia, 1991).

A série TTG mais antiga é representada pelo **Tonalito Arco verde** (2,96 Ga; Rolando e Macambira, 2003; Almeida et al., 2011). Exibe uma forte foliação, definida pela alternância do bandamento composicional, de granulação média possuindo um caráter tonalítico a trondhjemitico, onde a biotita é a fase ferromagnésiana dominante (Althoff et al., 2000). **Trondhjemitito Mogno** (2,95 Ga e 2,92 Ga; Macambira, 1992; Macambira e Lafon, 1995) consiste de um extenso batólito de composição trondhjemitica. **Tonalito Mariazinha** (2,94 Ga; Almeida et al., 2011) é constituído por epidoto-biotita tonalitos e pertence ao grupo de TTG com alto Al₂O₃. **Complexo Tonalítico Caracol** (2,94 Ga; Leite et al., 2004; Almeida et al., 2011) é caracterizado por apresentar um bandamento composicional de ocorrência muito regular, frequentemente essas rochas mostram-se muito deformadas (Leite et al., 2004).

Almeida et al. (2011) assumem que estes TTG derivaram de fontes similares aos metabasaltos do Supergrupo Andorinhas, e ainda, os diferenciam em três grupos: i) grupo com altas razões La/Yb, Sr/Y e Nb/Ta, que foram gerados a partir de magmas à altas pressões (>1,5 GPa), cujas fontes possuíam granada e anfibólio residual; ii) grupo com média razão La/Yb, com líquidos formados em pressões intermediárias (~1,0-1,5 GPa), mas ainda no

campo de estabilidade da granada; e iii) grupo com baixas razões La/Yb, Sr/Y e Nb/Ta, cristalizados a partir de magmas gerados à baixas pressões ($\leq 1,0$ GPa) de uma fonte anfibolítica com plagioclásio residual.

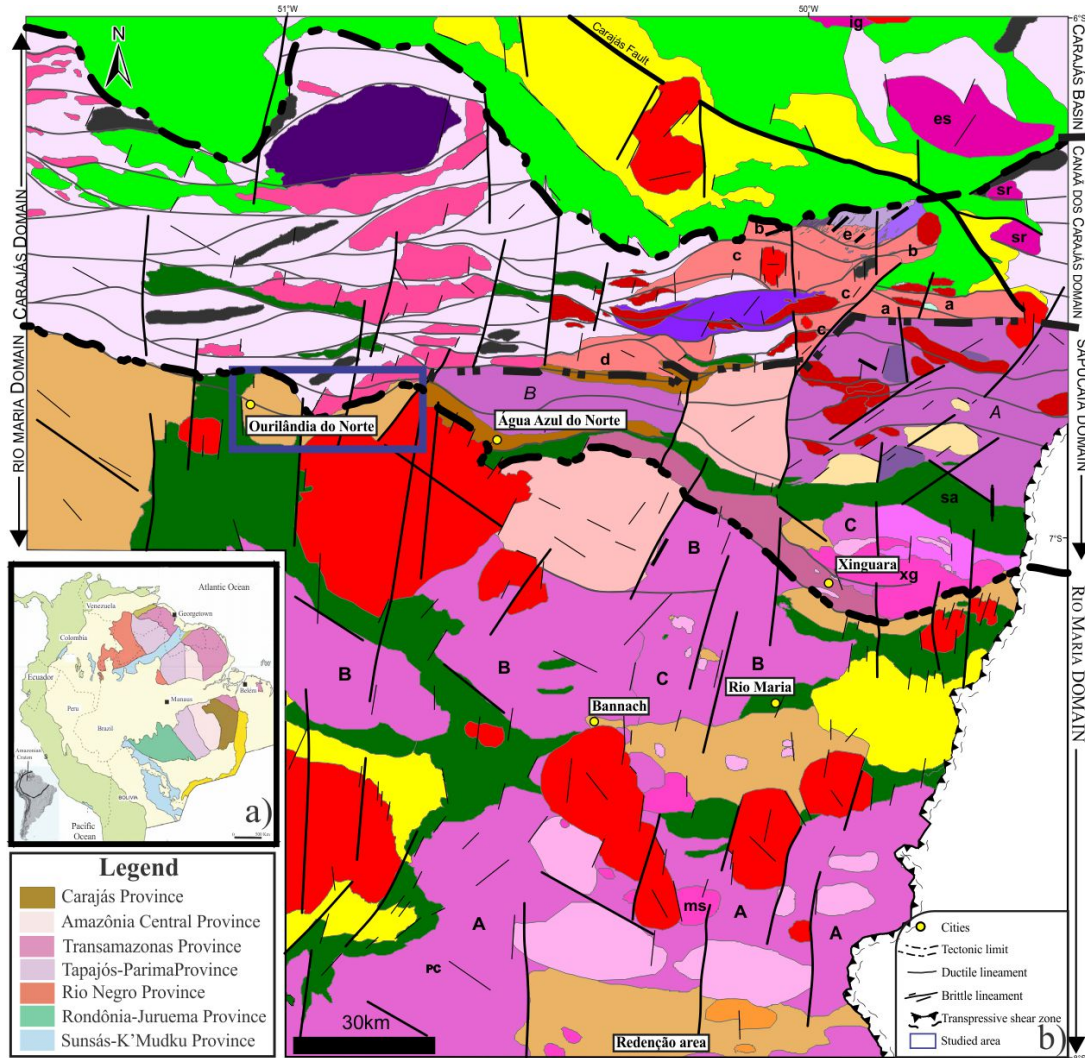


Figura 1.2- a) Províncias Geocronológicas do Cráton Amazônico; b) Mapa geológico simplificado da Província Carajás e localização da área de estudo.

Fonte: a) (Santos et al., 2006); b) Modificado de Dall'Agnol et al. (2013).

A **Suíte Rio Maria** (2,87 Ga; Leite e Dall’Agnol, 1994; Oliveira M.A. et al., 2010) é constituída principalmente pelo Granodiorito Rio Maria que possui granulação média a grossa, foliação magmática moderada, epidotização generalizada e uma grande abundância de enclaves máficos arredondados de composição quartzo-diorítica e monzodiorítica, além de rochas máficas e intermediárias associadas de assinatura cálcio-alcálica. Recentemente, plútons com assinatura sanukitoide foram agrupados à suíte, o Quartzo-Diorito Parazônia (Guimarães, 2009) e Granito Rancho de Deus (Dias, 2009). Este último tem 2,87 Ga (Almeida, 2010) e é constituído por corpos amendoados de composição monzogranítica com textura porfirítica e foliação mineral incipiente caracterizada pelo anfibólio e biotita.

A **Suíte Guarantã** (2,87 a 2,86 Ga; Althoff et al., 2000; Almeida et al., 2010) é composta pelos plútons Guarantã, Azulona e Trairão que são constituídos predominantemente por biotita-leucogranodioritos e biotita-leucomonzogranitos porfiríticos fortemente deformados (Althoff, 1996), os quais são relativamente enriquecidos em Sr e Ba. Almeida et al., (2010) assumem que estas rochas foram produzidas a partir da mistura em diferentes proporções de magmas de composição trondhjemítica (TTG) com magmas leucograníticos ricos em Ba e Sr, originados a partir do fracionamento de magmas sanukitoides.

O Granodiorito Grotão e *stocks* similares, assim como o biotita granodiorito, na porção sudeste de Água Azul do Norte, apresentam características geoquímicas afins a Suíte Guarantã, embora ainda não se tenha obtido idades precisas destes corpos, logo são tratados como leucogranodioritos de alto Ba-Sr indiferenciado (Almeida et al., 2010; Silva & Oliveira, 2013; Oliveira et al., 2014).

Os **leucogranitos potássicos** são representados por: Granito Mata Surrão (2,87 Ga; Gibbs et al., 1986; Rodrigues et al., 1992) constituído por uma assembleia heterogênea de fácies monzograníticas (Dall’Agnol et al., 2006) e pelo Granito Xinguara (2,86 Ga; Macambira, 1992; Leite et al., 2004) constituído de monzogranitos e sienogranitos cálcio-alcálicos (Leite e Dall’Agnol, 1994).

O **Grupo Rio Fresco** (2,76 Ga, idade de deposição; Macambira, 1992) é composto por rochas sedimentares clásticas de natureza plataformal, essencialmente formadas por sedimentos clásticos grossos a finos (conglomerados, siltitos, grauvacas), pelíticos (folhelhos), químicos (*cherts*, dolomitos) e formação ferrífera bandada, anquimetamorfisados e com texturas e estruturas primárias preservadas, onde os sedimentos grossos estão situados na base e gradam para mais finos, até sedimentos químicos no topo (Hirata et al., 1982; DOCEGEO, 1988).

Os **Granitos tipo A** proterozoicos, cujas datações apontam idades de 1,88 Ga (Wirth et al., 1986, Machado et al., 1991, Barbosa et al., 1995; Dall’Agnol et al., 1999), são representados pelos corpos Seringa, Gradaús, São João e pelos granitos da Suíte Jamon, que incluem os granitos Musa, Jamon, Marajoara, Manda Saia, Bannach e Redenção (Oliveira, 2001; Dall’Agnol et al., 2005). São formados geralmente por monzo- e sienogranitos e, subordinadamente, álcali feldspato granito, com assinatura geoquímica de granitos tipo A.

Diques máficos a félsicos, de modo geral ocorrem contemporâneos aos granitos anorogênicos, sob a forma de corpos subverticais, tabulares, com espessuras de 10 a 20 metros, cortando as unidades arqueanas, bem como localmente aos granitos proterozoicos (Gastal, 1987; Silva Jr. et al., 1999).

1.2.2 Domínio Sapucaia

As unidades geológicas do DS são representadas pelo *greenstone belts* do Grupo Sapucaia; TTG antigos como Tonalito Caracol e Mariazinha; além do anfibólio-biotita Tonalito São Carlos; sanukitoides Água Azul e Água Limpa; trondhjemitos Água Fria e Colorado e da região de Nova Canadá que correspondem aos TTG jovens; Granito Xinguara; Suíte Planato da Vila Jussara; leucogranodioritos de alto Ba-Sr representados pelo leucogranodiorito Nova Canadá e Pantanal, além de leucogranito de alto K, o Velha Canadá; e pelo magmatismo básico e corpos anfibolíticos. As diversas unidades mencionadas possuem idades meso- a neoarqueanas (2,93 a 2,73 Ga; Leite et al., 2004; Santos et al., 2010; Silva A.C. et al., 2010; Sousa et al., 2010; Almeida et al., 2011; Gabriel, 2012; Silva et al., 2014; Gabriel & Oliveira, 2014).

O **Grupo Sapucaia** corresponde à *greenstone belts* de fácies xisto verde a anfibolito, como micaxistos, actinolita xistos, tremolita-actinolita xistos, serpentinitos, talco-antofilita xistos, metadacidos, BIFs, metamafitos e metaultramafitos, que foram retrabalhados pelo cisalhamento dúctil e se dispõem alongados e adelgaçados na direção E-W (DOCEGEO, 1988; Costa et al., 1995; Sousa et al., 2013). Embora seja admitido que faça parte do DRM (Vasquez et al., 2008), frequentemente é encontrado no DS rochas supracrustais correlacionadas a este grupo, formando pequenos corpos orientados em meio aos granitoides mesoarqueanos, os quais foram deformados e metamorfisados (Casaes, 2009; Oliveira D.C. et al., 2010; Feio et al., 2013; Sousa et al., 2013).

Sousa et al. (2014) considerando dados geoquímicos em metaultramáficas, na área de Água Azul do Norte, supõem que estas rochas são possivelmente resquícios de platôs ou ilhas

oceânicas, devido as anomalias positivas de Nb. Além disso, existem extensos corpos de **anfibolito** que apresentam texturas nematoblástica e granoblástica, classificados como toleítos de arco de ilha que estão encaixadas nos granitoides do Complexo Xingu e na sequência *greenstone* de Sapucaia (Marangoanha e Oliveira, 2014).

O **Tonalito Caracol** ocorre associado ao **Tonalito Mariazinha**, sendo constituídos por (epidoto)-biotita tonalitos e/ou trondhjemitos, fortemente deformados com pronunciadas foliação e, frequente bandamento composicional. O primeiro apresenta orientação geral NW-SE e o outro N-S, ambos correspondem à geração TTG mais antiga (2,93 Ga; Leite et al., 2004; Almeida et al., 2011). Na área de Água Azul do Norte existe um batólito trondhjemítico de afinidade TTG, com idade de cristalização possivelmente similar (Oliveira et al., 2014).

O **Tonalito São Carlos** apresenta três *stocks* que contêm anfibólio e biotita como minerais varietais, foliação incipiente com *trend* NE-SW a N-S e forte recristalização. Geoquimicamente são metaluminosos e cálcio-alcalinos, contudo, diferem dos TTG e sanukitoides arqueanos e se assemelham às rochas do Complexo Campina Verde do DCC, mas esses tonalitos são mais antigos, com 2,93 Ga (Silva et al., 2014, dados preliminares).

Os **granodioritos Água Azul** (GrdAA) e **Água Limpa** (GrdAL) são rochas porfíricas e expõem-se em largos blocos dispostos ao longo de dois cinturões com *trend* E-W que foram extensivamente recristalizados e afetados por zonas de cisalhamento, cuja cinemática é transpressiva sinistral. O GrdAA apresenta composição predominantemente granodiorítica e em menor quantidade tonalítica e monzogranítica, onde o epidoto é um mineral varietal, enquanto o GrdAL mostra dominância de granodiorito e restritos tonalitos com epidoto como mineral acessório, ambos exibem enclaves máficos orientados ou não com o plano da foliação e têm idades mínimas de cristalização de 2,88-2,87 Ga (Sousa et al., 2010; Gabriel e Oliveira, 2014).

O **Trondhjemito Água Fria** (2,86 Ga; Leite et al., 2004) é similar geoquimicamente ao Complexo Tonalítico Caracol e aos TTG arqueanos, mas é relativamente mais enriquecido em K (Leite, 2001; Dall'Agnol et al., 2006). O **Trondhjemito Colorado** (2,87 Ga; Silva A.C. et al., 2010) possui semelhanças com o Trondhjemito Mogno, o Tonalito Mariazinha e os TTGs arqueanos (Silva et al., 2014). Ambos correspondem aos TTGs mais jovens da DS.

Os **Trondhjemitos de Nova Canadá** mostram afinidade com os TTG arqueanos da série cálcio-alcalina de alto Al_2O_3 , Na_2O e baixo K_2O . Apresentam duas variedades de biotita-trondhjemitos: na porção norte as rochas são mais enriquecidas em quartzo modal e Na_2O e são variavelmente deformadas, enquanto na porção sul apresentam muscovita, saussuritização

do plagioclásio e discreta deformação, sendo ainda mais enriquecidas em Fe_2O_3 , MgO , TiO_2 , CaO , Zr , Rb , e na razão Rb/Sr (Santos e Oliveira, 2015).

O **Granito Xinguara** é constituído por leucogranitos potássicos com composição monzogranítica e sienogranítica de afinidade cálcio-alcálica que são intrusivos no Complexo Tonalítico Caracol e no Granodiorito Rio Maria (2,86 Ga; Leite et al., 2004). Dall’Agnol et al. (2013) inserem esta unidade no Domínio Sapucaia por suas rochas exibirem recristalização acentuada, diferentemente daquelas de composição similar encontradas no DRM.

A **Suíte Planalto** da região de Vila Jussara representa uma associação de rochas subalcalinas do tipo A, com idade de cristalização de 2,75 Ga (Silva M.L.T., 2010; Souza et al., 2010; Oliveira D.C. et al., 2010) e origem atribuída à fusão parcial das rochas do Diopsídio Norito Pium (Feio et al., 2012). Mostram afinidades texturais e geocronológicas com as rochas da Suíte Planalto, todavia, tem um quimismo particular, de caráter oxidado (Guimarães et al., 2012; Dall’Agnol et al., 2013). Eles são granitos *strictu sensu*, com maior volume de tonalitos e granodioritos, portadores de anfibólio que estão dispostos segundo o *trend* E-W (Huhn et al., 1999; Gomes, 2003; Sardinha et al., 2004; Barros et al., 2009; Feio et al., 2012).

Os **leucogranodioritos de alto Ba-Sr** são associados a Suíte Guarantã do DRM, contudo, não se dispõe de dados geocronológicos na literatura. O **Leucogranodiorito Nova Canadá** ocorre nas proximidades da Vila de Nova Canadá, sendo formado basicamente por biotita granodioritos, fortemente foliados que possivelmente mantêm contato por falha com o Trondhjemitó Colorado (Santos e Oliveira, 2012). O **Leucogranodiorito Pantanal** ocorre na porção norte e NW da cidade de Sapucaia, possuem composição leucogranodiorítica com textura porfírica, está moderadamente recristalizado e não apresenta relações de contato nítidas com as encaixantes (Teixeira et al., 2013).

O **Leucogranito Velha Canadá** aflora à norte da Vila Nova Canadá, sendo caracterizado por granodioritos cálcio-alcálicos, cuja granulação varia de fino a médio, tem pronunciada foliação e concentrações de titanita relativamente alta (2,73 e 2,75 Ga; Santos et al., 2010, Sousa et al., 2010). Diferem dos leucogranodioritos de alto Ba-Sr pelo caráter mais ferrosos e pelo enriquecimento em K_2O , Fe_2O_3 , TiO_2 , Y , Zr , Rb e Nb , demonstrando assim afinidades com leucogranitos mesoarqueanos da suíte de alto K (Santos e Oliveira, 2012).

O **magmatismo básico** presente na área de Nova Canadá é representado por diques de diabásio, de caráter isotrópico com assinatura de basaltos subalcalinos de afinidade toleítica e relacionam-se a ambiente geotectônico do tipo intraplaca continental que estão encaixadas nos granitoides do Complexo Xingu e na sequência *greenstone* de Sapucaia. As condições de

cristalização desses apontam para temperaturas iniciais entre 1.100 e 1.200 °C e pressões que variavam entre 1 e 3 kbar (Marangoanha e Oliveira, 2014).

1.2.3 Domínio Canaã dos Carajás

As unidades geológicas do DCC são descritas pelas rochas de alto grau metamórfico do Ortogranulito Chicrim-Cateté e granitoides mesoarqueanos que por ordem de formação são representados pelo Tonalito Bacaba, Granito Canaã dos Carajás, Trondhjemitos Rio Verde, Complexo Tonalítico Campina Verde e granitos Cruzadão, Boa Sorte, Bom Jesus e Serra Dourada, além dos ortognaisses e granitoides do Complexo Xingu. Existem ainda corpos máficos-ultramáficos da Suíte Intrusiva Cateté; rochas gabroicas da série charnockítica do Diopsídio-Norito Pium; granitoides neoarqueanos diversos das suítes Plaqué, Planalto e Pedra Branca, Granito Anorogênico Paleoproterozoico Rio Branco e enxames de diques de composição predominantemente máfica. As diversas unidades mencionadas possuem idades meso- a neoarqueanas.

Na porção sul do Domínio Carajás, na área da reserva indígena Xikrin-Cateté, afloram corpos alongados de direção ENE-WSW descritos como rochas de alto grau metamórfico denominado de **Ortogranulito Chicrim-Cateté**, o qual contém ortogranulitos charnockíticos a enderbíticos, cálcio-alcálicos de textura granoblástica interlobada equigranular (Vasquez et al., 2008) e pequenos corpos de granulitos máficos associados, anteriormente relacionadas ao embasamento mesoarqueano nomeado de Complexo Pium (Hirata et al., 1982; Araújo et al., 1988; Araújo e Maia, 1991). Pidgeon et al. (2000) obtiveram idade de cristalização de 3,0 Ga e metamorfismo do protólito ígneo do Complexo Pium com 2,86 Ga.

O **Tonalito Bacaba** é fanerítico, de granulação fina, com hornblenda e biotita como principais minerais máficos e hidrotermalmente alterados. Ocorre em contato com o Supergrupo Itacaiúnas na borda sul da Bacia Carajás, exposto a oeste do depósito de cobre Bacaba e possui idade de 3,0 Ga interpretada como sua idade de cristalização (Moreto et al., 2011).

O **Complexo Xingu** da região de Tucumã apresenta idade de 2,97 Ga (Avelar et al., 1999). Compreende uma associação litológica heterogênea que inclui gnaisses, migmatitos, tonalitos, trondhjemitos e granodioritos associados, além de rochas básicas, ultrabásicas, granulitos e faixas de *greenstone belts* (Silva et al., 1974; Cordeiro e Saueressig, 1980; Ianhez et al., 1980; Medeiros Filho e Meireles, 1985; DOCEGEO, 1988, Araújo e Maia, 1991). No intuito de melhor compreender a história evolutiva da Província Carajás, a área de ocorrência deste complexo vem sendo significativamente reduzida nas últimas décadas, principalmente

na região entre Canaã dos Carajás e Água Azul do Norte, dando lugar ao surgimento de novas unidades arqueanas com caráter ígneo, variavelmente afetado por eventos deformacionais dúcteis (Faresin et al., 2010; Sousa, 2010; Gabriel, 2012; Feio et al., 2012; Santos e Oliveira, 2012; Silva et al., 2012). Atualmente o Complexo Xingu contém a maior extensão areal da porção ocidental do DCC, sendo necessários estudos mais detalhados para melhor caracterizar suas rochas e buscar a melhor compreensão da geologia da região.

O **Granito Canaã dos Carajás** possui idade de cristalização de 2,96 Ga, consiste de rochas hololeucocráticas, fortemente deformadas, dobradas e milonitizadas, com assinatura cálcio-alcálica, exibindo foliação penetrativa E-W de mergulho vertical, além de serem fortemente afetadas por zonas de cisalhamentos E-W e NE-SW (Feio et al., 2013).

O **Trondhjemitó Rio Verde** é texturalmente homogêneo, fortemente foliado, podendo conter rochas bandadas com alternância de trondhjemitos e tonalitos de afinidade TTG. Assume-se que estas rochas tenham idades entre 2,93 e 2,87 Ga, contudo, não existem dados conclusivos quanto à sua idade de cristalização (Feio et al., 2013).

O **Complexo Tonalítico Campina Verde** é distinto geoquimicamente dos típicos TTGs e define uma série magmática expandida de afinidades cálcio-alcálicas. Compreende duas associações distintas: biotita tonalitos a granodioritos, com subordinado diorito e monzogranito, dominantes na parte norte do corpo e biotita-hornblenda tonalitos com subordinados granodioritos e monzogranitos. Estas rochas encontram-se expostas em contato com as vulcânicas do Supergrupo Itacaiúnas e o Tonalito Bacaba, são caracterizadas por uma foliação magmática E-W e possuem idades de formação de 2,87 Ga a 2,85 Ga (Feio et al., 2013).

Feio et al. (2013) descrevem duas ocorrências distintas do **Granito Cruzadão**: (1) proximidades da borda sul da Bacia Carajás; (2) mais a sul, possivelmente, em contato por falha com o Granito Canaã dos Carajás. Este granito é constituído por rochas hololeucocráticas de assinatura geoquímica transicional entre as séries cálcio-alcálicas e alcálicas, com foliação dominante na direção NW-SE a E-W, sendo também afetado por zonas de cisalhamento. Os dados geocronológicos apresentam uma larga variação de idades, sugerindo uma complexa evolução durante sua história de cristalização. No entanto, a idade de 2,85 Ga foi interpretada como sendo a idade mínima de cristalização.

O **Granito Boa Sorte**, um batólito que aflora nas proximidades de Água Azul do Norte, é composto basicamente por biotita monzogranitos e leucogranitos com quimismo cálcio-alcálico fortemente fracionado e tem idade de cristalização de 2,85 Ga (Rodrigues et al., 2010; 2015), além de ter similaridades com o Granito Cruzadão (Feio et al., 2013).

O **Granito Bom Jesus** consiste de monzogranitos e sienogranitos gnáissicos essencialmente cálcio-alcálicos, bandados e foliados, de orientação NE-SW a E-W e mergulhos fortes a verticalizados, afetados por zonas de cisalhamento miloníticas que aparentemente controlam a orientação das estruturas maiores do batólito. A idade de 2,83 Ga é interpretada como idade mínima de cristalização desta unidade (Feio et al., 2013).

Localizado próximo à vila homônima, o **Granito Serra Dourada** é um *stock* subcircular intrusivo no Tonalito Bacaba (Nascimento, 2006; Moreto, et al. 2011; Feio et al., 2013). É composto principalmente por leucomonzogranitos de granulação média a grossa, coloração rosada e assinatura cálcio-alcálica, sendo grande parte do *stock* formado por rochas pouco deformadas com foliação vertical não penetrativa de direção E-W. São encontrados envolvidos pelo granito, remanescentes de *greenstone belts* e também pequenos corpos abundantes de gabros aparentemente intrusivos. Idades U-Pb em zircão colocam este granito entre 2,86 e 2,83 Ga (Moreto et al., 2011; Feio et al., 2013).

A **Suíte Intrusiva Cateté** descreve o magmatismo máfico-ultramáfico neoarqueano de pequenos corpos intrusivos por todo o embasamento mesoarqueano, sendo composta por gabros, noritos, piroxenitos, serpentinitos e peridotitos, alongados e alinhados geralmente segundo as direções E-W e N-S (Macambira e Vale, 1997). Estão incluídos nesta unidade os corpos conhecidos como Serra da Onça, Serra da Puma, Serra do Jacaré, Serra do Jacarezinho, Igarapé Carapanã, Fazenda Maginco, Ourilândia, Vermelho, e outros sem denominação formal, hospedeiros de importante mineralização de níquel. Lafon et al. (2000) obtiveram pelo método U-Pb em zircão idade de 2,76 Ga em gabro do corpo Serra da Onça.

A **Suíte Pedra Branca** é composta por granitoides sódicos de assinatura toleítica, que ocorrem como pequenos *stocks* geralmente associados com os granitos da Suíte Planalto, onde possuem idades de cristalização por U-Pb de 2,76 Ga (Sardinha et al., 2004) e 2,75 Ga (Feio et al., 2013). É composta principalmente de tonalitos e trondhjemitos, fortemente deformados e comumente mostrando bandamento magmático (Gomes e Dall'Agnol, 2007).

As rochas gabroicas da série charnockítica do **Diopsídio-Norito Pium** são subalcálica toleítica e descreve uma associação de noritos, quartzo-dioritos e ultramáficas com textura gabroica e características ígneas primárias bem preservadas, apesar da forte recristalização nas bordas, além de restritos enderbitos máficos e rochas cumuláticas. Estas variedades têm idades de cristalização de 2,75 Ga, teriam sido geradas a partir da fusão parcial de manto peridotítico e evoluído por diferenciação magmática (Ricci e Carvalho, 2006; Santos R.D. et al., 2013). Estudos recentes indicam a existência de rochas ígneas charnockíticas (Gabriel et al., 2010; Feio et al., 2013) e granitoides neoarqueanos (Galarza et al., 2012) intimamente

associados ao Diopsídio-Norito Pium, sugerindo a existência de uma geração de rochas ígneas de idade similar à obtida por Santos R.D. et al. (2013).

A **Suíte Planalto** agrega granitos similares àquele descrito inicialmente próximo à Vila Planalto e representa uma associação de rochas com características geoquímicas similares às de granitos tipo A. Apresenta *stocks* de composição granítica, com variações de fácies entre biotita-hornblenda sienogranito, hornblenda-biotita monzogranito e biotita-hornblenda monzogranito, sendo os monzogranitos dominantes. Estão dispostos segundo o *trend* E-W, milonitizado nas bordas e cujas idades de cristalização variam entre 2,74 e 2,71 Ga (Huhn et al., 1999; Gomes, 2003; Oliveira, 2003; Sardinha et al., 2004; Barros et al., 2009; Santos R.V. et al., 2010; Silva M.L.T. 2010; Souza et al., 2010; Oliveira D.C. et al., 2010; Feio et al., 2012; Dall’Agnol et al., 2013).

