



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 515

**GEOLOGIA, MINERALOGIA E AFINIDADES
PETROLÓGICAS DOS GRANITÓIDES NEOARQUEANOS DA
PORÇÃO OESTE DO DOMÍNIO CANAÃ DOS CARAJÁS**

Dissertação apresentada por:

VINÍCIUS EDUARDO SILVA DE OLIVEIRA

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

**BELÉM
2017**

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

Oliveira, Vinícius Eduardo Silva de, 1990-

Geologia, mineralogia e afinidades petrológicas dos granitoides
neoarqueanos da porção central do Domínio Canaã dos Carajás /
Vinícius Eduardo Silva de Oliveira. – 2017.

xiv, 80 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, 2017.

1. Petrologia. 2. Química mineralógica. 3. Granito. 4. Geologia
estratigráfica – Arqueano. 5. Carajás, Serra dos (PA). I. Título.

CDD 22. ed.: 552

Elaborado por
Hélio Braga Martins
CRB-2/698



Universidade Federal do Pará

Instituto de Geociências

Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**GEOLOGIA, MINERALOGIA E AFINIDADES
PETROLÓGICAS DOS GRANITÓIDES
NEOARQUEANOS DA PORÇÃO OESTE DO DOMÍNIO
CANAÃ DOS CARAJÁS**


DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR:

VINÍCIUS EDUARDO SILVA DE OLIVEIRA


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

Data de Aprovação: 28 / 10 / 2017

Banca Examinadora:


Prof. Dr. Davis Carvalho de Oliveira
Orientador – UFPA


Prof. Dr. Frederico Castro Jobim Vilalva
Membro – UFRN


Prof. Dr. Roberto Dall'Agnol
Membro – UFPA

AGRADECIMENTOS

- Aos meus pais, Gentil Eduardo Cardoso de Oliveira e Daysy Patrícia Silva de Oliveira, por todo o suporte e amor incondicional oferecidos a mim ao longo desses anos;
- À minha namorada e futura geóloga, Rafaela Sousa, pelo companheirismo, amor e paciência, e por ter me acompanhado firmemente ao longo desta jornada, tanto nos bons quanto nos maus momentos;
- Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pela concessão de bolsa de estudo;
- À Universidade Federal do Pará (UFPA) e ao Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG), pela infraestrutura disponibilizada para as diversas etapas deste trabalho;
- Aos integrantes do Laboratório de Microanálises do Instituto de Geociências da UFPA, Prof. Dr. Cláudio Lamarão, Gisele Tavares, Vivian Araújo e Ana Paula Correa, e àqueles do Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (UnB), Prof. Dr. Nilson Francisquini Botelho e Jacqueline Menez, pelo suporte dado durante a aquisição dos dados analíticos no microscópio eletrônico de varredura e microsonda eletrônica;
- Ao Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides (GPPG), do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará, pelo suporte técnico-científico;
- Ao orientador do presente trabalho, Prof. Dr. Davis Carvalho de Oliveira, pela oportunidade e incentivo oferecidos para a realização do mesmo, os quais foram primordiais para meu crescimento pessoal e profissional;
- Aos professores do PPGG, pelo conhecimento compartilhado;
- Aos geólogos e colegas do GPPG, em especial ao Diwhemerson Barbosa, Pablo Leite, Caio Mesquita, Eleílson Gabriel, Jean Machado e Bhrenno Marangoanha, pelo auxílio indispensável para o desenvolvimento deste trabalho;
- A todos que, de uma forma ou de outra, tenham contribuído para que essa dissertação pudesse ser finalizada.

“We bid farewell... The slave becomes the master”
James A. Hetfield

RESUMO

A porção central do Domínio Canaã dos Carajás, localizada na parte norte da Província Carajás, era originalmente marcada pela ocorrência de rochas indiferenciadas pertencentes ao Complexo Xingu e Suíte Plaquê, além de *greenstone belts*, rochas máficas do Diopsídio-Norito Pium e corpos leucograníticos cálcico-alcálicos de alto K (granitos Boa Sorte e Cruzadão). A partir de trabalhos de mapeamento geológico em escala de semi-detalhe (1:100.000) realizados na área em torno da Vila União, foram identificados diversos corpos graníticos deformados, os quais são intrusivos nas unidades mesoarqueanas e correspondem à unidade mais expressiva da área. Estes são predominantemente monzogranitos, portadores de anfibólio e biotita, e apresentam afinidade químico-mineralógica com os granitos neoarqueanos do tipo-A das suítes Planalto e Vila Jussara. Os conteúdos variáveis de minerais félsicos e ferromagnesianos, bem como as diferentes proporções entre os mesmos, permitiu a individualização de quatro variedades de granitoides: (i) biotita-hornblenda monzogranitos (BtHblMzG); (ii) biotita granitos e leucogranitos (BtLG); (iii) biotita-hornblenda tonalitos (BtHblTn); e (iv) quartzo-dioritos (QD). A foliação descrita nestas rochas segue o *trend* regional E-W e exibe altos ângulos de mergulho (70-85°), podendo passar para foliação milonítica em direção às zonas de alto *strain*. Estruturas manto-núcleo bem desenvolvidas nos cristais de quartzo e feldspatos, assim como a presença de contatos lobados e irregulares entre esses cristais sugerem que a recristalização dinâmica ocorreu sob temperaturas relativamente altas (>500°C). Essas rochas exibem uma ampla variação no conteúdo de sílica (61,7 – 75,91%), são metaluminosas a fracamente peraluminosas, e mostram afinidade com granitos alcalinos (alto HFSE) e do tipo *ferroan*. Estudos de petrologia magnética permitiram a distinção de dois grupos de rochas: (1) granitos contendo somente ilmenita e baixos valores de suscetibilidade magnética (SM; $<0,570 \times 10^{-3}$ SI), e (2) granitos nos quais a magnetita é o principal óxido de ferro e titânio e os valores de SM são mais elevados ($> 1,437 \times 10^{-3}$ SI). Evidências texturais e composicionais indicam que magnetita e ilmenita são fases minerais de cristalização precoce e que a titanita tem origem magmática. Os dados de química mineral permitiram caracterizar o anfibólio destas rochas como cálcicos, do tipo hastingsita, enquanto que as biotitas mostram composições ricas na molécula de annita. As razões Fe/(Fe+Mg) relativamente elevadas encontradas nos anfibólios das variedades BtHblMzG e BtHblTn indicam que esses granitoides formaram-se sob condições de fO_2 baixas a moderadas, enquanto que

na variedade BtLG os baixos valores dessa razão sugerem que essas rochas teriam cristalizado em condições comparativamente mais oxidantes. Geotermômetros apontam para temperaturas de cristalização entre 830 – 930°C nas diferentes fácies. Os elevados conteúdos de Al_t nos cristais de anfibólio sugerem cristalização a pressões entre 400 e 800 MPa, indicando que estes granitoides foram colocados em diferentes níveis crustais.

Palavras-chave: Petrografia; Química mineral; Granitos tipo-A; Neoarqueano; Província Carajás.

ABSTRACT

The central portion of the Canaã dos Carajás domain, located in the northern part of the Carajás province was originally marked by the occurrence of undifferentiated rocks belonging to the Xingu complex and Plaque suite, as well as greenstone belts, mafic rocks of the Pium diopside-norite and high K calc-alkaline leucogranites (Boa Sorte and Cruzadão granites). A semi-detailed geological mapping (1:100.000) was carried out in the Vila União area and allowed the identification of several deformed granite bodies intrusive in the Mesoarchean units. They correspond to the most expressive unit of the studied area and are composed predominantly of monzogranites with chemical and mineralogical affinity with the Neoproterozoic A-type granites of the Planalto and Vila Jussara suites. The variable felsic and ferromagnesian mineral contents, as well as the different proportions between them, allowed to distinguish four major groups of granitoids: (i) biotite-hornblende monzogranites (BtHblMzG); (ii) biotite granites and leucogranites (BtLG); (iii) biotite-hornblende tonalites (BtHblTn); and quartz diorites (QD). The tectonic foliation of these rocks follows the regional E-W trend and exhibits high angles (70-85°). Well-developed core and mantle structures in quartz and feldspar crystals, as well as the presence of serrated and irregular contacts between these crystals suggest that dynamic recrystallization occurred at relatively high temperatures (> 500 °C). These rocks exhibit a wide variation in silica content (61.7 – 75.91 wt%), are metaluminous to slightly peraluminous and show affinity with A-type (high HFSE) and ferroan granites. Based on magnetic petrology studies it was possible to distinguish two groups of rocks: (1) granites containing only ilmenite with low magnetic susceptibility values (MS; $<0.570 \times 10^{-3}$ SI), and (2) granites with magnetite as the main iron and titanium oxide mineral and higher MS values ($> 1.437 \times 10^{-3}$ SI). Textural and compositional evidences indicate that magnetite and ilmenite are early-crystallized phases and titanite has magmatic origin. Amphiboles are calcic and classified as hastingsite, whereas biotites are rich in the annite molecule. The relatively high Fe/(Fe + Mg) ratios found in the amphiboles of the BtHblMzG and BtHblTn varieties indicate that these granitoids were formed under low to moderate fO_2 conditions, whereas in the BtLG the lower values of this ratio suggest more oxidizing conditions. Geothermometers point to crystallization temperatures between 830 – 930 °C in the different facies. The high total Al content in the amphibole crystals suggests

crystallization at pressures between 400 and 800 MPa, indicating that these granitoids were emplaced at different crustal depths.

Keywords: Petrography; Mineral chemistry; A-type granites; Neoproterozoic; Carajás province.

LISTA DE FIGURAS

CAPÍTULO 1

Figura 1: Mapa de localização da área de trabalho.	2
Figura 2: Compartimentação tectônica da Província Carajás (modificado de Dall’Agnol <i>et al.</i> , 2013) e localização da área de estudo.	4

CAPÍTULO 2

Figura 1: a) Geochronological provinces of the Amazonian Craton (Santos <i>et al.</i> , 2006); b) Tectonic compartmentation of the Carajás province (modified from Dall’Agnol <i>et al.</i> , 2013) and location of the study area.....	21
Figura 2: Geological map of the central portion of the Canaã dos Carajás area.	23
Figura 3: Field and textural aspects of the studied granitoids.	24
Figura 4: Q-A-P and Q-(A+P)-M plots for the studied granitoids of the Canaã dos Carajás area (Le Maitre, 2002).	25
Figura 5: Deformational and microstructural aspects of the Vila União granitoids.....	28
Figura 6: Microtextural aspects of the Vila União granitoids.	31
Figura 7: Geochemical plots for the Vila União granitoids.....	34
Figura 8: Geochemical diagrams of the granitoids of Vila União area.	35
Figura 9: a) Magnetic susceptibility histogram and b) Normal probability graph for the Vila União granitoids.	37
Figura 10: Photomicrographies and backscattered electron images of the studied granitoids	38
Figura 11: Classification diagram (Leake <i>et al.</i> , 1997) for amphiboles of the studied granitoids.	40
Figura 12: Plots showing the compositional variation of the analyzed biotites.	41
Figura 13: a) Composition of the analyzed plagioclase crystals; b) Fe versus Al diagram for the titanite of the Vila União granitoids.....	44
Figura 14: Fe/(Fe + Mg) versus Al ^{iv} + Al ^{vi} diagram for amphiboles of the studied granitoids showing the possible crystallization pressures ranges.....	53

Figura 15: Logarithmic plot of fO_2 versus T showing stability of several mineral assemblages (Wones, 1989)	68
Figura 16: a) Fe/(Fe + Mg) versus Al^{iv} diagram showing the compositional variation of amphibole for the studied granitoids; b) Fe/(Fe + Mg) versus $Al^{iv} + Al^{vi}$ diagram for the biotite of the Vila União granitoids.....	55
Figura 17: FeOt/(FeOt + MgO) vs. Al_2O_3 diagram	71

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Modal compositions of the Neoproterozoic granitoids from the central portion of the Canaã dos Carajás domain.....	29
Tabela 2: Key geochemical parameters for Vila União granitoids.	33
Tabela 3: Magnetic susceptibility measurements for representative samples of the Vila União granitoids.	39
Tabela 4: Representative electron microprobe analyses and structural formulae for amphibole of the granitoids from the central portion of the Canaã dos Carajás domain.	45
Tabela 5: Representative electron microprobe analyses and structural formulae for biotite of the granitoids from the central portion of the Canaã dos Carajás domain.....	46
Tabela 6: Representative electron microprobe analyses of plagioclase of the granitoids from the central portion of the Canaã dos Carajás domain	61
Tabela 7: Representative electron microprobe analyses of titanite of the granitoids from the central portion of the Canaã dos Carajás domain	62
Tabela 8: Estimate of temperatures and pressures of crystallization for the Vila União granitoids.	52
Table 9: Oxygen fugacity values for the Vila União granites and Planalto and Vila Jussara suites, according to the equation proposed by Wones (1989).....	68

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	iv
EPIÍGRAFE	v
RESUMO	vi
ABSTRACT	viii
LISTA DE FIGURAS	x
LISTA DE TABELAS	xii
CAPÍTULO 1	1
1. INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO	1
1.2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	2
1.2.1 Domínio Rio Maria	3
1.2.2 Bacia Carajás	6
1.2.3 Domínio Sapucaia	7
1.2.4 Domínio Canaã dos Carajás	9
1.3 JUSTIFICATIVA	13
1.4 OBJETIVOS	14
1.5 MATERIAIS E MÉTODOS	15
1.5.1 Pesquisa Bibliográfica	15
1.5.2 Mapeamento Geológico	15
1.5.3 Petrografia	15
1.5.4 Geoquímica	16
1.5.5 Petrologia Magnética	16
1.5.6 Química Mineral	17
CAPÍTULO 2	17
1. Introduction	18
2. Geological setting	19
3. Geology and field relationships in the Canaã dos Carajás area	21
4. Petrography	24
4.1 Modal composition and classification	24
4.2 Textural aspects and deformational effects.....	25
5. Geochemistry	27
5.1 Classification and magmatic series.....	31

5.2 Granitoid typology	32
6. Magnetic petrology	32
7. Mineral chemistry	36
7.1 Amphibole	37
7.2 Biotite.....	39
7.3 Plagioclase	40
7.4 Titanite	41
8. Discussion	42
8.1 Deformation temperature	42
8.2 Granite emplacement and deformation considerations.....	49
8.3 Crystallization parameters	51
8.3.1 Temperature	51
8.3.2 Pressure	51
8.3.3 Oxygen fugacity	53
8.4 Comparison between Vila União granitoids and similar granites	56
9. Conclusions.....	59
References.....	60
CAPÍTULO 3.....	69
3. CONCLUSÕES.....	69
REFERÊNCIAS	71
ANEXOS	79
ANEXO A – Relação das amostras estudadas, com suas respectivas coordenadas, litologias e estudos a que foram submetidas	80

CAPÍTULO 1

1. INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

A região a oeste de Canaã dos Carajás (Figura 1), está inserida no contexto geológico do Domínio Canaã dos Carajás (Dall’Agnol *et al.*, 2013; Figura 2), porção norte da Província Carajás, sudeste do Cráton Amazônico (Almeida *et al.* 1981). Apesar de estudos detalhados terem sido realizados na porção leste desta região (Feio *et al.*, 2012, 2013), o conhecimento geológico na porção oeste da mesma é restrito a trabalhos de escala regional, os quais admitiram a presença de rochas relacionadas ao Complexo Xingu, Diopsídio-Norito Pium, *greenstone belts* do Grupo Sapucaia, granitos Boa Sorte e Cruzadão, e suítes Plaqué e Planalto (Silva *et al.* 1974; Araújo *et al.*, 1988; Araújo & Maia 1991; Jorge João & Araújo, 1992; Huhn *et al.*, 1999; Sardinha *et al.*, 2004; Vasquez *et al.*, 2008; Rodrigues, 2013; Santos *et al.*, 2013).

De acordo com os dados obtidos recentemente durante a realização de mapeamento geológico em escala de 1:100.000, verificou-se que a área de ocorrência do Complexo Xingu, o qual corresponderia à unidade mais expressiva da região, seria mais restrita, admitindo-se uma presença mais marcante de granitos similares aos das suítes Planalto e Vila Jussara (Huhn *et al.*, 1999; Sardinha *et al.*, 2004; Feio *et al.*, 2012; Silva *et al.*, 2014; Dall’Agnol *et al.*, 2017)

Devido à escassez de estudos detalhados nessa porção do Domínio Canaã dos Carajás, estas rochas permanecem pobremente caracterizadas, em especial aquelas correlacionadas às suítes Planalto e Vila Jussara, as quais sugerem ter uma distribuição maior do que a admitida atualmente. Desta forma, este trabalho foi elaborado com o intuito de aprimorar a caracterização destes granitoides, visando definir os seus principais aspectos geológicos, petrográficos e geoquímicos, que aliados aos dados de química mineral, permitirão compará-los com os demais granitos neoarqueanos identificados na Província Carajás, assim como granitoides similares em outros crátons arqueanos ao redor do mundo.

O presente trabalho está vinculado à tese de doutorado do geólogo Bhrenno Marangoanha, sendo que o autor e demais pesquisadores envolvidos fazem parte do Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) e do Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides (GPPG) da Universidade Federal do Pará (UFPA).

Ao referido pesquisador, couberam os estudos petrográficos, geoquímicos, geocronológicos e isotópicos dos demais granitoides arqueanos existentes na área, sendo que a integração dos dados permitirá a elaboração de um modelo de evolução crustal e tectônica para a região. Ambos os trabalhos estão vinculados às metas e objetivos propostos pelo convênio INCT/GEOCIAM (Proc. 573733 / 2008-2), e contam com o apoio financeiro do Convênio Vale-FAPESPA (Edital 001/2010 – ICAAF 053/2011).

A estruturação desta dissertação é constituída por um capítulo introdutório (Capítulo 1), o qual aborda o contexto geológico regional, as problemáticas, os objetivos, e os materiais e métodos utilizados durante a pesquisa. Os principais resultados serão apresentados na forma de artigo científico (Capítulo 2), o qual aborda a caracterização geológica, mineralógica e petrológica dos granitoides da porção central do Domínio Canaã dos Carajás. O terceiro e último capítulo é reservado às conclusões do presente trabalho.

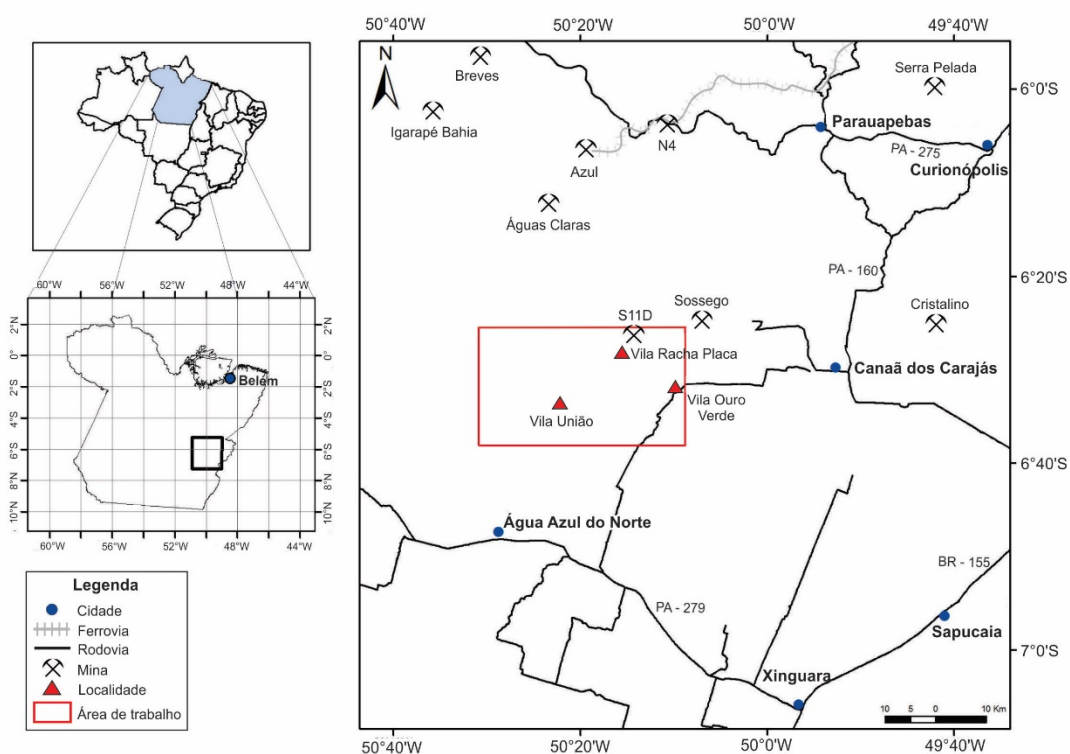


Figura 1: Mapa de localização da área de trabalho.