A **Suíte Plaquê** (2,73 Ga; Avelar, 1996) é composta por moscovita-biotita-leucogranitos, com assinatura metaluminosa a peraluminosa que ocorrem como corpos estratoides alongados na direção E-W similar à estruturação dos gnaisses do Complexo Xingu (Araújo et al., 1988; Jorge João & Araújo, 1992). No entanto, mapeamentos em escalas de semi-detalhe realizados nesta última década na região de Canaã dos Carajás, área de afluição do Rio Plaquê, mostraram que os supostos granitos duas micas foram equivocadamente mapeados, sendo constatada a presença de anfibólio-biotita granitos peralcalinos associados à Suíte Planalto (Gomes, 2003; Oliveira D.C et al., 2010; Feio et al., 2012), fazendo com que fosse reduzido sua área de ocorrência, limitando-a somente à porção oeste do DCC nos domínios da reserva indígena Xikrin-Cateté.

O granito **Rio Branco** faz parte da Suíte Central Carajás, que apresenta muitas características em comum com os granitos de mesma idade (1,88 Ga; Santos, 2013) descritos no DRM, mas apresentam importantes variações texturais e geoquímicas que apontam para diferenças nas fontes dos magmas e história de cristalização (Dall’Agnol et al., 1994). Além disso, existem outras ocorrências de granitos isotrópicos que são interpretados como sendo associados a esta suíte de granitos, porém sem dados ainda publicados e enxames de diques similares aos que ocorrem no DRM.

1.2.4 **Bacia Carajás**

As unidades que ocorrem na Bacia Carajás são em sua grande maioria compostas pelas rochas supracrustais do **Supergrupo Itacaiúnas** (2,76 Ga; Machado et al., 1991) que formam o preenchimento da Bacia Carajás. Este supergrupo engloba uma sequência de rochas

metavulcanossedimentares pertencentes aos grupos Igarapé Salobo, Grão Pará, o qual é constituído pela Formação Parauapebas e Formação Carajás, Igarapé Bahia, Igarapé Pojuca, Rio Novo e Buritirama. A natureza do vulcanismo deste supergrupo varia desde básico a ácido, com assinaturas geoquímicas desde toleíticas a cálcio-alcálicas, sobrepostas por metassedimentares de natureza clástica a química, especialmente formações ferríferas bandadas.

Granitos subalcalinos de idade neoarqueana ocorrem exclusivamente no Domínio Carajás, sendo relativamente abundantes e representados pelo Complexo Granítico Estrela e os granitos Serra do Rabo, Old Salobo e Igarapé Gelado, todos sintectônicos.

O **Complexo Granítico Estrela** é formado predominantemente por monzogranitos, cuja idade é de 2,76 Ga, atribuída à cristalização destas rochas (Barros et al., 2001; Barros et al., 2009). O **Granito Serra do Rabo** é formado por dois *stocks* sintectônicos localizados próximo à terminação leste da Falha Carajás, constituído predominantemente por álcali-feldspato granitos, com sienogranitos subordinados e idade 2,74 Ga (Sardinha, 2002; Barros et al., 2009).

O **Granito Igarapé Gelado** está localizado no extremo norte da Bacia Carajás (Barbosa, 2004) é formado por granodioritos e monzogranitos, com tonalitos, leucomonzogranitos e sienogranitos subordinados. A datação de um monzogranito desta unidade forneceu idade de 2,73 Ga (Barbosa, 2004), a qual foi interpretada como sua idade mínima de cristalização. O **Granito Old Salobo** aflora nos domínios do depósito de cobre do Salobo como um *stock* monzogranítico com textura milonítica a protomilonítica interpretado como um corpo colocado sob condições crustais mesozonais (Lindenmayer, 1990). Machado et al., (1991), obtiveram idade 2,57 Ga para a colocação deste granito.

O magmatismo máfico-ultramáfico neoarqueano distribui-se na porção norte com os corpos do **Complexo Intrusivo Luanga**, representado por rochas ultrabásicas e básicas acamadadas, ocorrendo às proximidades da Serra Pelada (Jorge João et al., 1982; Medeiros Filho e Meireles, 1985) de idade 2,76 Ga (Machado et al., 1991). O **Gabro Santa Inês** (Meireles et al., 1984; DOCEGEO, 1988) expõe-se como um corpo constituído por gabros porfíricos, leucogabros, microgabros e anortositos. Possui fraca foliação e está alongado segundo NE-SW no extremo oeste da Bacia Carajás e de idade incerta. Porém, Vasquez et al. (2008) o posicionam no Neoarqueano, baseados nas idades obtidas em diques e corpos máficos correlacionados a este gabro e que cortam o Supergrupo Itacaiúnas (2,71 Ga; Mougeot et al., 1996; Santos, 2002).

A **Formação Águas Claras**, segundo Nogueira et al. (1995) é representada por um membro inferior composto por pelitos, siltitos e arenitos, apresentando características deposicionais de plataforma marinha e outro membro superior composto de arenitos depositados em condições litorâneas, anquimetamorfisados. Esta formação era anteriormente atribuída ao Grupo Rio Fresco (Araújo et al., 1988). A **Formação Gorotire** compreende arenitos arcoseanos, textural e mineralogicamente imaturos, relacionados com conglomerados polimíticos depositados por leques aluviais dominados por fluxos de detritos e sistemas fluviais entrelaçados, em um gráben assimétrico (Lima e Pinheiro, 2001).

Por fim, no Paleoproterozoico, em torno de 1,88 Ga, a PMC foi palco de um amplo magmatismo granítico anorogênico, que deu origem a **Suíte Granítica Carajás**. Na Bacia Carajás este magmatismo é representado pelos granitos Central Carajás, Cigano e Pojuca (Dall'Agnol et al., 2005).

1.3 OBJETIVOS

Levando-se em consideração o estágio inicial do conhecimento das rochas que constituem o Granodiorito Rio Maria da área de Ourilândia do Norte, objetivo geral deste trabalho visa aprimorar o mapa geológico disponível para a área, assim como a caracterização geológica, petrográfica e geoquímica dos principais litotipos associados a tais rochas, a fim de estabelecer suas afinidades petrológicas e condições de formação. Para tanto, deverão ser atingidos os seguintes objetivos específicos:

a) Elaboração de um mapa geológico, em ambiente SIG, na escala 1:50.000, com as principais unidades estratigráficas individualizadas na região de Ourilândia do Norte;

b) Caracterização do arranjo espacial das principais estruturas planares e lineares e descrição das unidades caracterizadas, assim como suas relações de contato;

c) Realização de análises texturais através de estudos mineralógicos, petrográficos e microestruturais, com o intuito de discutir as transformações tardi a pós-magmáticas e as feições deformacionais presentes, além de aprimorar a classificação dos litotipos com base em composições modais e estabelecer as temperaturas de deformação dos corpos estudados;

d) Identificação das séries magmáticas, ambiente de formação e dos processos que controlaram a evolução magmática dos granitoides de alto Mg, além de considerações acerca das possíveis fontes e as condições geotérmicas de fusão, cristalização e colocação, bem como a determinação da natureza do agente metassomático e suas afinidades petrológicas; e

e) Realização de um estudo comparativo entre as rochas estudadas e os granitoides arqueanos análogos de outras regiões da Província Carajás e do Craton Karelian, com intuito de contribuir na discussão sobre a evolução e formação dos granitoides de alto Mg da área de Ourilândia do Norte.

1.4 MATERIAIS E MÉTODOS

1.4.1 Pesquisa Bibliográfica

Consistiu no levantamento bibliográfico referente à geologia da região estudada, atualizado à medida que novos dados foram publicados. Além disso, foram analisados artigos científicos, dissertações e teses, com temas específicos, concernentes à geologia de terrenos arqueanos, com ênfase em evolução crustal, petrografia, aspectos microestruturais, geoquímica e gênese de granitos arqueanos.

1.4.2 Mapeamento Geológico

Inicialmente, foi realizado um exame digital de imagens de satélite (Landsat 7 e TM), mosaicos de radar SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) com resolução de 30 m (banda C) e dados aerogeofísicos (magnetometria e aerogamaespectrometria) que foram processados em ambiente SIG, para compor a base cartográfica geológica da área. Nas etapas de campo ocorreram descrições de afloramentos em seus aspectos litológicos e estruturais, enfatizando-se as relações de contato do corpo granitoide com suas rochas encaixantes, e internamente aquelas entre as suas diferentes variedades. Estas etapas foram realizadas em três períodos: 18-26/10/2010, 18-27/10/2013, e 23-25/07/2014, onde foram descritos 197 pontos e houve a coleta sistemática de amostras para estudos petrográficos e geoquímicos, totalizando em 267 amostras das quais 147 compuseram este trabalho. Para localização desses pontos foi utilizado um aparelho GPS (Global Position System) com precisão de cerca de 3 m.

1.4.3 Petrografia e análise microestrutural

Consistiu no exame macroscópico das amostras, seguido de estudo em microscópio petrográfico de 98 lâminas delgadas, para realizar a identificação dos minerais (Kerr, 1959; Deer et al., 1992) e descrição sistemática das texturas magmáticas, deformacionais e de alteração (Bard, 1980; Mackenzie et al., 1982; Hibbard, 1995; Passchier e Trouw, 1996). As composições modais (Chayes, 1956; Hutchison, 1974) foram obtidas a partir da contagem de

2.000 pontos por amostra, em média, distribuído numa malha de 0,4 mm de espaçamento, em 59 seções delgadas, posteriormente, foram classificadas nos diagramas Q-A-P e Q-A+P-M (Streckeisen, 1976; Le Maitre, 2002), conforme estabelecido pela IUGS (*International Union of Geological Sciences*). Este procedimento foi realizado utilizando-se de um contador de pontos automático do *software* Hardledge (versão Worsktation 1.3.6.1111 do fabricante ENDEEPER).

1.4.4 Geoquímica

Houve a realização de 97 análises químicas em rocha total nas amostras representativas dos diversos litotipos, sendo 25 amostras dos enclaves, 06 de (quartzo) dioritos, 03 de quartzo-monzodioritos, 16 de tonalitos, 35 de granodioritos e 12 de monzogranitos, as quais foram trituradas, pulverizadas, homogeneizadas e quarteadas no Laboratório de Preparação de Amostras (OPA), pertencente ao Instituto de Geociências da UFPA.

Estas análises químicas foram realizadas pela ACME *Analytical Laboratories* Ltda. (Vancouver, Canadá), para quantificar os 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, os elementos traços (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. Para transformação de óxidos em cátions e valores correspondentes de Fe_2O_3 em FeO, utilizou-se os fatores de conversão gravimétrica compilados por Stevens et al. (1960).

Em seguida, desenvolveu-se a caracterização geoquímica de acordo com os princípios recomendados em Ragland (1989) e Rollinson (1993), a fim de se verificar o comportamento dos elementos maiores, menores e traço através de diagramas de variação clássicos e vários diagramas específicos para rochas plutônicas propostos na literatura (Shand, 1951; Rollinson, 1993). Além disso, utilizou-se os campos de ocorrência de diversas associações magmáticas definidas em outras áreas da Província Carajás e Cráton Karelian (Medeiros (1987), Althoff (1996), Leite (2001), Oliveira et al. (2005; 2006; 2009), Gabriel (2012), Santos M.J.P. et al. (2013), Almeida et al. (2010; 2011), O'Brien et al. (1993), Halla (2005), Käpyaho (2006) e Heilimo et al. (2010)). Cujo intuito foi estabelecer comparações e melhor caracterizar as unidades individualizadas, reconhecendo suas séries magmáticas, ambientes de formação e os processos que controlaram a evolução magmática destas rochas.

CAPÍTULO 2

RIO MARIA GRANODIORITE AND ASSOCIATED ROCKS OF OURILÂNDIA DO NORTE – CARAJÁS PROVINCE: GEOLOGY AND PETROLOGICAL AFFINITIES

Maria Nattânia S. dos Santos ^{1,2} (nattania@ufpa.br), Davis C. de Oliveira ^{1,2} (davis@ufpa.br)

¹ Graduate Program in Geology and Geochemistry (GPGG), Institute of Geosciences (IG), Federal University of Pará (UFPA), Post office box 8608, CEP-66075-110, Belém, Pará, Brazil.

² Group of Research on Granitoids Petrology (GPGP), IG, UFPA, Brazil.

Abstract: The rock outcrops in the Ourilândia do Norte area, located near the Rio Maria-Carajás domain boundary, are associated with Rio Maria sanukitoids of Mesoproterozoic age. In this area dioritic, quartz-monzodioritic, tonalitic and granodioritic rocks with variable proportions of amphibole and biotite were described. They have affinities to sanukitoids, and exhibit pervasive foliation and microstructures developed under three dynamic recrystallization regimes: (1) Bulging recrystallization (300-400°C); (2) Subgrain rotation recrystallization (<500°C); (3) Grain boundary migration recrystallization (<600°C). Granitoids with sanukitoid affinities are magnesian and metaluminous and belong to medium to high potassium calc-alkaline series. They display non-collinear trends from (quartz) diorite toward granodiorite and exhibit a negative correlation for compatible elements (CaO, Fe₂O₃^t, MgO, TiO₂, Zr, Ni, Cr and #Mg) and inverse behavior for incompatible ones (Ba, Sr), as well as Rb/Sr and Sr/Ba ratios. Moreover, they show amphibole, clinopyroxene and subordinate biotite and plagioclase fractionation. The clinopyroxene-bearing monzogranite shows trends parallel to those of sanukitoids and has a lower Sr/Ba ratio and #Mg content, due to its ferrous character, and probably does not belong to the sanukitoid series. The REE pattern of granodiorite shows a slight or absent Eu anomaly (Eu/Eu* = 0.76-0.97) and moderate (La/Yb)_N ratio, indicating garnet, amphibole or pyroxene fractionation. Tonalites are less depleted in HREE and have insignificant Eu anomaly (Eu/Eu* = ~0.95). Enclaves, (quartz) diorite and quartz-monzodiorite exhibit negative to positive Eu anomalies (Eu/Eu* = 0.56-1.71) and a low (La/Yb)_N ratio, whose horizontal pattern is similar to that of intermediate rocks from the Rio Maria area. Clinopyroxene-bearing monzogranite shows affinities for the tholeiitic series, following slightly different trends from the granitoids, with a negative Eu anomaly (Eu/Eu* = 0.63-0.98) and (La/Yb)_N slightly fractionated ratios. Negative Nb-Ta-Ti anomalies, associated with high (La/Yb)_N and Y/Nb ratios suggest that these rocks were generated in a subduction zone from a depleted mantle source which was contaminated by fluids or melt. Analysis of the metasomatic agent nature revealed that less evolved rocks were contaminated by fluids, while granodiorites and related rocks were contaminated by melt, whose composition is similar to that of tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG). Enclaves, (quartz) diorite and clinopyroxene-bearing monzogranite were produced by relatively low pressures (La/Yb < 1.0 GPa) and depths (< 33.6 Km), with little or no residual garnet, while the other granitoids could have been generated under higher geothermal conditions (La/Yb = 1.0-1.5 GPa; 33.6-50.5 Km) with variable proportions of residual garnet. Furthermore, these granitoids started to crystallize at depths between 30.3 and 20.2 Km and ended between 10.1 and 6.7 Km. Ourilândia do Norte sanukitoid rocks and comparable intrusions of the Carajás Province show geochemical and petrogenetic affinities with high-SiO₂ adakites and low-TiO₂ sanukitoids. They may have originated through a one-stage process, by direct hybridization between the mantle and TTG-melt. Nevertheless, the modeling performed on Rio Maria and Karelian sanukitoids indicates that they were produced by a two-stage process, by remelting of melt-metasomatized peridotite.

Keywords: Sanukitoid, Archean, Granitoid, Geochemistry, Carajás province.

1. Introduction

Shirey and Hanson (1984) described a suite of intrusive and felsic volcanic rocks formed in the late Archean in the Superior Province, which differ mineralogical and geochemical from TTG characteristics. They were termed sanukitoids due to their geochemical similarities with the major elements of high-Mg andesites of the Setouchi Volcanic Belt, Japan, known as sanukite (Tatsumi and Ishizaka, 1982).

These rocks occur along the Archean-Proterozoic transition, especially during the final stages of TTG magmatism and before the BADR suite (Basalt-Andesite-Dacite-Rhyolite). The oldest sanukitoid rocks were identified in the Ukrainian Shield (~3.0 Ga; Artemenko et al., 2003), Pilbara Craton (~2.94 Ga; Nelson, 1996; 2000) and Amazonian Craton (2.87 Ga; Oliveira et al., 2006, 2009; Santos M. et al., 2013). They continued to form successively: western Yilgarn (2.76 Ga; Champion and Cassidy, 2007), and eastern and western Karelian (2.74 Ga and 2.70 Ga, respectively; Bibikova et al., 2005; Heilimo et al., 2011), northern and southern Superior Province (2.70 Ga and 2.68 Ga, respectively; Davis et al., 2005) and eastern Yilgarn (2.66 Ga; Champion and Cassidy, 2007). Moreover, there are also late sanukitoids (2.6-2.5 Ga) in South Africa (Zimbabwe Craton; Bagai et al., 2002; Kampunzu et al., 2003), North China (Jahn et al., 1988) and Dharwar Craton (Krogstad et al., 1995; Sarvothaman, 2001).

Lobach-Zhuchenko et al. (2005) and Halla (2005) recently defined sanukitoids as a series of granitoids with high contents of compatible (Mg, Cr and Ni) and incompatible elements (K, Ba, Sr, P and LREE), for a given SiO₂ content, which are clearly distinct from the TTG series and arranged as post-tectonic batholiths and stocks, spatially and temporally associated with shear zones (Halla, 2011). Analogous rocks have also been found in the Carajás Province, in different areas of Rio Maria (Medeiros, 1987; Soares, 1996; Souza et al., 1996; Althoff, 1996; Althoff et al., 2000; Rolando and Macambira, 2002, 2003; Oliveira et al., 2009) and Sapucaia Domains (Leite, 2001; Gabriel and Oliveira, 2014).

Similar types containing only granodiorite varieties have been reported in Ourilândia do Norte (Santos M. et al., 2013). Nonetheless, no study has defined the limits of the body and distribution of its varieties, as well as their composition and evolution. In this study was observed the occurrence of less evolved lithologies and mafic enclaves associated with granodiorite rocks, even as clinopyroxene-bearing monzogranites and leucogranitoids that can display genetic relationships with sanukitoid rocks.

This paper aimed at presenting petrographic and geochemical data of rocks with sanukitoid affinity and clinopyroxene-bearing monzogranites of the Ourilândia do Norte area, highlighting their main evolutionary aspects and late- to post-magmatic transformations. In addition, the data obtained for these rocks will be compared with those previously published on other Archean sanukitoids of the Carajás Province (Rio Maria and Água Azul do Norte areas) and Karelian craton, in addition to TTG and leucogranites of the Rio Maria Domain, in order to stimulate discussion about the petrological affinities and petrogenetic processes involved in their origins.

2. Geological background

The core of the South American continent is the Amazonian Craton, which has been partitioned into several geochronological provinces (Figure 1a) with different ages, structural patterns and geodynamic evolution (Tassinari and Macambira, 2004; Santos et al., 2000). The Archean province of the Amazonian Craton is denominated by Santos et al. (2000) as Carajás Province, which has been subdivided into two distinct domains (Souza et al., 1996; Althoff et al., 2000; Dall'Agnol et al., 2000, 2006; Santos et al., 2000; Vasquez et al., 2008). The first, and older, called the Rio Maria Domain is located in the south and evolved in the Mesoarche-

an (3.0-2.86 Ga; Macambira and Lancelot, 1996; Souza et al., 2001; Dall'Agnol et al., 2006; Almeida et al., 2011), while the second, in the north and known as the Carajás Domain, exhibits an extensive Measoafrican crust, affected by Neoproterozoic events (3.0-2.75 Ga; Machado et al., 1991; Barros et al., 2004; Sardinha et al., 2006; Feio et al., 2013).

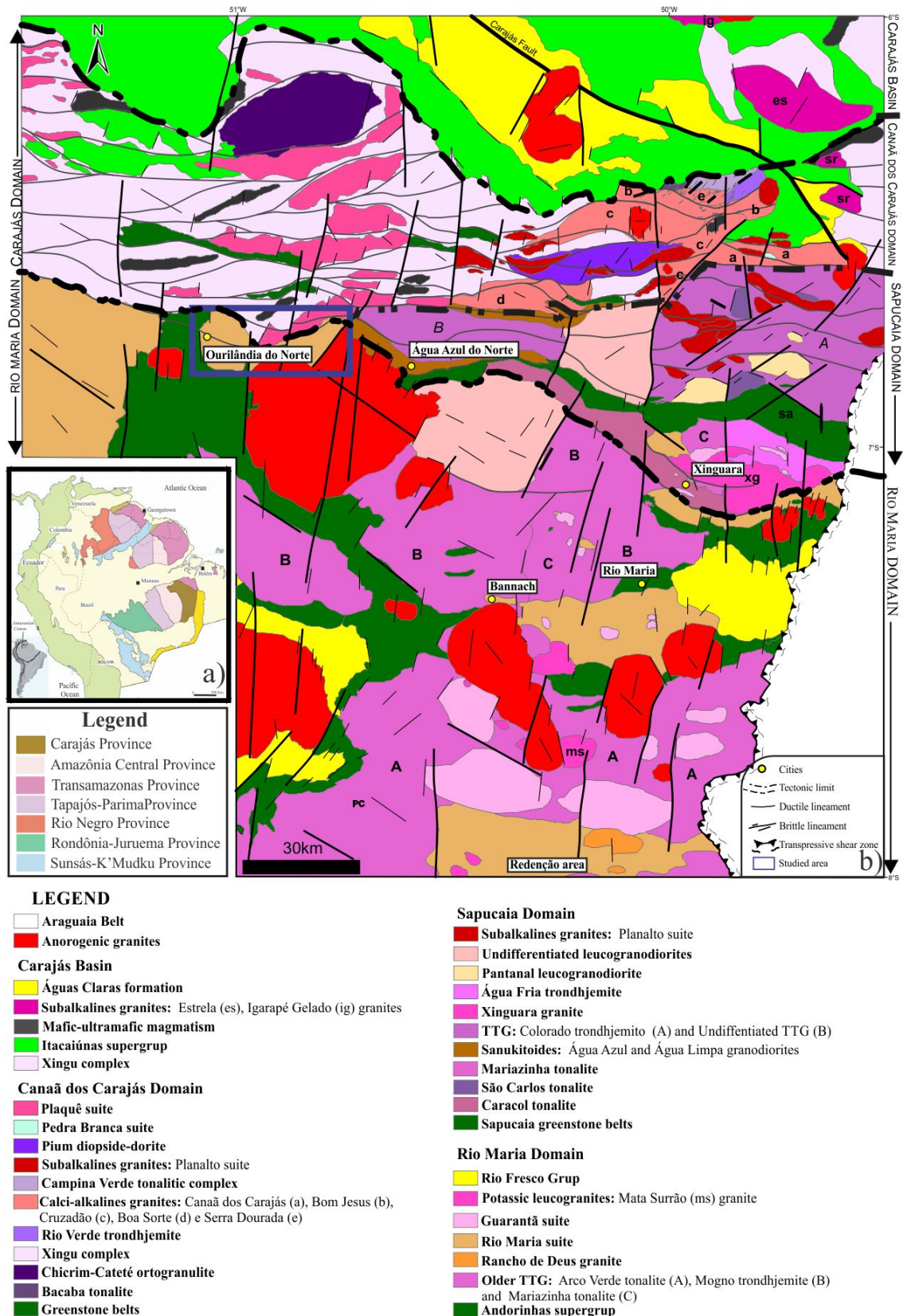
Geophysical data suggest that the limit between both domains coincides with a regional ~E-W trending discontinuity, situated in the southern Sapucaia and Xinguara and in the northern Canaã dos Carajás. In this region, Dall'Agnol et al. (2013) showed that the Carajás Domain does not correspond to a tectonically homogeneous Archean crust, which led to the adoption of the names Canaã dos Carajás Domain and Sapucaia Domain for its northern and southern portions, respectively (Figure 1b).

The Rio Maria Domain is formed by greenstone belts composed primarily of komatiites and tholeiitic basalts and subordinate intermediate to felsic metaigneous rocks interspersed with metagraywackes (Andorinhas supergroup; DOCEGEO, 1988; Huhn et al., 1988; Souza et al., 2001), which are intruded by tonalite-trondhjemite-granodiorite series (TTG) granitoids. These granitoids have been discriminated into four groups (Dall'Agnol et al., 2006; Almeida et al., 2011, 2013; Oliveira et al., 2009): (I) older TTG series (2.96 ± 0.02 Ga), represented by the Arco Verde tonalite, Mogno trondhjemite and intermediary TTG series (2.93 ± 0.02 Ga), the Caracol tonalitic complex, Mariazinha tonalite and the younger rocks of the Arco Verde tonalite; (II) the Rio Maria sanukitoid suite (~ 2.87 Ga), composed mainly of granodiorites, with associated mafic and intermediate rocks forming enclaves or, locally, small bodies; These granitoids are intruded by the Água Fria trondhjemite (Leite et al., 2004); (III) younger TTG series (2.86 ± 0.01 Ga) are represented by Água Fria trondhjemite, exposed only in the Xinguara area; (IV) and potassic leucogranites of calc-alkaline affinity (~ 2.87 – 2.86 Ga) are represented by Xinguara and Mata Surrão granites and small granitic stocks. Moreover, the Garantã suite is composed of granodiorites to monzogranites with high Ba and Sr contents (Althoff et al., 2000; Almeida et al., 2010). These units are covered by metasediments, also of Archean age, the Rio Fresco Group and intruded by Paleoproterozoic anorogenic granites of the 1.88 Ga, Jamon Suite; (Barbosa et al., 1995; Paiva Jr. et al., 2010).

The Canaã dos Carajás Domain is characterized by dominance of granites (*sensu stricto*) (Canaã dos Carajás, Bom Jesus, Cruzadão, Serra Dourada granites), associated with enderbite-charnokite-granites (Planalto suite and Pium diopside-norite) with rare occurrences of TTG (Rio Verde trondhjemite), besides, Campina Verde and Bacaba tonalite and anorogenic granites (Feio et al., 2012; Santos P. et al., 2013), while the Sapucaia Domain is formed by TTG (Colorado trondhjemite), São Carlos tonalite, sanukitoids (Água Azul, Água Limpa and Rio Maria granodiorites) and several leucogranite bodies (Gabriel and Oliveira, 2014; Santos P. et al., 2013; Silva, 2013; Santos M. et al., 2013; Teixeira et al., 2013; Santos and Oliveira, submitted), interpreted as an extension of the Rio Maria Domain. However, both domains were affected by neoproterozoic events with respect to Carajás Basin origin.

2.1. Sanukitoid intrusions in the Carajás Province, Brazil

Sanukitoid intrusions could be grouped into two sets: (1) those belonging to the Rio Maria Domain, which are found near the town of Rio Maria (Medeiros, 1987; Soares, 1996), in the southern Xinguara region and northern part of Identidade Greenstone (Souza et al., 1996), in addition to occurrences in the Vila Marajoara (Althoff, 1996; Althoff et al., 2000), close to the Serra do Inajá (Rolando and Macambira, 2002, 2003) and to the east of the town of Bannach (Oliveira et al., 2009); and (2) those that have been recognized in the Sapucaia Domain, around Água Azul do Norte (Gabriel and Oliveira, 2014; Santos M. et al., 2013) and to the north-west of the town of Xinguara (Leite, 2001).



Rio Maria Domain sanukitoid rocks exhibit a broadly granodioritic composition, with lesser amounts of tonalitic and monzogranitic compositions and variable amphibole and bioti-

te contents, sometimes also epidote, besides gray color with greenish shades, due to occurrence of saussuritized plagioclase, and have medium- to coarse-grained hypidiomorphic texture (Medeiros, 1987; Souza, 1994; Oliveira et al., 2009). These rocks are often exposed as blocks, which exhibit mafic enclaves disposed along the foliation planes with rounded, elongated or irregularly shape that occasionally show features of the interaction with the host rock (Medeiros, 1987; Oliveira et al., 2009).

Mafic and intermediate rocks are commonly characterized by enclaves or, more rarely, small bodies, which have (quartz) dioritic and monzodioritic compositions, with medium- to fine-grained hypidiomorphic texture, displaying dark color with greenish-shades (Medeiros, 1987; Souza, 1994; Oliveira et al., 2009). Layered rocks also occur, albeit restrictedly. With respect to deformation, they are isotropic to strongly oriented rocks (Medeiros, 1987; Althoff, 1996), with main foliation trend to NW-SE and WNW-ESE, dipping 60° to 80° to the NE and SW, respectively.

Sapucaia Domain rocks are divided into two bodies: Água Azul granodiorite (AAGrd) and Água Limpa granodiorite (ALGrd), which are porphyritic and exposed in large blocks arranged along the two E-W trending belts, in addition to being recrystallized and affected by extensive shear zones with sinistral transpressive kinematics (Gabriel and Oliveira, 2014). The AAGrd and ALGrd (2,88 Ga, Oliveira et al., 2010) are predominantly composed of granodiorite and in lesser amounts tonalite and monzogranite, where epidote also occurs as a major accessory mineral. These also differ from Rio Maria Domain rocks due to the absence of intermediate rocks and enclave scarcity (Gabriel and Oliveira, 2014).

There is also amphibole-bearing granodiorite in the Ourilândia do Norte area, which is slightly to strongly structured and the mafic and felsic minerals define compositional banding. Mafic enclaves are the best foliation markers, whose NW-SE to WNW-ESE trends are concordant with the regional foliation (Santos M. et al., 2013). The Xinguara region contains a granodiorite stock and small bodies of mafic and intermediate rocks, with regional NW-SE to WNW-ESE orientation and shear zones with sinistral transpressive kinematics (Leite, 2001).

2.1.1. Geology and field relationships in the Ourilândia do Norte area

In general, exposed rocks in the Ourilândia do Norte area show a wide compositional range, from (quartz) dioritic, quartz-monzodioritic, tonalitic, granodioritic and monzogranitic to leucogranitic compositions (Figure 2). These rocks are weakly to strongly deformed, with NE-SW trending foliation; the former usually has well-preserved igneous textures and the latter proto- to mylonitic textures, due to increased deformation close to shear zones and body limits. Granodiorite and associated rocks (Figure 3a-b) are the main lithologies studied, being homogeneous texturally and often show round mafic enclaves, similar to those described in the Rio Maria area.

The Ourilândia do Norte granodiorites are light gray with greenish hues related to the calcium plagioclase saussuritization. These rocks generally exhibit fine to medium-grained (<2.0 mm) equigranular hypidiomorphic (Figure 3c), or medium- to coarse-grained (3.5-5.0 mm) inequigranular texture, though some crystals reach up to 9.5 mm. These granitoids are intrusive into the Archean greenstone belts rocks and contain occasionally xenoliths of these rocks.

The mafic to intermediate rocks are represented by (quartz) diorites, quartz-monzodiorites and mafic enclaves. The (quartz) diorites are dark gray with greenish shades and fine- to medium-grained texture (Figure 3d). The quartz-monzodiorites exhibit broad textural homogeneity with medium grain size and grayish pink color (Figure 3e). Mafic enclave inclusions are evidence of interaction between these rocks. Finally, the mafic enclaves are widespread throughout all the aforementioned rocks and may be parallel or not with foliation planes. They exhibit fine-grained idiomorphic texture and rounded or elongated shape, which often show mingling relationships with the host rocks (Figure 3a-c-e). Most enclaves have oblate shapes,

originating in the coaxial deformation regime of the submagmatic stage; however, prolate forms are observed close to shear zones.

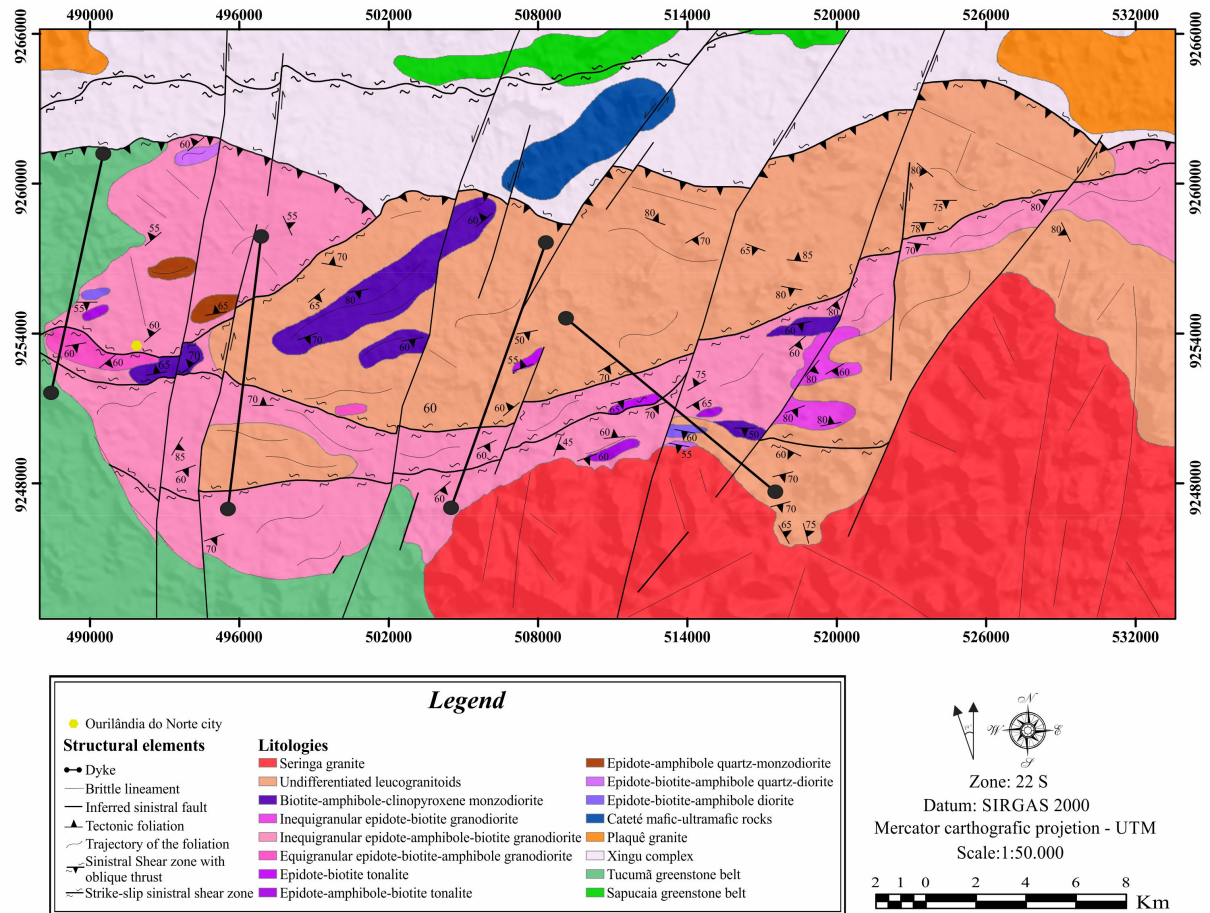


Figure 2. Geological map of the Ourilândia do Norte area.

Source: Author.

Monzogranites have medium- to coarse-grained heterogranular texture and grayish color with pink shades (Figure 3f), mainly due to their higher mafic mineral content. Partially digested small mafic enclaves may also be present. These rocks crop out on the northwest and southeast portions of the area. Undifferentiated leucogranites are pink in color, with fine- to coarse-grained heterogranular texture, and a few mafic enclaves. This is the main lithology exposed in the area; though, this is not the object of the present study. Both units are weakly to moderately deformed, display NE-SW foliation, and are affected by shear zones and N-S trending faults and fractures.

3. Petrography

3.1. Modal composition and classification

Meso and microscopic analysis of the different lithologies identify four major groups of rocks: granodiorites, (quartz) diorites, quartz-monzodiorites and monzogranites. 59 thin sections were studied, whose modal compositions were obtained through Hardledge software (Endeeper; Table 1) and Q-A-P plus Q-(A+P)-M diagrams (Figure 4; Le Maître, 2002). The paragenesis of these varieties is represented by quartz, K-feldspar and plagioclase, and the main mafic phases are represented by amphibole, biotite, epidote and clinopyroxene, the last

one occurs only in monzogranite rocks. The primary accessory minerals are epidote, zoisite, clinozoisite, allanite, titanite, zircon, apatite and opaque minerals.

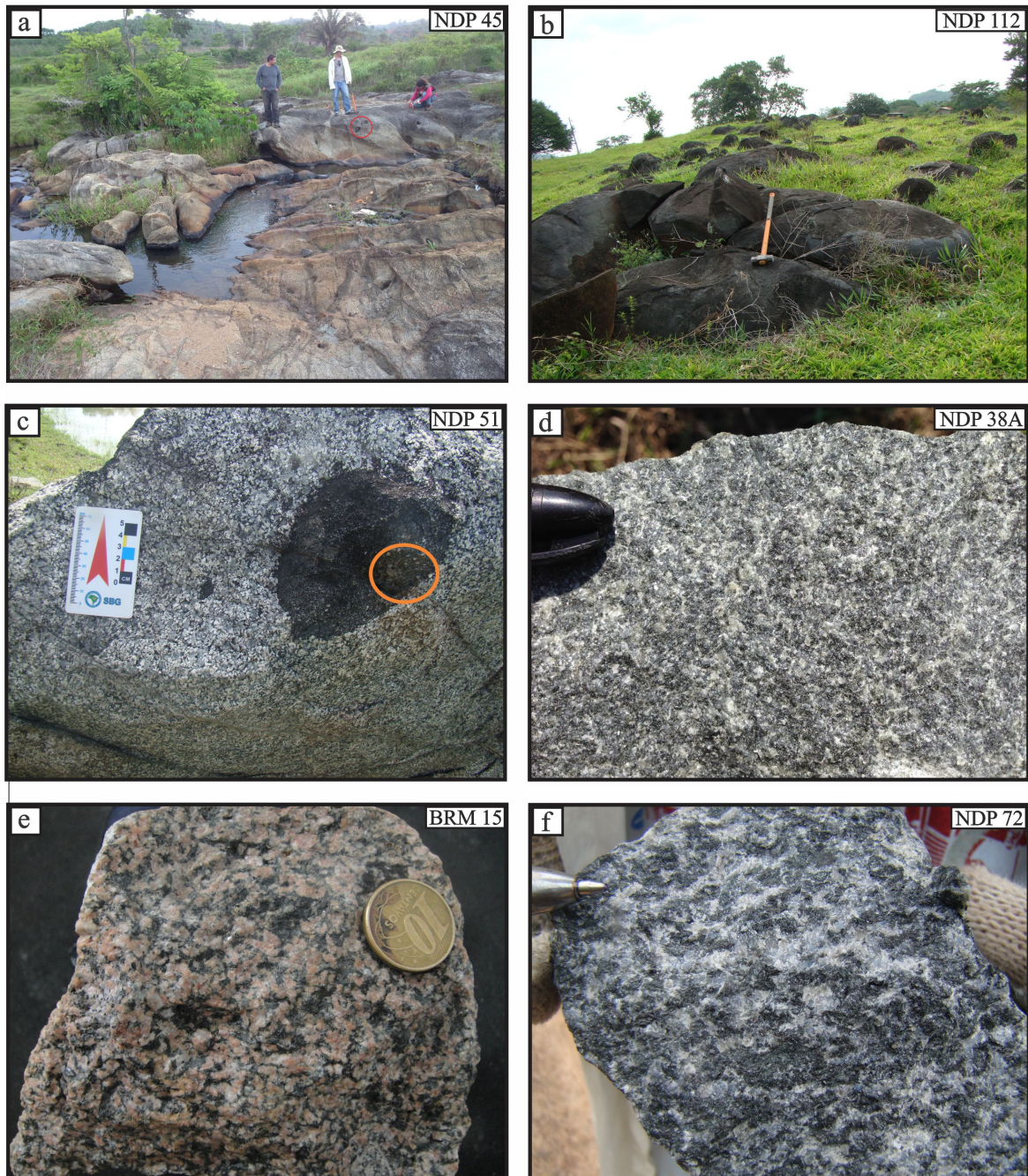


Figure 3. Textural aspects of the granodiorites and associated rocks. (a) Granodiorites with enclaves (red circle). (b) Occurrence form of quartz-diorite. (c) Equigranular granodiorite; in detail (orange circle) crystals of host rock assimilated into the enclave. (d) Medium-grained texture and grayish quartz-diorite. (e) Textural homogeneity of quartz-monzodiorite that exhibit medium-grained and grayish pink color. (f) Monzogranites with coarse-grained heterogranular texture and grayish color.

Source: Author.

Mineralogical and textural aspects as well as ferromagnesian mineral modal contents demonstrate a subdivision of “granodiorites” into five varieties: epidote-amphibole-biotite tonalite (EABTnl); epidote-biotite tonalite (EBTnl); equigranular epidote-biotite-amphibole granodiorite (eEBAGnd); inequigranular epidote-amphibole-biotite granodiorite (iEABGnd); and

inequigranular epidote-biotite granodiorite (iEBGnd). The other three groups are divided as follows: epidote-amphibole diorite (EADrt) plus epidote-biotite-amphibole quartz-diorite (EBAQzDrt); epidote-amphibole quartz-monzodiorite (EAQzMzD); and biotite-amphibole-clinopyroxene monzogranite (BACMnz).

Modal analysis demonstrated petrographic heterogeneity of the granodiorite group due to variation in the plagioclase/alkali feldspar (P/A) ratio and mafic mineral content (M). The last one clearly shows separation between eEBAGnd, which displays amphibole dominance with high amphibole/biotite ratios (>1.0 ; Amp/Bt), as opposed to iEBAGnd and partly to EABTnl, which exhibit intermediate ratios (>0.25 and <0.6) and EBTnl plus iEBGnd with low ratios (<0.25 ; Figure 5).

The (quartz) diorites contain two varieties based on modal quartz content: EADrt (1.2%) and EBAQzDrt (6.9%), the latter also shows the highest average of Amp/Bt ratios (50.7) among all lithologies, due to its less evolved character (Table 1; Figure 4). Quartz-monzodiorites have an intermediate character and M content (27.7%) is slightly higher than that of the granodiorites. Furthermore, the high magmatic epidote content ($\geq 1.0\%$), common for all lithologies described, may denote petrological affinities between these rocks. On the other hand, the low epidote ($<0.2\%$) content and frequent presence of clinopyroxene associated with the slightly higher M content of BACMnz in relation to granodiorite rocks, suggest that it is not a product of the fractional crystallization of granodiorite rocks.

The plot of all groups in the Q-A-P diagram illustrates a trend analogous to those defined for the tonalitic and granodioritic calc-alkaline series (Lameyre and Bowden, 1982; Bowden, 1984), with an increase in alkalis and decrease in $MgO+FeO_t$ from mafic to intermediate rocks, possibly by fractional crystallization. Since calc-alkaline series rocks are usually the product of oxidized and hydrated magmas (Irvine and Baragar, 1971; Gill, 1981), the restricted occurrence of magnetite and high amphibole and magmatic epidote contents, as well as the absence of dehydrated minerals, indicate this character for Ourilândia do Norte granitoids.

The similarities between these rocks and Rio Maria and Sapucaia Domains sanukitoids (Oliveira et al, 2009; Gabriel and Oliveira, 2014; Santos M. et al., 2013) is evidenced by the high amphibole and magmatic epidote contents, and the presence of mafic enclaves, although the granodiorites of Ourilândia do Norte are slightly enriched in quartz, while in tonalitic and dioritic varieties it is significantly higher (Figure 4).

3.2. Textural Analysis and Deformation Effects

The most abundant studied rocks exhibit well-preserved magmatic features, such as the equigranular hipidiomorphic texture. Nevertheless, deformation was heterogeneous, giving rise to proto- to mylonitic textures, due to increased strain close to the main ductile shear zones. In rocks with protomylonitic texture minerals are elongated and often occur as clusters, K-feldspars may be microcracked and the biotite slightly curved. Those with mylonitic texture contained recrystallized quartz, biotite and secondary epidote, concentrated in the feldspar grains boundary, as well as softly curved amphibole porphyroclasts and strongly oriented biotite₂ that generate S-C and C' microstructures. The main textural characteristics identified are presented below.

The earlier-crystallized feldspars show euhedral to subhedral shapes and fine- to medium-grained (0.5-3.1 mm) texture, although some crystals reach up to 7.5 mm. Twinned albite is partially visible, due to moderate to intense sericitization of the plagioclase (Figure 6a), generating secondary epidote, quartz and muscovite. C-type myrmekite intergrowth is restricted and granophyric and string-type perthitic intergrowths are frequent in K-feldspar crystals. Late-crystallized feldspars have anhedral to subhedral shapes and are fine-grained (<0.2 mm). They occur interstitially and/or are associated with recrystallized varieties. In rocks with pro-

to- to mesomylonite texture, feldspars exhibit crystal-plastic deformation characterized by patchy undulant extinction, tapering deformation twins, gentle fold (Figure 7a) and to a lesser degree kink bands, formed under moderate temperatures (<450°C). The microcrack texture also develops in similar temperatures; it acts as a transition marker on the brittle-to-ductile regime (Figure 6b; Vernon, 2004).

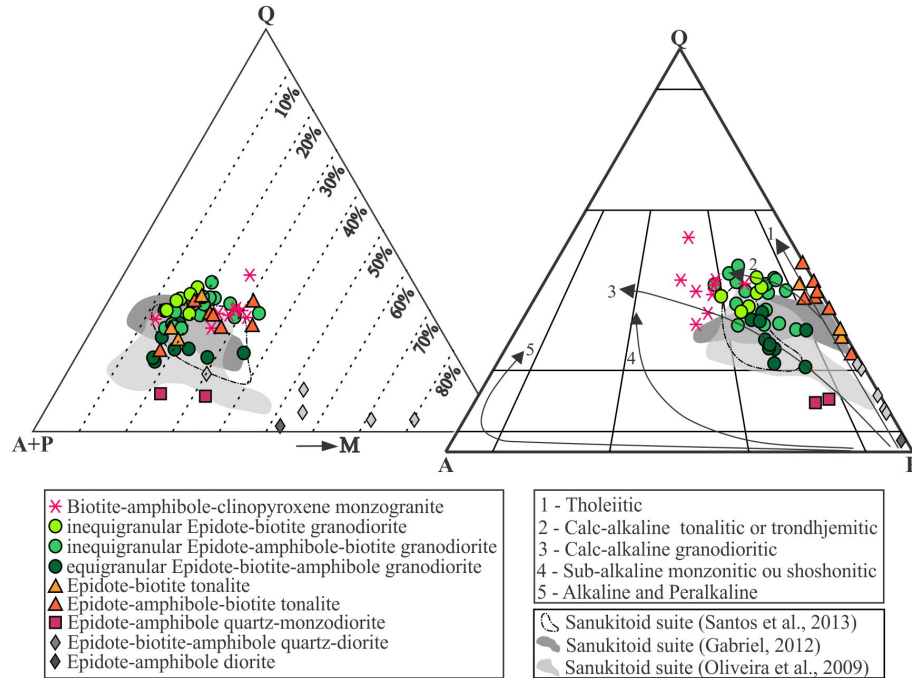


Figure 4. Q-A-P and Q-(A+P)-M plots for the Rio Maria granodiorite and associated rocks of Ourilândia do Norte area.

Source: Le Maître, 2002. 1-5 - granitic series and their evolutionary trends (Lameyre and Bowden, 1982; Bowden, 1984).

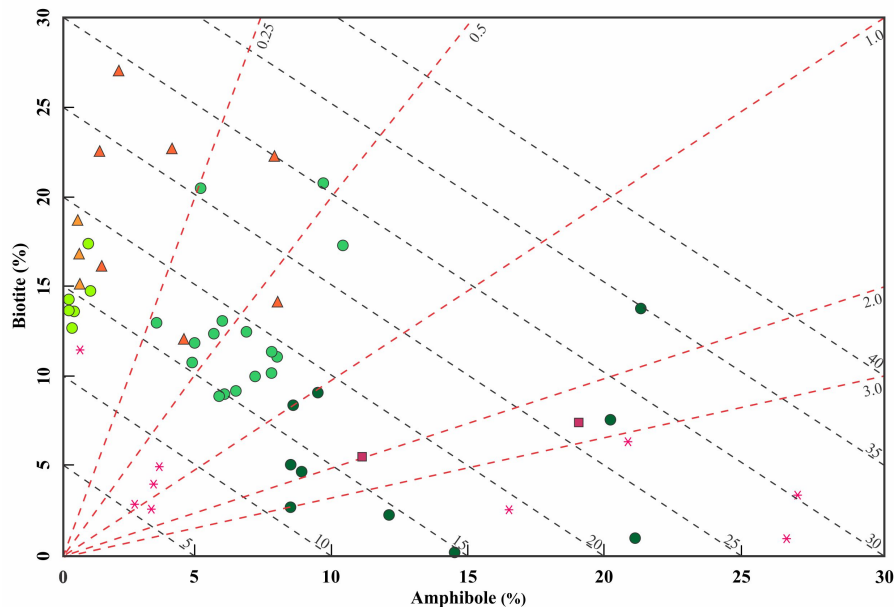


Figure 5. Amphibole versus biotite content, with the lines of equal values of Amp/Bt ratios (dashed in red) and the sum of Amp+Bt indicated (dashed in black), symbols as in figure 4.

Source: Author..

Table 1. Modal compositions of the Rio Maria Granodiorite and associated rocks (Ourilândia do Norte area).

(continued).

RIO MARIA SUITE ROCKS																															
UNIT	Epidote-Amphibole Biotite Tonalite							Epidote- Biotite Tonalite			Equigranular Epidote-Biotite-Amphibole Granodiorite									Inquigranular Epidote-Amphibole-Biotite Granodiorite											
	SAMPLE	NDP	NDP	NDP	NDP	NDP	NDP	BRM	NDP	NDP	NDP	NDP	NDP	BRM	NDP	NDP	NDP	BRM	BRM	BRM	BRM	BRM	NDP	BRM	NDP	BRM	NDP	NDP	BRM		
MINERAL (%)	38A	65	104	106	107	108	121	14	15B	62	1	28A	30A	31	31	32A	46	60	112	113B	10A	13	29	44	47	66	50A	51A	53A	68A	
Quartz	20.3	29.4	26.4	34.6	29.0	26.0	32.5	33.7	23.0	25.8	27.0	19.5	18.5	20.4	20.5	23.4	26.9	30.0	17.4	18.3	25.6	33.1	33.8	31.6	28.9	26.6	28.4	25.6	29.3	26.0	
Alkali-feldspar	0.8	1.3	0.4	0.1	3.2	0.1	0.1	2.7	0.8	0.1	13.8	5.0	12.9	13.4	13.3	14.9	14.9	13.0	10.3	15.6	8.3	6.2	17.7	12.6	15.3	10.6	5.1	13.0	11.4	18.0	
Plagioclase	61.9	45.7	39.4	46.9	43.7	46.7	36.5	44.2	56.6	57.4	42.5	40.1	40.5	46.0	43.1	45.8	40.3	43.8	54.9	49.5	50.5	38.3	30.0	35.0	34.5	46.3	37.5	42.4	25.5	38.8	
Biotite	12.0	14.1	27.0	16.2	22.6	22.6	22.2	16.8	18.7	15.1	4.7	13.8	7.6	9.1	1.0	0.2	8.4	2.7	5.1	2.3	8.9	13.0	10.0	11.1	13.1	9.2	17.3	10.2	20.8	10.8	
Amphibole	4.4	7.8	2.0	1.4	1.3	4.0	7.7	0.6	0.5	0.6	8.7	21.1	20.0	9.3	20.9	14.3	8.4	8.3	8.3	11.9	5.7	3.4	7.0	7.8	5.8	6.3	10.2	7.6	9.5	4.7	
Titanite	-	0.1	0.1	-	-	-	-	-	Tr	0.1	-	-	-	0.1	-	Tr	-	0.4	0.3	0.5	0.2	0.2	-	-	-	Tr	-	0.2	0.4	-	
Zircon	Tr	Tr	-	-	Tr	Tr	-	Tr	Tr	-	Tr	-	-	0.1	0.3	0.1	Tr	0.1	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	-	0.1	Tr	-	-	Tr	Tr	
Allanite	-	-	-	-	-	-	-	0.2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.2	0.2	-	-	0.9	-	0.2	0.2	Tr	-	0.1	0.7	-	
Opaques Minerals	-	Tr	-	0.1	Tr	Tr	0.1	Tr	-	Tr	-	-	Tr	Tr	-	-	-	0.6	Tr	0.6	Tr	Tr	-	Tr	-	-	-	0.4	Tr	Tr	
Epidote	0.6	1.3	3.7	0.7	0.2	0.6	0.9	1.2	0.4	0.9	3.3	0.5	0.5	1.3	0.9	-	1.1	0.9	2.0	1.0	0.5	2.0	1.4	1.6	2.1	0.7	1.5	0.5	0.8	0.8	
Zoisite	-	-	-	-	-	-	-	0.6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.3	0.3	-	1.4	-	0.1	-	0.3	-	-	1.5	0.8	
Clinozoisite	-	0.2	1.0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.2	-	1.3	-	-	0.2	-	0.2	1.5	0.1	Tr	Tr	-	-	-	-	Tr	
Apatite	-	0.1	Tr	-	-	-	-	Tr	-	-	-	-	Tr	0.1	-	-	Tr	Tr	Tr	Tr	0.1	-	Tr	Tr	-	Tr	-	-	0.1	0.1	
Felsic	83.0	76.5	66.2	81.6	75.9	72.8	69.1	80.6	80.5	83.3	83.3	64.6	71.9	79.9	76.9	84.1	82.1	86.8	82.6	83.4	84.5	77.6	81.5	79.2	78.7	83.5	71.0	81.0	66.3	82.9	
Mafic	17.0	23.5	33.8	18.4	24.1	27.2	30.9	19.4	19.5	16.7	16.7	35.4	28.1	20.1	23.1	15.9	17.9	13.2	17.4	16.6	15.5	22.4	18.5	20.8	21.3	16.5	29.0	19.0	33.7	17.1	
Pl/A	77.4	35.2	98.5	469.0	13.7	467.0	365.0	16.4	70.9	574.0	3.1	8.0	3.1	3.4	3.2	3.1	2.7	3.4	5.3	3.2	6.1	6.2	1.7	2.8	2.3	4.4	7.4	3.3	2.2	2.2	
A+P	62.7	47.0	39.8	47.0	46.9	46.8	36.6	46.9	57.5	57.5	56.3	45.1	53.4	59.4	56.4	60.7	55.2	56.8	65.2	65.1	58.8	44.5	47.7	47.6	49.8	56.9	42.6	55.4	36.9	56.8	
Q+A	21.1	30.7	26.8	34.7	32.2	26.1	32.6	36.4	23.8	25.9	40.8	24.5	31.4	33.8	33.8	38.3	41.8	43.0	27.7	33.9	33.9	39.3	51.5	44.2	44.2	37.2	33.5	38.6	40.7	44.0	
Amp+Biotite	16.4	21.9	29.0	17.6	23.9	26.6	29.9	17.4	19.2	15.7	13.4	34.9	27.6	18.4	21.9	14.5	16.8	11.0	13.4	14.2	14.6	16.4	17.0	18.9	18.9	15.5	27.5	17.8	30.3	15.5	
Amp/Biotite	0.4	0.6	0.1	0.1	0.1	0.2	0.3	0.0	0.0	0.0	1.9	1.5	2.6	1.0	20.9	71.5	1.0	3.1	1.6	5.2	0.6	0.3	0.7	0.7	0.4	0.7	0.6	0.7	0.5	0.4	
To 100%																															
Quartz	24.4	38.4	40.0	42.4	38.1	35.8	47.0	41.8	28.6	31.0	32.4	29.6	25.8	25.6	26.7	27.8	32.8	34.5	21.0	21.9	30.3	42.7	41.5	39.8	36.7	31.8	40.0	31.6	44.3	31.4	
Alkali-feldspar	1.0	1.7	0.6	0.1	4.2	0.1	0.1	3.4	0.9	0.1	16.6	7.8	17.9	16.8	17.3	17.8	18.1	15.0	12.4	18.7	9.8	8.0	21.7	15.9	19.4	12.7	7.2	16.0	17.2	21.7	
Plagioclase	74.6	59.9	59.4	57.5	57.7	64.1	52.9	54.8	70.5	68.9	51.0	62.6	56.3	57.6	56.0	54.4	49.1	50.5	66.6	59.4	59.9	49.3	36.8	44.3	43.9	55.5	52.8	52.4	38.5	46.9	
Number of points	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000

Abbreviations: A+P - Alkali-feldspar+Plagioclase; Q+A - Alkali-feldspar+Quartz; Amp - Amphibole, Tr - Trace; M - according to Le Maître, 2002.