1.2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A Província Carajás (PC – Figura 2) está localizada na porção sudeste do Cráton Amazônico (Almeida *et al.*, 1981), e faz parte do contexto geológico da

Província Amazônia Central (Tassinari & Macambira, 2004) ou Carajás (Santos, 2003). Dentre as várias propostas de compartimentação tectônica para a PC, destacam-se aquelas de: (i) Souza *et al.* (1996) e Dall’Agnol *et al.* (1997, 2006) - propuseram para a PC a divisão em Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria a sul, Bacia Carajás a norte e um Domínio de Transição entre os mesmos; (ii) Santos (2003) e Vasquez *et al.*, (2008) - subdividiu a referida província em Domínio Rio Maria (DRM) de idade mesoarqueana (3,0 – 2,87 Ga), e Domínio Carajás (DC), formado por rochas meso a neoarqueanas (3,0 – 2,76 Ga); (iii) Feio (2011) - redefiniram o Domínio de Transição como Subdomínio de Transição (SDT), que corresponderia à porção sul do DC; e (iv) Dall’Agnol *et al.* (2013) - baseado em dados geológicos e interpretações de imagens aerogeofísicas, mostraram que o Subdomínio de Transição não corresponderia a uma crosta arqueana tectonicamente homogênea, o que levou a uma subdivisão do SDT em Domínio Canaã dos Carajás (DCC), que seria o embasamento imediatamente a sul da Bacia Carajás e Domínio Sapucaia (DS), com fortes similaridades litológicas com o DRM, porém afetado por eventos neoarqueanos.

1.2.1 Domínio Rio Maria

O Domínio Rio Maria é constituído por *greenstone belts*, associações TTG, suítes sanukitoides (granitoides de alto Mg), leucogranodioritos-granitos de alto Ba e Sr, leucogranitos potássicos, granitos paleoproterozoicos do tipo A, além de metassedimentos do Grupo Rio Fresco. As sequências de *greenstone belts* correspondem às rochas mais antigas da região, com idades que variam de 3,0 a 2,9 Ga, e são compostas predominantemente por rochas metaultramáficas (peridotitos e komatiítos) e metamáficas (basaltos e gabros) com rochas intermediárias a félsicas ocorrendo de forma subordinada, pertencentes ao Supergrupo Andorinhas (DOCEGEO, 1988; Huhn *et al.*, 1988; Macambira & Lancelot, 1991; Pimentel & Machado, 1994; Avelar, 1996; Lafon *et al.*, 2000; Souza *et al.*, 2001; Rolando & Macambira, 2003) e ao Grupo Tucumã (Araújo & Maia, 1991; Souza *et al.*, 2001).

Com base em aspectos petrográficos, geoquímicos e geocronológicos, Dall’Agnol *et al.* (2006) reconheceu quatro grupos de granitoides arqueanos no Domínio Rio Maria: (1) granitoides TTG mais antigos, originadas entre 2,98 e 2,92 Ga (Tonalito Arco Verde, Complexo Tonalítico Caracol e Tonalito Mariazinha – Althoff *et al.*, 2000, Leite *et al.*, 2004); (2) granitoides sanukitoides com alto Mg, com idades em torno de 2,87 Ga (Medeiros, 1987; Macambira & Lancelot, 1996; Althoff, 1996; Althoff *et al.*,

2000; Leite *et al.*, 2004; Oliveira *et al.*, 2009). Essas rochas são intrusivas nos *greenstone belts* e nos granitoides TTG mais antigos e são seccionadas pelo Trondhjemito Água Fria; (3) granitoides das séries TTG jovens representados pelo Trondhjemito Mogno e Trondhjemito Água Fria (2,86 Ga – Huhn *et al.*, 1988; Pimentel & Machado, 1994; Leite *et al.*, 2004); (4) leucomonzogranitos e leucogranodioritos com idade entre 2,87-2,86 Ga (Althoff *et al.*, 2000; Almeida *et al.*, 2008). No entanto, Almeida *et al.* (2011) comprovou que a idade do Trondhjemito Mogno é significativamente maior do que a anteriormente admitida, passando a compor as séries TTG mais antigas, e reduzindo a importância do magmatismo TTG de idade próxima de 2,87 Ga no DM.

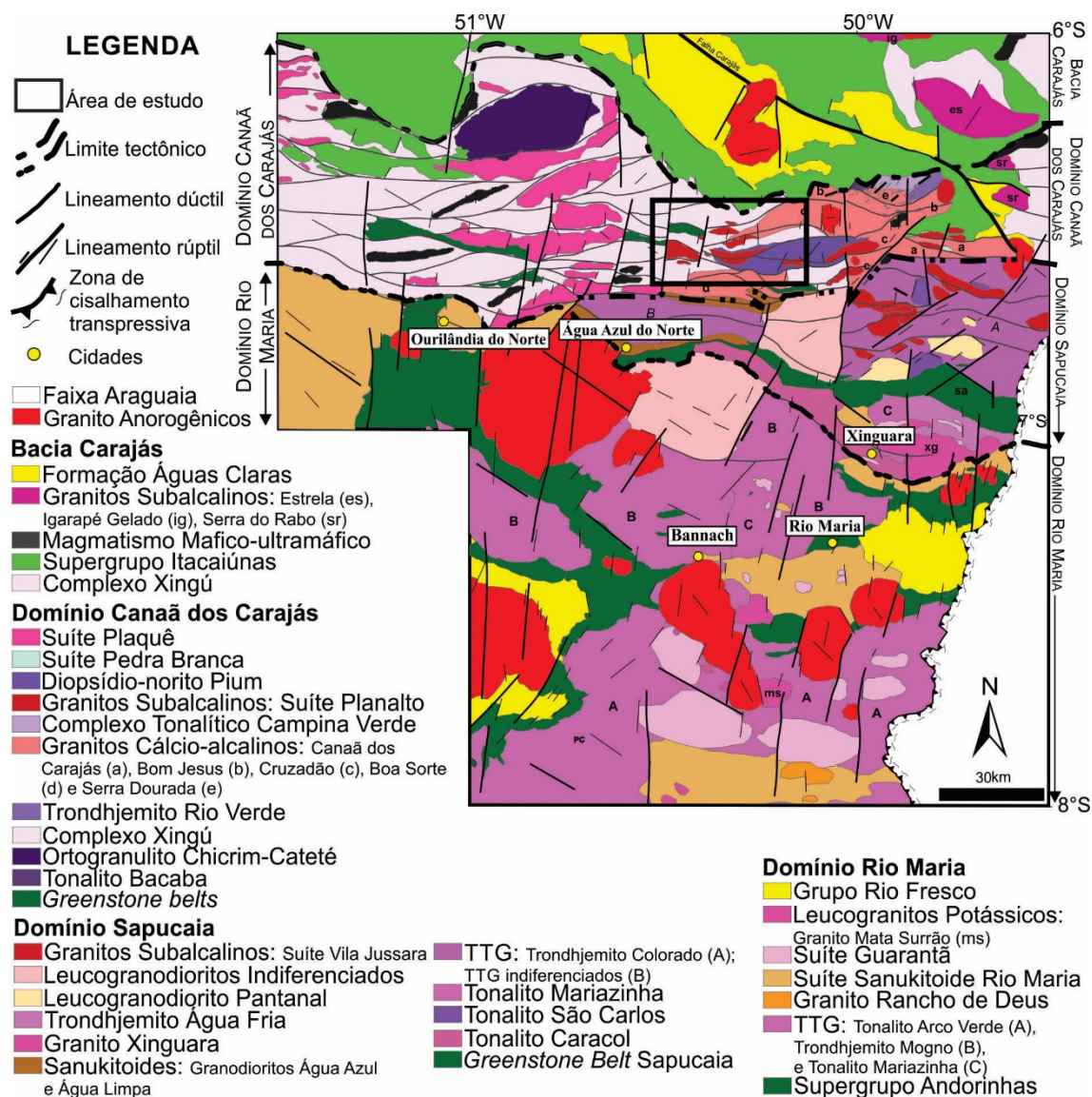


Figura 2: Compartimentação tectônica da Província Carajás (modificado de Dall'Agnol *et al.*, 2013) e localização da área de estudo.

O magmatismo TTG mais antigo do Domínio Rio Maria é dividido em dois episódios (Almeida *et al.*, 2011): em 2,96 Ga, com a cristalização das rochas mais antigas do Tonalito Arco Verde e Trondhjemitos Mogno (Macambira & Lafon, 1995; Rolando & Macambira, 2003; Almeida *et al.*, 2008; Almeida *et al.*, 2011) e em 2,93 Ga, com a cristalização do Tonalito Mariazinha e as rochas mais jovens do Tonalito Arco Verde (Leite *et al.*, 2004, Almeida *et al.*, 2011). Estes granitoides formam extensos batólitos constituídos por biotita tonalitos e/ou trondhjemitos, fracamente a fortemente foliados com um bandamento composicional de orientação NW-SE a E-W, com exceção do Tonalito Mariazinha que exhibe orientação NE-SW, com variações para N-S. Almeida *et al.* (2011) sugerem que as suítes TTG de Rio Maria derivaram de fontes similares aos metabasaltos do Supergrupo Andorinhas durante o Mesoarqueano.

Os granitoides de alto-Mg (sanukitoides) são representados pelo Granodiorito Rio Maria – GrdRM (Medeiros & Dall’Agnol, 1988; Oliveira *et al.*, 2009) e rochas associadas, de assinatura cálcio-alcálica, com idade U-Pb em zircão de 2,87 Ga (Macambira & Lancelot, 1996). Oliveira *et al.* (2009, 2010) denominaram de Suíte Rio Maria as variedades petrográficas que constituem o GrdRM e rochas máficas e intermediárias associadas. Essas incluem as associações descritas na região de Bannach (Oliveira *et al.*, 2010) e as unidades anteriormente identificadas como Tonalito Parazônia (DOCEGEO, 1988; Huhn *et al.*, 1988) e atualmente denominada de Quartzodiorito Parazônia (Guimarães, 2009), além do Granito Rancho de Deus (Dias, 2009).

A Suíte Guarantã (2875 ± 8 e 2872 ± 7 Ma) engloba leucogranodioritos-granitos formados pelas intrusões do Granito Guarantã e dos granodioritos Azulona e Trairão (Dias, 2009; Almeida *et al.*, 2010). Almeida *et al.* (2010) admitem que as rochas da Suíte Guarantã sejam produto da mistura em diferentes proporções de líquidos trondhjemiticos e líquidos graníticos com altos conteúdos de Ba e Sr, afins de magmas sanukitoides. As rochas do Granodiorito Grotão (Guimarães, 2009) são geoquimicamente similares a esta suíte, no entanto, não há dados geocronológicos precisos para esta unidade.

O Granito Mata Surrão, localizado na porção sul do Domínio Rio Maria, a NW de Redenção, é constituído por leucogranitos potássicos de composição monzogranítica (Dall’Agnol *et al.*, 2006), com idade Pb-Pb em rocha total de 2,87 Ga (Lafon *et al.*, 1994).

As rochas sedimentares clásticas de natureza plataformal representadas pelo Grupo Rio Fresco (2,76 Ga; Macambira, 1992), constituem uma sequência transgressiva com sedimentos clásticos grosseiros na base e clásticos mais finos, até sedimentos químicos no topo (DOCEGEO, 1988).

Os granitos tipo-A paleoproterozoicos do Domínio Rio Maria são representados pelos corpos Seringa, Gradaús, São João e pelos granitos da Suíte Jamon (Dall'Agnol *et al.*, 1999, 2005; Oliveira, 2001) e afloram como batólitos discordantes formados por rochas isotrópicas, de composição sienogranítica a monzogranítica e quimismo moderadamente alcalino (Silva *et al.*, 1974; Hirata *et al.*, 1982; DOCEGEO, 1988; Dall'Agnol *et al.*, 1994).

1.2.2 Bacia Carajás

O evento magmático amplamente dominante na Bacia Carajás é representado pelo vulcanismo máfico do Supergrupo Itacaiúnas (Wirth *et al.*, 1986, Machado *et al.*, 1991). Além desse, tem-se o magmatismo máfico-ultramáfico do Complexo Luanga e um grande número de intrusões de granitos subalcalinos (Complexo Granítico Estrela, Granito Serra do Rabo e similares – Barros *et al.*, 2004, 2009, Sardinha *et al.*, 2006; e Granito Velho Salobo - Machado *et al.*, 1991), sucedidos por extensa sedimentação (Formação Águas Claras – Nogueira *et al.*, 1995).

O Supergrupo Itacaiúnas compreende uma sequência de rochas metavulcanossedimentares que ocupam grande parte da Bacia Carajás e envolve os grupos Igarapé Salobo, Grão-Pará, Igarapé Bahia, Igarapé Pojuca, Rio Novo e Buritirama (DOCEGEO, 1988). A natureza do vulcanismo deste supergrupo varia desde máfica a ácida, com assinaturas geoquímicas toleíticas a cálcio-alcalinas, sobrepostas por metassedimentos de natureza clástica a química, especialmente formações ferríferas bandadas. Machado *et al.* (1991) admitem que o Supergrupo Itacaiúnas apresenta idades em torno de 2,76 Ga.

O Complexo Intrusivo Luanga é representado por rochas ultrabásicas e básicas acamadadas, ocorrendo às proximidades da localidade de Serra Pelada (Jorge João *et al.*, 1982; Medeiros Filho & Meireles, 1985). Uma idade U-Pb em zircão de 2,76 Ga foi obtida para a cristalização/intrusão dessas rochas (Machado *et al.*, 1991)

Granitoides subalcalinos neoarqueanos sintectônicos representados pelo Complexo Granítico Estrela e os granitos Serra do Rabo, Igarapé Gelado e Velho Salobo cortam o embasamento mesoarqueano e as rochas supracrustais da BC. O

Complexo Granítico Estrela é formado predominantemente por monzogranitos, cuja idade Pb-Pb por evaporação de zircão é de 2,76 Ga, atribuída à cristalização dessas rochas (Barros *et al.*, 2001; Barros *et al.*, 2009). O Granito Serra do Rabo é formado por dois *stocks* localizados próximos à terminação leste da Falha Carajás, sendo constituído predominantemente por álcali-feldspato granitos, com sienogranitos subordinados e idade U-Pb em zircão de 2,74 Ga (Sardinha, 2002; Barros *et al.*, 2009). O Granito Igarapé Gelado (2,73 Ga, Pb-Pb zircão – Barbosa, 2004), localizado no extremo norte da Bacia Carajás (Barbosa, 2004; Barros *et al.*, 2009) é formado por granodioritos e monzogranitos, com tonalitos, e sienogranitos subordinados. O Granito Velho Salobo (2573 ± 3 Ma, U-Pb zircão – Machado *et al.*, 1991) que aflora a sul da mina do Salobo, mostra sinais de deformação e assinatura moderadamente alcalina.

A Formação Águas Claras é uma cobertura siliciclástica arqueana, não metamorfisada, distribuída amplamente na porção central da estrutura sigmoidal da Serra dos Carajás. A seção-tipo da Formação Águas Claras está localizada na estrada de acesso à mina de Igarapé Bahia, a oeste do igarapé Águas Claras (Nogueira *et al.*, 1995). Acredita-se que a deposição desta unidade ocorreu entre 2778 e 2708 Ma, devido a idades de 2708 ± 37 Ma, obtida em dique (U-Pb em zircão, Mougeot *et al.*, 1996) e de 2778 Ma, obtida em zircões detríticos, através do método U-Pb (Mougeot *et al.*, 1996, Macambira *et al.*, 2001).

1.2.3 Domínio Sapucaia

A denominação formal para o Grupo Sapucaia foi dada aos segmentos de rochas supracrustais caracterizados como *greenstone belts* que compõem conjuntos de metamafitos, metaultramafitos e metassedimentares, com paragênese diagnóstica de fácies xisto verde a anfíbolito, retrabalhados em regime de cisalhamento dúctil no final do Arqueano (DOCEGEO, 1988; Costa *et al.*, 1994; Sousa *et al.*, 2013). A ausência de dados radiométricos dessa unidade impedem o seu posicionamento geocronológico, mesmo que seja tentativamente integrada ao Supergrupo Andorinhas (DOCEGEO, 1988; Vasquez *et al.*, 2008).

Associado ao Tonalito Mariazinha, o Tonalito Caracol é um *stock* constituído por (epidoto)-biotita tonalitos e/ou trondhjemitos, fortemente deformados, com foliações pronunciadas e frequente bandamento composicional. Aflora ao norte de Xinguara e foi incorporado ao DS, como membro da geração de TTG mais antigo (2,93 Ga; Leite *et al.*, 2004; Almeida *et al.*, 2011).

O Tonalito São Carlos é constituído por anfibólio-biotita tonalitos que afloram como três *stocks* alongados nas direções NE-SW e N-S. Tais rochas exibem foliação incipiente e forte recristalização, além de caráter metaluminoso e cálcio-alcálico. Segundo Silva *et al.* (2014), essas rochas diferem dos TTG e sanukitoides arqueanos e, assemelham-se geoquimicamente às rochas do Complexo Campina Verde do Domínio Canaã dos Carajás exibindo, no entanto, idade mais antiga (2,93 Ga), conforme dados preliminares.

Os granodioritos Água Azul e Água Limpa são plutons de afinidade sanukitoide (Gabriel & Oliveira, 2013, 2014) que afloram como corpos alongados segundo o *trend* regional E-W na região de Água Azul do Norte. Comumente, esses granitoides exibem rochas porfiríticas composicionalmente variáveis, predominando a ocorrência da variedade biotita-anfibólio granodioritos, acompanhada por biotita granodioritos e, subordinadamente, biotita-anfibólio tonalitos. Dados geocronológicos U-Pb SHRIMP em zircão indicam idades de cristalização de 2,87 Ga (Gabriel & Oliveira, 2014).

A geração de TTG mais jovem é representada pelos trondhjemitos Água Fria (2,86 Ga; Leite *et al.*, 2004) e Colorado (2,87; Silva *et al.*, 2010). O primeiro é similar geoquimicamente ao Tonalito Caracol, mas é comparativamente mais enriquecido em K (Leite, 2001), enquanto o segundo assemelha-se ao Trondhjemito Mogno e Tonalito Mariazinha, assim como aos TTG arqueanos típicos (Silva *et al.*, 2014).

Os TGGs expostos na área de Nova Canadá são biotita-trondhjemitos com afinidade cálcio-alcálica similares aos TTG arqueanos de alto Al_2O_3 . As rochas da porção norte da referida área 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 comparativamente mais enriquecidas em Fe_2O_3 , MgO, TiO_2 , CaO, Zr, Rb, e na razão Rb/Sr (Leite-Santos & Oliveira, 2015).

Os leucogranitos potássicos de afinidade cálcio-alcálica são representados pelo Granito Xinguara, e são constituídos por monzogranitos e sienogranitos com idade de cristalização Pb-Pb em zircão de 2865 ± 1 Ma (Leite *et al.*, 2004). Dall’Agnol *et al.* (2013) inseriram esta unidade no Domínio Sapucaia por suas rochas exibirem recristalização acentuada, diferentemente daquelas de composição similar encontradas no DRM.

Os leucogranodioritos de alto Ba-Sr são rochas abundantes no Domínio Sapucaia e são similares à Suíte Guarantã do DRM, no entanto, dados geocronológicos para estas rochas ainda são escassos. O leucogranodiorito Nova Canadá ocorre nas proximidades da Vila Nova Canadá, e é formado basicamente por biotita granodioritos, fortemente foliados que possivelmente mantêm contato por falha com o Trondhjemitó Colorado (Santos & Oliveira, 2012). O leucogranodiorito Pantanal ocorre na porção norte e NW da cidade de Sapucaia, e exibe composição leucogranodiorítica com textura porfirítica, mostrando-se moderadamente recristalizado e sem relações de contato nítidas com as rochas encaixantes (Teixeira *et al.*, 2013).