Source: Author.

Table 1. Modal composition of the Rio Maria Granodiorite and associated rocks (Ourilândia do Norte area).

		RIO MARIA SUITE ROCKS											ASSOCIATED MAFIC AND INTERMEDIATE ROCKS						ASSOCIATED MONZOGRANITE ROCKS															
UNIT		Equigranular Epidote-Amphibole-Biotite Granodiorite						Inequigranular Epidote-Biotite Granodiorite						Epidote-Biotite-Amphibole Diorite to Quartz-Diorite						Epidote-Amp-Qtz Monzodiorite		± Biotite-Amphibole Clinopyroxene Monzogranite												
SAMPLE		NDP	BRM	NDP	NDP	NDP	NDP	NDP	NDP	NDP	NDP	NDP	NDP	NDP	NDP	BRM	BRM	NDP	BRM	BRM	BRM	NDP	NDP	NDP	NDP	NDP	NDP	NDP	NDP	NDP	NDP	NDP	NDP	NDP
MINERAL (%)		81	82A	88	105	116	122	100	101	117B	124	126	130	39A	30B	38B	39B	112A	116B	15	49	27	59B	72	75	77A	78	83	119	123				
Quartz		37.0	33.1	33.4	32.3	31.7	29.7	35.7	34.0	30.1	32.8	29.2	33.0	1.2	2.8	2.7	10.2	4.5	14.3	9.2	8.6	30.6	29.2	28.8	27.7	25.7	30.1	38.8	28.2	30.0				
Alkali-feldspar		11.5	13.1	8.5	9.2	6.0	11.7	9.8	10.0	16.6	18.5	13.9	11.9	-	-	-	-	-	-	11.5	7.7	20.3	17.5	19.2	26.8	19.9	10.8	15.6	14.9	14.6				
Plagioclase		31.7	32.3	38.4	40.3	35.9	43.0	37.1	39.3	39.7	33.7	38.0	40.0	46.3	26.0	16.5	36.7	40.0	55.4	56.4	50.6	20.8	28.2	24.4	33.0	29.0	30.9	18.5	25.1	25.6				
Biotite		12.5	11.4	12.4	11.9	20.5	9.0	14.8	13.7	12.7	13.6	17.4	14.3	-	1.2	10.7	7.0	0.3	16.8	5.6	7.6	6.4	2.6	5.0	11.5	2.9	4.0	2.4	3.4	1.0				
Amphibole		6.7	7.6	5.5	4.8	5.0	5.9	1.0	0.2	0.3	0.4	0.9	0.2	51.3	65.8	70.0	42.6	55.1	7.0	11.0	18.7	20.7	3.2	3.5	0.6	2.6	3.3	16.2	26.9	26.5				
Clinopyroxene		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.2	18.3	18.5	-	19.0	20.7	6.1	-	0.5				
Titanite		-	0.1	-	0.1	-	Tr	0.3	0.3	0.1	0.1	0.1	0.1	-	1.3	-	0.1	-	0.3	0.4	1.0	-	-	-	-	-	-	0.5	0.8	1.1				
Zircon		Tr	-	Tr	0.1	Tr	0.1	-	Tr	Tr	Tr	Tr	-	-	-	-	-	-	-	0.7	Tr	-	-	-	-	Tr	-	-	Tr	-				
Allanite		-	0.3	0.3	Tr	0.3	0.2	-	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Tr	-	-	-	-	-	-	-	0.1			
Opaques Minerals		0.2	-	-	-	0.4	Tr	Tr	Tr	-	-	Tr	-	-	0.1	-	1.1	0.1	-	-	Tr	-	1.0	0.6	0.4	0.9	0.2	0.3	-	-				
Epidote		0.4	1.8	1.5	0.7	0.2	0.4	1.3	2.3	0.3	0.8	0.4	0.3	1.2	2.8	0.1	2.3	-	6.2	Tr	3.9	-	-	-	-	-	-	1.6	0.6	-				
Zoisite		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3.9	1.4	-	-	-	-	-	-	-	-	0.6				
Clinzoisite		-	-	-	0.5	Tr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-				
Apatite		-	0.3	-	0.1	-	-	Tr	Tr	-	-	0.1	-	-	-	-	-	-	0.1	0.5	-	-	-	-	-	Tr	-	0.1	Tr					
Felsic		80.2	78.8	80.3	81.9	73.6	84.4	82.6	83.3	86.4	85.0	81.1	84.9	47.5	28.8	19.2	46.9	44.5	69.7	77.2	67.4	71.7	75.0	72.4	87.4	74.6	71.8	73.0	68.3	70.2				
Mafic		19.8	21.2	19.7	18.1	26.4	15.6	17.4	16.7	13.6	15.0	18.9	15.1	52.5	71.2	80.8	53.1	55.5	30.3	22.8	32.6	28.3	25.0	27.6	12.6	25.4	28.2	27.0	31.7	29.8				
Pl/A		2.8	2.5	4.5	4.4	6.0	3.7	3.8	3.9	2.4	1.8	2.7	3.4	-	-	-	-	-	-	4.9	6.6	1.0	1.6	1.3	1.2	1.5	2.9	1.2	1.7	1.8				
A+P		43.2	45.4	46.9	49.5	41.9	54.7	46.9	49.3	56.3	52.2	51.9	51.9	46.3	26.0	16.7	34.7	40.0	55.4	67.9	58.3	41.1	45.7	43.6	59.8	48.9	41.7	34.1	40.0	40.2				
Q+A		48.5	46.2	41.9	41.5	37.7	41.4	45.5	44.0	46.7	51.3	43.1	44.9	1.2	2.8	2.2	12.2	4.5	14.3	20.7	16.3	50.9	46.7	48.0	54.4	45.6	40.9	54.4	43.1	44.6				
Amp+Biotite		19.2	19.0	17.9	16.7	25.5	14.9	15.8	13.9	13.0	14.0	18.3	14.5	51.3	67.0	80.7	49.6	55.4	23.8	16.6	26.3	27.1	5.8	8.5	12.1	5.5	7.3	18.6	30.3	27.5				
Amp/Biotite		0.5	0.7	0.4	0.4	0.2	0.7	0.1	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	-	54.8	6.5	6.1	183.7	2.4	2.0	2.5	3.2	1.2	0.7	0.1	0.9	0.8	6.8	7.9	26.5				
To 100%																																		
Quartz		46.1	42.1	41.6	39.5	43.1	35.2	43.2	40.8	34.8	38.6	36.0	38.9	2.4	9.7	14.1	21.7	10.1	20.6	11.9	12.9	42.6	39.0	39.8	31.6	34.4	42.0	53.2	41.4	42.8				
Alkali-feldspar		14.3	16.7	10.6	11.2	8.1	13.8	11.9	11.9	19.2	21.8	17.1	14.0	-	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	14.9	11.5	28.4	23.4	26.5	30.6	26.7	15.0	21.4	21.9	20.8				
Plagioclase		39.6	41.2	47.8	49.3	48.8	51.0	44.9	47.3	46.0	39.6	46.9	47.1	97.6	90.3	85.9	78.3	89.9	79.4	73.2	75.6	29.0	37.6	33.7	37.8	38.9	43.0	25.4	36.7	36.4				
Number of points		2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	1500	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000			

Abbreviations: A+P - Alkali-feldspar+Plagioclase; Q+A - Alkali-feldspar+Quartz; Amp - Amphibole, Tr – Trace; M - according to Le Maître, 2002.

Source: Author.

Moreover, feldspars generate recrystallized sub- and neograins and form core-and-mantle and poikilitic microstructures, wherein the porphyroclasts are surrounded by or contain inclusions of quartz, feldspars and biotite (Figure 7b-c). The core-and-mantle microstructure develops through dislocation creep and recovery processes, at temperatures above 500°C (Tullis et al., 2000); should this not occur, fracturing deformation begins (Vernon, 2004).

Three generations of quartz crystals were recognized: (1) medium-grained (0.7-2.8 mm) crystals with subhedral to euhedral shapes that usually form aggregates (Figure 6a-c); (2) fine-grained (<0.5 mm) anhedral interstitial grains concentrated in the outer zones of feldspars, which produces hypidiomorphic blasts with patchy undulate extinction; and (3) fine-grained inclusions, arising from destabilization of mafic minerals. The patchy undulant extinction in quartz₁ is caused by a crystal-plastic deformation (Figure 7d; Vernon, 2004) at temperatures ≥200°C (Blenkinsop, 2000) as well as deformation lamellae in subgrains arising from recovery processes by climb (Figure 6a; Blenkinsop and Drury, 1988; Drury, 1993). Besides, neograins were formed in the contacts due to strain-induced grain-boundary migration, which produced strain-free recrystallized quartz and clasts within feldspars crystals at low-temperatures (250-300°C, Figure 7d; Vernon, 2004). Quartz₂ displays different dynamic recrystallization features, and is poorly oriented originally, due to quartz₁ recrystallization (Figure 6b), which generated clasts by subgrain rotation and produced aggregates surrounding the feldspars (Figure 7b-c). At intermediate temperatures (400-450°C, Vernon, 2004), neograins with serrated and lobate shapes are produced at the boundaries and subsequently generate subgrains. This process was responsible for forming the felsic layers that defines *S-C* microstructures in the shear zone.

Most ferromagnesian minerals occur as mafic aggregates formed predominantly by hornblende ± actinolite, biotite, epidote, titanite and opaque minerals. Hornblende is greenish in color, exhibits euhedral to subhedral shapes, and is fine- to medium-grained (0.5-1.2 mm). It is well or partially preserved (Figure 6c-d), replaced in the late magmatic stage by biotite, titanite, chlorite, epidote and quartz, and contains small inclusions of apatite and clinozoisite. When associated with mylonitic rocks, it forms lenses, submillimetric crystal mafic aggregates, boundins, strain shadows and soft folds, produced at intermediate temperatures (≤600°C, Morrison-Smith, 1976). In the shear zones the curvature of the foliation is evidenced by *S-C* and *C'* structures; *S* is marked by dynamically recrystallized hornblende porphyroclasts, *C* by fine biotite and quartz₂ blasts and *C'* by actinolite (Figure 7e). Clinopyroxene is restricted to monzogranite, shows exsolution lamellae of orthopyroxene and amphibole rims (Figure 6e).

The primary biotite exhibits fine to medium-grained (<1.2 mm) lath-shaped crystals (Figure 7f) and bird's eye extinction. It contains zircon, titanite and epidote inclusions and is weakly chloritized. Biotite₂ occurs in recrystallized domains surrounding magmatic minerals, or oblique to the primary foliation, or in hornblende interstices. Biotite often exhibits curve and kink features due to crystal-plastic deformation (Figure 7f), and sometimes forms neograins by subgrain rotation (>200°C; Blenkinsop, 2000). There are two types of magmatic epidote textures: (1) crystals with or without zoned allanite core; (2) euhedral to subeuhedral crystals associated with and partially enclosed by biotite and hornblende (Figure 6f). The other primary accessory minerals are zircon, zoisite, allanite, titanite, apatite, and magnetite.

4. Geochemistry

4.1. Classification and magmatic series

Geochemical analyses of Ourilândia do Norte granitoids are summarized in table 2 and the analytical methods for major and trace elements are described in Appendix A. Comparison

data comprise a database of 454 samples, available in O'Brien et al. (1993), Halla (2005), Käpyaho (2006) and Heilimo et al. (2010; West Karelian sanukitoids); Medeiros (1987), Althoff (1996), Leite (2001) and Oliveira et al. (2005; 2006; 2009; Rio Maria sanukitoids); Gabriel and Oliveira (2014) and Santos M. et al. (2013) (Água Azul do Norte sanukitoids); Almeida et al. (2010 and 2011; Guarantã suite and TTGs from Rio Maria, respectively).

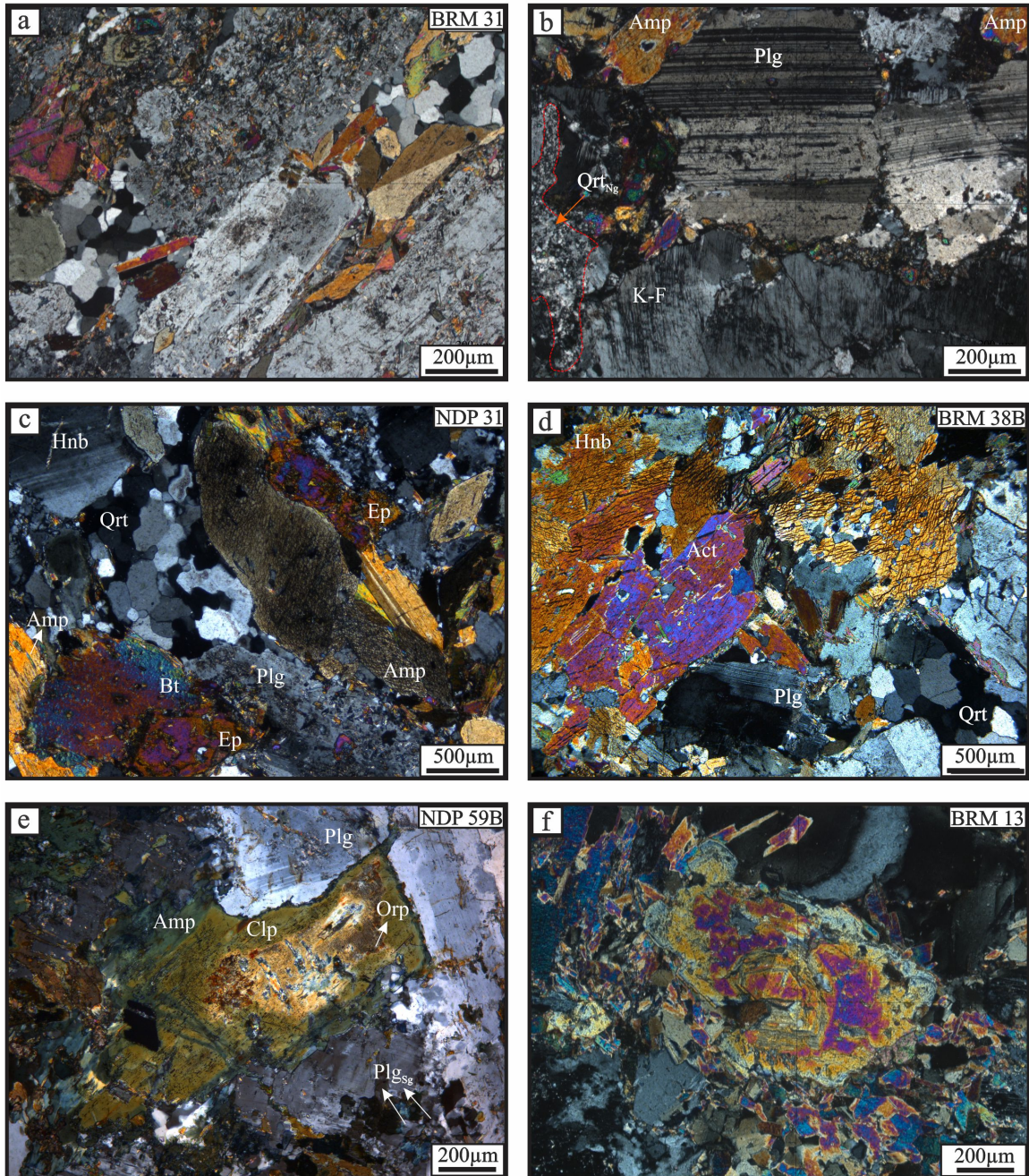


Figure 6. Microtextural aspects of sanukitoids. (a) Well-preserved magmatic aspects, despite intense saussuritization in some plagioclase crystals and patchy undulating extinction in quartz₁. (b) The K-feldspar crystals show albite-periclina twinned and is strongly fractured with quartz recrystallized precipitated, as it occurs in plagioclase crystal, the amphiboles are subhedral. Note the abundant neograins quartz generation (Qrt_{Ng}; left). (c) Relationship between mafic minerals, the epidote displays straight contacts with biotite (left) and lobed with amphibole (right). (d) Mafic aggregate with subhedral hornblende and actinolite crystals, plagioclase crystals are slightly curved. (e) Clinopyroxene with moderate exsolution lamellae of orthopyroxene and amorphous amphibole rims. (f) Zoned epidote magmatic. All photomicrographs with crossed nicols.

Source: Author.

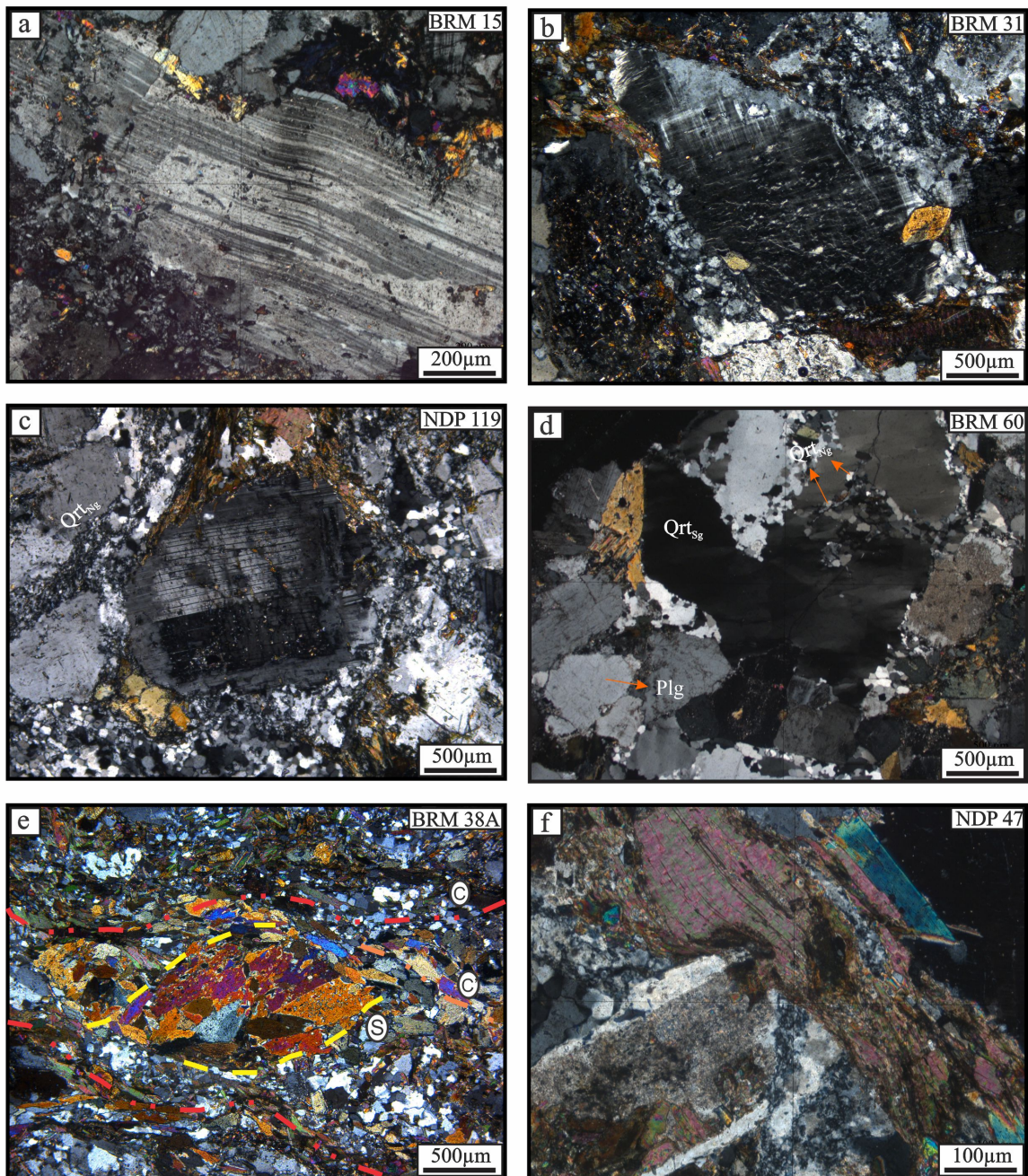


Figure 7. Deformational and microstructural aspects. (a) Plagioclase crystal exhibiting gentle fold. (b) K-feldspar porphyroblast bound by quartz₂ and biotite₂. (c) Core-and-mantle texture characterized by plagioclase porphyroblast bordered by subgrains and neograins of quartz, feldspars and biotite. (d) Patchy undulant extinction in subgrains of quartz₁ which is surrounded by subgrains and neograins of quartz. (e) S-C and C' structure in mylonite, S is defined by lensoid amphibole crystals, C by fine biotite₂ and quartz₂ blasts and C' by actinolite. (f) Biotite curved due to crystal-plastic deformation by strain of plagioclase crystal. All photomicrographs with crossed nicols.

Source: Author

Ourilândia do Norte sanukitoid rocks are less evolved than those that occur in the Rio Maria area, whose SiO₂ contents range from 46.2-60.9 wt.% for less evolved rocks (enclaves, (quartz) diorites and quartz-monzodiorites), 60.1-71.5 wt.% for granitoids (tonalites and granodiorites) and 63.6-65.1 wt.% for clinopyroxene-bearing monzogranites (Table 2). Al₂O₃ contents range from high in intermediate rocks (~16.4 wt.%) and granitoids (~15 wt.%), to low in monzogranites (~13.9 wt.%), when compared to values found in the calc-alkaline series (Irvine and Baragar, 1971; Ringwood, 1975; Barker, 1979; Wilson, 1989).

Furthermore, these rocks have high mantle-compatible elements contents such as #Mg, Cr and Ni, whose respective average values are highest in less evolved rocks (0.71, 436.0 ppm and 154.0 ppm), followed by granitoids (0.56 to 0.63, 154.6 ppm and 57.56 ppm) and monzogranites (0.47, 54.4 ppm and 34.4 ppm). They also exhibit high mantle-incompatible elements contents such as Ba and Sr, whose respective average values are 721.93 and 639.6 ppm for less evolved rocks, 828.31 and 566.44 ppm for granitoids and 879.5 and 314.0 ppm for monzogranites.

In the normative An-Ab-Or diagram, most Ourilândia do Norte granitoids display granodioritic composition. However, some show trondhjemitic and granitic compositions, possibly due to greater plagioclase and biotite contents, respectively (Figure 8a). Analogous behavior was observed in the P-Q diagram (Figure 8b), although some granitoids have lower normative quartz content, which assume quartz-monzodioritic and monzodioritic compositions. Monzogranites are concentrated in the granodiorite field, possibly due to the higher normative calcium content arising from clinopyroxene and plagioclase. In addition, this diagram shows a wide compositional variation for mafic enclaves, varying from diorite to quartz-syenite, as well as similarities with Karelian, Água Azul do Norte and Rio Maria sanukitoids.

The amphibole- or clinopyroxene-bearing varieties are essentially metaluminous, suggesting higher normative $\text{CaO}+(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ than Al_2O_3 content (Figure 8c-d), while those more enriched in biotite show a slightly peraluminous character. Analogous features are observed in Karelian, Água Azul do Norte and Rio Maria sanukitoids, while leucogranitoids from Guarantã suite and Rio Maria TTGs have more restricted compositions. The $\text{FeO}/(\text{FeOt}+\text{MgO})$ vs. SiO_2 and $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ vs. $\text{FeO}/(\text{FeOt}+\text{MgO})$ diagrams illustrate a significant discrimination between the sanukitoid affinity intrusions, which are strictly magnesian, and the clinopyroxene-bearing monzogranites, which are chemically distinct and demonstrate ferroan affinity, similar to the Rio Maria TTGs and the Guarantã suites (Figure 8e-f).

Ourilândia do Norte rocks, as well as other occurrences of sanukitoid rocks, follow the calc-alkaline series in the AFM diagram (Figure 9a), although some more Fe-enriched enclaves, intermediate rocks and monzogranite samples are similar to the tholeiitic series. The Guarantã suite and Rio Maria TTGs rocks are richest in alkali. Similar behavior has been observed in the K-Na-Ca diagram (Figure 9b), where granodiorites and monzogranites follow the calc-alkaline trend, while tonalites seem to follow the trondhjemitic trend and are enriched in Na, similar to Rio Maria TTGs. The $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO}$ vs. SiO_2 and K_2O vs. SiO_2 diagrams also show this slight separation. In the former, some tonalites and monzogranites are concentrated at the boundary of the calcic to calc-alkaline fields, while the other granitoids are dispersed among the calc-alkaline to alkali-calcic fields (Figure 9c). In the latter, all granitoids plot in the medium to high-K calc-alkaline fields; however, some tonalite samples plot near the boundary of the tholeiitic series and may be related to Rio Maria TTGs (Figure 9d). It is important to note the relative impoverishment of K_2O contents in Carajás Province sanukitoids when compared to those from South Africa (Laurent et al., 2011). This may reflect lower or no contribution of recycled continental material for Rio Maria Domain rocks within the mantle.

4.2 Major and trace elements

The main characteristics of Ourilândia do Norte rocks are depicted in selected Harker diagrams (Figure 10a-d). CaO, TiO_2 , MgO and Fe_2O_3 display negative correlation with increasing SiO_2 contents and non-collinear trends among less evolved rocks and granitoids. These rocks always fully overlay with other sanukitoid intrusions and partially with Rio Maria TTGs, except for MgO. The Guarantã suite exhibits a relation with the most evolved granito-

ids, while monzogranites plot outside the described trends, with CaO, TiO₂ and Fe₂O_{3t} contents generally higher than these granitoids.

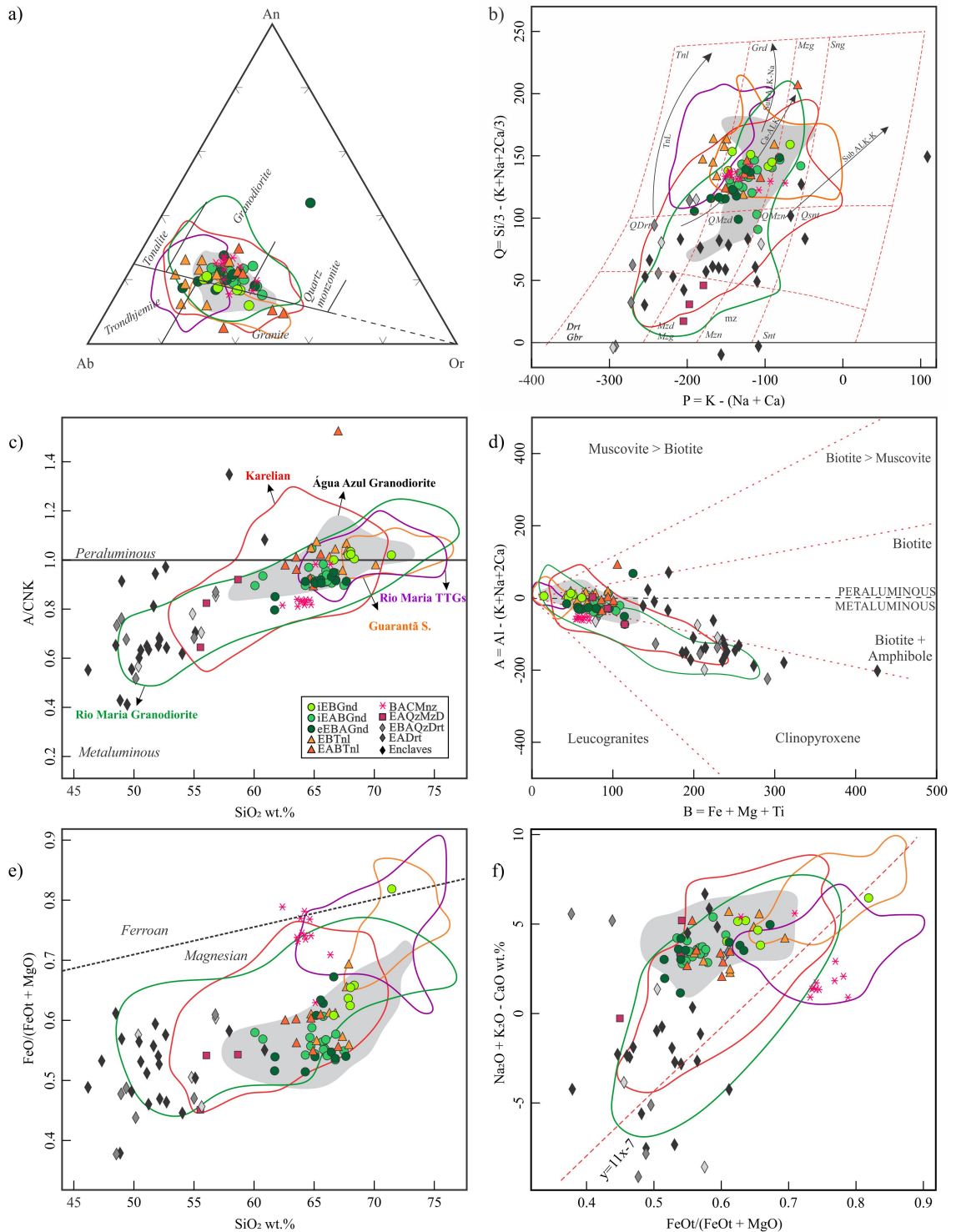


Figure 8. Geochemical plots showing the distribution of the samples of the granitoids from Ourilândia do Norte, sanukitoids suite from Karelian Province, sanukitoids suite from Carajás Province, in Rio Maria Domain and Sapucaia Domain, Guarantã suite and TTG from Rio Maria Domain. (a) Normative feldspar triangle. (b) P–Q diagram. (c) A/CNK [$Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$] vs. SiO_2 diagram. (d) B–A diagram. (e) $FeO/(FeOt+MgO)$ vs. SiO_2 , line separating ferroan and magnesian fields. (f) Na_2O+K_2O-CaO vs. $FeO/(FeOt+MgO)$, line $y=11x-7$ roughly separates sanukitoids and TTG rocks.

Source: a) O'Connor, 1965; fields of Barker, 1979; b) Debon and Le Fort, 1983; c). Shand, 1943; d) Debon and Le Fort, 1983; e) after Frost et al., 2001; f) Heilimo et al., 2010.

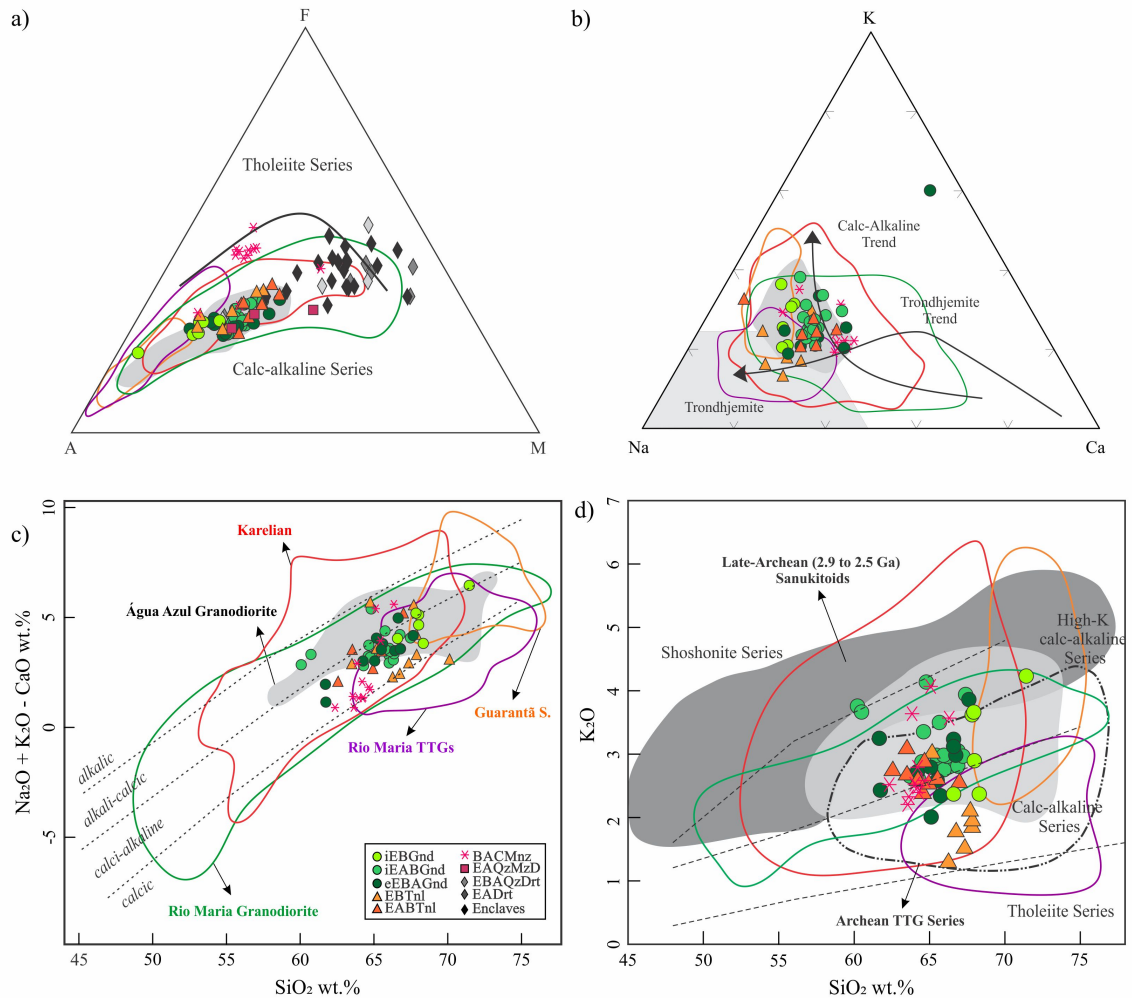


Figure 9. Geochemical plots showing the distribution of the granitoids from Ourilândia do Norte and rocks. (a) AFM diagram ($A=Na_2O+K_2O$; $F=FeO+0.9*Fe_2O_3$; $M=MgO$). (b) K-Na-Ca diagram. (c) Na_2O+K_2O-CaO vs. SiO_2 diagram, lines separating alkali, alkali-calcic, calc-alkaline and calcic fields. (d) K_2O vs. SiO_2 diagram. **Source:** a) Irvine and Baragar, 1971; b) calc-alkaline trend defined by Nockolds and Allen, (1953) and trend and field trondhjemitic defined by Barker and Arth, (1976); c) after Frost et al., 2001; d) Peccerillo and Taylor, 1976, late-Archean sanukitoids and Archean TTG series fields, Central Limpopo, South Africa, from Laurent et al. (2011).

The #Mg ranges from 0.5 to 0.8 for most rocks, showing a weak negative correlation with increase in SiO_2 (Table 2; Figure 10e), and usually remains nearly constant at ~ 0.7 for those with higher amphibole content and ~ 0.6 for those with biotite, as observed in other sanukitoids. Monzogranites often have #Mg less than 0.5, such as the Rio Maria TTGs and Guarantã suite. It is noteworthy that the tonalites are grouped perfectly in the sanukitoid field and show no relation with Rio Maria TTGs. In the Zr vs. SiO_2 diagram, Zr contents of most (quartz) diorites are < 50 ppm, unlike the less evolved rocks of the Rio Maria granodiorite (Figure 10f), while the other rocks Zr abundance ranges from 50 to 150 ppm, partially overlapping with other sanukitoids and differing from Rio Maria TTGs and the Guarantã suite.

Ba and Sr behave as incompatible elements in these rocks and tend to increase with SiO_2 (Figure 11a-b). Sr/Ba and Rb/Sr ratios exhibit a positive correlation with SiO_2 (Figure 11c-d). It is worth noting that tonalites exhibit lower Ba contents and higher Sr/Ba ratios that approximate TTGs, but #Mg values demonstrate their affinity with sanukitoids (Figure 10e). Fractionation processes should be inferred through analysis of Ba vs. Sr and Cr vs. Ni vector dia-

gramms (Figure 11e-f). These show remarkable amphibole, clinopyroxene and subordinate biotite and plagioclase fractionation.

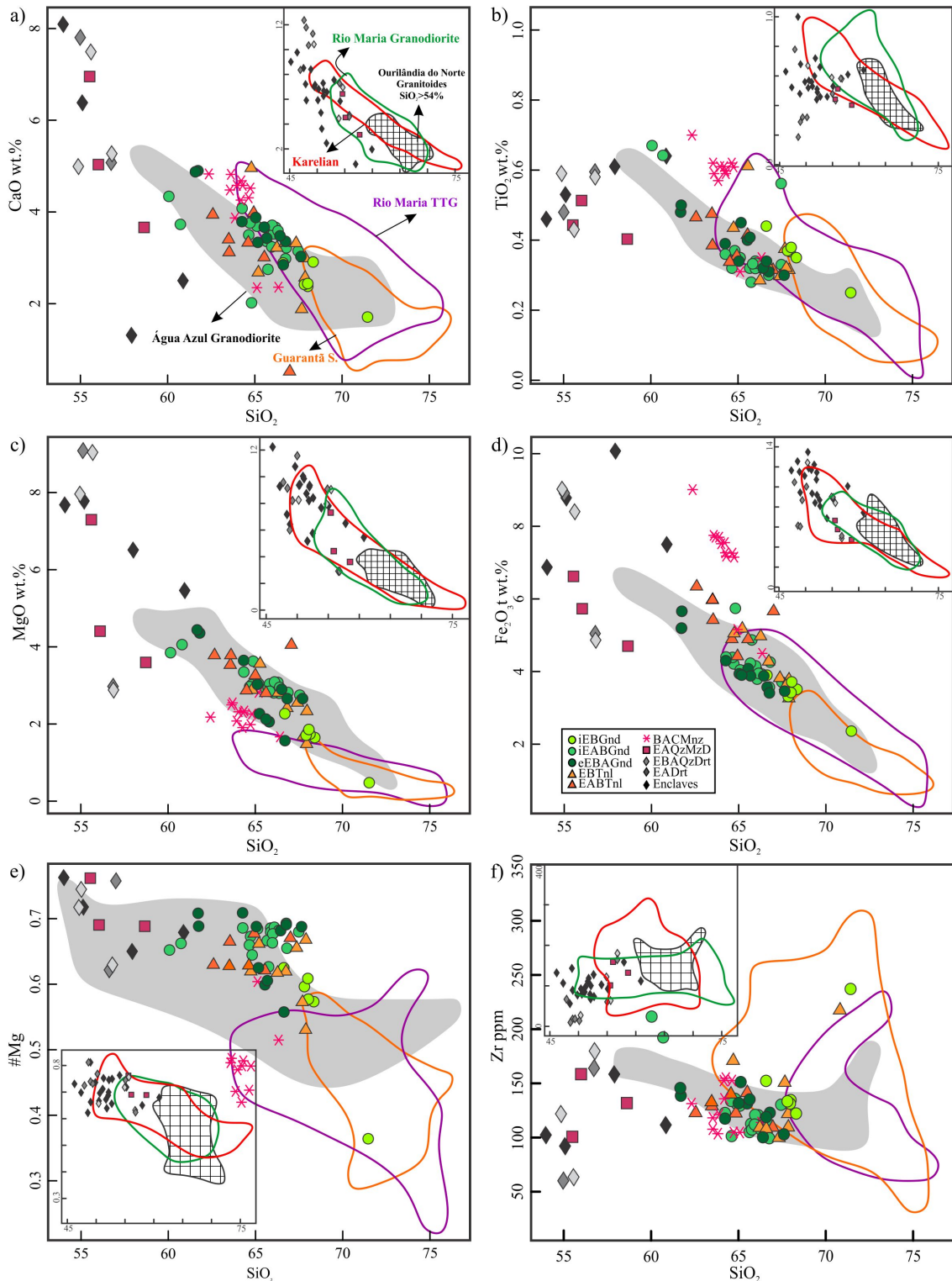


Figure 10. Harker plots ($\text{SiO}_2 > 55\%$) for selected major and trace elements and elemental ratios for granitoids from Ourilândia do Norte and fields for comparable rock suites. Insets illustrate the compositional variation of all lithotypes from $\text{SiO}_2 > 45\%$, while the shaded area represents the granitoids (tonalites to monzogranites). (a) CaO vs. SiO_2 . (b) TiO_2 vs. SiO_2 . (c) MgO vs. SiO_2 (d) Fe_2O_3 vs. SiO_2 . (e) #Mg - $\text{Mg} = \text{Mg}_2 / (\text{Mg}_2 + \text{Fe})$ molecular ration (f) Zr vs. SiO_2 .

Source: Author.

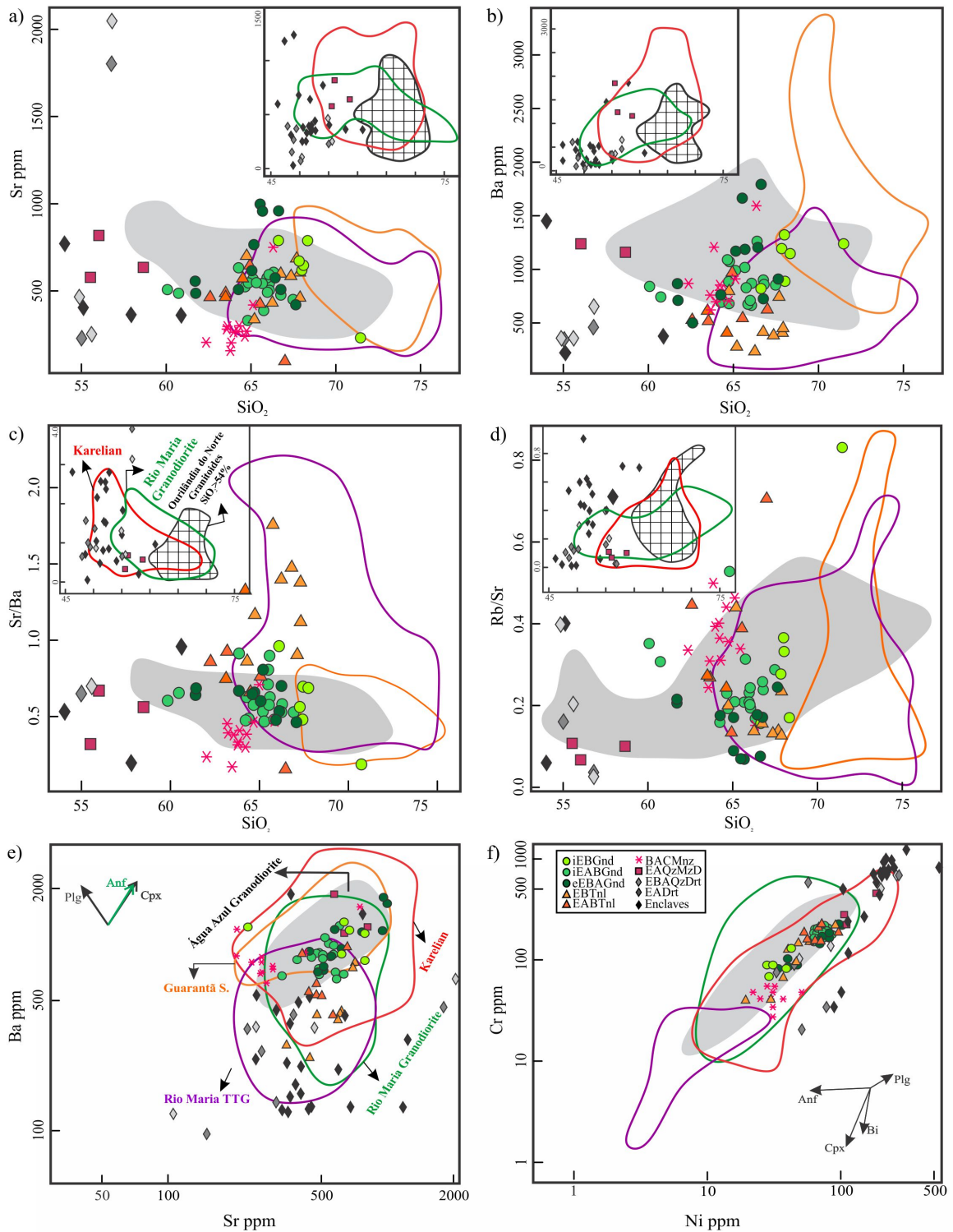


Figure 11. Harker plots ($\text{SiO}_2 > 55\%$) for selected trace elements and elemental ratios for granitoids from Ourilândia do Norte and rocks compared. Insets illustrate the compositional variation of all lithotypes from $\text{SiO}_2 > 45\%$, while the shaded area represents the granitoids (tonalites to monzogranites) and diagram with qualitative mineral vectors. (a) Sr vs. SiO_2 . (b) Ba vs. SiO_2 . (c) Sr/Ba vs. SiO_2 . (d) Rb/Sr vs. SiO_2 . (e) Ba vs. Sr. (f) Cr vs. Ni. Abbreviations for minerals are Plg - plagioclase, Bi - biotite, Amp - amphibole, Cpx - clinopyroxene.

Source: Author. Distribution coefficients are mainly from Rollison (1993).

4.3 Rare earth elements and multi-elements pattern

Chondrite-normalized rare earth elements (REE) spidergrams show granodiorites with moderately to highly fractionated REE patterns, characterized by relative enrichment in light REEs (LREE) and depletion in heavy REEs (HREEs), as indicated by $(La/Yb)_N$ (17.28-62.23) ratios. These rocks generally exhibit slightly negative to absent Eu anomaly ($Eu/Eu^*=0.76-0.97$); nonetheless, there are some samples with lower values (NDP 01 and 117B). Stands out the concave shape of HREEs, which may suggest garnet, pyroxene or amphibole fractionation during their evolution. Furthermore, the granodiorite variety is more depleted in HREEs in relation to Rio Maria sanukitoids and the Guarantã suite (Figure 12a).

Monzogranites have gently-fractionated patterns and most of their samples have a more evolved character when compared to granodiorite rocks, due to low to moderate $(La/Yb)_N$ (9.97-30.64) ratios and more pronounced Eu ($Eu/Eu^*=0.63-0.98$) anomaly. Tonalites are more enriched in LREE and HREE with moderate $(La/Yb)_N$ (18.49-55.18) ratios and absence Eu ($Eu/Eu^*\sim 0.95$) anomaly, as observed in Rio Maria TTGs (Figure 12c). Less evolved rocks generally exhibit flat REE patterns, due to enrichment in HREEs (Figure 12e). Enclaves have low $(La/Yb)_N$ (mostly <10) ratios and (quartz) diorites and quartz-monzodiorites exhibit low to moderate $(La/Yb)_N$ (~ 30.92) ratios. They usually have higher $(La/Yb)_N$ ratios compared to intermediate rocks from the Rio Maria sanukitoids and lower ratios with respect to the Karelian suite. The Eu anomalies range from negative to positive ($Eu/Eu^*=0.56-1.71$ for enclaves and $Eu/Eu^*=0.8-1.31$ for (quartz) diorites and quartz-monzodiorites).

In the primitive mantle normalized spidergram, all rocks display moderately negative Nb-Ta-P and Ti anomalies and only the enclaves and quartz-diorites show moderate negative Th and positive Sr anomalies (Figure 12b-d-f). Moderate negative Nb-Ta-Ti anomalies indicate the presence of amphibole and/or iron and titanium oxides as residual phases (Martin et al., 2005), while P and Th are related to the low apatite and zircon contents, respectively. The positive Sr anomaly only in the intermediate rocks and enclaves suggests mantle contamination (Martin et al., 2009).

5. Discussion

5.1. Comparison between the Sanukitoids and Archean-Granitoids

Stern and Hanson (1991) defined sanukitoid rocks as a complete igneous series of diorites to granites, which often exhibit mafic enclaves. Sanukitoid rocks were initially studied by Stern et al., (1989), who proposed a narrower definition based on geochemistry: $SiO_2=55-60\%$, $MgO=6\%$, $\#Mg>60$, Sr and Ba $>600-1800$ ppm, Cr and Ni >100 ppm and high Na_2O , K_2O , LREE and La/Yb contents. Later, Heilimo et al. (2010) broadened this geochemical classification: $SiO_2=55-70\%$, $MgO=1.5-9.0\%$, $\#Mg=45-65$, Ba+Sr >1400 ppm, $Na_2O/K_2O=0.5-3.0$, $K_2O=1.5-5.0\%$ and $(Gd/Er)_N=2-6$. The last classification fits well for Rio Maria Domain sanukitoids, except for some geochemical distinctions. Ourilândia do Norte sanukitoid rocks show less siliceous compositions ($SiO_2=46.2$ wt.%) than their Rio Maria counterparts, despite the latter exhibiting amphibole-bearing cumulate and layered rocks. In addition, granitoids from Ourilândia do Norte exhibit higher A/CNK and Na_2O/K_2O ratios and lower Al_2O_3 contents compared with other sanukitoid rocks. The $(La/Yb)_N$ and Sr/Y ratios are similar to Rio Maria sanukitoids and lower than those of Karelian and Água Azul do Norte (Table 3; Figure 13e-f). The less evolved rocks of Ourilândia do Norte show higher Cr and Ni contents than the other sanukitoid intrusions, except for Karelian (Figure 14c).

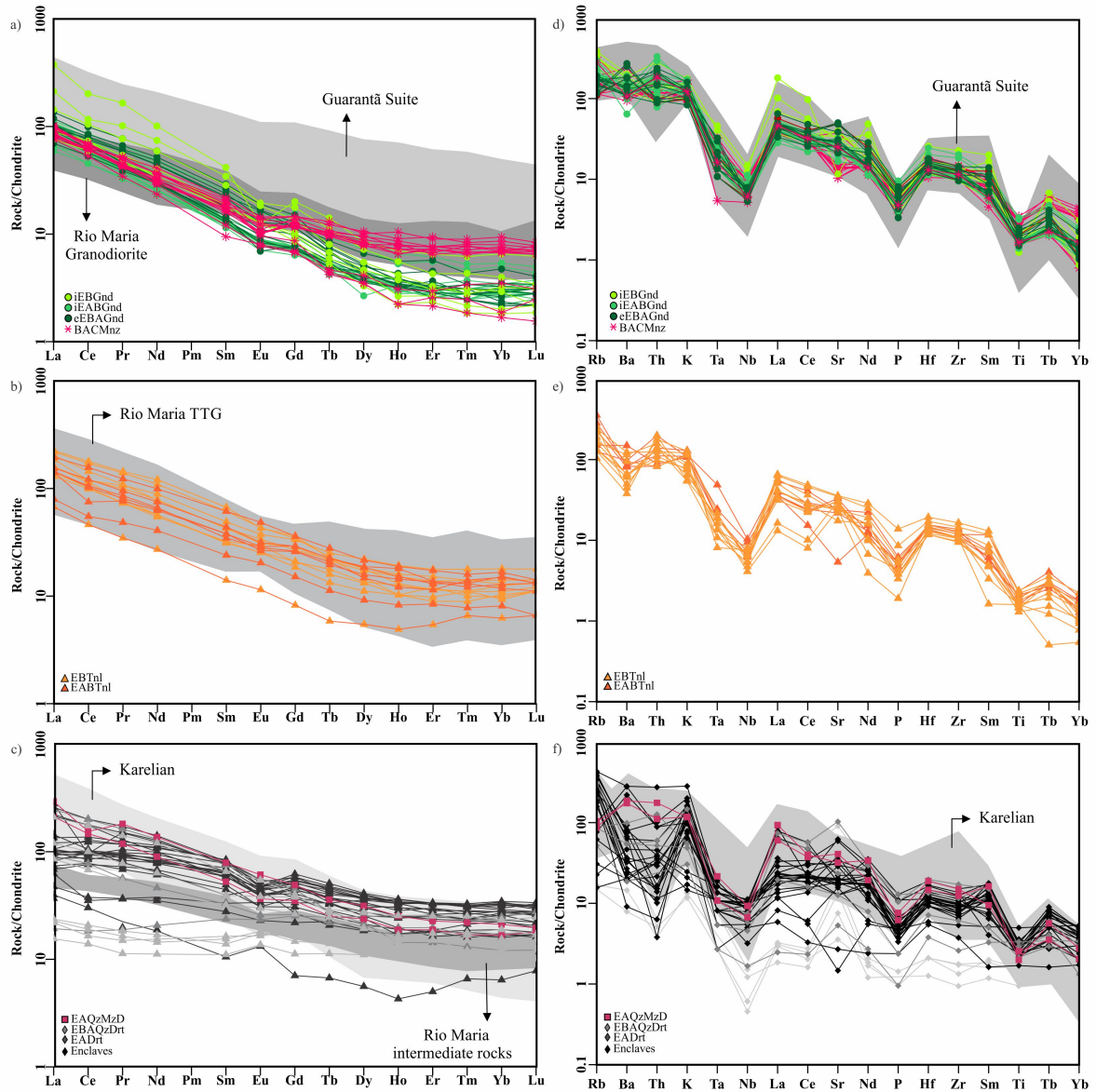


Figure 12. (a) Granodiorites and monzogranites compared to Rio Maria granodiorite and Guarantã suite. (b) Tonalites compared to Rio Maria TTG. (c) Less evolved rocks compared to Rio Maria intermediate rocks and Karelina suite. (d) Granodiorites and monzogranites compared to Guarantã suite. (e) Tonalites. (f) Less evolved rocks compared to Karelina suite.

Source: Chondrite-normalized (Boynton, 1984) REE patterns; Primitive mantle normalized (McDonough and Sun, 1995) multi-elements patterns.

In general, TTG exhibits high SiO_2 (>64 wt.%), Na_2O (3.0-7.0 wt.%) and $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ contents and low ferromagnesian elements ($\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{t}} + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2 < 5$ wt.%), with average #Mg, Ni and Cr contents of 0.43, 14 ppm and 29 ppm, respectively (Martin et al., 2005). Archean granites show substantial geochemical contrasts with TTG rocks belonging to calc-alkaline to alkaline series. They are characterized as rocks with strong fractionated REE patterns with no Eu anomaly, and higher SiO_2 (68.2-75.8 wt.%) and LILE contents, where K_2O , Rb, Ba, Sr, #Mg contents and the $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ ratio tend to be higher than in Rio Maria TTG. On the other hand, they also have lower CaO, $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{t}}$, Zr, Ni, Nb/Ta, Sr/Y, Eu/Eu* contents and A/CNK and $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ ratios (Table 3). The large compositional spectrum of this suite may be related to different degrees of mixing by Ba- and Sr-enriched granite and trondhjemitic magmas (Almeida et al., 2010).

Compared to sanukitoids, TTGs are more enriched in SiO_2 and Al_2O_3 , display lower A/CNK and higher $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ ratios (Table 3), and follow the classical trondhjemitic trend, while the Guarantã suite and sanukitoids exhibit similar values and follow the classical calc-alkaline trend. These rocks show many similarities to sanukitoids, such as high LILE and strongly fractionated REE patterns with typically low Yb and Y concentrations, which often imply liquids generated from basaltic source melting with garnet as residue, displaying signature of slab-melt in subduction zones (Martin et al 1986; 1987). However, the high Mg/(Mg+Fe) ratio and the #Mg, Cr and Ni contents in sanukitoids clearly distinguish them from TTG and high Ba-Sr granites and exclude a crustal source, in addition to suggesting a peridotite instead of basalt-like source. Moreover, they are also enriched in LILE, Ba, Sr and P, indicating that they do not result from fractional crystallization or crustal contamination, unlike most Archean crust that show lower concentrations of these elements (Kovalenko et al., 2005).