A Suíte Planalto é constituída por granitos *stricto sensu* subalcalinos de afinidade tipo-A, com orientação E-W e idade de cristalização de 2,75 Ga (Huhn *et al.*, 1999; Gomes, 2003; Sardinha *et al.*, 2004; Feio *et al.*, 2012). As rochas da região de Vila Jussara exibem afinidades texturais e geocronológicas com as rochas da Suíte Planalto, porém, diferenciam-se desta suíte por seu caráter oxidado e maior volume de rochas de composição tonalítica e granodiorítica (Silva *et al.*, 2010; Souza *et al.*, 2010; Oliveira *et al.*, 2010; Dall’Agnol *et al.*, 2013, 2016).

O Leucogranito Velha Canadá (2,73 e 2,74 Ga; Santos *et al.*, 2010, Sousa *et al.*, 2010) é caracterizado por granodioritos cálcio-alcalinos de granulação fina a média, pronunciada foliação e concentrações elevadas de titanita. Estas rochas distinguem-se dos leucogranitos de alto Ba e Sr por exibirem caráter mais ferroso e altos conteúdos de K₂O, Fe₂O₃, TiO₂, Y, Zr, Rb e Nb, demonstrando afinidades com os leucogranitos mesoarqueanos de alto-K (Santos & Oliveira, 2012).

O magmatismo básico presente na área de Nova Canadá é representado por diques de diabásio, e por extensos corpos de anfibolitos, ambos com assinaturas geoquímicas de basaltos subalcalinos de afinidade toleítica e intrusivos nos granitoides do Complexo Xingu e, mais restritamente, na sequência *greenstone belt* do Grupo Sapucaia (Marangoanha & Oliveira, 2014; Marangoanha *et al.*, 2015).

1.2.4 Domínio Canaã dos Carajás

Rochas supracrustais metamorfisadas e interpretadas como *greenstone belts*, comumente são encontradas em meio aos granitoides de idade mesoarqueana nessa porção da PC. No entanto, as mesmas não chegam a formar corpos contínuos de grande expressão e afloram como lascas de variadas dimensões, observadas desde escala de

afloramento até pequenos corpos que formam morrotes isolados, envolvidos pelas sucessivas intrusões graníticas.

O Ortogranulito Chicrim-Cateté ocorre imediatamente a sul da Bacia Carajás, e é descrito como um grande corpo elipsoidal de direção ENE-WSW constituído por ortogranulitos charnoquíticos a enderbíticos de alto grau metamórfico, cálcio-alcálicos, com textura granoblástica interlobada equigranular (Vasquez *et al.*, 2008), além de pequenos corpos de granulitos máficos associados. A idade de cristalização e metamorfismo (3,0 e 2,86 Ga, respectivamente) do protólito ígneo do Complexo Pium obtida por Pidgeon *et al.* (2000) é considerada a mesma para o Ortogranulito Chicrim-Cateté, uma vez que esta unidade era anteriormente relacionada ao embasamento Mesoarqueano Complexo Pium (Hirata *et al.*, 1982; Araújo *et al.*, 1988; Araújo & Maia, 1991).

O Tonalito Bacaba é constituído por tonalitos hidrotermalmente alterados, faneríticos, de granulação fina, onde hornblenda e biotita são os principais minerais máficos. Moreto *et al.* (2011) obtiveram idades U-Pb em zircão de 3,0 Ga para esse tonalito e interpretaram como sua idade de cristalização.

O Complexo Xingu 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 & Saueressig, 1980; Ianhez *et al.*, 1980; Medeiros Filho & Meireles, 1985; DOCEGEO, 1988; Araújo & Maia, 1991). Contudo, a área de ocorrência deste complexo vem sendo significativamente reduzida nas últimas décadas, principalmente na região compreendida entre Canaã dos Carajás e Água Azul do Norte, na qual foi possível a individualização de novas unidades arqueanas de caráter essencialmente ígneo, variavelmente afetadas por eventos deformacionais dúcteis (Faresin *et al.*, 2010; Sousa *et al.*, 2010; Gabriel, 2012; Feio *et al.*, 2012; 2013; Santos e Oliveira, 2012; Silva *et al.*, 2012). Atualmente, o Complexo Xingu contém a maior extensão areal da porção ocidental do DCC, sendo necessária a realização de estudos mais detalhados que possibilitem uma melhor caracterização das rochas associadas a esta unidade e, conseqüentemente, uma melhor compreensão da geologia da região.

O Granito Canaã dos Carajás (Feio *et al.*, 2013) é caracterizado por leucogranitos fortemente deformados, dobrados e milonitizados segundo o *trend* E-W, além de serem intensamente afetados por zonas de cisalhamento E-W e NE-SW. Esses

leucogranitos exibem assinatura cálcio-alcálica e idade de cristalização de 2,96 Ga (Feio *et al.* 2013).

O Trondhjemito Rio Verde é composto por rochas texturalmente homogêneas, fortemente foliadas, podendo apresentar rochas bandadas com camadas trondhjemíticas alternadas com biotita tonalitos, similares geoquimicamente aos TTG arqueanos (Feio *et al.*, 2013). Esses autores obtiveram para as rochas do Trondhjemito Rio Verde tenhas idades entre 2,93 e 2,87 Ga (Pb-Pb e U-Pb em zircão), e não são conclusivos quanto à sua idade de cristalização.

O Complexo Tonalítico Campina Verde é distinto geoquimicamente dos típicos TTG e definem uma série magmática expandida de afinidades cálcio-alcálicas. Compreende duas associações distintas: biotita tonalitos a granodioritos, com dioritos e monzogranitos subordinados, dominantes na parte norte do corpo, e biotita-hornblenda tonalitos, com granodioritos e monzogranitos subordinados. Estas rochas 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).

Os granitos Cruzadão, Boa Sorte, Bom Jesus e Serra Dourada constituem uma associação de granitos *stricto sensu* mesoarqueanos, de afinidade cálcio-alcálica, e ocorrência expressiva na região de Canaã dos Carajás. O Granito Cruzadão exibe foliação dominante na direção NW-SE e E-W, e é constituído por rochas hololeucocráticas de assinatura geoquímica transicional entre as séries cálcio-alcálicas e alcálicas. Apesar da larga variação de idades, a idade U-Pb em zircão de 2,84 Ga foi interpretada como sendo sua idade mínima de cristalização (Feio *et al.*, 2013). O Granito Boa Sorte é um batólito composto por biotita monzogranitos de assinatura cálcio-alcálica fortemente fracionado, com idades de cristalização em torno de 2,85 Ga (Rodrigues, 2013). O Granito Bom Jesus consiste de monzogranitos e sienogranitos cálcio-alcálicos, gnaissificados com bandamento e foliação NE-SW a E-W de mergulhos fortes, afetados por zonas de cisalhamento miloníticas que aparentemente controlam a orientação das estruturas maiores do batólito. A idade U-Pb em zircão de 2,83 Ga (SHRIMP; Feio *et al.*, 2013) é interpretada como sua idade mínima de cristalização. O Granito Serra Dourada é um *stock* subcircular intrusivo no Tonalito Bacaba (Nascimento, 2006; Moreto *et al.*, 2011; Feio *et al.*, 2013), e é composto principalmente por leucomonzogranitos de granulação média a grossa, e assinatura cálcio-alcálica, pouco deformados e de foliação vertical de direção E-W. Idades U-Pb

em zircão colocam esse granito entre 2,86 Ga (Moreto *et al.*, 2011) e 2,83 Ga (Feio *et al.*, 2013).

O magmatismo máfico-ultramáfico neoarqueano é representado pela Suíte Intrusiva Cateté, a qual é constituída por pequenos corpos intrusivos no embasamento Mesoarqueano, sendo composta por gabros, noritos, piroxenitos, serpentinitos e peridotitos, alongados e alinhados geralmente segundo as direções E-W e N-S (Macambira & 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 um gabro do corpo Serra da Onça.

A Suíte Pedra Branca consiste de pequenos *stocks* espacialmente associados com os plútons da Suíte Planalto e é composta por granitoides sódicos fortemente deformados (tonalitos e trondhjemitos) de assinatura toleítica. Dados geocronológicos forneceram idades de 2749 ± 6 e 2765 ± 39 Ma para uma amostra de trondhjemito (Sardinha *et al.*, 2004). No entanto, Feio (2011) obteve idade de 2,75 Ga.

O Complexo Pium foi originalmente descrito como um complexo granulítico félsico a máfico portador de ortopiroxênio (Araújo & Maia, 1991) de ocorrência restrita ao Subdomínio de Transição (Feio *et al.*, 2012). Ricci & Carvalho (2006) e Vasquez *et al.* (2008) adotaram a denominação de Diopsídio-Norito Pium para este complexo, o qual corresponderia a três corpos alongados com comprimento máximo de 35 km, paralelos ao trend regional E-W, e composto predominantemente por noritos e gabros com rochas portadoras de ortopiroxênio e quartzo subordinadas, modificadas pela deformação dúctil e recristalização. A idade obtida por Pidgeon *et al.* (2000) para um enderbite do Complexo Pium foi de 3,0 Ga. Estudos recentes indicam a existência de rochas ígneas charnoquíticas (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 *et al.* (2013; 2,74 Ga).

O Granito Planalto pertence à suíte homônima e foi originalmente descrito por Huhn *et al.* (1999) na região de Canaã dos Carajás, nas proximidades da Vila Planalto, sendo que era inicialmente na suíte Plaqué de Araújo & Maia (1991). Foi caracterizado como um *stock* granítico milonitizado nas bordas e com baixa taxa de deformação em sua porção central. Corresponde a corpos metaluminosos a peraluminosos, de caráter

ferroso e que demonstram características geoquímicas típicas de granitos tipo-A (Feio *et al.*, 2012). As posteriores descobertas de granitos análogos em outras áreas do DCC, muitos desses inicialmente mapeados como granitos da Suíte Plaquê, fez com que Feio *et al.* (2012) os agregassem em uma única suíte. Apresentam ainda idades coincidentes, entre 2,75 Ga e 2,73 Ga, obtidas pelo método Pb-Pb em zircão (Huhn *et al.*, 1999; Sardinha *et al.*, 2004), e U-Pb SHRIMP (Feio *et al.*, 2013) interpretadas como as idades de cristalização/colocação do granito.

A Suíte Plaquê (2,73 Ga; Avelar, 1996) é composta por muscovita-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). Durante mapeamentos em escalas de semi-detulhe realizados na última década na região de Canaã dos Carajás, constatou-se a presença expressiva de anfibólio-biotita granitos subalcalinos pertencentes à Suíte Planalto (Gomes, 2003; Oliveira *et al.*, 2010; Feio *et al.*, 2012), pondo em cheque o real significado da Suíte Plaquê e fazendo com que sua área de ocorrência fosse reduzida e limitada somente à porção oeste do DCC.

O magmatismo anorogênico da Suíte Carajás é composto pelos granitos Central Carajás, Cigano, Pojuca e Rio Branco e apresenta muitas características em comum com os granitos de mesma idade descritos no DRM (1,88 Ga; Santos, 2013), apresentando, no entanto, importantes variações texturais e geoquímicas que apontam para diferenças nas fontes dos magmas e história de cristalização (Dall'Agnol *et al.*, 1994).

1.3 JUSTIFICATIVA

A porção leste do Domínio Canaã dos Carajás é caracterizada pela ampla dominância de granitos *stricto sensu* e associações charnockíticas, com ocorrência restrita de rochas tipo TTG e granitos paleoproterozoicos (Feio *et al.*, 2012). Nesse contexto, os diferentes granitoides revelam um padrão muito distinto daquele observado no Domínio Sapucaia e ao longo de toda a extensão do Domínio Rio Maria.

Os trabalhos desenvolvidos na porção central do DCC, até então, foram apenas de escala regional (1:250.000), onde foi possível identificar a ocorrência, dentre outras unidades, de diversos *stocks* graníticos do tipo Plaquê (Araújo & Maia, 1991). No entanto, estudos realizados em escala de semi-detulhe (1:50.000) na porção leste do referido domínio permitiram a caracterização de granitos da Suíte Plaquê como granitos

subalcalinos do tipo-A (Sardinha *et al.*, 2004; Feio *et al.*, 2012), os quais seriam correlacionáveis aos granitos do tipo Planalto (Huhn *et al.*, 1999).

Como discutido naqueles trabalhos, estima-se que a área de ocorrência da Suíte Plaquê seja provavelmente superestimada, acreditando-se que corpos graníticos similares àqueles do tipo Planalto tenham sido incluídos indiscriminadamente na referida suíte. Além disso, mapeamentos geológicos recentemente realizados na porção central do Domínio Canaã dos Carajás permitiram a individualização de associações litológicas distintas daquelas comumente descritas na literatura. Dentro deste contexto, os granitos da Suíte Plaquê, assim como pequenos corpos graníticos do tipo Planalto que ocorrem na porção central do Domínio Canaã dos Carajás, ainda permanecem pobremente caracterizados, fazendo-se necessária a realização de estudos mais detalhados que permitam a identificação das diferentes variedades petrográficas e suas afinidades geoquímicas, bem como uma caracterização químico-mineralógica das principais fases minerais desses granitoides, contribuindo dessa forma, para um melhor entendimento da granitogênese neoarqueana da Província Carajás.

1.4 OBJETIVOS

O objetivo geral deste trabalho é definir as afinidades petrológicas e as condições de cristalização do magmatismo neoarqueano da porção central do Domínio Canaã dos Carajás, sendo necessário, para isso, atingir os seguintes objetivos específicos:

- i. Delimitar a área de ocorrência e caracterizar as relações de contato entre as unidades identificadas e o arranjo espacial de suas estruturas;
- ii. Classificar os diversos corpos mapeados, definindo suas variedades petrográficas com base em composições modais, análises texturais e mineralógicas, além de discutir as principais feições magmáticas e deformacionais presentes nestas rochas;
- iii. Esclarecer a tipologia, série magmática, ambiente de formação e os processos que controlaram a gênese e evolução magmática dessas rochas;
- iv. Definir parâmetros físicos, tais como pressão, temperatura e fugacidade de oxigênio, em que se deu a cristalização do magma gerador desta suíte;

v. Estabelecer comparações com os demais granitoides análogos que ocorrem na Província Carajás e em outros crátons.

1.5 MATERIAIS E MÉTODOS

1.5.1 Pesquisa Bibliográfica

Esta etapa consiste em levantamento bibliográfico referente à geologia da região estudada, principalmente no que concerne aos granitoides neoarqueanos da Província Carajás, além da consulta de artigos e livros sobre temas relacionados à geologia de terrenos arqueanos, com ênfase em evolução crustal, geologia estrutural, geoquímica e química mineral.

1.5.2 Mapeamento Geológico

O trabalho de cartografia geológica foi realizado na escala de 1:100.000, utilizando imagens de radar SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) com resolução de 15m (banda C), imagens de satélite (*Landsat TM* e *Google Earth*) e imagens com dados aerogeofísicos (magnetometria e aerogamaespectrometria) devidamente processados em ambiente SIG. Consistiu na coleta sistemática de amostras para estudos petrográficos e geoquímicos, bem como na descrição de afloramentos em seus aspectos litológicos e estruturais, enfatizando-se as relações de contato entre as unidades existentes. Para a localização dos pontos amostrados foi utilizado um aparelho GPS (*Global Position System*) com precisão de aproximadamente 3 metros.

1.5.3 Petrografia

Os dados petrográficos já existentes na área enfocada foram devidamente tratados, organizados e refinados quando necessário. Durante a fase de campo, o número de amostras foi ampliado, havendo seleção de amostras representativas para a confecção de lâminas delgadas, visando o estudo microscópio petrográfico, o qual envolveu: identificação e descrição sistemática dos minerais (Kerr, 1959; Deer *et al.*, 1992); estudo das texturas magmáticas, deformacionais e de alteração (Bard, 1980; Mackenzie *et al.*, 1982; Hibbard, 1995; Passchier & Trouw, 2005); e obtenção de composições modais com contador automático de pontos *Stageledge*, da marca *Endeuper* (média de 2.000 pontos por amostra). Posteriormente, os dados obtidos foram plotados nos diagramas Q–A–P (Le Maitre *et al.* 2002) e Q–(A+P)–M', permitindo assim uma classificação mais precisa para as rochas estudadas.

1.5.4 Geoquímica

Foram efetuadas análises químicas em rocha total de amostras representativas da área de estudo, selecionadas com base em estudos petrográficos prévios. A preparação das amostras ocorreu na Oficina de Preparação de Amostras (OPA) do Instituto de Geociências (UFPA) – Belém. Nesta fase, as amostras foram trituradas, pulverizadas e quarteadas, visando obter uma boa representatividade do material. As análises foram realizadas pela ACME Analytical Laboratories S.A e ALS Minerals. Os elementos maiores, menores, traço e terras raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu) foram analisados para a caracterização geoquímica das amostras.

Os dados obtidos permitiram discriminar e classificar com maior precisão os granitoides estudados, bem como compará-los com rochas similares pertencentes à Província Carajás. A caracterização do quimismo das rochas analisadas foi avaliada com base no comportamento dos elementos maiores, menores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , e P_2O_5) e traço (Nb, Zr, Y, e Ce) através de vários diagramas específicos para rochas plutônicas propostos na literatura.

1.5.5 Petrologia Magnética

As medidas de suscetibilidade magnética (SM) foram efetuadas com o suscetibilímetro SM-30, fabricado pela ZH *INSTRUMENTS*. Os dados de SM foram tratados estatisticamente no programa Minitab versão 17, que permite a elaboração de gráficos de probabilidade e histogramas, os quais serviram de base para as interpretações.

O estudo dos minerais óxidos de Fe e Ti foi realizado inicialmente em microscópio petrográfico em luz refletida e transmitida, e posteriormente complementado com o auxílio do microscópio eletrônico de varredura (MEV) no Laboratório de Microanálises do Instituto de Geociências (IG) da UFPA, com o intuito de caracterizar as principais associações e texturas destes minerais nas rochas estudadas. O equipamento utilizado foi um MEV *Zeiss* modelo SIGMA-VP pertencente ao Instituto Tecnológico Vale (ITV), cedido em contrato de comodato para a UFPA. As condições de operação foram: corrente de feixe de elétron: 80 μA , voltagem de aceleração constante = 20 kV, distância de trabalho = 8,5 mm.

1.5.6 Química Mineral

O estudo de química mineral foi realizado através de microsonda eletrônica e EDS (*Energy Dispersive Spectrometry*) com análises pontuais químicas quantitativas por WDS (*Wavelength Dispersive Spectroscopy*) em seções pré-selecionadas de anfibólio, biotita, titanita e feldspatos determinando, desta forma, a composição química das fases minerais que compõem os diferentes corpos granitoides neoarqueanos da porção central do Domínio Canaã dos Carajás.

Esta fase foi realizada no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (UnB), utilizando o equipamento Jeol JXA-8230, com cinco espectrômetros WDS e um EDS, com cristais analisadores disponíveis, sob as seguintes condições: aceleração de voltagem = 15 kV; tempo de análise = 10 segundos; e uma corrente elétrica = 10 nA. Os padrões utilizados para calibração foram microclínio (Al, Si e K), albita (Na), forsterita (Mg), andradita (Ca e Fe), vanadinita (V e Cl), topázio (F) e pirofanita (Ti e Mn).

CAPÍTULO 2

GEOLOGY, MINERALOGY AND PETROLOGICAL AFFINITIES OF THE NEOARCHEAN GRANITOIDS FROM THE CENTRAL PORTION OF THE CANAÃ DOS CARAJÁS DOMAIN

Vinícius Eduardo Silva de Oliveira (vinciuseso@ufpa.br)^{a, b}, Davis Carvalho de Oliveira (davis@ufpa.br)^{a, b}, Bhrenno Marangoanha (bhrenno@ufpa.br)^{a, b}

^a Graduate Program in Geology and Geochemistry (GPGG), Institute of Geosciences (IG), Federal University of Pará (UFPA), CEP-66075-110, Belém, Pará, Brazil.