5.2. Discriminant diagrams for source rocks

The petrogenetic characteristics of sanukitoids, TTGs and Guarantã suites (high Ba-Sr leucogranites) from Carajás Province and their distinctions were discussed in various diagrams. The $\text{N}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ vs. Ba+Sr diagram (Figure 13a) highlights two main differences between TTG and sanukitoids. TTGs exhibit a high $\text{N}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ ratio associated with low to moderate Ba+Sr contents, indicating contributions of a non-enriched source that gradually becomes enriched, while sanukitoids and the Guarantã suite show high lithophile (K, Ba+Sr) elements contents, suggesting an enriched mantle source according to the fluid/melt ratio. The $(\text{Gd}/\text{Er})_N$ vs. MgO and Ba+Sr vs. Er diagrams (Figure 13b-c) outline garnet control in the source through differences in HREE contents in relation to basaltic or LILE-depleted and enriched mantle sources, according to MgO, Ba and Sr abundances. Less evolved sanukitoid rocks display high MgO (>4%) and low Ba+Sr (<1000 ppm) contents, as well as high HREE contents and low $(\text{Gd}/\text{Er})_N$ ratios (Figure 13b), proposing a non-enriched mantle source and garnet-free residue. Granitoids exhibit lower MgO (2-4%) and Ba+Sr (500-2800 ppm; Figure 13c) contents, with moderate HREE contents and $(\text{Gd}/\text{Er})_N$ values (Figure 13c), which presupposes an enriched mantle source within the garnet stability field.

The low MgO (<2%) and moderate to low Ba+Sr (500-2000 ppm) contents could suggest basaltic components as a source for Rio Maria TTG and emphasize the influence of an enriched source, primarily for moderate- to high-La/Yb ratio groups. The wide variation in HREE content and $(\text{Gd}/\text{Er})_N$ values (Figure 13b) suggests a garnet-free ($\text{Er}>0.6$ and $(\text{Gd}/\text{Er})_N<2$) to garnet-bearing source ($\text{Er}<0.6$ and $(\text{Gd}/\text{Er})_N>2$), at different proportions. Variable proportions of residual garnet may be related to different temperatures, pressures and depths as demonstrated by the range of La/Yb ratios presented by Almeida et al. (2011) and Moyen and Stevens (2006). On the other hand, the Guarantã suite has lesser MgO (<2%) content, similar to TTG, high Ba+Sr (1000-4000 ppm) and low HREE and $(\text{Gd}/\text{Er})_N$ content (Figure 13b-c), analogous to sanukitoids, demonstrating affinities between the two rock series, as discussed by Almeida et al. (2010).

The relationship between the rocks under study is best evidenced in the ternary diagram $(\text{Ba}+\text{Sr})/1000$ vs. Er vs. $1/\text{Er}$ (Figure 13d), where most of the enclaves ($(\text{La}/\text{Yb})_N<8.0$) and monzogranites ($(\text{La}/\text{Yb})_N<14.0$) probably come from a garnet-free residual source, similar to the low-La/Yb TTG ($(\text{La}/\text{Yb})_N<18$) group. Most (quartz) diorite ($(\text{La}/\text{Yb})_N=1.8-55.2$) and tonalite ($(\text{La}/\text{Yb})_N=18.5-55.2$) rocks are likely derived from a garnet-bearing source with some enriched mantle components, resembling the moderate- to high-La/Yb TTG group. Quartz-monzodiorites ($(\text{La}/\text{Yb})_N=5.6-37$) and granodiorites ($(\text{La}/\text{Yb})_N=17.3-62.2$) arise from a very enriched mantle source, still in the garnet stability field, in variable proportions, as occurred

with other sanukitoid intrusions and high Ba-Sr leucogranites of the Guarantã Suite (Figure 13d).

Table 3. Geochemical characteristics of the Sanukitoids, TTG and Guarantã suite.

	Groups	SiO ₂ wt.%	Al ₂ O ₃ wt.%	(La/Yb) _N ratio	Nb/Ta ratio	Sr/Y ratio	Eu/Eu*	#Mg	Cr	Ni	A/CNK	N ₂ O/K ₂ O average
TTGs	High-La/Yb	65-73	14-17	40-206	6-30	61-366	0.8-1.1	0.2-0.4	10-29	0.7-24	0.86-1.08	3.15
	Medium-La/Yb	66-73	14-16	20-49	4-17	28-86	0.7-1.0	0.3-0.5	1.5-26	0.6-19	0.97-1.18	2.75
	Low-La/Yb	64-72	14-17	5-18	3-8	5-52	0.5-0.7	0.3-0.5	6.5-27	5-15	0.93-1.06	2.92
Guarantã suites	High-La/Yb	69-74	13.9-15.8	20-224	3.2-12.7	2.3-6.7	0.85-1.22	0.23-0.41	-	2.7-4.7	0.98-1.11	1.11
	Medium-La/Yb	67.9-73.1	14.5-15.9	16-46	2-12	2.4-7.9	0.70-1.06	0.27-0.48	-	1.3-18.6	0.95-1.08	1.42
	Low-La/Yb	67-75	13.3-15.6	8-24	7.8-24	1.4-8.8	0.68-0.91	0.23-0.44	-	0.5-12.4	0.93-1.04	1.34
Sanukitoids	Karelian	55-70	11.4-18.9	6.5-94.2	-	9.4-289	0.42-1.53	0.45-0.75	<30-626	<20-221	0.57-1.28	1.8
	Rio Maria	50-76	10.9-16.2	2.6-66.6	-	11.9-163.5	0.58-0.99	0.46-0.8	12.4-465	10.5-105	0.51-1.21	1.38
	Água Azul Do Norte	58-71	14.4-16.7	20.3-192.7	-	31.7-289.8	0.66-1.15	0.51-0.72	13.7-383.2	17.6-117.3	0.85-1.14	1.18
	Ourilândia do Norte-Granodiorites	60.1-71.5	13.9-15.8	17.3-62.2	3.1-10.5	14.6-158.4	0.4-0.97	0.36-0.71	13.7-225.8	<20-102	0.8-1.42	1.36
	Ourilândia do Norte-Tonalites	62.6-70.1	14-15.6	18.5-55.2	3.4-16.6	11.8-239.1	0.76-1.14	0.53-0.68	68.4-225.8	26-96	0.9-1.53	1.99
	Ourilândia do Norte-less evolved rocks*	46.2-60.9	7.7-20.7	0.6-55.2	3.0-20.7	3.0-237.2	0.56-1.21	0.63-0.81	20.5-983.3	33-553	0.43-1.35	1.1

* enclaves, diorite, quartz-diorite and -monzodiorite.

Source. Author

The (La/Yb)_N vs. Yb_N and Sr/Y vs. Y diagrams (Figure 13e-f) also emphasize the different geothermal conditions, since they are optimum pressure indicators similarly to the Nb/Ta and Eu/Eu* ratios and Sr and HREE contents (Moyen and Stevens, 2006). In both diagrams, it is worth noting that (quartz) diorites, enclaves and clinopyroxene-bearing monzogranites exhibit low (La/Yb)_N and Sr/Y ratios and low-to- high Yb_N and Y contents, indicating that they derived from shallower sources, while Rio Maria TTGs and leucogranites with high La/Yb and Sr/Y ratios, as well as the more evolved samples of the Água Azul do Norte sanukitoid, possibly derived from deeper sources. Granodiorites, tonalites and quartz-monzodiorites show moderate (La/Yb)_N and Sr/Y ratios with low to moderate Yb_N and Y contents, which suggest a genetic link between TTG melt and sanukitoids given the possibility of interaction between slab melt and mantle wedge, as discussed by Martin et al. (2009). All varieties show affinities with high-SiO₂ adakites, and less evolved sanukitoid rocks overlap with those related to volcanic arc due to their higher Y contents.

5.3. Geothermal conditions of melting, crystallization and emplacement

According to Moyen and Stevens (2006) and Nair and Chacko (2008), TTG rocks can be generated at depths between 45 and 55 Km (1.5 GPa) underneath the peridotite mantle, in line with a depth of 40-60 Km assumed for the sanukitoid generation (Martin et al., 2009). The geothermal conditions of Ourilândia do Norte rocks can be estimated if it is considered that they originated under circumstances similar to those of Rio Maria TTGs and assuming that the Earth's geothermal conditions in the Mesoarchean (pressures of 0.95 GPa, at depths of 32 Km; Wan, 2012) were almost analogous to the present (pressures of 1.0 GPa, at depths of 33.3 Km). Thus, enclaves, (quartz) diorites and monzogranites were formed under analogous

pressure conditions for low-La/Yb (<1.0 GPa) TTG at depths of less than 33.6 Km, while the other rocks were produced at greater depths, between 33.6 and 50.5 Km, whereas their (La/Yb)_N ratios are analogous to medium-La/Yb TTG (1.0-1.5 GPa; Almeida et al., 2011).

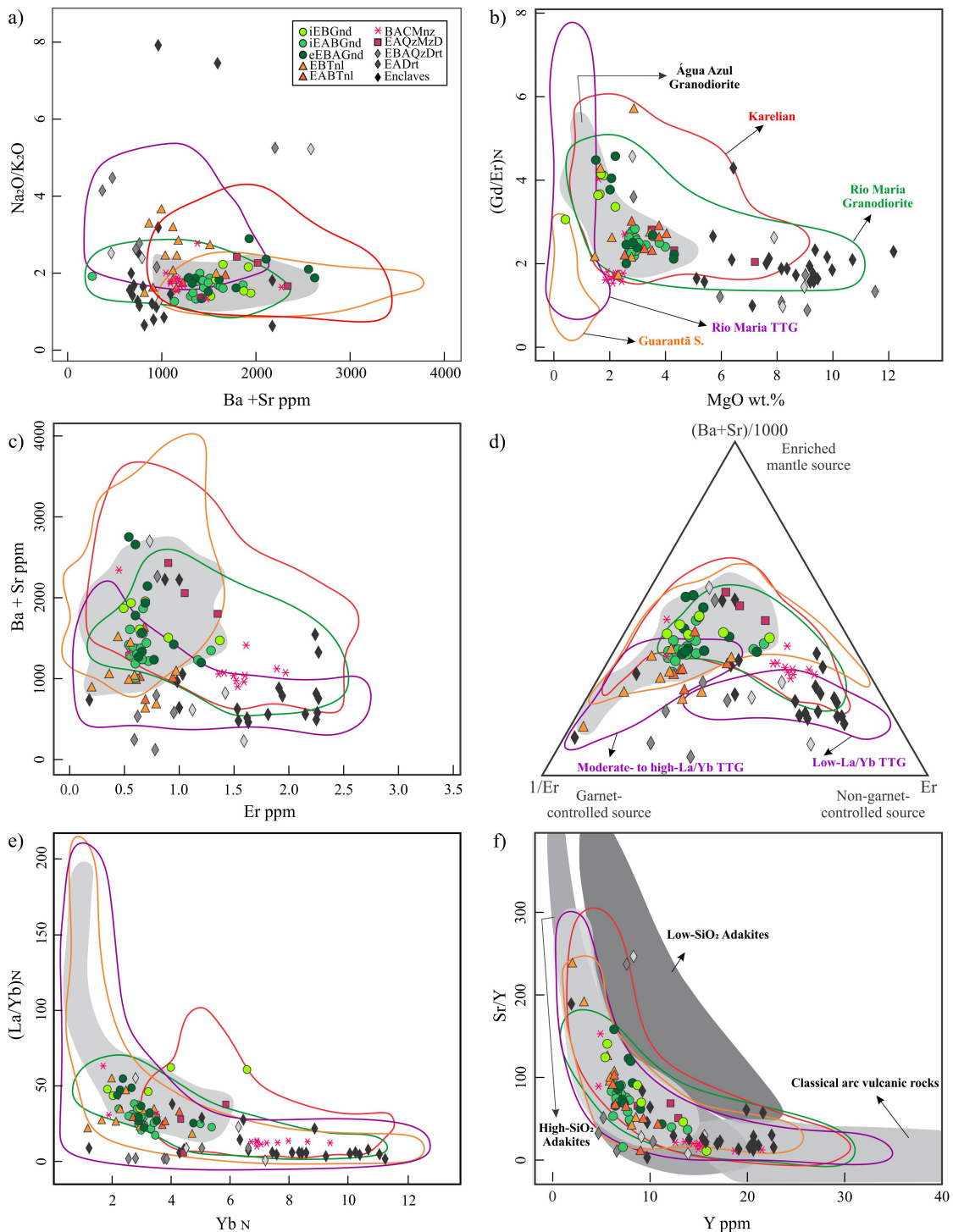


Figure 13. Discriminant diagrams for source rocks (a) Na₂O/K₂O vs. Ba+Sr, the composition of the source can be established hypothetically through end-members: enriched mantle (high Ba+Sr, low Na₂O/K₂O) and primitive basaltic source (low Ba+Sr, high Na₂O/K₂O). (b) (Gd/Er)_N vs. MgO, show if the source derived of garnet-bearing [high (Gd/Er)_N] or garnet-free rocks [low (Gd/Er)_N] or if derived from basaltic crust (low MgO) or mantle (high MgO); (c) Ba+Sr vs. Er. (d) Triangular diagram (Ba+Sr)/100, Er, 1/Er. (e) La/Yb vs. Yb. (f) Sr/Y vs. Y. Y.

Source: a) Halla et al., 2009; b) Halla et al., 2009; c) Heilimo et al., 2010; d) Heilimo et al., 2010; e) Martin 1987; 1999; f) Defant and Drummond, 1990.

These correlations should only be allowed when high TTG melt input into peridotite mantle is observed, resulting in stable garnet at lower pressure, since garnet is only stable in peridotite for pressures between 2.5 and 3.0 GPa, while for an amphibolite it is stable at pressures of 1.0 to 1.2 GPa (Martin et al., 2009). In this respect, TTG melt/peridotite mantle interactions could have occurred at different pressures, due to heterogeneous amounts of residual garnet in these rocks (Figure 13d). Thus, the compositional variation observed in Ourilândia do Norte rocks could be attributed to changes in source (metasomatism) components and/or differences in depth and degree of partial melting, as described for other sanukitoids (Halla et al., 2009; Heilimo et al., 2010).

According to Oliveira et al. (2011), Rio Maria Granodiorite contains more than 7.0 wt.% dissolved H₂O. Naney and Swanson, 1980 and Klimm et al., 2003 estimate that higher H₂O contents (more than 4.0 wt.%) are ideal for crystallizing amphibole, hence justifying the high content in Ourilândia do Norte rocks. Experimental data on orthopyroxene and clinopyroxene at a pressure of 0.8 GPa (Naney, 1983) show that orthopyroxene is only stable at temperatures greater than 850°C and water content less than 4.0 wt.%, and clinopyroxene at pressures above 1.6 GPa (Schmidt and Thompson, 1996), explaining the absence of these minerals in Ourilândia do Norte sanukitoid rocks.

In order to estimate geothermal conditions (crystallization and emplacement) of the sanukitoid formation, the data obtained by Wan (2012) must be correlated with those of Oliveira et al. (2009; 2011) through amphibole and epidote geobarometry of Rio Maria granodiorite. Oliveira et al. (2011) report that the Rio Maria granodiorite was produced under water-rich and oxidizing conditions, at crystallization temperatures between 950 and 680°C, and amphibole crystallization pressures between 0.9 and 0.6 GPa. Given that amphibole is the main mafic mineral and undergoes early crystallization in the magma, these pressures correspond to the beginning of granodiorite crystallization at depths ranging between 30.3 and 20.2 Km. Emplacement pressures can be estimated through late amphibole crystallization, between 0.2 GPa and 0.3 GPa (Oliveira et al. 2011). Thus, emplacement depths must have varied between 6.7 and 10.1 Km (transition between epizonal and mesozonal environments). Magmatic epidote (>1.0 wt%; Table 1) can also be used to estimate emplacement conditions, because it is stable at pressures between 0.6 and 0.8 GPa (Brandon et al., 1996), but if the conditions are oxidant it can become stable at 0.3 GPa (Schmidt and Thompson, 1996). On the other hand, if magmatic epidote is rebalanced at low pressures (Naney 1983), a high and rapid crystallization, transport and emplacement rate would be required.

Considering the geochemical affinities established for the sanukitoid intrusions presented here, as well as the tectonic model proposed by Oliveira et al. (2011) and Almeida et al. (2011) for generation of TGGs and Sanukitoids in the Rio Maria area, all original and estimated emplacement conditions discussed above can be adopted in the formation of Ourilândia do Norte sanukitoid rocks.

5.4. Microstructural considerations

The microstructures observed in the studied rocks suggest three dynamic recrystallization regimes: (1) bulging recrystallization (low temperature: 300-400°C) characterized by development of bulges and recrystallized grains at grain boundaries or subordinately in microcracks; (2) subgrain rotation recrystallization (intermediate temperatures <500°C) observed in patchy undulant extinction, tapering twins, deformation lamellae, kink and core-and-mantle structures of porphyroclastic grains and recrystallized subgrains; (3) grain boundary migration (high temperatures <600°C), characterized by a high proportion of recrystallized grains with irregular shapes, sizes and grain boundaries. Mechanisms (1) and (2) were effective in quartz, feldspars and biotite in all lithotypes with different intensities, generating moderate internal strain

textures, highlighted by incomplete recovery, likely undergoing subsolidus deformation. According to Scholz (1988), feldspars have ductile behavior at depths between 15 and 21 km, under pressures of 0.6 ± 0.1 GPa. The third mechanism refers only to rocks affected by the main shear zones that produced amphibole plastic deformation and resulted in prolate-shaped enclaves, suggesting that the moderate degree of shear strain was accommodated by crystal-plastic flow. It was also responsible for the generation of biotite₂ with previously produced oblique foliation. These characteristics show the development of two deformational events, D₁ (emplacement) and D₂ (shear zones), the first two mechanisms are pre-tectonic to the D₂ event and the last is sin-tectonic. Furthermore, both textural events indicate higher strain rates than recovery, caused by high levels of free energy due to temperature increases during dynamic recrystallization.

All these features associated with secondary mineral paragenesis (*e.g.* calcium plagioclase partially transformed to sericite+epidote+carbonate, hornblende to biotite+titanite+epidote+quartz and biotite to chlorite+titanite), and the temperatures of the aforementioned deformational mechanisms, suggest that these rocks are low-grade protomylonites or medium-grade mylonites (250-500°C and 500-650°C, respectively, Throw et al., 2010) that underwent subsolidus transformation by metasomatic ‘fluids’. The origin of fluids magmatic may be related to sanukitoid origin (Martin et al., 2009), or metamorphic, characterized by low-grade metamorphic and low pressure conditions. At lower greenschist facies for protomylonites (> 350°C and 0.6 GPa), and transitional between higher greenschist to lower amphibolite facies (500-550°C and 1.0 GPa) for medium-grade mylonite rocks, since the pertites would disappear if metamorphic conditions were higher (Day and Brown, 1980).

5.5. Nature of the metasomatic agent and petrological significance

In modern subduction zones, the mantle wedge can be metasomatized by two agents: fluids or melt. Assuming that these agents would have also been active in the Archean, Nb behavior reveals their nature, through its partition coefficient (K_d): fluid exhibits $K_d^{solid/fluid} > 10$ and melt $K_d^{solid/melt} < 1$. Thus, rocks arising from fluid metasomatism exhibit low Nb content, because fluids are unable to transfer Nb from the slab into the mantle, and consequently those metasomatized by melt have higher Nb content (Martin et al., 2009).

The moderately negative Nb-Ta-Ti (Figure 12b-d-e) anomalies and the high Y/Nb and La/Yb_N ratios (Table 2) suggest that sanukitoid rocks from Ourilândia do Norte were formed in a subduction zone setting, coming from a depleted mantle source contaminated by fluids or felsic melt. The positive Sr anomalies in intermediate rocks and enclaves also indicate that the peridotite mantle was metasomatized by slab-melt (Martin et al., 2005, 2009). This model is also favored on the Nb/Y vs. La/Yb diagram (Figure 14a), since Ourilândia do Norte granitoids (high Nb/Y > 0.5 and La/Yb > 20) overlap modern high-Mg andesites and both were likely derived from melting of the TTG magma enriched mantle source (Calmus et al., 2003; Bourdon et al., 2003).

On the other hand, the intermediate rocks and enclaves (low Nb/Y < 0.5 and La/Yb < 20) are akin to arc magmas and probably resulted from melting of a fluid-metasomatized mantle source (Rogers and Setterfield, 1994; Monzier et al., 1997). It is also highlighted by the (La/Yb)_N vs. K₂O diagram (Figure 14b), where there is strong overlap between granitoid and intermediate rock samples and Archean TTG fields and typical arc BARD suites, respectively. In this plot, most clinopyroxene-bearing monzogranite samples do not show a defined field. However, it is suggested that there is a parallel trend between intermediate and granitoid rocks, which may reflect similar petrogenetic mechanisms and source (Martin et al., 2009). Similar

aspects are also observed in Água Azul do Norte and Rio Maria rocks although there are no intermediate rocks in the former.

According to Oliveira et al. (2009; 2011), the intermediate and granitoid rocks of the Rio Maria and Bannach areas originated from two distinct magmas with sanukitoid affinities that have undergone different degrees of partial melting and metasomatism rates. The higher Cr+Ni and #Mg contents in less evolved rocks supports this hypothesis (Figure 14c), since enrichment is related to the degree of lower partial melting of the metasomatized mantle or higher interaction between the melt and peridotite mantle. Therefore, the differences between intermediate and granitoid rocks of Ourilândia do Norte may not be strictly related to distinct metasomatic agents.

Martin et al. (2009) distinguished two groups of sanukitoids on the basis of TiO₂ content: (i) low-Ti₂O sanukitoids, characterized by monzodiorites to granodiorites ± tonalites containing small mafic mineral clusters, produced by direct hybridization of mantle peridotite by TTG melt; and (ii) high-Ti₂O sanukitoids, correlated to porphyritic monzogranites originated by remelting of peridotite metasomatized by subducted basaltic slab-melts. Analogous processes are also assigned to the generation of high-SiO₂ adakites and low-SiO₂ adakites, respectively (Defant and Drummond, 1990; Martin et al., 2005). Ourilândia do Norte rocks and other sanukitoid intrusions discussed here show geochemical and petrogenetic affinities with the high-SiO₂ adakites and low-TiO₂ sanukitoids (Table 4; Figure 13d; Figure 14d), which could have originated through a one-stage process, by direct hybridization between the mantle and TTG-melt. Nevertheless, the modeling performed in Rio Maria and Karelian sanukitoids demonstrates that they were produced by a two-stage process (Halla et al., 2009; Oliveira et al., 2011; Laurent et al., 2011).

Table 4. – Comparison of data from adakites (Martin et al., 2005), TiO₂-sanukitoids (Martin et al., 2009) Ourilândia do Norte rocks.

	HSA	LSA	High-Ti ₂ O (average)	Low-Ti ₂ O (average)	Ourilândia
MgO	0.5 – 4 wt. %	4 – 9 wt. %	3.39 wt. %	4.33 wt. %	0.5-4.4 wt. %
CaO+Na ₂ O	<11 wt. %	>10 wt. %	9.64 wt. %	10.0 wt. %	<10 wt. %
Sr	<1000 ppm	> 1100 ppm	994 ppm	1202 ppm	~<1000 ppm

Source: Author.

6. Conclusions

The Ourilândia do Norte area contains dioritic, quartz-monzodioritic, tonalitic and granodioritic rocks with variable proportions of amphibole and biotite. They have affinity to sanukitoid, and exhibit pervasive foliation and microstructures developed under three dynamic recrystallization regimes: (1) Bulging recrystallization (300-400°C); (2) Subgrain rotation recrystallization (<500°C); (3) Grain boundary migration recrystallization (<600°C).

Granitoid with sanukitoid affinities, which belong to the medium-to-high K calc-alkaline series, are magnesian and metaluminous. These rocks exhibit non-collinear trends from (quartz) diorite toward granodiorite, a negative correlation for compatible elements (CaO, Fe₂O₃^t, MgO, TiO₂, Zr, Ni, Cr and #Mg) and inverse behavior for those incompatible elements (Ba, Sr) and Rb/Sr and Sr/Ba ratios. Moreover, they show fractionation of amphibole, clinopyroxene and subordinate biotite and plagioclase. The clinopyroxene-bearing monzogranite shows parallel trends to sanukitoids and has lower Sr/Ba ratio and #Mg content, due to its ferrous character. It probably does not belong to the sanukitoid series.

The REE pattern of granodiorite shows minor or no Eu anomaly (Eu/Eu* = 0.76-0.97) and moderate (La/Yb)_N ratio, indicating garnet, amphibole or pyroxene fractionation. The tonalite

variety is less depleted in HREE and have small Eu anomaly ($\text{Eu}/\text{Eu}^* \approx 0.95$). Enclaves, (quartz) diorite and quartz-monzodiorite exhibit negative to positive Eu anomalies ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.56-1.71$) and low $(\text{La}/\text{Yb})_N$ ratio, whose horizontal pattern is similar to intermediate rocks of the Rio Maria area. Clinopyroxene-bearing monzogranite shows affinities to the tholeiitic series, following trends slightly distinct from granitoids, with negative Eu anomaly ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.63-0.98$) and $(\text{La}/\text{Yb})_N$ slightly fractionated ratios.

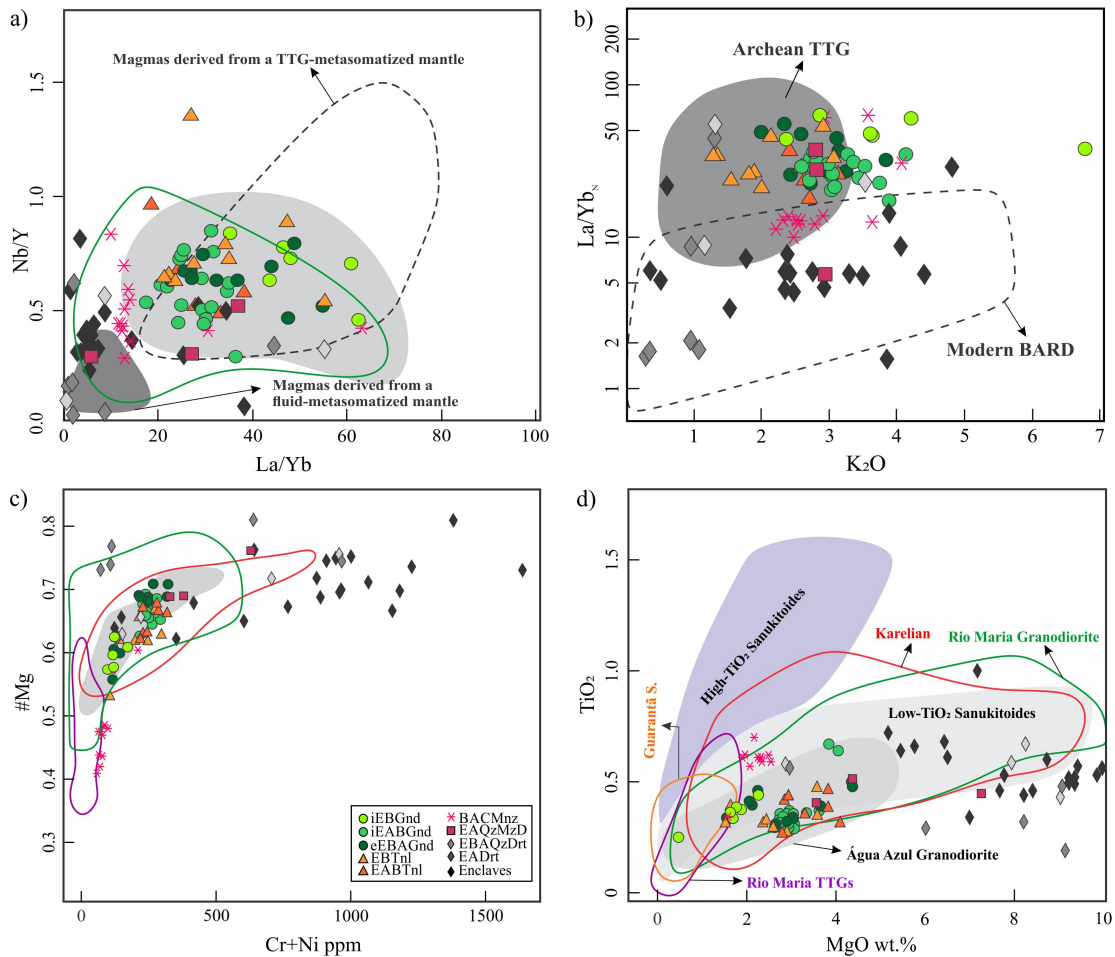


Figure 14. Nature of the metasomatic agents. (a) (Nb/Y) vs. (La/Yb) . The dark grey field refers to arc magmas produced by melting of a peridotite metasomatized by fluids and the hatched line for modern high-Mg andesites, considered to be generated by the melting of a mantle peridotite enriched by felsic melts. (b) $(\text{La}/\text{Yb})_N$ vs. K_2O plot to compare sanukitoids, TTG and typical arc BADR suites. (c) #Mg vs. Cr+Ni plot. (d) TiO_2 vs. MgO plot discussed the petrological affinities

Source: a) [Martin et al., 2009 and references therein](#); b) [Martin, 1994](#); d) [Martin et al., 2009](#).

The negative Nb-Ta-Ti anomalies, associated with high $(\text{La}/\text{Yb})_N$ and Y/Nb ratios, suggest that these rocks were generated in a subduction zone, from a depleted source mantle which was contaminated by fluids or melt. The less evolved rocks were contaminated by fluids, while granodiorites and related rocks were contaminated by melt, whose composition is similar to that of TTG. The role played by these agents involves different pressure and temperature conditions or source.

Enclaves, (quartz) diorite and clinopyroxene-bearing monzogranite were produced at low $(\text{La}/\text{Yb})_N < 1.0$ GPa) pressures and relatively shallow depths (< 33.6 Km), with little or no residual garnet, while the other granitoids were generated under superior geothermal conditions ($\text{La}/\text{Yb} = 1.0-1.5$ GPa; 33.6-50.5 Km) and, therefore, exhibit variable proportions of residual

garnet. Furthermore, these granitoids started to crystallize at depths between 30.3 and 20.2 Km and ended between 10.1 and 6.7 Km. This model could explain the differences among these varieties, as well as reinforce the hypothesis that these rocks originated from different magmas.

Ourilândia do Norte sanukitoid rocks and other analogous intrusions of the Carajás Province show geochemical and petrogenetic affinities with high-SiO₂ adakites and low-TiO₂ sanukitoids. They may have originated through a one-stage process, by direct hybridization between the mantle and TTG-melt, instead of two-stages, from remelting of melt-metasomatized peridotite. However, modeling performed on Rio Maria and Karelian sanukitoids suggests that they have been produced by a two-stage process.

Acknowledgements

The Research Group on Granitoids Petrology (RGGP), for their support in the various stages of this work, the Institute of Geosciences (IG), the Post-Graduate Program in Geology and Geochemistry (PPGG) and the Faculty of Geology, Campus of Marabá, for the support of field activities. This research received financial support from CNPq (D. C. Oliveira - Grants - Proc. 485806/2013-4 and 311610/2012-9; M. N. S. Santos - scholarship - Proc. 133917/2013-4); Vale/FAPESPA (01/2010) and National Institute of Science and Technology –Geosciences in Amazon (INCT-GEOCIAM – CNPq/MCT/FAPESPA - Process n° 573733/2008-2).

References

- 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 terrane and implications for the granite magmatism in the Archean. *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, geochemistry and origin of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: implications for the growth of the Archean crust of the Carajás Province, Brazil. *Precambrian Research*, 187:201-221.
- 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., 1996. Etude pétrologique et structurale des granitoïdes de Marajoara (Pará, Brésil): leur rôle dans l'évolution archéenne du craton Amazonien (2.7-3.2 Ga). Tese de Doutorado, Université Henri Poincaré, Nancy I – France. 296p.
- 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.
- Artemenko, G.V., Lobach-Zhuchenko, S.B., Krylov, I.N., Orsa, V.I., 2003. Archean high-Mg granitoids (sanukitoids) in the Ukrainian Shield and its comparison with rocks of TTG suite. *Geophysical Research Abstracts* 5. Abstracts of the Contributions of the EGS-AGU-EUG Joint Assembly, Nice, France, 06–11 April, 2003. European Geophysical Society (CDrom).
- Bagai, Z., Armstrong, R., Kampunzu, A.B., 2002. U–Pb single zircon geochronology of granitoids in the Vamba granite-greenstone terrane (NE Botswana): implications for the evolution of the Archaean Zimbabwe craton. *Precambrian Research*, 118:149– 168.
- Barbosa, A.B., Lafon, J.M., Neves, A.P., Vale, A.G., 1995. Geocronologia Rb-Sr e Pb-Pb do Granito Redenção, SE do Pará: implicações para a evolução do magmatismo proterozoico

- da Região de Redenção. Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, série Ciências da Terra, Be-lém, 7:147-164.
- 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. (Ed.) *Trondhjemites, dacites and related rocks*. Amsterdam, Elsevier, p.1-12.
- Barros C.E.M., Macambira M.J.B., Barbey P., Scheller T., 2004. Dados isotópicos Pb-Pb em zircão (evaporação) e Sm-Nd do Complexo Granítico Estrela, Província Mineral de Carajás, Brasil: implicações petrológicas e tectônicas. *Revista Brasileira de Geociências*, 34(4):531-538.
- Blenkinsop, T.G., Drury, M.R., 1988. Stress estimates and fault history from quartz microstructures. *Journal of Structural Geology*, 10:673-84.
- Blenkinsop, T.G., 2000. *Deformation Microstructures and Mechanisms in Minerals and Rocks*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 150p.
- Bibikova, E., Petrova, A., Claesson, S., 2005. The temporal evolution of sanukitoids in the Karelian Craton, Baltic Shield: an ion microprobe U–Th–Pb isotopic study of zircons. *Lithos*, 79:129–145.
- Bourdon, E., Eissen, J.-P., Gutscher, M.-A., Monzier, M., Hall, M. L., Cotten, J., 2003. Magmatic response to early aseismic ridge subduction: the Ecuadorian margin case (South America). *Earth and Planetary Science Letters*, 205(3–4):123–38.
- 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*: *Rare earth element geochemistry*. Henderson, P. (Editors), Elsevier, Amsterdam, 63-114.
- Brandon, A.D., Creaser, R.A., Chacko, T., 1996. Constraints on rates of granitic magma transport from epidote dissolution kinetics. *Science*, 271:1845–1848.
- Calmus, T., Aguillon-Robles, A., Maury, R. C., Bellon, H., Benoit, M., Cotten, J., Bourgois, J., Michaud, F., 2003. Spatial and temporal evolution of basalts and magnesian andesites ('bajaites') from Baja California, Mexico: the role of slab melts. *Lithos*, 66(1–2):77–105.
- Champion, D.C., Cassidy, K.F., 2007. An overview of the Yilgarn Craton and its crustal evolution. *In*: Bierlein, F.P., Knox-Robinson, C.M. (Eds.), *Proceedings of Geoconferences (WA) Inc. Kalgoorlie 07 Conference, 25–27 September 2007, Kalrooglie, Western Australia*. *Geoscience Australia Record 2007/14*, p.8–13.
- Chekulaev, V.P., 1999. Archean sanukitoids of the Baltic shield. *Dokl. RAS*, 368:676–678 (translated to English).
- Dall'Agnol, R., Lafon, J.M., Fraga, L.M., Scandolaro, J., Barros, C.E.M., 2000. The Precambrian Evolution of the Amazonian Craton: one of the last Unknown Precambrian Terranes in the World. *In*: *International Geological Congress, 31. Rio de Janeiro. Abstracts*. Rio de Janeiro: CPRM. (CDrom). K.4.
- Dall'Agnol, R., Oliveira, M.A., Almeida, J.A.C., Althoff, F.J., Leite, A.A.S., Oliveira, D.C., Barros, C.E.M., 2006. Archean and Paleoproterozoic granitoids of the Carajás metallogenic province, eastern Amazonian craton. *In*: Dall'Agnol, R.; Rosa-Costa, L.T.; Klein, E.L. (eds.). *Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metallogenesis of the Amazonian Craton. Abstracts Volume and Field Trips Guide*. Belém, PRONEX-UFPA/SBG-NO, 150p.
- 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. Anais do 13º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, 22 a 26 de setembro de 2013.
- Davis, D.W., Amelin, Y., Nowell, G.M., Parrish, R.R., 2005. Hf isotopes in zircon from western Superior province, Canada: implications for Archaean crustal development and evolution of the depleted mantle reservoir. *Precambrian Research*, 140:132–156.
- Day, H.W., Brown, V.M., 1980. Evolution of perthite composition and microstructure during progressive metamorphism of hypersolvus granite, Rhode Island, USA. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 72:353-365.
- 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*, 73:135–149.
- Defant, M.J., Drummond, M.S., 1990. A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archaean to modern comparisons. *Journal of Geophysical Research*, 95(B-13):21503–21521.
- DOCEGEO, 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 35. Anais...SBG. p.10-54. Anexo aos anais, Companhia Vale do Rio Doce, Belém, p.11-59.
- Drury, M.R., 1993. Deformation lamellae in metals and minerals. *In: Boland, J.N., Fitz Gerald, J.D. (eds): Defects and Processes in the Solid State: Geoscience Applications. The McLaren Volume. Amsterdam: Elsevier*, p.195-212.
- Feio, G.R.L., Dall’Agnol, R., 2012. Geochemistry and petrogenesis of the Mesoarchean granites from the Canaã dos Carajás area, Carajás Province, Brazil: Implications for the origin of Archean granites. *Lithos*, 154:33–52.
- 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*, 42:2033–2048.
- 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.
- Gill, J. B., 1981. *Orogenic andesites and plate tectonics*. Berlin: Springer – Verlag.
- Halla, J., 2005. Late Archean high-Mg granitoids (sanukitoids) in the Southern Karelian domain, Eastern Finland. *Lithos*, 79:161–178.
- Halla, J., van Hunen, J., Heilimo, E., Hölttä, P., 2009. Geochemical and numerical constraints on Neoproterozoic plate tectonics. *Precambrian Research*, 174:155–162.
- Halla, L., 2011. Sanukitoid granitoids as indicators of accretionary tectonics from the late Mesoarchean to the Archean-Proterozoic boundary. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 13, EGU2011-7916.
- 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.
- Heilimo, E., Halla, J., Huhma, H., 2011. Single-grain zircon U–Pb age constraints of the western and eastern sanukitoid zones in the Finnish part of the Karelian Province. *Lithos*, 121:87–99.
- Huhn, 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: Congresso Brasileiro de Geologia*, 35. Belém, Anais. Belém, 3:1438-1453.

- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of the Earth Science*, 8;523-547.
- Jahn, B.M., Auvray, B., Shen, Q.H., Liu, D.Y., Zhang, Z.Q., Dong, Y.J., Ye, X.J., Zhang, Q.Z., Cornichet, J., Macé, J., 1988: Archaean crustal evolution in China: the Taishan complex, and evidence for juvenile crustal addition from long-term depleted mantle. *Precambrian Research*, 38;381-403.
- Janousek, V., Farrow, C.M., Erban, V., 2003. GCDkit: new PC software for interpretation of whole-rock geochemical data from igneous rocks. *Godschmidt Conference Abstract A186*.
- Kamunzu, A.B., Tombale, A.R., Zhai, M., Bagai, Z., Majaule, T., Modisi, M.P., 2003. Major and trace element geochemistry of plutonic rocks from Francistown, NE Botswana; evidence for Neoproterozoic continental active margin in the Zimbabwe craton. *Lithos*, 71;431-460.
- Käpyaho, A., 2006. Whole-rock geochemistry of some tonalite and high Mg/Fe gabbro, diorite, and granodiorite plutons (sanukitoid suite) in the Kuhmo district, Eastern Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland*, 78:121-141.
- Klimm, K., Holtz, F., Johannes, W., King, P.L., 2003. Fractionation of metaluminous A-types granites: an experimental study of the Wangrah Suite, Lachlan Fold Belt, Australia. *Precambrian Research*, 124:337-341.
- Kovalenko, A., Clemens, J.D., Savatenkov, V., 2005. Petrogenetic constraints for the genesis of Archaean sanukitoid suites: geochemistry and isotopic evidence from Karelia, Baltic Shield. *Lithos*, 79:147-160.
- Krogstad, E.J., Hanson G.N., Rajamani V., 1995: Sources of continental magmatism adjacent to late Archaean Kolar suture zone, south India: distinct isotopic and elemental signatures of two late Archaean magmatic series. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 122:159-173.
- 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., Doucelance, R., Moyen, J.-F., Paquette, J.L., 2011. Geochemistry and petrogenesis of high-K "sanukitoids" from the Bulai pluton, Central Limpopo Belt, South Africa: Implications for geodynamic changes at the Archaean-Proterozoic boundary. *Lithos*, 123:73-91.
- Le Maître, R.W., 2002. A classification of igneous rocks and glossary of terms. 2nd Edition, London, 193p.
- Leite, A.A.S., 2001. Geoquímica, petrogênese e evolução estrutural dos granitóides arqueanos da região de Xinguara, SE do Cráton Amazônico. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém. 330p.
- Leite, A.A.S., Dall'Agnol, R., Macambira, M.J.B., Althoff, F.J., 2004. Geologia e Geocronologia dos granitóides arqueanos da região de Xinguara-PA e suas implicações na evolução do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, 34(4):447-458.
- Lobach-Zhuchenko, S.B., Rollinson, H.R., Chekulaev, V.P., Arestova, N.A., Kovalenko, A.V., Ivanikov, V.V., Guseva, N.S., Sergeev, S.A., Matukov, D.I., Jarvis, K.E., 2005. The Archaean sanukitoid series of the Baltic Shield: geological setting, geochemical characteristics and implication for their origin. *Lithos*, 79:107-128.
- 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.

- Machado, N., Lindenmayer, Z.G., 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.
- Martin, H., 1986: Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas. *Geology*, 14:753-756.
- Martin, H., 1987. Petrogenesis of Archaean Trondhjemites, Tonalites, and Granodiorites from Eastern Finland: major and trace element geochemistry. *Journal of Petrology*, 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., 1999. The adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos*, 46 (3):411–429.
- 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. *Lithos*, 79:1–24.
- Martin, H., Moyen, J.-F., Rapp, R.P., 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.
- McDonough, W.F. and Sun, S.-S., 1995. Composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120:223-253. doi: 10.1016/0009-2541(94)00140-4.
- Medeiros, H., 1987. Petrology of the eastern portion of the massive granodiorite Rio Maria, Pará Southeast (Petrologia da porção leste do maciço granodiorítico Rio Maria, Sudeste do Pará). M.Sc. Thesis. Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPA, 166p. (in Portuguese).
- Monzier, M., Robin, C., Hall, M. L., Cotton, J., Mothes, P., Eissen, J.-P., Samaniego, P., 1997. Les adakites d'Equateur: modèle préliminaire. *Compte Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 324:545–52.
- Morrison-Smith, D.J., 1976. Transmission electron microscopy of experimentally deformed hornblende, *Am. Min.*, 61:272-280. *In*: Hacker, B.R., Chistie, J.M. (eds): *Brittle/Ductile and Plastic/Cataclastic Transitions in Experimentally Deformed and Metamorphosed Amphibolite*. Department of Geology, Stanford University California. p. 127-147.
- Moyen, J.-F., Stevens, G., 2006. Experimental constraints on TTG petrogenesis: implications for Archean geodynamics. *In*: Benn, K., Mareschal, J.-C., Condie, K.C. (Eds.), *Archean Geodynamics and Environments*. AGU, p.149–178. monographs.
- Nair, R, Chacko, T., 2008. Role of oceanic plateaus in the initiation of subduction and origin of continental crust. *Geology*, 36(7):583–586.
- Naney, M.T., Swanson, S.E., 1980. The effect of Fe and Mg on crystallization in granitic systems. *American Mineralogist*, 65:639–653.
- Naney, M.T., 1983. Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems. *American Journal of Science*, 283:993–1033.
- Nelson, D.R., 1996. Compilation of SHRIMP U-Pb zircon geochronology data, 1995. Geological Survey of Western Australia Record 1996/2, 150p.
- Nelson, D.R., 2000. Compilation of SHRIMP U-Pb zircon geochronology data, 1999. Geological Survey of Western Australia Record 2000/2.
- Nockolds, S.R., Aleen, R., 1953. The geochemistry of some igneous rock series, Part I. *Geochemical Cosmochemical Acta*, 4:105-142.
- O'Brien, H., Huhma, H., Sorjonen-Ward, P., 1993. Petrogenesis of the late Archean Hattu Shist belt, Ilomantsi, Eastern Finland: geochemistry and Sr, Nd isotopic composition. Geological Survey of Finland, Special Paper, 17:147–184.

- O'Connor, J.T., 1965. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. US Geological Survey Professional Papers, 525B:79–84.
- Oliveira, M.A., Dall'Agnol, R., Althoff, F.J., 2006. Petrography and geochemistry of the Archean sanukitoid Rio Maria granodiorite and mafic rocks associated, Rio Maria granite-greenstone terrane, Amazon craton. *In: Dall'Agnol, R., Rosa-Costa, L.T., Klein, E. L. (eds.) Symposium on magmatism, crustal evolution, and metallogenesis of the Amazonian craton. Abstracts volume and field trips guide. Belém, PRONEX-UFPA/SBG-NO, p.29.*
- Oliveira, M.A., Dall'Agnol, R., Althoff, F.J., Silva Leite, A.A., 2009. Mesoarchean sanukitoid rocks of the Rio Maria Granite-Greenstone Terrane, Amazonian craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences, 27:146–160.*
- 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, Congresso Brasileiro de Geologia, 45, Anais, Belém, CDrom.*
- Oliveira, M.A., Dall'Agnol, R., Almeida, J.A.C., 2011. Petrology of the Mesoarchean Rio Maria suite: implications for the genesis of sanukitoid rocks. *Journal of Petrology, 51(10):2121-2148.*
- Paiva Jr., A. L., 2010. Geologia, petrografia, geocronologia e geoquímica do Granito anorogênico Seringa, Província Mineral de Carajás, SSE do Pará. Dissertação de Mestrado de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 120p.
- 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.*
- Ringwood, A.E., 1975. *Composition and Petrology of the earth's mantle.* McGraw-Hill, 618p.
- Rogers, N.W., Setterfield, T.N., 1994. Potassium and incompatible-element enrichment in shoshonitic lavas from the Tavua volcano, Fiji. *Chemical Geology, 118:43–62.*
- Rolando, A.P., Macambira, M.J.B., 2002. Geocronologia dos granitoides arqueanos da região da Serra do Inajá, novas evidências sobre a formação da crosta continental no sudeste do Cráton Amazônico, SSE Pará. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, 41. Anais... João Pessoa. SBG. p.525.*
- Rolando, A.P., Macambira, M.J.B., 2003. Archean crust formation in Inajá range area, SSE of Amazonian Craton, Brazil, based on zircon ages and Nd isotopes. *In: South American Symposium on Isotope Geo-logy, 4, Salvador. Expanded Abstracts. Salvador: CDrom.*
- Rollinson H., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation, Zimbabwe, p.1-344.
- Santos, J. O. S., Hartmann, L. A., Faria, M. S., Riker, S. R., Souza, M. M., Almeida, M. E., Mcnaughton, N. J., 2006. A compartimentação do cráton amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000–2006. *In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 9., Belém. Anais...*
- 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, P.A., Teixeira, M.F.B., Dall'Agnoll, R., Guimarães, A.V., 2013. 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. Ciências Naturais, 8(3):257-290.*

- Santos, P.J.L., Oliveira, D.C., Submetido. Geologia, petrografia e geoquímica das associações leucograníticas arqueanas da área de Nova Canadá – Província Carajás. Boletim IG-USP – Série Científica.
- Sardinha, A.S., Barros, C.E.M., Krymsky, R., 2006. Geology, Geochemistry, and U-Pb geochronology of the Archean (2.74 Ga) Serra do Rabo granite stocks, Carajás Province, northern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 20:327-339.
- Sarvothaman, H., 2001. Archean high-Mg granitoids of themantle origin in the eastern Dharwar Craton of Andhra Pradesh. *Journal of the Geological Society of India*, 58:261–268.
- Shand, S.J., 1943, *The Eruptive Rocks*, 2nd edn. (New York: John Wiley), 444p.
- 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 granitóides Arqueanos da área de Vila Jussara – Província Carajás. Dissertação mestrado, Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2013.
- Schmidt, M.W., Thompson, A.B., 1996. Epidote in calc-alkaline magmas: An experimental study of stability, phase relationships, and the role of epidote in magmatic evolution. *American Mineralogist*, 81:462–474.
- Schözl, C.H., 1988. The brittle-plastic transition and the depth of seismic faulting. *Geologische Rundschau*, 77(1):319-328.
- Soares, C.M., 1996. Estudo das relações de contato do granodiorito Rio Maria com os granitos Jamon e Musa e com diques do proterozóico. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém. 165p.
- Souza, Z.S., 1994. Geologia e petrogênese do “Greenstone Belt” Identidade: implicações sobre a evolução geodinâmica do terreno granito- “greenstone” de Rio Maria, SE do Pará. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.
- Souza, Z.S., Dall’Agnol, R., Althoff, F.J., Leite, A.A.S., 1996. Carajás mineral province: geological, geochronological and tectonic contrast on the archean evolution of the Rio Maria granite-greenstone terrain and the Carajás block. Symposium. Archean Terrain South American. Plataforma. SBG. p.31-32.
- Souza, Z.S., Potrel, A., Lafon, J.M., Althoff, F.J., Pimentel, M.M., Dall’Agnol, R., Oliveira, C.G., 2001. Nd, Pb and Sr isotopes in the Identidade Belt, an Archean greenstone belt of the Rio Maria region (Carajás Province, Brazil): implications for the Archean geodynamic evolution of the Amazonian Craton. *Precambrian Research*, 109:293–315.
- Stern, R., 1989. Petrogenesis of the Archean Sanukitoid Suite. State University at Stony Brook, New York. 275p.
- Stern, R.A., Hanson, G.N., Shirey, S.B., 1989. Petrogenesis of mantle-derived, LILE-enriched Archean monzodiorites and trachyandesites (sanukitoids) in southwestern Superior Province. *Canadian Journal of Earth Science*, 26:1688–1712.
- Stern, R.A., Hanson, G.N., 1991. Archean high-Mg granodiorite: a derivative of light rare earth enriched monzodiorite of mantle origin. *Journal Petrology*, 32:201–238.
- 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. de (org). Geologia do continente Sul Americano. Evolução da obra de F.F.M. de Almeida. São Paulo BECA, 471-486p.*

- Tatsumi, Y., Ishizaka, K., 1982. Origin of high-magnesium andesite in the Setouchi volcanic belt, southwest Japan, 1. Petrographical and chemical characteristics. *Earth and Planetary Science Letters*, 60:293–304.
- Teixeira, M.F.B., 2013. Geologia, petrografia e geoquímica dos granitóides arqueanos de Sapucaia – Província Carajás-PA. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém. 184p.
- Throw, A.J.R., Passchier, C.W., Wiersma, D.J., 2010. Atlas of Mylonites and related microstructures. Springer. 322p.
- Tullis, J., Stünitz, H., Teyssier, C., Heilbronner, R., 2000. Deformation microstructures in quartz-feldspathic rocks. *In*: Jessell, M.W., Urai, J.L. (eds): Stress, Strain and Structure. A Volume in Honour of W D Means. *Journal of the Virtual Explorer*, 2 (print and CD).
- 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. CPRM. Belém.
- Vernon, R.H., 2004. A practical guide to rock microstructures. Cambridge University Press, 594p.
- Wan, T., 2012. Tectonics from Paleoproterozoic to Neoproterozoic (PA-NA, 3.6-2.5 Ga). *In*: The Tectonics of China: Data, Maps and Evolution. China: Springer Science and Business Media, 2012. Cap. 2.2. p.30-38.
- Wilson, M., 1989. Igneous Petrogenesis. Academic Press, London. 466p.

Appendix A. Analytical procedures

All the 98 samples were processed in the Rock Processing Laboratory of the Federal University of Pará. They had their weathered rims removed and were previously squashed and comminuted to millimeter-size (90% < 200 mesh). These rock hand specimens were crushed by stainless steel jaw crusher and then pulverized in stainless steel bowl.

Posteriorly, this material was sent to ACME ANALYTICAL LABORATORIES LTD and used for major, minor and trace elements analyses, according to the analytical procedures of the packages 4A and 4B, the information regarding the description of the methods applied and the detection limits are available in laboratory website http://acmelab.com/pdfs/Acme_Price_Brochure.pdf. Major and minor elements concentrations were determined using ICP-ES (Inductively Coupled Plasma - Emission Spectrometry) whiles the trace elements and Rare Earth Elements were analyzed by ICP-MS (Inductively Coupled Plasma - Mass Spectrometry). Chemical diagrams were mostly created using the GCDKit software (Janousek et al., 2003).

CAPÍTULO 3

3 CONCLUSÕES FINAIS

Os resultados obtidos através de dados de mapeamento geológico, estudos petrográficos e geoquímicos, e que foram discutidos e apresentados neste trabalho, permitam que se chegasse às seguintes conclusões:

(i) Os granitoides de afinidade sanukitoide associados ao Granodiorito Rio Maria da área de Ourilândia do Norte foram individualizados em três grupos: (quartzo) dioritos, quartzo-monozodioritos e granodioritos, com ocorrências subordinadas de tonalitos e monzogranitos. Nestes a hornblenda e a biotita são as principais fases ferromagnesianas, tendo ainda epidoto magmático como importante fase varietal. Os *enclaves* máficos são frequentes e mostram relações de *mingling* com a rocha hospedeira. Ocorrem ainda na área pequenos corpos intrusivos de monzogranitos contendo clinopiroxênio ou extensos corpos de leucogranitos que podem mostrar relações genéticas com as rochas sanukitoides, uma vez que ocasionalmente também podem apresentar relações de *mingling* com *enclaves* máficos. Contudo, estes últimos não tiveram seus aspectos petrográficos e geoquímicos abordados nesta dissertação.

(ii) Os granitoides de Ourilândia do Norte foram afetados por processos deformacionais ligados à instalação das extensas zonas de cisalhamento do Cinturão Itacaiúnas e desenvolveram uma foliação penetrativa e microestruturas sob três regimes de recristalização dinâmica: (i) recristalização por *bulging* (300-400°C, baixas temperaturas) caracterizada pelo desenvolvimento de *bulges* e grãos recristalizados nos limites entre grãos ou subordinadamente em microfissuras; (ii) recristalização por rotação de subgrãos (<500°C, temperaturas intermediárias) observadas a partir da extinção ondulante irregular, germinações afinadas, deformação lamelar, dobramentos, *kinks* e estruturas núcleo-manto; (iii) recristalização por migração de limite de grão (<600°C, alta temperatura) que ocorre apenas nas rochas cisalhadas e mostram altas proporções de grãos recristalizados com limites de grão, formas e tamanhos irregulares.