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

Abstract: The central portion of the Canaã dos Carajás domain, located in the northern part of the Carajás province was originally marked by the occurrence of undifferentiated rocks belonging to the Xingu complex and Plaque suite, as well as greenstone belts, mafic rocks of the Pium diopside-norite and high K calc-alkaline leucogranites (Boa Sorte and Cruzadão granites). A semi-detailed geological mapping (1:100.0000) was carried out in the Vila União area and allowed the identification of several deformed granite bodies intrusive in the Mesoarchean units. They correspond to the most expressive unit of the studied area and are composed predominantly by monzogranites with chemical and mineralogical affinity with the Neoproterozoic A-type granites of the Planalto and Vila Jussara suites. The variable felsic and ferromagnesian minerals contents, as well as the different proportions between them, allowed to distinguish four major groups of granitoids: (i) biotite-hornblende monzogranites (BtHblMzG); (ii) biotite granites and leucogranites (BtLG); (iii) biotite-hornblende tonalites (BtHblTn); and (iv) quartz diorites (QD). The tectonic foliation described in these rocks presents the

regional trend E-W and exhibits high angles (70-85°). Well-developed core and mantle structures in quartz and feldspar crystals, as well as the presence of serrated and irregular contacts between these crystals suggest that dynamic recrystallization occurred at relatively high temperatures (> 500 °C). These rocks exhibit a wide variation in silica content (57.20 – 75.91%), are metaluminous to slightly peraluminous and show affinity with alkaline (high HFSE) and ferroan granites. Based on magnetic petrology studies it was possible to distinguish two groups of rocks: (1) granites containing only ilmenite and low magnetic susceptibility values (MS; $<0.570 \times 10^{-3}$ SI), and (2) granites with magnetite as the main iron and titanium oxide mineral and higher MS values ($> 1.437 \times 10^{-3}$ SI). Textural and compositional evidences indicate that magnetite and ilmenite are early-crystallized phases and titanite has magmatic origin. Amphiboles are calcic and classified as hastingsite, whereas biotites are rich in the annite molecule. The relatively high Fe/(Fe + Mg) ratios found in the amphiboles of the BtHblMzG and BtHblTn varieties indicate that these granitoids were formed under low to moderate fO_2 conditions, whereas in the BtLG the lower values of this ratio suggest more oxidizing conditions. Geothermometers point to crystallization temperatures between 830 – 930 °C in the different facies. The high total Al content in the amphibole crystals suggests crystallization at pressures between 400 and 800 MPa, indicating that these granitoids were emplaced at different crustal depths.

Keywords: Petrography; Mineral chemistry; A-type granites; Neoproterozoic; Carajás province.

1. Introduction

Loiselle and Wones (1979) used the term “A-type” to emphasize the anorogenic tectonic setting and the relatively alkaline composition as well as the anhydrous character of the magmas that give rise to this distinctive group of granites. According to Bonin (2007), A-type granites occur in geodynamic contexts ranging from within-plate settings to plate boundaries, though their locations and times of emplacement are not random. Although numerous petrogenetic schemes have been proposed for the origin of these rocks (Whalen *et al.*, 1987; Skjerlie and Johnston, 1993; Landenberger and Collins, 1996; Patiño-Douce, 1997), there is still no general consensus on the petrogenetic models and sources involved in their genesis (Martin, 2006; Bonin, 2007).

In the Carajás province, Neoproterozoic granites geochemically similar to A-type granites have been described within the Carajás basin as syntectonic granites related to an environment of magmatic arc and are represented by the Estrela complex and the Igarapé Gelado and Serra do Rabo plutons (Barros *et al.*, 1997, 2001, 2009; Sardinha *et al.*, 2006). Similarly, deformed granites with A-type affinities belonging to the Planalto and Vila Jussara suites have also been reported in the portion immediately to the south of the Carajás basin, more precisely in the Canaã dos Carajás and Sapucaia domains, respectively (Huhn *et al.*, 1999; Feio *et al.*, 2012; Silva *et al.*, 2014; Dall’Agnol *et al.*,

2017). In the easternmost portion of the Canaã dos Carajás domain, previous studies characterized granitic stocks that were linked to the Plaquê suite (Araújo and Maia, 1991) as A-type subalkaline granites correlated to the Planalto suite (Huhn *et al.*, 1999; Gomes, 2003; Sardinha, 2006; Feio *et al.*, 2012).

We present and discuss the results of geological, geochemical and mineral chemistry studies of the granitoids from the central portion of the Canaã dos Carajás domain, located in the northern part of the Carajás Province. These data aims to improve the characterization of these rocks, in order to distinguish their petrographic varieties, geochemical affinities and to estimate intensive crystallization parameters of its magmas as well as to establish comparisons with the abovementioned granites and similar A-type granites from other cratons.

2. Geological setting

The Carajás province, located in the southeastern part of the Amazonian craton, has been included into the Central Amazonian province (Tassinari and Macambira, 2004) or considered as an independent tectonic province (Santos *et al.*, 2000; Figure 1a). It comprises two major tectonic domains (Souza *et al.*, 1996; Dall'Agnol *et al.*, 2000, 2006; Santos *et al.*, 2006; Vasquez *et al.*, 2008): to the south, the Mesoarchean (3.0 – 2.86 Ga) Rio Maria domain, and to the north, the Meso- and Neoproterozoic Carajás domain (3.0 – 2.73 Ga).

The Rio Maria domain is composed of greenstone belts (3.0 – 2.90 Ga; Macambira, 1992; Souza *et al.*, 2001) and a variety of Archean granitoids: (i) Older TTG series (2.98 – 2.93 Ga; Althoff *et al.*, 2000; Almeida *et al.*, 2011, 2013); (ii) The Rio Maria sanukitoid suite (2.87 Ga; Oliveira *et al.*, 2009); (iii) Younger TTG series (2.87 – 2.86 Ga; Leite *et al.*, 2004; Almeida *et al.*, 2011); (iv) High Ba and Sr-bearing leucogranodiorite-granite suite and high-K calc-alkaline leucogranites (~2.87 – 2.86 Ga; Althoff *et al.*, 2000; Almeida *et al.*, 2010, 2013).

The northern part of the Carajás domain corresponds to the Carajás basin, which is composed of 2.76 – 2.55 Ga metavolcanic rocks and banded iron formations belonging to the Itacaiúnas supergroup, and subalkaline granitoids represented by the Igarapé Gelado, Estrela and Serra do Rabo granites (~2.76 – 2.73 Ga; Sardinha *et al.*, 2006; Barros *et al.*, 2009). Recently, Dall'Agnol *et al.* (2013) proposed the subdivision of the Carajás domain defining two new domains: the Sapucaia domain, located in its southern region, and lithologically similar to the Rio Maria domain but strongly affected

by Neoproterozoic events, and the Canaã dos Carajás domain, which is located in the northernmost region and underwent a more complex evolution (Figure 1b).

The Sapucaia domain (~3.0 – 2.70 Ga) is composed of tonalitic-trondhjemitic associations, which include the Mariazinha and Caracol tonalites, as well as the Água Fria and Colorado trondhjemites. The sanukitoid suite is represented by the Água Limpa, Água Azul and Rio Maria granodiorites, and together with the São Carlos tonalite, subalkaline granites (Vila Jussara suite), Pantanal granodiorite and leucogranitic plutons, they constitute the lithological framework of the Sapucaia domain (Santos *et al.*, 2013a, 2013b; Silva, 2013; Gabriel and Oliveira, 2014; Teixeira *et al.*, 2013; Leite-Santos and Oliveira, 2016).

The Canaã dos Carajás domain (3.0 – 2.72 Ga) is marked by widespread Mesoproterozoic granitic magmatism (Cruzadão, Bom Jesus, Serra Dourada and Canaã dos Carajás granites), as well as Bacaba tonalite, Rio Verde trondhjemitic and Campina Verde tonalitic complex. The Neoproterozoic magmatism is composed by enderbites, quartz norites and charnockitic rocks (Pium diopside-norite) associated to sodic granitoids (Pedra Branca suite) and granites of the Planalto suite (Feio *et al.*, 2012, 2013; Santos *et al.*, 2013b).

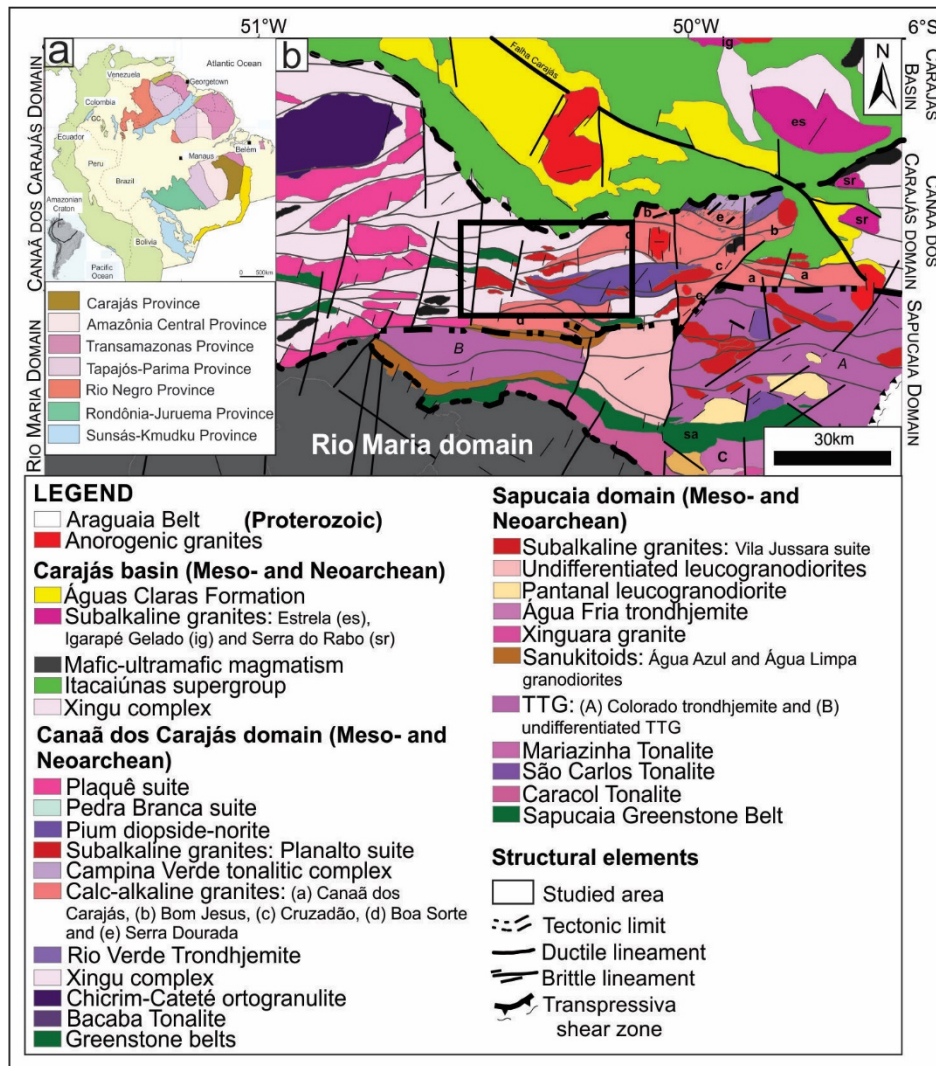


Figure 1: a) Geochronological provinces of the Amazonian Craton (Santos *et al.*, 2006); b) Tectonic domains of the Carajás province (modified from Dall'Agnol *et al.*, 2013) and location of the studied area.

3. Geology and field relationships in the Canaã dos Carajás area

The detailed geological mapping of the central portion of Canaã dos Carajás domain allowed the individualization of units previously assigned to the Xingu complex, Cruzadão granite, Plaquê suite and Pium diopside-norite (DOCEGEO, 1988; Araújo and Maia, 1991; Costa *et al.*, 1994; Vasquez *et al.*, 2008; Feio *et al.*, 2013; Sousa *et al.*, 2014), resulting in a better characterization of the existing lithological associations in this area. The identified lithologies correspond to greenstone belts, gabbroic rocks, quartz diorites, hypersthene-bearing trondhjemites, biotite tonalite/trondhjemites, isotropic granites and deformed granitoids.

This paper focuses mainly on the deformed granitoids (hereafter named Vila União granites), which constitute an elongate body with batholithic dimensions and a

stock located in the west-central and southeastern portions of the studied area, respectively (Figure 2). They correspond to the most expressive granitic magmatism and are associated with mafic to intermediate rocks, which generally occur as rounded to flattened sometimes partially digested enclaves (Figure 3a and b). These less evolved rocks can show evidence of interaction with the granitic magma, as well as irregular and/or gradational contacts.

Vila União granitoids are fine- to coarse- grained, leucocratic to hololeucocratic, and vary from tonalites and granodiorites to monzogranites and syenogranites. Deformational features vary according to the closeness with ductile shear zones that were active in the area. Shear bands are rare and, when observed, they have small angles to the foliation. Such characteristics also give these granites a wide range of textures. In general, these rocks are strongly foliated, marked by the stretch of mafic and felsic minerals according to a preferred direction, which is sometimes accompanied by mineral lineation. The foliation are at high-angle ($70 - 85^\circ$) and consistent with the E-W regional trend, with inflections to WNW-ESE and dips to NNE and SSW. The presence of shear zones appear to be most outstanding to the north of the area where the occurrence of mylonites is more common.

There is a gradation from medium- to coarse-grained varieties with little preserved igneous texture (Figure 3c and d), which belong to low-strain zones, to progressively more deformed varieties, which are fine- to medium- grained and characterized by the presence of protomylonitic and mylonitic fabrics (Figure 3e and f), and to a lesser extent, ultramylonites. Such behavior indicates an increase of the deformation towards the main shear zones. Although the dominance of the aforementioned ductile structures, fractures mainly with NE-SW and NNE-SSW trending direction also affected the studied rocks and can be related to mafic dikes correlated with the 200 Ma Central Atlantic Magmatic province and 535 Ma intraplate mafic magmatism presents in West Africa (Marangoanha and Oliveira, 2014).

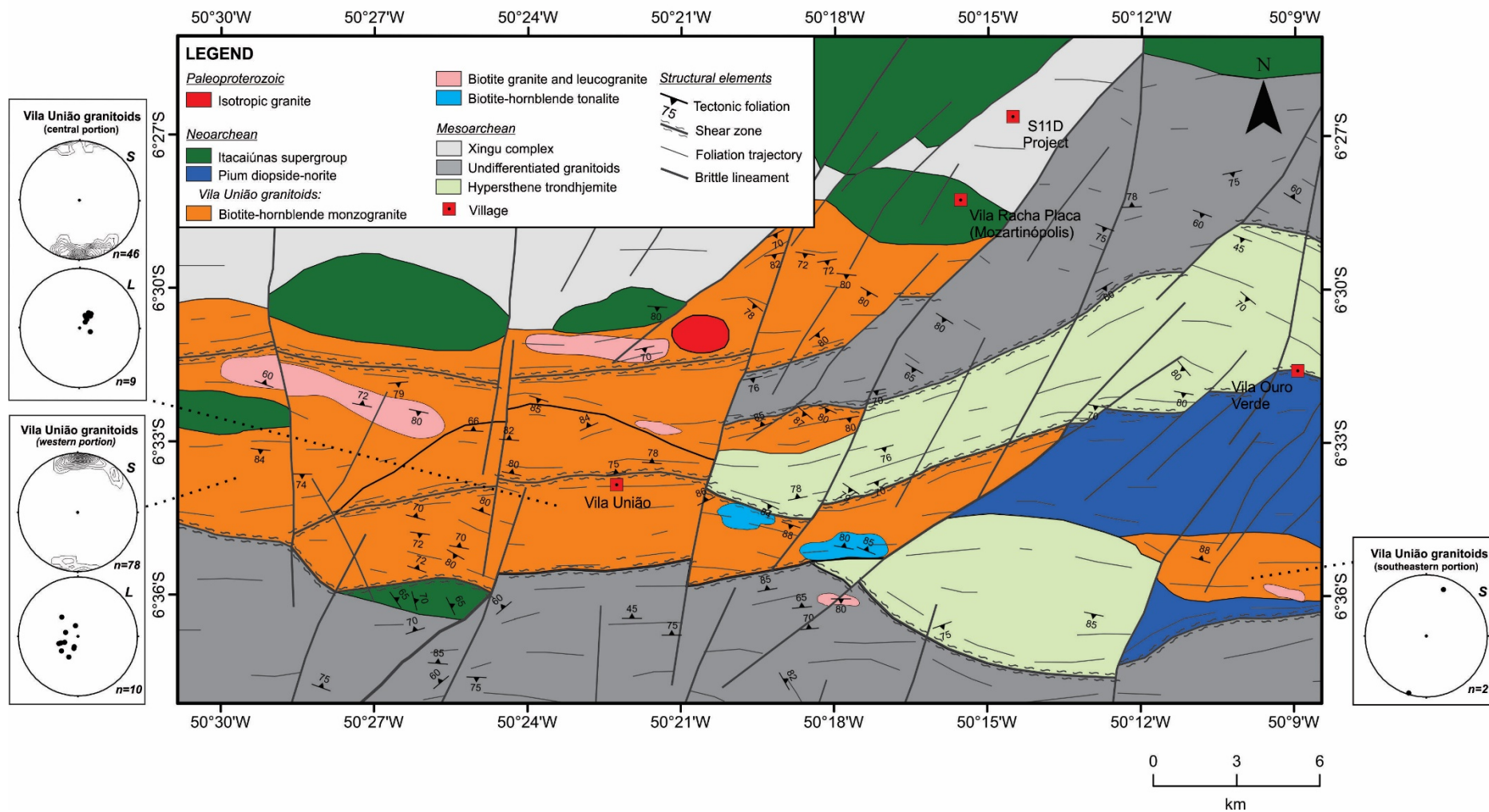


Figure 2: Geological map of the central portion of the Canaã dos Carajás domain.

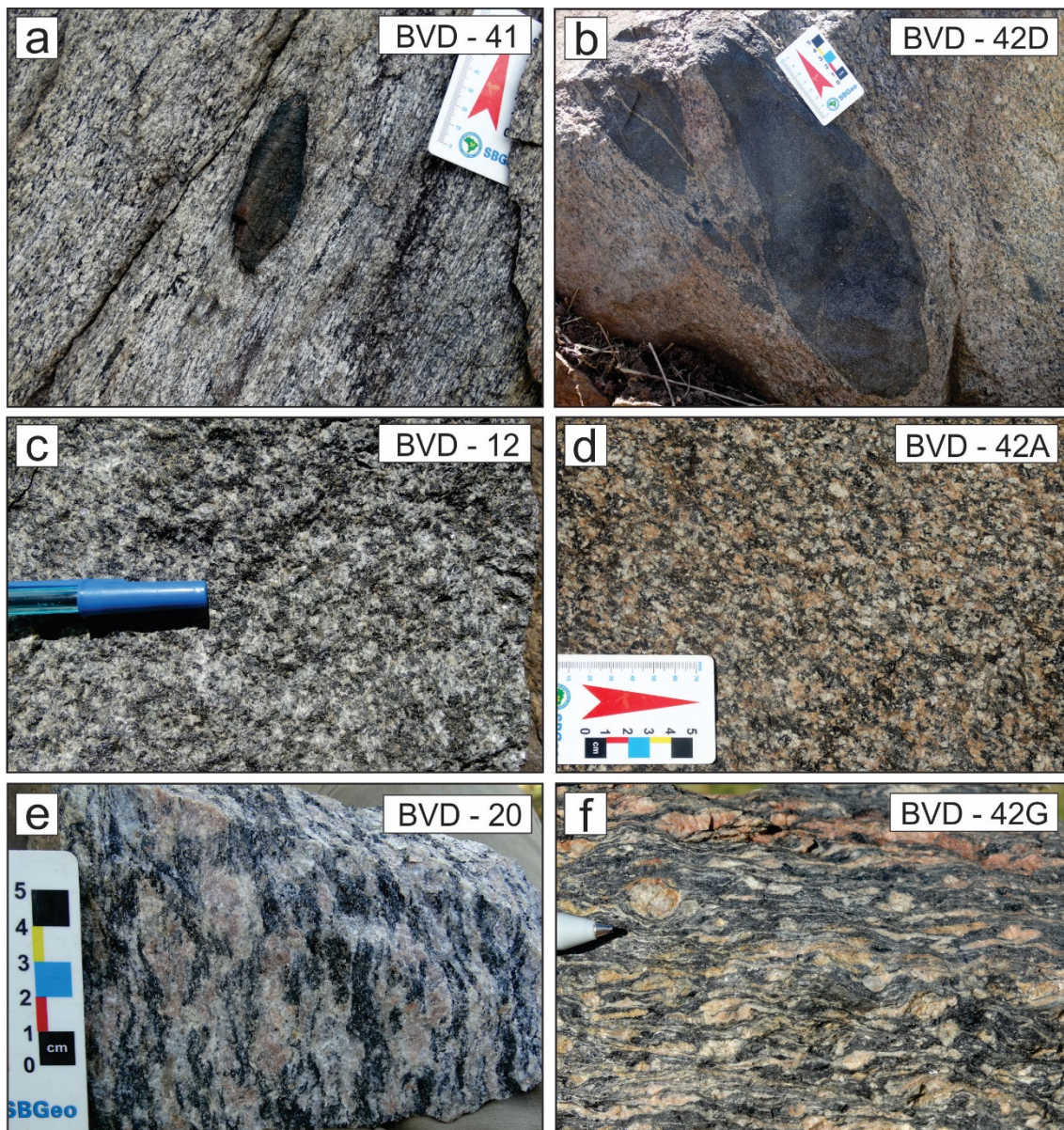


Figure 3: Field and textural aspects of the studied granitoids. a) Flattened and b) partially digested enclaves of mafic rocks in the granites; c) Medium-grained quartz diorite; d) Greyish pink, coarse-grained monzogranite; e) Coarse-grained monzogranite showing a well-developed foliation; f) Mylonitic fabric in granite.