(iii) Os granitoides de afinidade sanukitoide pertencem à série cálcio-alcálica, são magnesianos e metaluminosos. Apresentam *trends* não colineares a partir das rochas dioríticas em direção aquelas de composição granodiorítica, no qual nota-se uma correlação negativa com a sílica nos conteúdos de elementos compatíveis (CaO, Fe₂O_{3t}, MgO, TiO₂, Zr, Ni, Cr e #Mg) e um comportamento inverso para os elementos incompatíveis (Ba, Sr) e as razões

Rb/Sr e Sr/Ba. Estes *trends* indicam o fracionamento de anfibólio, clinopiroxênio e subordinadamente biotita e plagioclásio. A variedade monzogranítica portadora de clinopiroxênio segue *trends* distintos dos demais granitoides e mostra afinidades com a série toleítica e menores conteúdos de #Mg, devido ao seu caráter ferroso. Tais aspectos indicam que os monzogranitos não pertencem à série sanukitoide.

(iv) O padrão ETR dos granodioritos exhibe uma discreta ou ausente anomalia negativa de Eu e moderadas razões $(La/Yb)_N$ caracterizadas pelo enriquecimento de ETRL em relação aos ETRP. O padrão côncavo dos ETRP sugere o fracionamento de anfibólio, granada e/ou piroxênio para sua geração. Diferentemente dos granodioritos, os tonalitos não são empobrecidos em ETRP, e não possuem anomalia negativa de Eu, configurando padrões mais horizontalizados. Os *enclaves*, as rochas (quartzo) dioríticas e quartzo-monzodioríticas apresentam anomalias negativas a positivas de Eu e baixa razão $(La/Yb)_N$, com padrão horizontalizado, similar ao observado nas rochas intermediárias da Suíte Rio Maria (área tipo). Os monzogranitos contendo clinopiroxênio possuem anomalia negativa de Eu mais acentuada e razões $(La/Yb)_N$ levemente fracionadas.

(v) As anomalias negativas de Nb-Ta-Ti associadas às altas razões $(La/Yb)_N$ e Y/Nb sugerem que estas rochas foram geradas em uma zona de subducção a partir de uma fonte mantélica empobrecida e contaminada por fluidos (voláteis) ou *melt* (magma). A análise sobre a natureza do agente metassomático demonstra que as rochas menos evoluídas teriam sido contaminadas por fluidos, enquanto os granodioritos e afins seriam por *melt* de composição similar aos TTGs. A atuação diferenciada desses agentes implica em diferentes condições de pressão e temperatura ou até mesmo fontes distintas para geração dessas rochas.

(vi) Estima-se que os *enclaves*, (quartzo) dioritos e os monzogranitos contendo clinopiroxênio teriam sido gerados em baixas pressões (com razão $La/Yb < 1,0$ GPa) e profundidades ($< 33,6$ Km), com pouca ou nenhuma granada residual, ao passo que os demais granitoides seriam gerados em condições geotérmica maiores (com razão $La/Yb = 1,0-1,5$ GPa; 33,6-50,5 Km) e, portanto, apresentariam proporções variadas de granada residual. Além disso, estes granitoides teriam iniciado sua cristalização em profundidades entre 30,3-20,2 Km e finalizado entre 10,1-6,7 Km.

(vii) Apesar dos sanukitoids de Ourilândia do Norte mostrarem afinidades com os adakitos de alta sílica e os sanukitoids de baixo TiO_2 , sugerindo uma origem através do processo de um único estágio hibridização direta do manto com o *melt* de composição TTG, alguns autores demonstraram que a origem de granitoides análogos se daria em dois estágios, a partir da fusão de um manto peridotítico metassomatizado.

REFERÊNCIAS

- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth Science Review*, 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 terrane and implications for the granite magmatism in the Archean. *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, geochemistry and origin of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: implications for the growth of the Archean crust of the Carajás Province, Brazil. *Precambrian Research*, 187:201-221.
- Althoff F.J. 1996. *Etude pétrologique et structurale des granitoïdes de Marajoara (Pará Brésil): leur rôle dans l'évolution archéenne du craton Amazonien (2,7-3,2 Ga)*. Université. Henri Poincaré, Nancy I – France. 296p. (Tese de Doutorado).
- 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.
- 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, 7., Belém, 1988. *Anais...* Belém, SBG. 324-338 p.
- Araújo O.J.B., Maia R.G.N. 1991. *Serra dos Carajás, Folha SB-22-Z-A*. Rio de Janeiro, CPRM, 136p.(Relatório Final).
- Avelar V.G. 1996. *Geocronologia Pb-Pb por evaporação em monocristal de zircão do magmatismo da região de Tucumã, SE do Estado do Pará, Amazônia Oriental*. MS Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 149p.
- Avelar, V.G., Lafon J.M., Correia Jr. F.C., Macambira E.M.B. 1999. O Magmatismo arqueano da região de Tucumã-Província Mineral de Carajás: Novos resultados geocronológicos. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(4): 453-460.
- Avelar, V.G., 2002. *Geocronologia Pb-Pb em zircão e Sm-Nd rocha total da porção centro-norte do estado do Amapá-Brasil: implicações para a evolução geodinâmica do setor oriental do escudo das guianas*. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 225p.
- Barbosa A.B., Lafon J.M., Neves A.P., Vale A.G. 1995. Geocronologia Rb-Sr e Pb-Pb do Granito Redenção, SE do Pará: implicações para a evolução do magmatismo proterozoico da Região de Redenção. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, Belém, 7:147-164.
- Barbosa J.P.O. 2004. *Geologia estrutural, geoquímica, petrografia e geocronologia de granitoïdes da região do Igarapé Gelado, Norte da Província Mineral de Carajás*. MS Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 96p.
- Bard J.P. 1980. Microtextures of igneous and metamorphic rocks. D. Reidel Publishing Compa-ny. Tokyo. 246p.

- Barros C.E.M., Sardinha A.S., Barbosa J.P.O., Krimski R., Macambira M.J.B. 2001. Pb-Pb and zircon ages of Archean sytectonic granites of the Carajás metallogenic province, Northern Brazil. *In: Serviço Nacional de Geologia e Mineral, Simpósio Sul-americano de Geologia Isotópica, 3, Resumos Expandidos*, Pucon, Chile, CDrom.
- Barros C.E.M., Sardinha A.S., Barbosa J.P.O., Macambira M.J.B., Barbey P., Boullier A.M. 2009. Structure, Petrology, Geochemistry and zircon U/Pb and Pb/Pb Geochronology of the Synkinematic Archean (2.7 Ga) A-type Granites from the Carajás Metallogenic Province, Northern Brazil. *The Canadian Mineralogist*, **47**:1423-1440.
- Casaes D.C. 2009. *Geologia, petrografia e estratigrafia da sequência Greenstone Belt do Grupo Sapucaia e rochas associadas-PMC*. Carajás. Trabalho de Conclusão do Curso. Marabá. Universidade Federal do Pará. 89p.
- Chayes F. 1956. Petrographic modal analysis. New York, John Willey e Sons. 113p.
- Cordeiro A.C., Saueressig R. 1980. Serra das Andorinhas: Geologia e Principais ocorrências de Ouro. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Resumos*, Camboriú, Boletim 2, 344p.
- Costa J.B.S., Araújo J.B., Santos A., Jorge João X.S., Macambira M.J.B., Lafon J.M. 1995. A Província Mineral de Carajás: aspectos tectono-estruturais, estratigráficos e geocronológicos. *Boletim Museu Paraense Emilio Goeldi, Série Ciências da Terra*, Belém, 7, **20**:199-235.
- Dall'Agnol R., Lafon J.M., Macambira M.J.B. 1994. Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: geochronological, petrological and geochemical aspects. *Mineral. Petrology*, **50**:113-138.
- Dall'Agnol R., Souza Z.S., Althoff F.J., Barros C.E.M., Leite A.A.S., Jorge João X.S. 1997. General aspects of the granitogenesis of the Carajás metallogenic province. *In: International Symposium on Granites and Associated Mineralizations, 2. Excution Guide...*, Salvador, p.135-161.
- Dall'Agnol R., Rämö O.T., Magalhães M.S., Macambira M.J.B. 1999. Petrology of the anorogenic, oxidized Jamon and Musa granites, Amazonian craton: implications for the genesis of Proterozoic A-type granites. *Lithos*, **46**:431-462.
- Dall'Agnol R., Teixeira N.P., Rämö O.T., Moura C.A.V., Macambira M.J.B., Oliveira D.C. 2005. Petrogenesis of the Paleoproterozoic rapakivi A-type granites of the Archean Carajás metallogenic province, Brazil. *Lithos*, **80**:101-129.
- Dall'Agnol R., Oliveira M.A., Almeida J.A.C., Althoff F.J., Leite A.A.S., Oliveira D.C., Barros C.E.M. 2006. Archean and Paleoproterozoic granitoids of the Carajás metallogenic province, eastern Amazonian craton. *In: Dall'Agnol R., Rosa-Costa L.T., Klein E.L. (eds.). Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metallogenesis of the Amazonian Craton. Abstracts Volume and Field Trips Guide*. Belém, PRONEX-UFP/PA/SBG-NO, 150p.
- 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. *Anais do 13º Simpósio de Geologia da Amazônia*, Belém, 22 a 26 de setembro de 2013.

- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. 1992. Rock-forming minerals. London, Second Edition Longmans (eds.). 696p. Dickson B.L. e Scott K.M. 1997. Interpretation of aerial gamma-ray surveys – adding the geochemical factors. *AGSO Journal of Australian Geology e Geophysics*, **17:2**, 187-200p.
- Dias S.B. 2009. *Caracterização geológica, petrográfica e geoquímica de granitos Arqueanos da Folha Marajoara, terreno granito–greenstone de Rio Maria, sudeste do Pará*. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 129p.
- DOCEGEO 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 35. *Anais...* SBG. p.10-54. (anexo aos anais, CVRD, Belém, p.11-59).
- Faresin A.C., Oliveira D.C., Macambira M.J.B. 2010. Geologia, e geocronologia das rochas granitoides do Complexo Xingu e da Sequência *Greenstone Belt* da região de Nova Canadá, Província Mineral de Carajás. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 45, *Anais*, Belém, CDrom.
- Feio G.R.L., Dall’Agnol R. 2012. Geochemistry and petrogenesis of the Mesoarchean granites from the Canaã dos Carajás area, Carajás Province, Brazil: Implications for the origin of Archean granites. *Lithos*, **154**:33–52.
- 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.
- Gabriel E.O., Oliveira D.C., Macambira M.J.B. 2010. Caracterização geológica, petrográfica e geocronológica de ortopiroxênio-trondhjemitos (leucoenderbitos) da região de Vila Cedere III, Canaã dos Carajás-PA, Província Mineral de Carajás. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 45, *Anais*, Belém, CDrom
- Gabriel E.O. 2012. *Geologia, Geoquímica e Petrologia Magnética dos granitoides arqueanos da porção nordeste de Água Azul do Norte (PA) – Província Carajás*. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 107p.
- 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.
- Galarza M.A, Oliveira D.C., Santos R.D., Martins A.C., Santos A.N., Santos P.J.L. 2012. Geocronologia do Diopsídio-Norito Pium e Granitoides Associados, Canaã dos Carajás, Província Carajás. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 46, Santos-SP, *CDrom*.
- Gastal M.C.P. 1987. *Mapeamento e petrologia do Maciço Granítico Musa: Rio Maria, sudeste do Pará*. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 342p.
- Gibbs A.K., Wirth K.R., Hirata W.K., Olszewski W.J. 1986. Age and composition of the Grão Para Group Volcanics, Serra dos Carajás. *Revista Brasileira Geociências*, **16 (2)**:201-211.

- Gomes A.C.B. 2003. *Geologia, Petrografia e Geoquímica dos Granitoides de Canaã dos Carajás, SE do Estado do Pará*. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 160p.
- Gomes A.C.B., Dall'Agnol R. 2007. Nova associação tonalítica-trondhjemitica Neoarqueana na região de Canaã dos Carajás: TTG com altos conteúdos de Ti, Zr e Y. *Revista Brasileira de Geociências*, **37**:182-193.
- Guimarães F.V. 2009. *Geológica, Petrografia e Geoquímica do Trondhjemitito Mogno e rochas Arqueanas Associadas, Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria – SE do Pará*. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 111p.
- 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, Congresso Brasileiro de Geologia, 46, Santos-SP, *CDrom*.
- Halla J., Van Hunen J., Heilimo E., Hölttä P. 2009. Geochemical and numerical constraints on Neoproterozoic plate tectonics. *Precambrian Research*, **174**:155–162.
- 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. 1995. Mixed magma rocks. Petrography to petrogenesis. New Jersey, Prentice-Hall, Inc. p.242-260.
- 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, Simpósio de Geologia da Amazônia, 1, *Anais*, Belém, v.1, p.100-110.
- Huhn 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*: Simp. Geol. Amaz., 6. Manaus, *Anais...* SBG. (1). p.463-466.
- Hutchison C.S. 1974. Laboratory handbook of petrography techniques. London. John Wiley e Sons. 1974. 527p.
- Ianhez A.C., Souza A.M.S., Montalvão R.M.G. 1980. Geologia da sequência vulcano-sedimentar da Serra do Inajá – Santana do Araguaia. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 31, *Anais*, Camboriú, v.5, p.2918-2928.
- Jorge João X.S., Neves A.P., Leal J.W.L. 1982. Ouro da Serra Pelada: aspectos da geologia e garimpagem. *In*: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 1, *Anais*, Belém, v.2, p.52-62.
- Jorge João X.S., Araújo J.B. 1992. Magmatismo granítico sin-cisalhamento Itacaiúnas no SW do Estado do Pará. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, *Resumos expandidos*, São Paulo, v.2, p.36-38.
- Käpyaho A. 2006. Whole-rock geochemistry of some tonalite and high Mg/Fe gabbro, diorite, and granodiorite plutons (sanukitoid suite) in the Kuhmo district, Eastern Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland*, **78**:121–141.
- Kerr P. 1959. Optical Mineralogy. McGraw-Hill Book Co. New York, Third Edition, 492p.

- 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: International Geological Congress, 31, Abstracts, Rio de Janeiro, CDrom.*
- Le Maitre R.W. 2002. A classification of igneous rocks and glossary of terms. 2nd Edition, London, 193p.
- Leite A.A.S., Dall'Agnol R. 1994. Estratigrafia e aspectos geológicos da região de ocorrência do Granito Xinguara (SE do Pará). *In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 4, Belém, 1994. Resumos expandidos, Belém, SBG. p.325-327.*
- Leite A.A.S. 2001. *Geoquímica, petrogênese e evolução estrutural dos granitoides arqueanos da região de Xinguara, SE do Cráton Amazônico.* Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 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, Cráton Amazônico. *Revis. Bras. Geoc., 34(4): 447-458.*
- Lima F.D., Pinheiro R.V.L. 2001. Formação Gorotire: Consideração sobre uma unidade siliciclástica particular da Serra dos Carajás-PA. *In: Reis, N.J & Monteiro, M.A.S. Contribuição à Geologia da Amazônia. SBG, Núcleo Norte, Manaus, v.2, p.205-229.*
- Lindenmayer Z.G. 1990. *Salobo Sequence, Carajás, Brazil: geology, geochemistry and metamorphism. Ontario: The University of Western Ontario, 406p. (Tese de Doutorado).*
- Macambira M.J.B. 1992. *Chronologie U-Pb, Rb-Sr, K-Ar et croissance de La croûte continentale dans l'Amazonie Du sud-est; exemple de La région de Rio-Maria, Province de Carajás, Brésil.* University of Montpellier II, Montpellier, 212 p. (Doctor Thesis)
- Macambira E.M.B. 1997. *Geologia e aspectos metalogenéticos dos elementos do grupo da platina no complexo máfico-ultramáfico da Serra da Onça – Sul do Pará.* M.Sc. Thesis. Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPA, 194p. (in Portuguese).
- Macambira M.J.B., Lancelot J. 1991. Em busca do embasamento arqueano da região de Rio Maria, sudeste do Estado do Pará. *In: RBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 3, Resumos Expandidos, Belém, 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 E.M.B., Vale A.G. 1997. Programas de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. *Programa Grande Carajás Folha SB 22-Y B, São Félix do Xingu.* Estado do Pará Belém, Convênio DNPM/CPRM, 344p
- Machado N., Lindenmayer Z.G., 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.*
- Mackenzie W.S., Donaldson C.H., Guilford C. 1982. Atlas de Igneous Rocks and Their Textures. Harlow Essex, England: Longman Group Ltd., 1982. 148p.

- Marangoanha B., Oliveira D.C. 2014. Diabásios e anfíbolitos da área de Nova Canadá: natureza e implicações tectônicas para a Província Carajás. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências Naturais*, **9**(3):565-596.
- Medeiros Filho C.A., Meireles E.M. 1985. Dados preliminares sobre a ocorrência de cromita na área de Luanga. In: *SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 2, Atlas*, Belém, v.3, p.1488-1499.
- Medeiros H. 1987. *Petrologia da porção leste do maciço granodiorítico Rio Maria, Sudeste do Pará. M.Sc. Thesis*. Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPA, 166p. (in Portuguese).
- Meireles E.M., Hirata W.K., Amaral A.F., Medeiros Filho C.A., Gato W.C. 1984. Geologia das folhas Carajás e Rio Verde, Província Mineral dos Carajás, estado do Pará. In: *SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Anais*, Rio de Janeiro, v.5, p.2164-2174.
- 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.
- Mougeot R., Respaut J.P., Briquet L., Ledru P., Macambira M.J.B. 1996. Geochronological constraints for the age of the Águas Claras Formations (Carajás Province, Pará State, Brazil). In: *SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Resumos expandidos*, Salvador, **6**:579-581.
- Nascimento F.G.C. 2006. *Petrologia magnética das associações magmáticas arqueanas da Região de Canaã dos Carajás – PA*. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 177p.
- Nogueira A.C.R. Truckenbrodt W., Pinheiro R.V.L. 1995. Formação Águas Claras, Pré-Cambriano da Serra dos Carajás. Redescrição e redefinição. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, **7**:177-197.
- O'Brien H., Huhma H., Sorjonen-Ward P. 1993. Petrogenesis of the late Archean Hattu Shist belt, Ilomantsi, Eastern Finland: geochemistry and Sr, Nd isotopic composition. *Geological Survey of Finland, Special Paper*, **17**:147-184.
- Oliveira D.C. 2001. *Geologia, geoquímica e petrologia magnética do granito paleoproterozoico Redenção, SE do Cráton Amazônico*. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 202p.
- 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, Congresso Brasileiro de Geologia, 45, Anais*, Belém, CDrom.
- Oliveira D.C., Gabriel E.O., Santos P.J.L., Silva C.R.P., Rodrigues D.S., Santos R.D., Galarza M.A., Marangoanha B., Santos M.S., Souza D.B. 2014. Geologia da região de Água Azul do Norte (PA) - Implicações para a compartimentação tectônica do Domínio Carajás. In: *SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 47, Anais*, Salvador, CDrom.

- Oliveira M.A. 2003. *Caracterização petrográfica, estudo de suscetibilidade magnética e natureza dos minerais óxidos de Fe e Ti do Granito Planalto, Serra dos Carajás-PA*. Trabalho de Conclusão de Curso. Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 47p.
- Oliveira M.A. 2005. *Geologia, Petrografia e Geoquímica do Granodiorito Sanukitoide Arqueano Rio Maria e Rochas Máficas Associadas, Leste de Bannach-PA*. Tese de mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.149p.
- Oliveira M.A., Dall’Agnol R., Althoff F.J. 2006. Petrography and geochemistry of the Archean sanukitoid Rio Maria granodiorite and mafic rocks associated, Rio Maria granite-greenstone terrane, Amazon craton. *In: Dall’Agnol R., Rosa-Costa L.T., Klein E. L., (eds.) Symposium on magmatism, crustal evolution, and metallogeneses of the Amazonian craton. Abstracts volume and field trips guide*. Belém, PRONEX-UFP/PA/SBG-NO, p. 29.
- Oliveira M.A., Dall’Agnol R., Althoff F.J., Leite A.A.S. 2009. Mesoarchean sanukitoid rocks of the Rio Maria Granite-Greenstone Terrane, Amazonian craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **27**:146-160.
- Oliveira M.A., Dall’Agnol R., Scaillet B. 2010. Petrological constraints on crystallization conditions of Mesoarchean sanukitoid rocks, southeastern Amazonian Craton, Brazil. *Journal of Petrology*, **51**:2121-2148.
- Passchier C.W., Trouw R.A.J. 1996. *Microtectonics*. Berlin, Springer-Verlag, 289p
- 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, Brasil: evidence for the ages of granulite facies metamorphism and the protolith of the enderbite. *Chemical Geology*, **166**:159-171.
- Pimentel M.M., Machado N. 1994. Geocronologia U-Pb dos Terrenos Granito-Greenstone de Rio Maria, Pará. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Boletim de Resumos Expandidos, Camboriú, p.390-391*.
- Ragland P.C. 1989. *Basic analytical Petrology*. 2. New York, Oxford University Press.
- 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: RBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, Boletim de Resumos Expandidos, Belém, CDrom*.
- Rodrigues E.S., Lafon J.M., Scheller T. 1992. Geocronologia Pb-Pb da Província Mineral de Carajás: primeiros resultados. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, 37, Boletim de Resumos Expandidos, São Paulo, v.2, p.183-184*.
- Rodrigues D.S., Oliveira D.C., Macambira M.J.B. 2010. Geologia, geoquímica e geocronologia do magmatismo granítico da porção SW de vila Sedere III, município de Água Azul do Norte - Província Mineral de Carajás. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 45, Anais, Belém, CDrom*.
- Rodrigues D.S., Oliveira D.C., Macambira M.J.B. 2015. 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: South American Symposium on Isotope Geology*, 4, Expanded Abstracts, Salvador, *CDrom*.
- Rollinson H. 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation, Zimbabwe, p.1-344.
- Santos J.O.S. 2003. Geotectônica dos Escudos da Guiana e Brasil Central. *In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (eds.). Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil. Texto, mapas e SIG. Brasília: CPRM, il. p.169-226.*
- Santos J. O. S., Hartmann L. A., Faria M. S., Riker S. R., Souza M. M., Almeida M. E., Mcnaughton N. J. 2006. A compartimentação do cráton amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000–2006. *In: Simpósio de Geologia da Amazônia*, 9., Belém. *Anais...* Belém: 2006.
- 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. Ciências Naturais*, 8(3):325-354.
- Santos M.G.S. 2002. *Estudo dos isótopos de Pb e Nd do Depósito de Cu-Au (U-ETR) Alemão, Província Mineral de Carajás (PA)*. Dissertação de Mestrado de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 126p.
- 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, Congresso Brasileiro de Geologia*, 45, *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, Congresso Brasileiro de Geologia*, 46, Santos-SP, *CDrom*.
- Santos P.J.L., Oliveira D.C. 2015. 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.
- Santos R.D., Galarza M.A., Oliveira D.C. 2013. Geologia, geoquímica e geocronologia do Diopsídio-Norito Pium, Província Carajás. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências Naturais*, 8(3):355-382.
- Santos R.V., Oliveira D.C., Macambira M.J.B. 2010. Geologia, Petrografia e Geocronologia de dois *stocks* graníticos associados ao magmatismo tipo-Planalto da região de Vila Feitosa, Canaã dos Carajás - Província Mineral de Carajás. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 45, *Anais*, Belém, *CDrom*.
- Sardinha A.S. 2002. *Geologia, geoquímica e geocronologia do Granito Serra do Rabo, Província Mineral de Carajás*. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 118p.
- 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, Congresso Brasileiro de Geologia*, 42, Araxá, SBG. *CDrom*.

- Sardinha A.S., Barros C.E.M., Krymsky R. 2006. Geology, Geochemistry, and U-Pb geochronology of the Archean (2.74 Ga) Serra do Rabo granite stocks, Carajás Province, northern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **20**:327-339.
- Shand S.J. 1951. *Eruptive rocks their genesis, composition, classification and their relation to ore deposit*. 4ed., London, 488p.
- 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. Rio de Janeiro, DNPM. v. 4:1-143 (Lev. Rec. Nat.).
- Silva Jr. R.O., Dall'Agnol R., Oliveira E.P. 1999. Geologia, petrografia e geoquímica dos diques proterozóicos da região de Rio Maria, sudeste do Pará. *Geoch. Brasiliensis*, **13**(2):163-181.
- 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: CBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 45, Belém. *Anais...* Belém, SBG-Núcleo Norte. CDrom.
- Silva A.C., Dall'Agnol R., Oliveira D.C., Guimarães F.V., Santos P.J.L. 2012. Caracterização Geológica, Petrográfica e Geoquímica de Associações Tonalíticas, do Subdomínio de Transição, Província Carajás, Município de Água Azul do Norte-PA. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 46, Santos-SP, *Anais...* Santos-SP, SBG. CDrom.
- 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 Mineral de Carajás, Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências Naturais*, **9**(1):13-46.
- Silva C.R.P., Oliveira D.C. 2013. Geologia, geoquímica e geocronologia do Diopsídio-Norito Pium, Província Carajás, Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências Naturais*, **8**(3):355-382.
- Silva M.L.T. 2010. *Geologia, petrografia e geocronologia do magmatismo de alto K da região de Vila Jussara, NE do município de água Azul do Norte - Província Mineral de Carajás*. Trabalho de Conclusão do Curso, Campus de Marabá, Universidade Federal do Pará, Marabá, 103p.
- Sousa S.D., 2010. *Geologia, petrografia e geocronologia das rochas granitoides do Complexo Xingu da porção a leste da cidade de Água Azul do Norte (PA) – PMC*. Trabalho de Conclusão do Curso. Marabá. Universidade Federal do Pará.
- Sousa S.D., Oliveira D.C., Gabriel E.O., Macambira M.J.B. 2010. Geologia, petrografia e geocronologia das rochas granitoides do Complexo Xingu da porção a leste da cidade de Água Azul do Norte (PA) – PMC. In: CBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 45. *Anais...* Belém, SBG. CDrom.
- Sousa S.D., Monteiro L.V.S., Oliveira D.C., Delinardo M.A.S., Moreto C.P.N., Juliani C. 2013. O *greenstone belts* Sapucaia na região de Água Azul do Norte, Província Mineral de Carajás: Contexto geológico e caracterização petrográfica. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 47, *Anais...* Salvador, SBG. CDrom.

- Sousa S.D., Monteiro L.V.S., Oliveira D.C., Juliani C., Delinardo M.A.S., Moreto C.P.N. 2014. O *greenstone belts* Sapucaia Província Carajás: Evidência de platôs oceânico vinculados a plumas mantélicas. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 13, *Anais*, Belém, CDrom.
- Souza Z.S., Dall’Agnol R., Althoff F.J., Leite A.A.S. 1996. Carajás mineral province: geological, geochronological and tectonic constrast on the archean evolution of the Rio Maria granite-greenstone terrain and the Carajás block. Symposium. Archean Terrain South American. Plataform. *SBG*. p.31-32.
- Souza Z.S., Potrel A., Lafon J.M., Althoff F.J., Pimentel M.M., Dall’Agnol R., Oliveira C.G. 2001. Nd, Pb and Sr isotopes in the Identidade Belt, an Archaean greenstone belt of the Rio Maria region (Carajás Province, Brazil): implications for the Archaean geodynamic evolution of the Amazonian Craton. *Precambrian Research*, **109**:293–315.
- Stevens R.E., Nell S.T., Roberson C.E. 1960. Gravimetric conversion factors, and other data used in interpreting analyses of rocks, minerals and waters. *GeoTimes*, v. **4**, (7): 41.
- Streckeisen A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth sci. Rev.*, **12**:1-13.
- 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. de (org). Geologia do continente Sul Americano. *Evolução da obra de F.F.M. de Almeida*. São Paulo BECA, 471-486p.
- Teixeira M.F.B. 2013. *Geologia, petrografia e geoquímica dos granitóides arqueanos de Sapucaia – Província Carajás-PA*. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.184p.
- 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*. CPRM. Belém.
- Wirth K.R., Gibbs A.K., Olszewski Jr. W.J. 1986. U-Pbzircon ages of the Grão Pará group and Serra dos Carajás granite, Para, Brasil. *Revista Brasileira Geociências*, **16**(2):195-200.