4. Petrography

4.1 Modal composition and classification

Based on their compositional aspects, four major petrographic varieties were recognized: 1) Biotite-Hornblende Monzogranites (BtHblMzG); 2) Biotite Granites and Leucogranites (BtLG); 3) Biotite-Hornblende Tonalites (BtHblTn) and 4) Quartz diorites (QD), which occur spatially associated. These granitoids show a pinkish to light gray color and a wide compositional range (Figure 4; Le Maitre, 2002). Monzogranites

are dominant and ferromagnesian minerals contents range between 1 and 32% (Table 1), defining the Vila União granitoids as hololeucocratic and leucocratic in character. Hornblende and biotite are the main mafic phases, whereas clinopyroxene and orthopyroxene are rare and occur as relict crystals enveloped and partially replaced by amphibole. These rocks display varying degrees of alteration, ranging from chloritization of biotite to sericitization and scapolitization of plagioclase. Zircon, apatite, titanite, magnetite, epidote, ilmenite and \pm allanite are the major accessory minerals and the main secondary minerals are epidote, scapolite, titanite, biotite and chlorite.

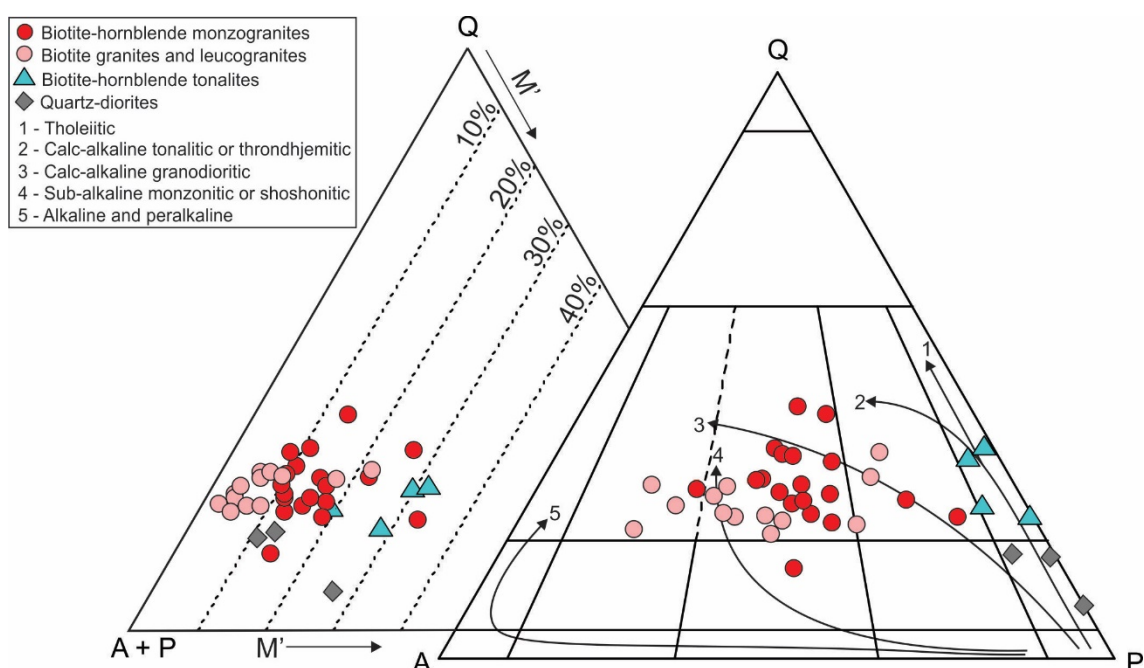


Figure 4: Q-A-P and Q-(A+P)-M plots for the granitoids of the Canaã dos Carajás area (Le Maitre, 2002). 1 – 5 - granitic series and their evolutionary trends (Lameyre and Bowden, 1982; Bowden *et al.*, 1984).

4.2 Textural aspects and deformational effects

The varieties of granitoids identified in this work show remarkable differences with respect to their textural aspects. They are dominantly coarse- to medium-grained, although locally, fine-grained texture may also occur and can be distinguished in facies with heterogranular and even-grained texture. Most rocks are strongly foliated and display alignment of both felsic and mafic minerals, giving rise to a spaced foliation. The felsic layers are millimeter-thick and composed of quartz, plagioclase and K-feldspar, whereas the mafic layers are mainly formed by hornblende, followed by biotite and accessory minerals. Overall, protomylonitic and mylonitic fabrics are a fairly

common feature and magmatic textures are barely preserved, which indicates that the deformation was heterogeneous in the studied area.

Quartz is texturally late and usually occurs as subhedral to anhedral crystals, medium- to coarse-grained (1 – 4 mm), but also is found as polycrystalline ribbons of elongated grains (Figure 5a) with slight to patchy undulatory extinction. Relicts of old large grains are commonly surrounded by recrystallized grains, giving rise to a core-and-mantle microstructure (Figure 5b), which may be transected by bands of new grains formed by bulging (BLG) recrystallization (Figure 6a). Recrystallized quartz forms aggregates of fine-grained euhedral to subhedral crystals with straight grain boundaries and triple junctions defining a granoblastic polygonal texture (Figure 5c). In addition, both types of quartz can show highly interpenetrating grain boundaries, and locally, a slight chessboard pattern of subgrains (Figure 5b). Such features suggest that the quartz recrystallization was mainly controlled by subgrains rotation (SGR) and grain boundary migration (GBM; Figure 5d), which are evidences of a high-temperature solid-state deformation (Vernon, 2004).

The plagioclase forms subhedral to anhedral crystals and fine- to coarse-grained (0.5 – 7 mm) texture with inclusions of biotite and hornblende. Albite twinning is a common feature as well as the presence of a slight to strong sericitization within the core of grains. Plagioclase also exhibits polygonization, and to a lesser extent, discrete kink bands (Figure 5e). The latter is considered a microstructural evidence of crystal plastic deformation developed in pre-tectonic minerals, and the former implies grain boundary area reduction (GBAR; Passchier and Trouw, 2005). Moreover, subgrains and neograins are formed not only in interstitial space, but also within larger crystals and may form a core-and-mantle texture. Microcracks occur mainly perpendicular to (010) and sometimes are filled with quartz, which indicates that the fracturing of plagioclase crystals has occurred in the presence of melt. Scapolite forms from the alteration of plagioclase and occurs as hypidiomorphic to xenomorphic grains, 0.2 – 2 mm long, that constitutes up to ~ 4 modal %. The partial replacement of plagioclase by scapolite is mainly along the grain margins and, occasionally, scapolite occurs associated with mafic clots (Figure 5f).

Alkali feldspar occurs as subhedral to anhedral crystals up to 5 mm, but generally medium-grained, with perthitic texture and tartan twinning. Eventually, it occurs interstitially as irregular-shaped grains between plagioclase and quartz and as

phenoclasts with a great amount of neograins and subgrains at the borders of the crystals, defining a core-and-mantle texture (Figure 6b). The phenoclasts usually host smaller grains of biotite, hornblende and opaque minerals. Mymerkites are rare and occur at the grain boundary between K-feldspar and plagioclase, with the curve convex toward the microcline crystal. Flame perthite is a distinctive feature that is developed in some K-feldspar crystals as oriented flame-like lamellae of albite (Figure 6c) and it is interpreted as result of reactions accompanying solid-state deformation (Vernon, 2004). Although it may be formed at greenschist facies conditions, especially in ductile shear zones (Passchier and Trouw, 2005), it also may occur at amphibolite facies conditions (Vernon, 2004).

Biotite and hornblende form clusters of hypidiomorphic to xenomorphic crystals oriented along a preferred direction, defining the well-developed planar fabric of most rocks (Figure 5a). Hornblende shows a brownish and bluish-green color and is fine- to medium grained (0.2 – 3 mm). Generally, it is well preserved but can show microcracks and be partially replaced by secondary biotite due to peritetic reactions (Figure 6d). Primary biotite is fine- to medium- grained (0.1 – 1.5 mm), displays straight contacts with hornblende and coexists with secondary biotite. Biotite can occur as scattered or fairly to strongly oriented flakes, depending on the degree of rock deformation, with some crystals partially altered or entirely replaced by chlorite. Both biotite and hornblende may show a slight to moderate undulose extinction as well as subgrains, and to a lesser extent, new grains (Figure 6e).

Epidote, titanite, apatite and iron-titanium oxide minerals usually occur associated with mafic clots (Figure 5f). There are two types of epidote: 1) subhedral to anhedral epidote formed from alteration of biotite and to a lesser extent of plagioclase; 2) euhedral epidote in equilibrium with biotite (Figure 6f), which suggests magmatic origin. Titanite generally forms continuous rims around ilmenite crystals (corona-type texture) and anhedral to euhedral grains, which locally reach up to 1,2 mm. Apatite is very fine-grained and occurs mainly as basal sections enclosed in feldspar and hornblende crystals, whereas zircon forms prismatic and zoned crystals, occasionally rounded, that occur as inclusions in quartz and feldspars grains.

5. Geochemistry

Representative chemical analyses for major, minor and trace elements of 33 samples were performed at the ACME Analytical Laboratories Ltd. and ALS Minerals,

and are given in Table 2. The analytical procedures are available on the laboratories website (www.acmelab.com and www.alsglobal.com).

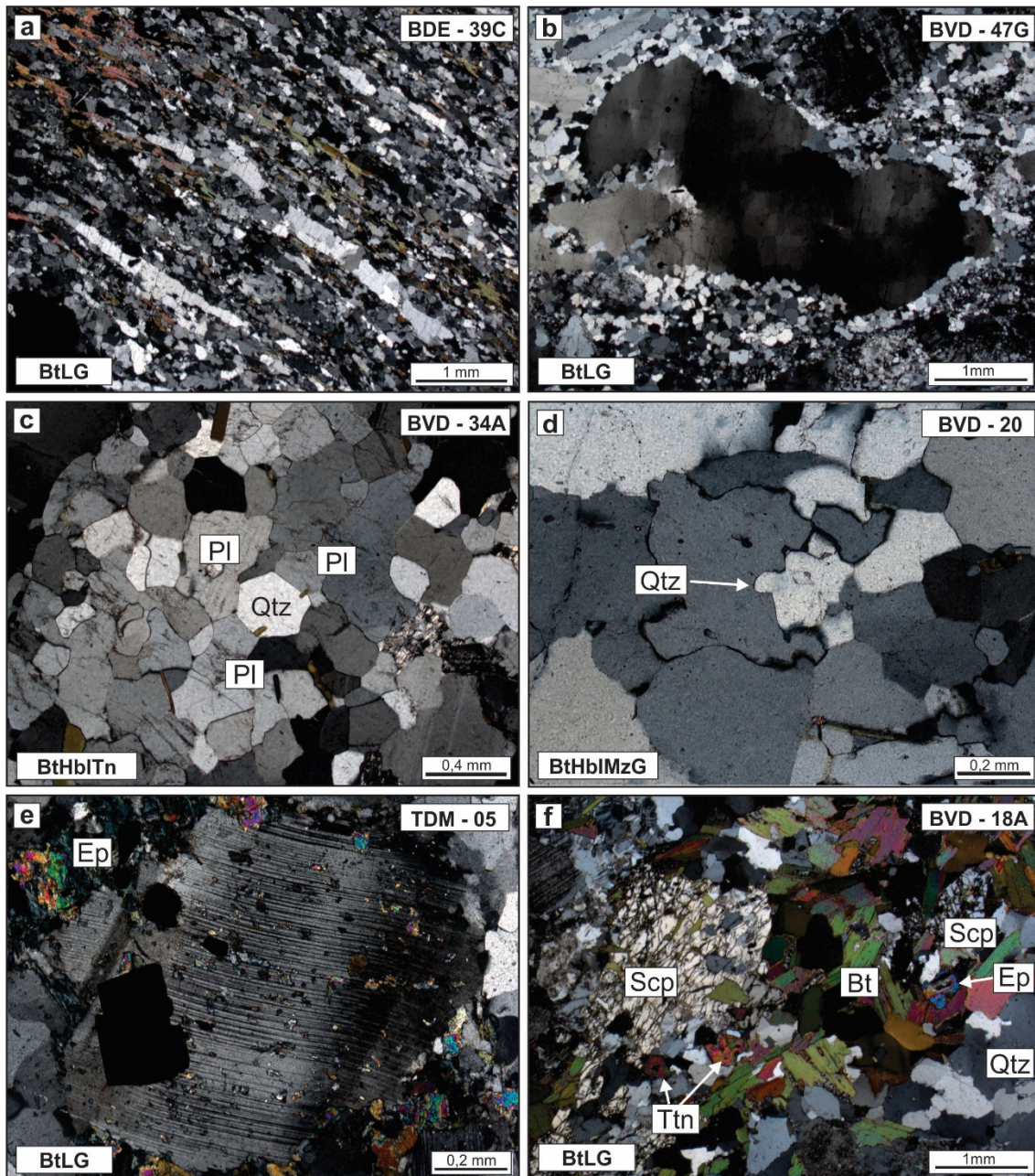


Figure 5: Deformational and microstructural aspects of the Vila União granitoids; crossed polars. a) Polycrystalline quartz ribbons in granite with mylonitic texture – crossed nicols; b) Core-and-mantle microstructure and chessboard subgrains pattern in quartz crystal; c) Polygonal fabric of quartz and plagioclase grains; d) Polycrystalline quartz with irregular grain boundaries formed by grain boundary migration (GBM – indicate by the arrow) recrystallization; e) Subhedral plagioclase phenocryst with Fe-Ti oxides crystals inclusions and a discrete kink band formed in response to crystal plastic deformation processes. Secondary epidote formed from plagioclase and biotite alteration occur along the phenocryst margins; f) Mafic clot composed of biotite, secondary epidote and subhedral titanite associated with scapolite. Note recrystallized quartz subgrains at right.

Table 1: Modal compositions of the Neoproterozoic granitoids from the central portion of the Canaã dos Carajás domain.

Unit	Quartz-diorite			Biotite-hornblende tonalite				Biotite-hornblende monzogranite													
Lithology	QD	QD	QD	Tn	Tn	Tn	Tn	QMzn	Gd	MzG	MzG	Gd	MzG	MzG	MzG	MzG	MzG	MzG	MzG	MzG	MzG
Sample	BVD	BVD	CP	BVD	BVD	TDM	TDM	RDM	TDM	BVD	TDM	BVD	BVD	TDM	BVD	BVD	BVD	CP	BVD	BVD	
Mineral (%)	12B	14	25E	12A	48	07	11	09C	12	34B	03	34A	29	04	27	19	32	71	42B	26	
Quartz	6.67	16.92	15.90	17.30	20.90	23.85	24.49	13.50	19.85	20.44	21.45	22.42	22.80	23.80	25.45	26.95	28.00	30.65	31.45	37.30	
Plagioclase	66.37	67.40	66.00	52.50	53.30	42.85	42.16	38.35	51.50	40.59	36.10	45.35	32.95	34.60	26.25	26.60	33.00	37.15	29.05	27.20	
Alkali-feldspar	-	0.75	5.60	0.35	5.45	3.40	0.90	34.45	9.20	26.44	27.75	14.24	27.70	30.70	32.05	23.60	28.65	23.20	28.30	21.95	
Hornblende	15.20	10.57	7.75	20.75	12.80	21.75	20.93	7.60	12.15	8.81	9.45	9.67	3.10	5.50	8.10	8.40	4.75	4.10	6.60	5.20	
Biotite	5.79	1.33	0.10	4.35	4.90	6.55	9.35	0.10	4.90	2.52	4.80	6.17	8.50	5.05	7.10	10.65	4.65	3.25	2.90	7.10	
Clinopyroxene	0.99	-	-	-	-	-	-	0.60	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Orthopyroxene	1.11	-	-	-	-	-	-	0.85	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Titanite	-	0.32	-	0.35	0.70	0.70	0.90	0.10	0.90	0.90	-	1.54	1.25	-	0.70	1.40	0.80	0.75	-	0.90	
Epidote	Tr	0.27	0.10	0.15	0.10	Tr	0.48	-	0.10	0.18	-	0.10	0.40	-	Tr	0.10	-	0.10	0.15	0.35	
Scapolite	0.23	1.92	1.65	1.55	1.25	Tr	0.42	-	1.05	-	-	0.30	1.15	-	-	0.60	-	0.75	0.55	-	
Chlorite	0.35	0.37	-	-	-	0.65	-	-	-	-	-	-	0.55	-	Tr	-	-	-	-	-	
Zircon	-	-	0.10	-	-	-	-	0.10	Tr	-	-	-	-	Tr	Tr	-	Tr	-	Tr	-	
Allanite	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Tr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Tr	
Apatite	-	-	-	-	-	-	Tr	-	-	-	-	-	0.15	-	0.20	0.20	-	-	-	-	
Opaques	3.27	0.16	2.80	2.70	0.60	0.15	0.30	4.35	0.30	0.12	0.45	0.21	1.45	0.30	-	1.50	0.10	Tr	0.95	Tr	
Mafic (M')	26.72	13.02	10.85	28.30	19.10	29.80	31.96	13.70	18.35	12.53	14.70	17.69	15.25	10.85	15.90	22.05	10.30	8.20	10.60	13.55	
Felsic	73.27	86.98	89.15	71.70	80.90	70.10	67.97	86.30	81.60	87.47	85.30	82.31	84.60	89.10	83.75	77.75	89.65	91.75	89.35	86.45	
Pl/A	-	89.87	11.79	150.00	9.78	12.60	46.84	1.11	5.60	1.54	1.30	3.18	1.19	1.13	0.82	1.13	1.15	1.60	1.03	1.24	
A+P	66.37	68.15	71.60	52.85	58.75	46.25	43.06	72.80	60.7	67.03	63.85	59.59	60.65	65.30	58.30	50.20	61.65	60.35	57.35	49.15	
*Quartz	9.10	19.45	17.84	24.13	25.83	34.02	36.03	15.64	24.33	23.37	25.15	27.24	26.95	26.71	30.39	34.66	31.23	33.41	35.20	43.15	
*K-feldspar	-	0.86	6.28	0.49	6.74	4.85	1.32	39.92	11.27	30.23	32.53	17.30	32.74	34.46	38.27	30.35	31.96	25.29	31.67	25.39	
*Plagioclase	90.90	79.69	75.88	75.38	67.43	61.15	62.65	44.44	64.40	46.40	42.32	55.46	40.31	38.83	31.34	34.98	36.81	41.31	33.13	31.46	

Abbreviations: QD – quartz diorite; QMzn – quartz monzonite; Tn – tonalite; Gd – granodiorite; MzG – monzogranite; SG – syenogranite; LMzG – leucomonzogranite; LSG – leucosyenogranite; Tr – trace (<0.1); Pl/A – plagioclase/alkali-feldspar ratio; A+P – alkali-feldspar + plagioclase sum; * – recalculated to 100%.

Table 1 – (continued)

Unit	Biotite-hornblende monzogranite						Biotite granite and leucogranite													
Lithology	MzG	MzG	MzG	SG	MzG	MzG	LMzG	MzG	LSG	LMzG	LSG	Gd	MzG	SG	MzG	MzG	Gd	LMzG	Gd	
Sample	RDM	TDM	BVD	BVD	TDM	BVD	TDM	BVD	BVD	BVD	BVD	TDM	TDM	BVD	BVD	BVD	FTD	BDE	BVD	
Mineral (%)	08A	08	47A	17	09	20	06	18A	18B	46	54	05	14	28	21	16	01	19B	44	
Quartz	19.10	25.60	26.00	26.80	27.05	30.95	20.45	21.70	22.05	23.65	25.35	26.00	26.40	26.90	27.55	21.20	21.55	23.45	27.70	
Plagioclase	29.25	32.60	26.95	21.00	33.85	26.60	36.55	31.75	17.20	34.60	21.10	40.15	23.00	14.85	25.80	33.25	47.00	30.35	35.75	
Alkali-feldspar	18.85	31.95	31.95	42.55	28.85	16.10	38.50	34.25	58.75	38.20	50.10	16.45	42.85	49.30	39.80	37.75	25.20	42.70	13.60	
Hornblende	24.25	3.85	11.60	4.70	5.35	14.35	-	0.10	-	-	-	0.20	-	0.85	-	-	0.55	-	-	
Biotite	5.15	4.75	-	-	3.20	10.50	4.30	6.55	0.60	3.40	3.10	-	2.80	3.50	0.55	4.40	4.40	0.70	18.95	
Orthopyroxene	-	-	Tr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Titanite	-	0.80	-	1.75	0.20	1.30	Tr	0.75	-	-	-	-	0.20	0.80	0.50	1.15	0.20	0.30	Tr	
Epidote	0.15	0.25	0.95	0.05	0.35	-	-	-	-	-	Tr	-	0.30	0.10	0.40	-	-	0.20	0.10	
Secondary epidote	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	10.90	-	-	-	-	-	-	-	
Scapolite	-	-	-	-	1.05	-	-	3.90	-	-	-	-	1.75	-	-	1.40	-	-	1.15	
Chlorite	-	-	2.00	2.65	-	-	-	Tr	0.75	-	-	4.95	2.10	3.40	4.10	0.50	-	1.85	0.10	
Zircon	Tr	Tr	-	-	Tr	-	-	-	-	-	-	0.05	-	-	-	-	-	-	-	
Allanite	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Tr	-	-	-	-	-	-	
Apatite	-	0.10	0.05	-	-	0.20	-	0.15	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Opaques	3.20	Tr	0.50	0.50	Tr	-	0.15	0.80	0.65	0.15	0.30	1.30	0.60	0.30	1.30	0.35	1.10	0.45	2.60	
Mafic (M')	32.75	9.65	15.05	9.65	9.10	26.15	4.45	8.20	2.00	3.55	3.40	6.50	6.00	8.95	6.85	6.40	6.25	3.50	21.75	
Felsic	67.20	90.15	84.90	90.35	90.80	73.65	95.50	91.60	98.00	96.45	96.55	93.50	94.00	91.05	93.15	93.60	93.75	96.50	78.20	
PI/A	1.55	1.02	0.84	0.49	1.17	1.65	0.95	0.93	0.29	0.90	0.42	3.10	0.54	0.30	0.65	0.88	1.85	0.71	2.63	
A+P	48.10	64.55	58.90	63.55	62.70	42.70	75.05	66.00	75.95	72.80	71.20	67.50	65.85	64.15	65.60	71.00	72.20	73.05	49.35	
*Quartz	28.42	28.40	30.62	29.66	29.79	42.02	21.41	23.69	22.50	24.52	26.26	27.81	28.09	29.54	29.58	22.65	22.99	24.30	35.42	
*K-feldspar	28.05	35.44	37.63	47.09	31.77	21.86	40.31	37.39	59.95	39.61	51.89	17.59	45.59	54.15	42.73	40.33	26.88	44.25	17.39	
*Plagioclase	43.53	36.16	31.74	23.24	38.44	36.12	38.27	38.92	17.55	35.87	21.85	54.60	26.33	16.31	27.70	37.02	50.13	31.45	47.19	

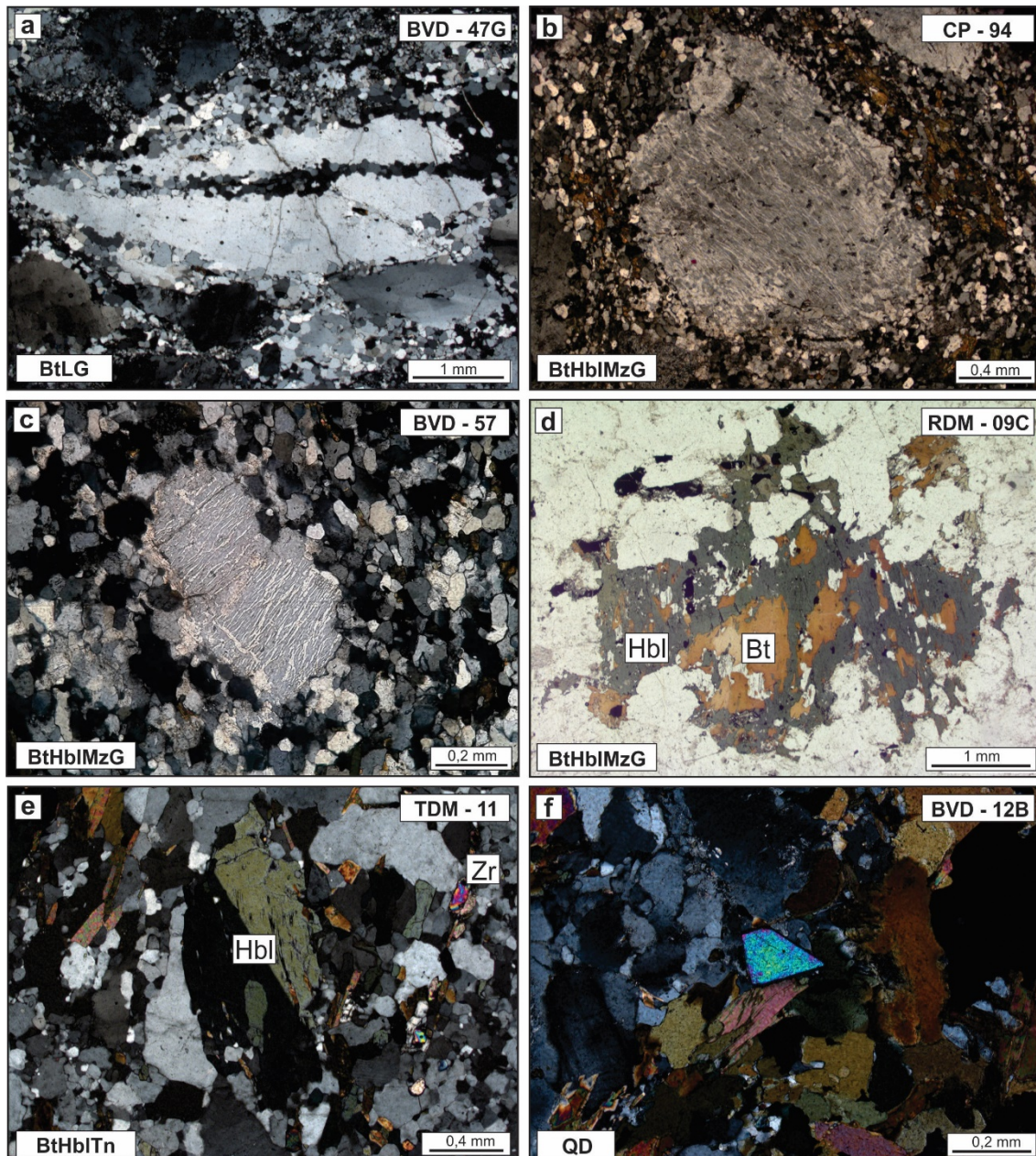


Figure 6: Microtextural aspects of the Vila União granitoids. a) Relicts of large old quartz grains with undulose extinction transected by bands of new grains formed by bulging recrystallization (BLG) – crossed nicols; b) Perthitic K-feldspar phenocryst with a core-and-mantle microstructure surrounded by a recrystallized fine-grained matrix; c) Microperthite with thin, parallel exsolution lamellae in a K-feldspar crystal – crossed nicols; d) Hornblende crystal partially replaced by biotite and displaying a significant amount of opaque minerals inclusions – parallel nicols; e) Twinned and recrystallized hornblende crystal. The new grain has developed in response to subgrain rotation recrystallisation (SBR) – crossed nicols; and f) Automorphic epidote in equilibrium with biotite – crossed nicols.

5.1 Classification and magmatic series

The studied granitoids show a wide range of silica (between 59.40 and 75.91%, Table 2) and moderate Al_2O_3 contents (12.09 to 14.15%). A remarkable characteristic of these rocks is their variable and high K_2O (0.89 – 6.12%), CaO (0.87 – 6.46%), Fe_2O_3t (1.46 – 12.60%), MgO (0.11 – 2.72%) and TiO_2 (0.21 – 1.85%) contents, which

are negatively correlated with SiO₂ (except K₂O). The K₂O/Na₂O ratios are low to high (0.16 – 2.81) and the FeOt/(FeOt + MgO) ratios are generally higher than 0.8, which indicate a ferroan character for most rocks, and for the samples with FeOt/(FeOt + MgO) ≤ 0.80 a transitional character between ferroan and magnesian granites (Figure 7a; Frost *et al.*, 2001).

Most samples have A/CNK values between 0.76 and 0.99 and are classified as metaluminous (Figure 7b; Table 2). The biotite leucogranites exhibit the highest A/CNK values (generally greater than 1 but less than 1.1). In the MALI (modified alkali-lime index) vs. SiO₂ classification diagram (Fig. 7c; Frost *et al.*, 2001) the Vila União granitoids plot predominantly in the calc-alkaline field, whereas in the discrimination diagram proposed by Sylvester (1989; Figure 7b), they fall in the alkaline granites field, with a slightly dispersion towards the calc-alkaline fields.

5.2 Granitoid typology

On a Y versus Nb tectonic diagram (Pearce *et al.*, 1984; Figure 8a) most rocks show affinities with intraplate granites, although a significant number of samples plot in the field of volcanic arc and syn-collisional granites. These rocks also show affinities with A-type granites when plotted on the granitoid tectonic discrimination diagram of Whalen *et al.* (1987; Figure 8b). On the major element classification diagram proposed by Dall'Agnol and Oliveira (2007; Figure 8c), the studied rocks show A-type compositions, with only few samples showing calc-alkaline features. As well as the Vila Jussara and Planalto suites, the Vila União granites fall in the A2 type field when plotted in the Nb–Y–Ce ternary diagram (Eby, 1992; Figure 8d), suggesting derivation from crustal sources.

6. Magnetic petrology

The characterization of Fe-Ti oxides minerals and their relative abundance in granites can be assessed in terms of whole-rock magnetic susceptibility and may reflect not only the conditions of granite formation, but also processes of its later evolution whereby its magnetic mineralogy may change (Kopf, 1966; Magalhães and Dall'Agnol, 1992; Almeida *et al.*, 2007; Cunha *et al.*, 2016). In addition, magnetic susceptibility (MS) of granites has been successfully used in previous studies as a petrographic index to distinguish between magnetite- and ilmenite-series (Ishihara, 1977; Takahashi *et al.*, 1980).

Table 2: Key geochemical parameters for Vila União granitoids.

Unit	QD			BtHblTn				BtHblMzG									
	Sample	BVD 47C	BDE 38	BVD 14	BVD 12A	TDM 11	TDM 07	BVD 48	BVD 47A	TDM 12	BVD 34A	TDM 03	BVD 29	TDM 01A	TDM 08	TDM 09	BVD 20
SiO ₂ (wt%)	57.20	59.40	68.10	61.70	63.55	66.31	67.40	65.00	65.99	66.30	66.31	67.60	67.82	68.42	69.72	69.90	70.1
TiO ₂	1.85	1.42	0.53	1.51	1.08	0.76	0.89	0.90	0.76	0.83	0.90	0.75	1.00	0.54	0.54	0.59	0.54
Al ₂ O ₃	13.50	14.24	14.65	13.75	13.92	14.11	14.15	13.90	14.65	14.25	12.99	12.90	13.08	14.02	13.25	12.35	13.1
Fe ₂ O _{3t}	12.60	9.56	5.72	9.04	8.33	6.31	6.81	6.45	6.39	6.86	7.95	5.44	5.92	4.91	4.99	4.97	3.78
MgO	2.46	2.72	0.58	1.87	1.29	0.76	0.83	0.81	0.80	0.92	0.90	1.39	1.13	0.51	0.49	0.58	0.91
CaO	6.46	5.65	3.69	4.85	4.30	3.46	3.70	3.34	3.96	3.86	3.13	2.70	2.85	2.44	2.36	2.04	2.02
Na ₂ O	3.62	3.51	5.50	3.59	3.75	3.87	4.04	3.46	4.00	4.11	3.49	3.28	4.03	3.82	3.64	3.44	3.29
K ₂ O	2.12	1.95	0.89	2.31	2.78	3.26	2.86	3.57	2.70	2.58	3.58	3.48	3.28	4.08	3.78	3.78	4.03
Zr (ppm)	334.00	274.00	579.00	529.00	936.80	556.30	699.00	593.00	752.00	813.00	685.10	366.00	316.00	439.80	448.60	522.00	281.00
Y	49.10	32.30	81.00	56.00	47.60	34.80	46.20	35.60	41.80	62.10	39.70	31.30	18.70	34.40	35.80	46.10	24.90
Nb	19.70	11.80	22.20	17.10	17.20	14.50	18.90	16.70	14.80	25.80	17.80	14.00	8.70	15.70	13.20	20.10	13.20
Ce	176.00	126.90	54.40	173.00	145.40	102.70	148.00	115.50	116.10	192.00	123.00	151.50	127.00	123.00	108.80	152.00	82.40
A/CNK	0.6800	0.78	0.88	0.80	0.82	0.87	0.86	0.89	0.88	0.86	0.85	0.92	0.85	0.93	0.92	0.92	0.97
A/NK	1.21	1.14	1.40	1.34	1.18	1.31	1.81	1.45	1.25	1.09	1.34	1.44	1.26	1.52	1.54	1.27	1.27
FeOt/(FeOt+MgO)	0.82	0.76	0.90	0.81	0.85	0.88	0.88	0.88	0.88	0.87	0.89	0.78	0.82	0.90	0.90	0.89	0.79
Unit	BtHblMzG							BtLG									
	Sample	BVD 34B	TDM 04	BVD 26	BVD 57	TDM 13	BVD 44	TDM 06	TDM 05	BVD 28	BVD 16	BVD 21	TDM 14	FTD 01	BVD 18A	BDE 19B	BDE 39C
SiO ₂ (wt%)	70.60	71.66	71.90	72.90	73.13	66.50	69.03	69.59	70.30	71.50	71.80	73.19	73.77	74.30	74.76	75.91	
TiO ₂	0.36	0.48	0.51	0.57	0.34	0.66	0.59	0.70	0.54	0.53	0.41	0.50	0.30	0.49	0.36	0.21	
Al ₂ O ₃	14.75	12.41	12.70	12.25	12.34	12.85	13.45	12.74	12.75	13.15	12.55	12.51	12.75	12.65	12.34	12.09	
Fe ₂ O _{3t}	3.10	4.56	4.82	4.91	3.69	5.75	5.25	5.65	3.96	3.99	3.07	3.29	2.81	3.49	2.18	1.46	
MgO	0.30	0.50	0.42	0.46	0.27	1.54	0.54	0.53	0.82	0.91	0.61	0.42	0.34	0.70	0.34	0.11	
CaO	2.82	1.69	1.84	1.96	1.41	2.40	2.49	2.27	1.67	1.97	1.17	1.42	1.25	1.31	1.08	0.87	
Na ₂ O	4.64	2.94	3.41	3.50	3.40	5.84	3.62	3.26	3.05	3.18	3.05	3.23	2.18	3.13	2.86	2.95	
K ₂ O	2.44	4.63	4.05	4.07	4.53	1.98	3.90	3.84	4.07	3.86	4.21	4.36	6.12	4.48	5.12	5.31	
Zr (ppm)	374.00	350.20	529.00	608.00	418.50	306.00	518.80	692.40	299.00	270.00	304.00	451.30	270.80	357.00	286.60	559.00	
Y	21.50	27.90	47.20	60.90	48.80	24.50	38.20	25.00	37.20	23.00	20.40	30.40	17.10	33.80	32.10	14.20	
Nb	8.20	13.70	19.50	21.30	18.70	11.20	17.40	15.40	14.80	11.80	12.40	14.80	7.90	13.20	12.00	13.40	
Ce	95.20	91.30	163.50	199.50	180.80	135.00	125.70	89.30	157.00	94.40	121.50	132.50	196.90	94.70	113.00	348.70	
A/CNK	0.96	0.96	0.95	0.89	0.94	0.80	0.91	0.93	1.02	1.01	1.07	0.99	1.02	1.02	1.01	0.99	
A/NK	1.45	1.32	1.41	1.20	1.25	1.64	1.31	1.43	1.49	1.27	1.35	1.25	1.25	1.31	1.28	1.35	
FeOt/(FeOt+MgO)	0.90	0.89	0.91	0.91	0.92	0.77	0.90	0.91	0.81	0.80	0.82	0.88	0.88	0.82	0.85	0.92	

A/CNK: Molecular ratio (Al/Ca + Na + K); A/NK: Molecular ratio (Al/Na + Ca).

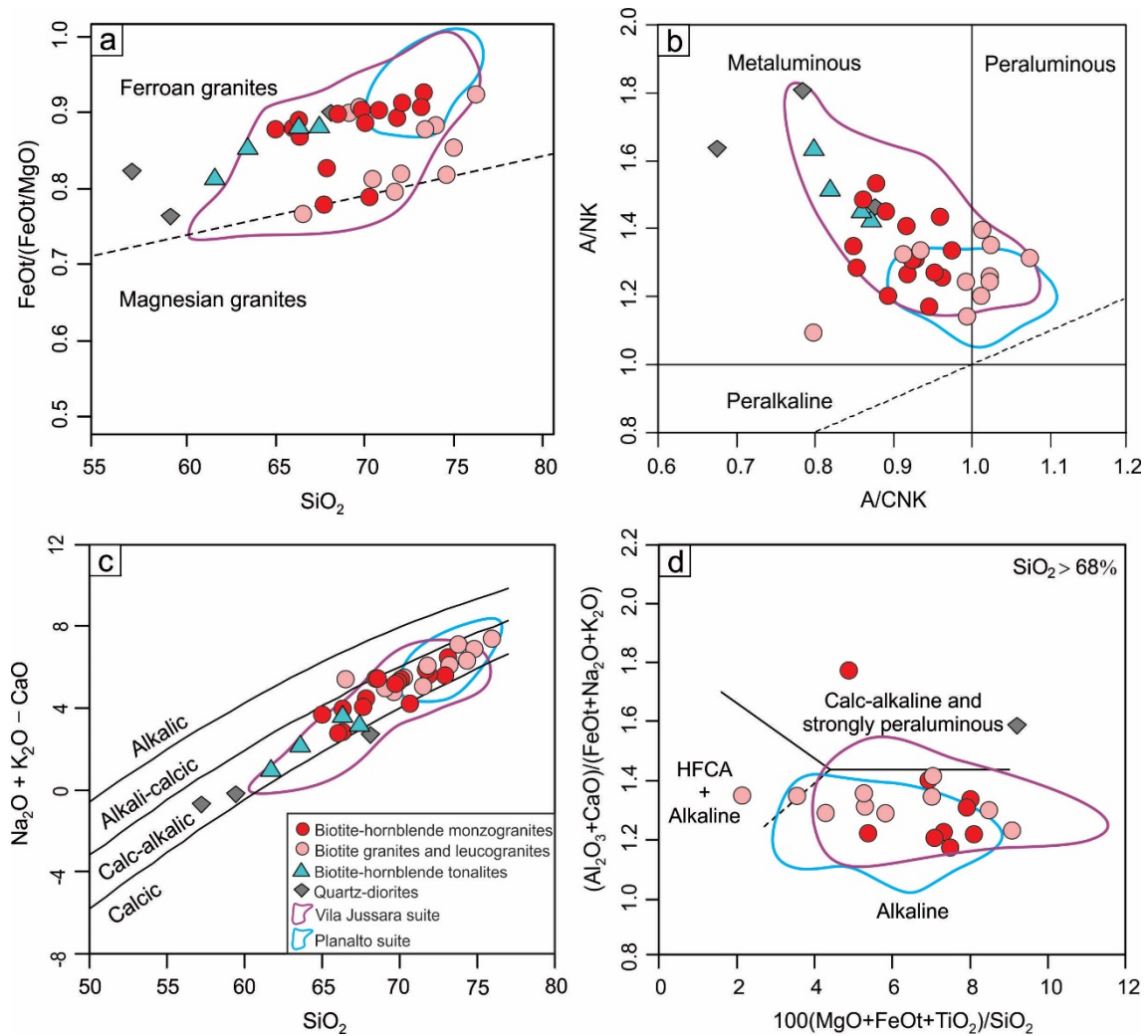


Figure 7: Geochemical plots for the Vila União granitoids. a) $\text{FeOt}/(\text{FeOt} + \text{MgO})$ vs. SiO_2 after Frost *et al.* (2001) showing the ferroan character of most of the studied rocks; b) A/CNK [$\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$] vs. SiO_2 diagram (Shand, 1950); c) $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ (MALI) vs. SiO_2 diagram (Frost *et al.*, 2001); and d) Major element discrimination diagram for leucogranites (Sylvester, 1989). Abbreviations: HFCA – highly fractionated calc-alkaline.

Magnetic susceptibility measurements were carried out in representative samples of the Vila União granitoids using a susceptibilimeter SM-30 (ZH Instruments) with high sensitivity (1×10^{-7} SI) and are presented in Table 3. Data analysis was performed using the Minitab 17 software. To evaluate the textural features and chemical compositions of the magnetite and ilmenite crystals, we have used back-scattered electron images and EDS analysis.

Overall, MS values of the Vila União granitoids vary from 0.06×10^{-3} to 25.60×10^{-3} SI, with an average value of 8.25×10^{-3} SI. Log SI values range from -4.25 to -1.47 and show a bimodal distribution as indicated on the frequency histogram by the presence of two major groups (Figure 9a). According to Ishihara (1977), bimodal

susceptibility generally reflects the existence of two distinct categories, the magnetite- and ilmenite-series granitoids. Nevertheless, although the frequency histogram seems to be bimodal, it is not possible to exclude a polymodal nature of distribution since the normal probability graph allowed the distinction of three populations (Figure 9b).

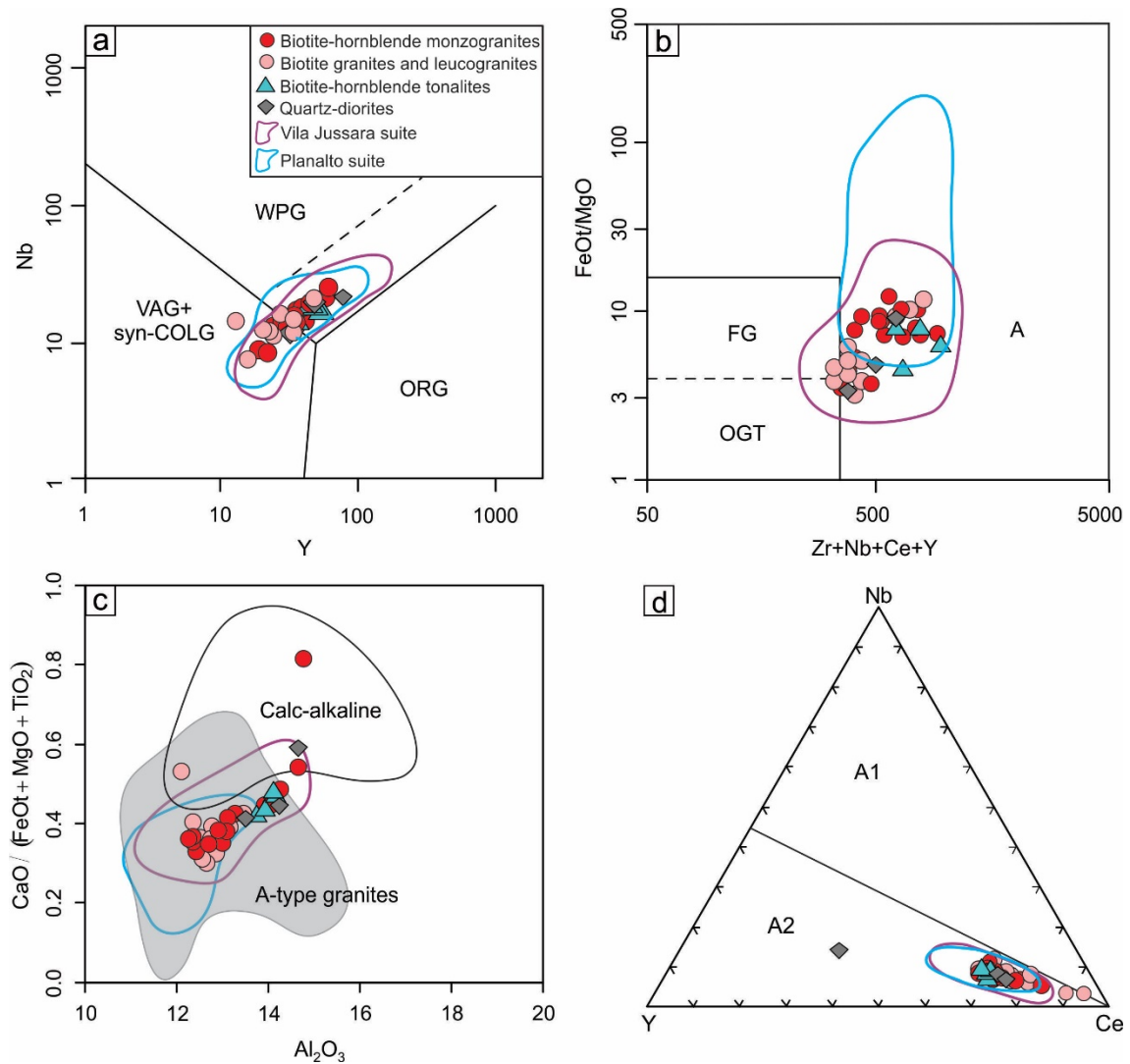


Figure 8: a) Geochemical diagram for discrimination of tectonic setting of granitoids (Pearce *et al.*, 1984); b) Discrimination diagram proposed by Whalen *et al.* (1987) showing the A-type affinities of the studied rocks; c) CaO/(FeOt + MgO + TiO₂) vs Al₂O₃ diagram (Dall’Agnol and Oliveira, 2007); and d) Nb–Y–Ce plot. A1 and A2 fields after Eby (1992). Abbreviations: WPG – within-plate granites; VAG – volcanic arc granites; syn-COLG – syn-collision granites; ORG – oceanic ridge granites; FG – fractionated granites; OGT – unfractionated granites.

Group 1 has the lowest MS values (0.056×10^{-3} to 0.570×10^{-3} SI) and ilmenite as the sole Fe-Ti oxide mineral, whereas the Group 2 includes two populations (B and C) with variable magnetite contents and higher MS values (1.44 to 25.60×10^{-3} SI). Group 1 has anhedral ilmenite crystals, which commonly occur associated with titanite and form corona-type texture (Figure 10a and b).

In Group 2, magnetite generally occurs as subhedral crystals associated with ilmenite in different proportions or as the sole significant opaque mineral. Three textural varieties of ilmenite can be distinguished: individual ilmenite (Ilm I), external composite ilmenite (Ilm Cext) and internal composite ilmenite (Ilm Cint). Based on compositional studies in Fe-Ti oxide minerals, Dall'Agnol *et al.* (1997) and Almeida *et al.* (2007) have revealed that the presence of Ilm I and Ilm Cext suggests magmatic origin. Marthite, pyrite and other sulfides occur in minor amount. Locally, fine-grained magnetite is found as inclusions in poikilitic amphibole (Figure 10c and d), which suggests that it crystallized near the liquidus.

Although textural evidences indicate that most magnetite and ilmenite are early crystallized phases, the presence of apatite and zircon inclusions in some ilmenite crystals (Figure 10e and f) suggest that its crystallization is slightly latter than magnetite, zircon and apatite formation. In addition, despite the poor correlation between magnetic susceptibility values and iron-titanium oxide minerals contents, the highest MS values observed in the Group 2 correspond to samples richer in opaque minerals.

7. Mineral chemistry

Amphibole, biotite, plagioclase and titanite of representative samples from western portion of the Canaã dos Carajás area were submitted to wavelength dispersive spectroscopy (WDS) quantitative analyses at the Electronic Microprobe Laboratory of the Geosciences Institute of the University of Brasília, using a JEOL JXA – 8230 microprobe, aiming to obtain the main compositional features of these minerals. Analytical conditions were 15 kV for the column acceleration voltage, 10 nA for beam current and an analysis time of 10 s. The crystals used for the analyses were LIFH for V, Fe, Ni and Ba; PETJ for K, Ca, Cl, P and Sr; LIF for Ti, Mn and Cr; TAP for Na, Si, Al, and Mg; and LDE1 for F. The standards used for instrument calibration were microcline (Si, Al and K), albite (Na), andradite (Fe and Ca), pyrophanite (Ti and Mn), vanadinite (Cl and V), forsterite (Mg) and topaz (F).

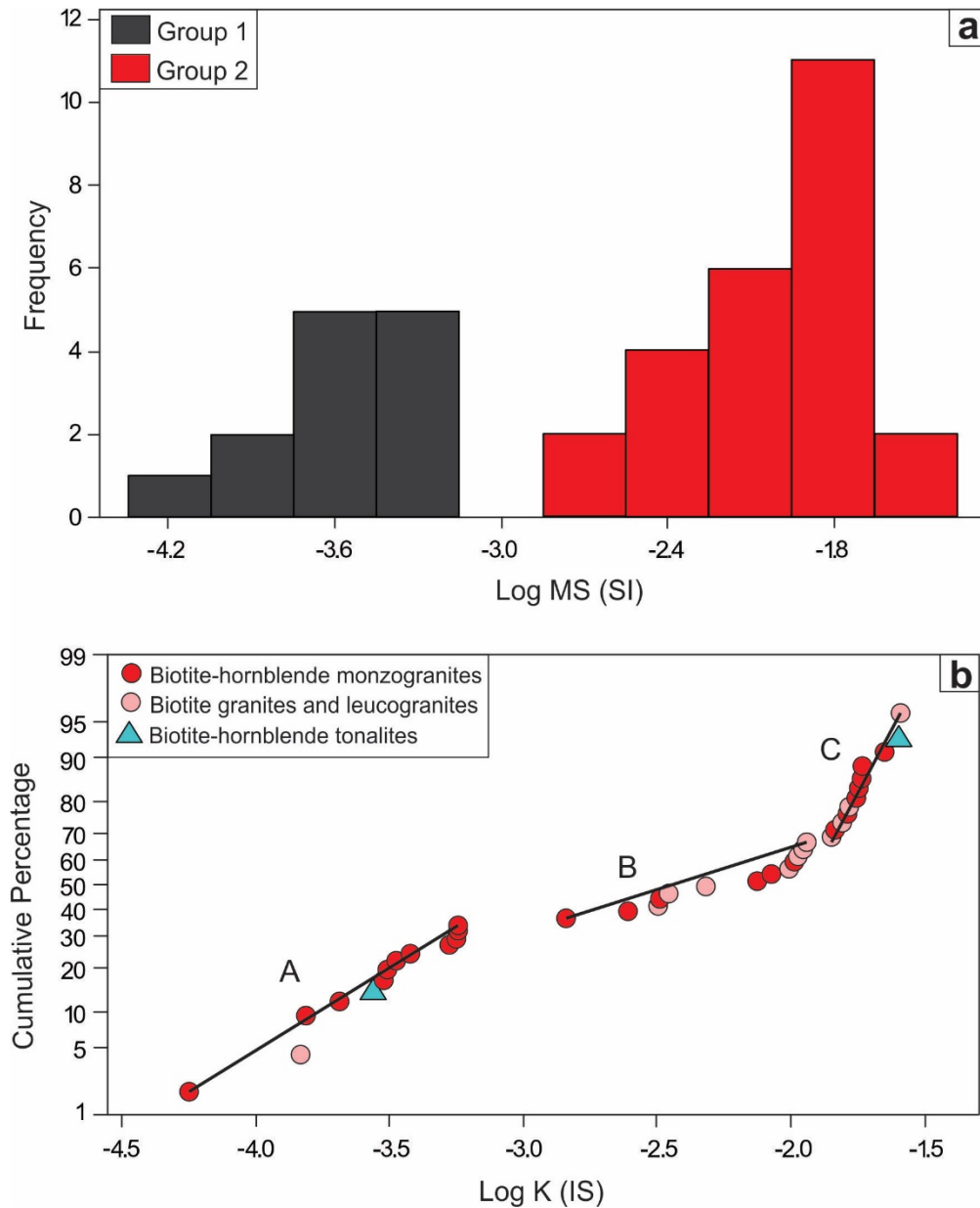


Figure 9: a) Magnetic susceptibility histogram; and b) Normal probability graph for the Vila União granitoids.

7.1 Amphibole

Amphibole represents the dominant mafic phase of most studied rocks, whereas in some samples of the biotite granites and leucogranites it is an accessory mineral. The classification of amphiboles follow the nomenclature scheme of Hawthorne *et al.* (2012), and the structural formulae and ferric-ferrous iron partition were calculated based on the method of Schumacher (Leake *et al.*, 1997). The analyzed crystals are calcic and classified mainly as potassian-hastingsite, except for the sample RDM – 09C, which contains chloro-potassian-hastingsite (Table 4) as well as edenite and magnesiohastingsite (Figure 11). Despite the enrichment of Cl over F and OH, and

the high Mg/(Fe+Mg) ratios observed in the amphiboles of this sample, the overall core and rim compositions suggest that the crystals are homogenous with no zoning. According to Leake *et al.* (1997) the amphiboles can also be classified as hastingsite (Figure 11).

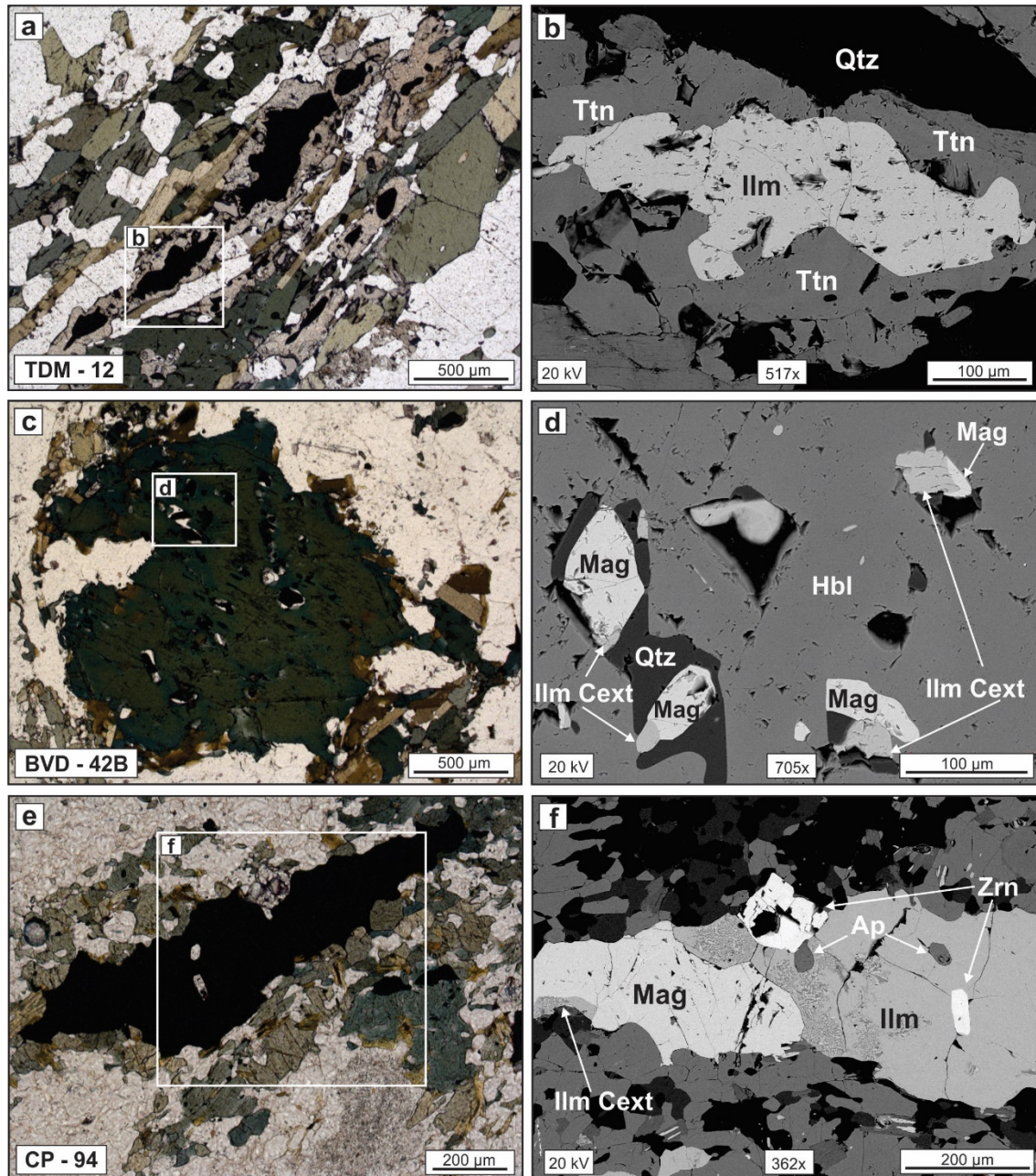


Figure 10: a) and b) Magnetite and composite ilmenite associated with mafic clot. Note the apatite and zircon inclusions in the ilmenite crystal; c) and d) Mafic cluster with titanite surrounding ilmenite crystals; e) and f) Hornblende phenocryst with poikilitic texture and very fine-grained inclusions of magnetite, composite ilmenite and quartz. a), c) and e) Microphotographs using transmitted light microscopy with parallel nicols, and b), d) and f) Backscattered images obtained by SEM. Abbreviations: Mag – magnetite; Ilm – Ilmenite; Ilm Cext – external composite ilmenite; Ap – apatite; Zrn – zircon; Ttn – titanite; Qtz – quartz; Hbl – hornblende.

Table 3: Magnetic susceptibility measurements for representative samples of the Vila União granitoids.

Group 1	Sample	Facies	MS average ($\times 10^{-3}$)	log MS (SI)	Opaques (%)
	BVD - 34B*	BtHblMzG	0.056	-4.252	0.12
	TDM - 07**	BtHblTn	0.271	-3.566	0.15
	BVD - 57*	BtHblMzG	0.300	-3.523	Tr
	TDM - 13**	BtHblMzG	0.307	-3.513	0.10
	TDM - 12**	BtHblMzG	0.333	-3.477	0.30
	BVD - 47A*	BtHblMzG	0.529	-3.277	0.50
	BVD - 20*	BtHblMzG	0.560	-3.252	1.50
Group 2					
	BVD - 26*	BtHblMzG	1.437	-2.843	Tr
	CP - 94***	BtHblMzG	1.620	-2.790	1.10
	CP - 25A	BtHblMzG	2.280	-2.642	0.90
	BVD - 21*	BtLG	9.770	-2.010	1.30
	BVD - 28*	BtLG	10.293	-1.987	0.30
	BVD - 18A*	BtLG	14.167	-1.849	0.80
	BVD - 42B***	BtHblMzG	16.167	-1.791	0.95
	BVD - 16*	BtLG	16.367	-1.786	0.35
	BVD - 15	BtHblMzG	17.350	-1.761	Tr
	BVD - 29*	BtHblMzG	18.300	-1.738	1.45
	BVD - 12A*	BtHblTn	25.133	-1.600	2.70
	BVD - 44*	BtLG	25.600	-1.592	2.60

* Samples with chemical analyses; ** Samples with chemical and electron microprobe analyses; *** Samples with only electron microprobe analyses. Legend: Tr - trace (<0.1%).

Compositions are characterized by variable Al total and Si contents (1.69 to 2.43 and 5.90 to 6.53, respectively), with almost constant Ca contents (1.72 to 1.93; Table 4). Besides those already mentioned, the amphiboles of the biotite granites and leucogranites also have higher Mg/(Fe+Mg) ratios (0.46 and 0.48), compared with others granitoids where they generally range between 0.10 and 0.4. As it will be discussed latter, Fe/(Fe + Mg) ratios obtained in the BtHblMzG and BtHblTn amphiboles indicate low to moderate oxidizing conditions, whereas those of the BtLG are compatible with higher fO_2 conditions.

7.2 Biotite

Using the Fe/(Fe + Mg) versus Al^{iv} diagram proposed by Deer (1992), the analyzed biotites are classified as annite and display variable Al^{iv} contents and Fe/(Fe + Mg) ratios (Figure 12a). Most biotites of the biotite-hornblende monzogranites show enrichment in Fe and a high variation of Al^{iv} values (2.20 to 2.72; Table 5), whereas

those of the biotite granites and leucogranites are slightly depleted in Fe. Using the nomenclature scheme of Foster (1960), the crystals from the BtHblMzG correspond to Fe-biotite, and those of the BtLG have compositions of Mg-biotite. Biotites from the biotite-hornblende tonalites have intermediate Al^{IV} and Fe contents when compared to those measured in the other varieties.

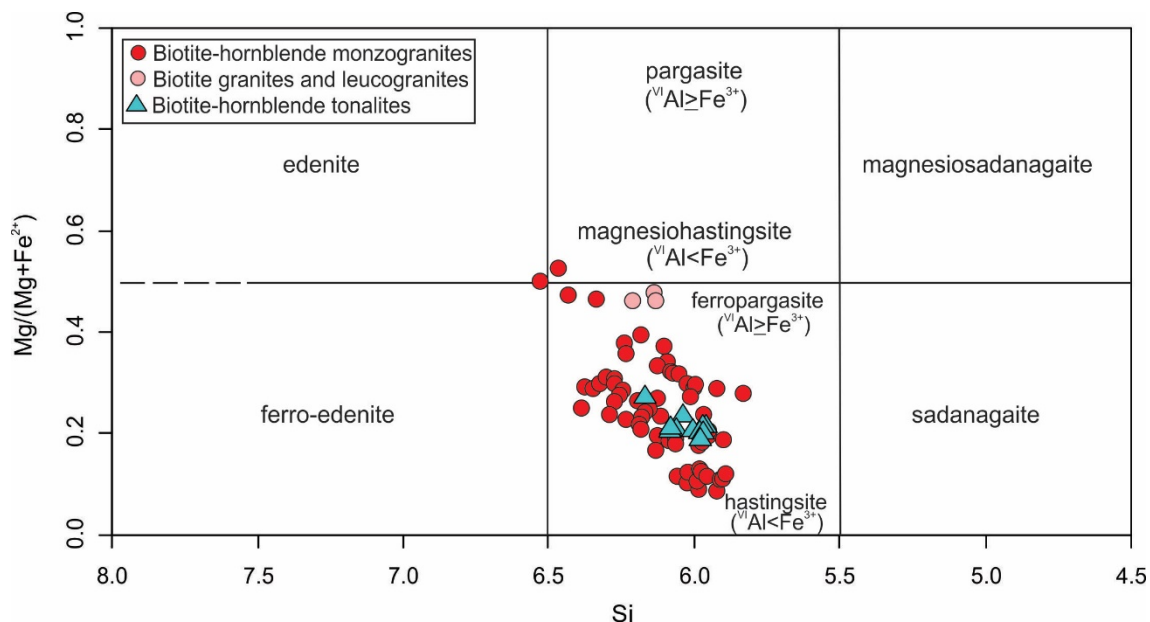


Figure 11: Classification diagram (Leake *et al.*, 1997) for amphiboles of the studied granitoids.

In the Al total versus Mg classification diagram (Nachit *et al.*, 1985; Figure 12b), the biotite crystals plot predominantly in the subalkaline field, although some biotites show transitional affinities with those of alkaline-peralkaline rocks, and to a lesser extent, calc-alkaline rocks. The subhorizontal trend observed among biotite compositions is due to variable and high Mg contents and little variation in the Al total amount. The $10 * TiO_2 - FeO + MnO - MgO$ ternary diagram proposed by Nachit *et al.* (2005; Figure 12c) to distinguish primary biotite from re-equilibrated and neofomed biotites shows that the analyzed crystals form a nearly vertical trend between primary and re-equilibrated biotites fields, but most of the crystals are akin to primary biotite.

7.3 Plagioclase

The obtained results from the chemical analyses indicate that plagioclase composition shows significant contrasts, and these compositional differences generally overlaps in the different varieties of granitoids (Figure 13a). In the biotite-hornblende monzogranites and biotite-hornblende tonalites the plagioclase composition varies from

albite to oligoclase (An_7 to An_{23}), with the latter showing, however, a slightly narrower compositional range (An_6 to An_{19}). Compositions are more calcic in the biotite granites and leucogranites, with anorthite molecule contents up to 29% (Table 6).

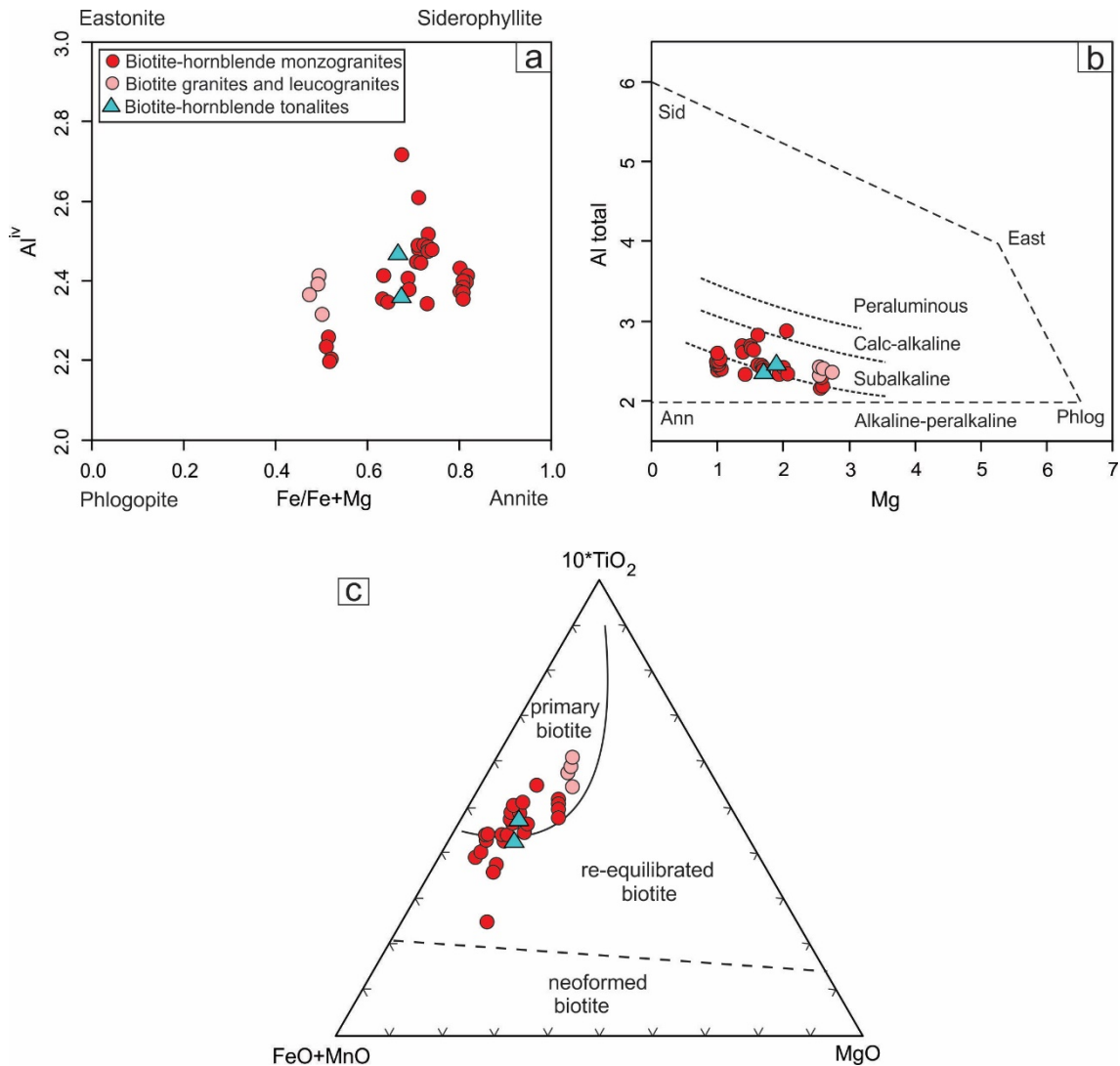


Figure 12: Plots showing the compositional variation of the biotites analyzed. a) Al^{IV} – $Fe/(Fe+Mg)$ classification diagram based on Deer (1992); b) Al total vs. Mg diagram (Nachit *et al.*, 1985); c) $10 \cdot TiO_2$ – $FeO+MnO$ – MgO ternary diagram (wt%) with limits of the domains for magmatic, re-equilibrated and neoformed biotite after Nachit *et al.* (2005). Abbreviations: Sid – siderophyllite; East – eastonite; Ann – annite; Phlog – phlogopite.

7.4 Titanite

Titanite is a common accessory mineral in both igneous and metamorphic rocks, and it is the dominant Ti-bearing phase in many intermediate and siliceous plutonic rocks (Enami *et al.*, 1993). Titanite of the Vila União granitoids occurs mainly as irregular crowns around opaque minerals and, rarely, as small idiomorphic crystals. Most analyzed crystals show low to moderate Al_2O_3 contents, between 2.18 and 4.74%

(Table 7), similar to those found in typical magmatic titanite (Kowallis *et al.*, 1997). On the other hand, titanite compositions of some samples exhibit slightly higher Al_2O_3 contents (4.95 – 5.61%), more akin to secondary titanite compositions. However, secondary titanite has much higher Al_2O_3 values, usually above 6.0% (Tulloch, 1979; Enami *et al.*, 1993). In some cases, the analyzed titanite crystals are characterized by elevated concentrations of F (up to 2.18 wt %).

Based on the variable Fe/Al ratios, titanite is divided into two groups. The first group shows low Fe/Al ratios (0.14 – 0.39 cpdf), whereas the second, represented by the BtLG, has higher values (0.69 – 0.80 cpdf). According to Kowallis *et al.* (1997), variations in Fe and Al can be used to discriminate titanites of different origins. These authors argue that low Fe/Al ratios as those obtained for most of the analyzed titanites suggest hydrothermal and/or metamorphic activity, whereas higher ratios (0.5 – 1.0) are typical of quartz-bearing intrusive igneous rocks. When plotted on the Fe vs. Al diagram the titanite compositions of the Vila União granitoids fall in the field of titanite formed under metamorphic conditions (Figure 13b). However, Kowallis *et al.* (1997) state that the principal causes of these trends in Fe and Al contents are probably variations in the oxygen fugacity, pressure and silica activity.

8. Discussion

8.1 Deformation temperature

Based on microstructures identified in the studied rocks it was possible to estimate the temperature ranges that controlled their deformation. Core-and-mantle structure is a common feature in quartz crystals, as well as the presence of lobate and irregular grain boundaries, the latter being generally ascribed to grain-boundary migration and the former to progressive subgrain rotation (White, 1976; Trimby *et al.*, 1998). Schmid *et al.* (1980, 1987) and Fitz and Stünitz (1993) estimate that grain-boundary migration recrystallization occurs at relatively high temperatures (amphibolite facies) in quartz. Such features suggest that the dynamic recrystallization has occurred at moderate to high temperatures ($>500^\circ\text{C}$). In addition, the chessboard subgrain pattern in quartz defines a common feature in granulite-facies rocks and granites deformed near their solidus temperatures (Blumenfeld *et al.*, 1986; Gapais and Barbarin, 1986; Paterson *et al.*, 1989; Kruhl and Huntemann, 1991; Masberg *et al.*, 1992; Vernon, 2000a). Gross and Van Heege (1973) reported that the presence of chessboard patterns indicates deformation temperatures above 573°C at 0 MPa, and 825°C at 1000 MPa.

Therefore, it is a potentially useful indicator of high-temperature subsolidus deformation (Kruhl, 1996, 1998).

The presence of aggregates of optically strain-free polygonal quartz and feldspars grains such as those described in Figure 5c have been interpreted as indicating static recrystallization by grain-boundary area reduction. At medium-grade conditions (450 – 600°C), the development of core-and-mantle microstructure in feldspars is fairly common as well as the presence of kink-bands (Vernon, 2004). Flame perthite is typical of K-feldspar that has undergone solid-state deformation (Pryer and Robin, 1995, 1996), and occurs in rocks deformed at greenschist facies conditions at high differential stress, especially in ductile shear zones (Debat *et al.*, 1978; Passchier, 1982a). According to Vernon (2004), it also may occur at amphibolite conditions. Mymerkites locally occur along plagioclase – K-feldspar grain boundaries in the studied granitoids. Tribe and D’Lemos (1996) and Wirth and Voll (1987) consider that they grow at 450 – 600°C, and between 500 and 670°C, respectively.

Although the deformation behavior of amphiboles is still poorly understood, available evidences of their deformation suggest that below 650 – 700°C, at greenschist facies, amphiboles deform by brittle deformation (Allison and LaTour, 1977; Brodie and Rutter, 1985; Nyman *et al.*, 1992; Stünitz, 1993; Wintsch and Yi, 2002; Imon *et al.*, 2002). In the studied rocks, hornblende deforms mainly by microcracking, though a slight undulose extinction and subgrain and neograin developments are noticed. Such microstructures point to a history of deformation under high temperatures (>500°C) for the studied granitoids.

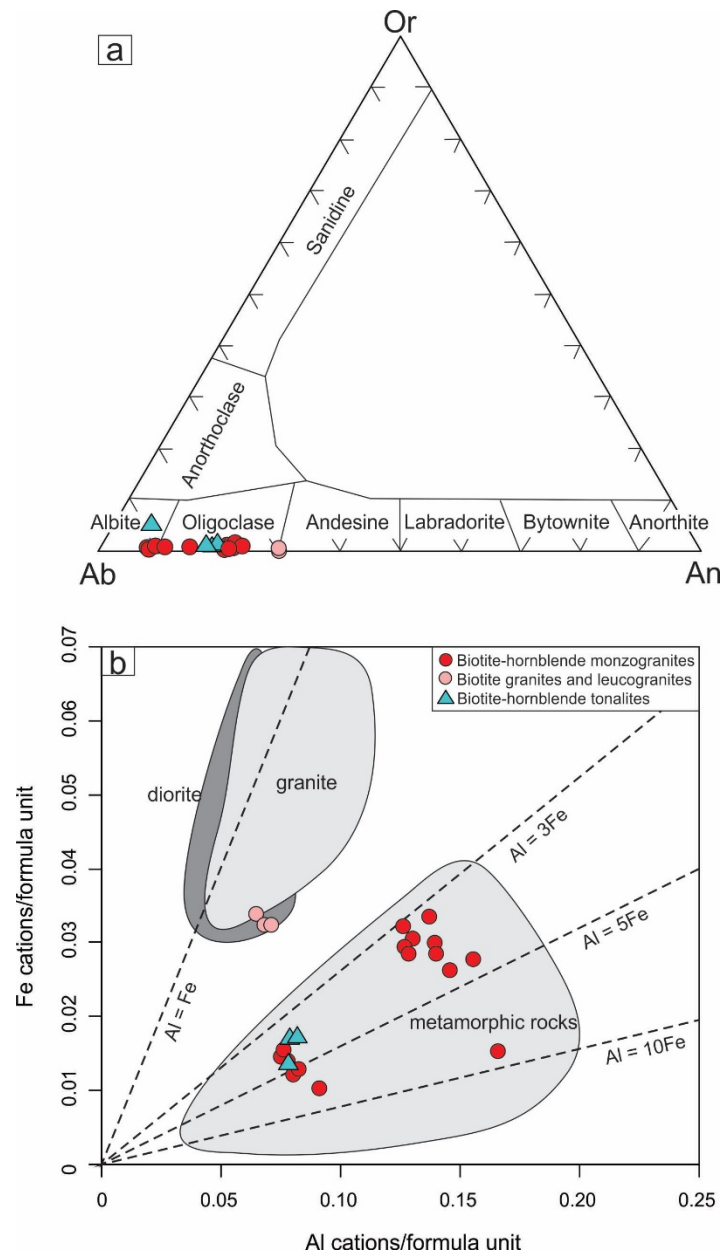


Figure 13: a) Composition of the analyzed plagioclase crystals plotted in the Ab–An–Or ternary diagram; b) Fe versus Al diagrams for the titanite of the Vila União granitoids (fields of magmatic and metamorphic titanite compositions after Kowallis *et al.*, 1997).

Table 4: Representative electron microprobe analyses and structural formulae for amphibole of the granitoids from the central portion of the Canaã dos Carajás domain.

Unit	Bt- Hbl/Tn		Bt-HblMzG													BtLG	
Samples	TDM - 07		TDM - 12		CP-94		RDM - 09C		RDM - 08A			TDM - 13				FTD - 01	
Analyses	C4_Anf 2.1	C4_Anf 2.3	C3_Anf 2.2	C3_Anf 2.3	C4_Anf 8.1	C4_Anf 8.2	C4_Anf 1c	C4_Anf 1b	C4_Anf 1b	C4_Anf 1c	C3_Anf 2	C1_Anf 6b	C1_Anf 6c	C5_Anf 8b	C5_Anf 8c	C2_Anf 1	C6_Anf 3
Type	K-Hs rim	K-Hs core	K-Hs core	K-Hs rim	K-Hs rim	K-Hs core	K-Hs core	Cl-K-Hs rim	K-Hs rim	K-Hs core	K-Hs core	K-Hs rim	K-Hs core	K-Hs rim	K-Hs core	K-Hs core	K-Hs core
SiO ₂	37.42	38.73	37.11	37.09	39.88	39.21	38.33	37.73	38.45	39.70	40.09	35.75	36.30	36.81	36.22	40.31	39.85
TiO ₂	1.08	0.97	1.38	0.72	0.38	0.81	0.98	0.86	1.96	1.96	1.91	0.60	0.73	0.69	0.68	1.94	1.74
Al ₂ O ₃	11.92	10.72	12.91	12.80	9.63	9.88	10.76	10.63	11.04	9.50	9.06	11.37	11.40	10.91	11.34	11.40	11.39
FeOt	28.01	26.72	28.04	27.63	27.32	27.38	25.20	26.48	27.14	27.04	26.55	31.45	31.86	31.46	31.85	19.92	20.71
MnO	0.25	0.31	0.42	0.31	0.42	0.42	0.41	0.31	0.17	0.21	0.33	0.32	0.49	0.42	0.40	0.13	0.10
MgO	3.40	4.62	3.04	3.06	4.29	4.47	5.74	5.15	3.97	4.96	4.93	1.48	1.78	1.79	1.72	8.29	8.28
CaO	10.96	11.15	11.29	10.96	10.60	10.43	11.12	10.90	10.84	10.73	10.60	10.67	10.15	10.55	10.59	11.38	11.24
Na ₂ O	1.53	1.59	1.24	1.32	1.80	1.77	1.72	1.39	1.54	1.98	1.68	1.37	1.52	1.44	1.32	1.56	1.62
K ₂ O	2.52	2.16	2.46	2.42	2.10	2.04	2.26	2.70	2.23	1.79	1.67	2.93	2.63	2.45	2.50	2.30	2.24
F	0.24	0.49	0.15	0.13	0.74	0.71	0.17	0.08	0.20	0.20	0.32	0.21	0.34	0.34	0.49	0.29	0.16
Cl	2.52	2.05	2.03	1.88	2.10	2.11	3.46	3.96	2.26	1.56	1.64	3.23	2.17	2.31	2.47	1.67	1.81
O=F-Cl	0.67	0.67	0.52	0.48	0.78	0.77	0.85	0.93	0.59	0.44	0.51	0.82	0.63	0.66	0.76	0.50	0.48
Total	99.19	98.82	99.54	97.84	98.47	98.45	99.31	99.26	99.21	99.18	98.28	98.56	98.74	98.51	98.81	98.70	98.66
Structural formulae based on 23 oxygen atoms																	
Si	6.01	6.17	5.90	5.98	6.39	6.26	6.10	6.06	6.12	6.25	6.35	5.93	5.90	6.02	5.91	6.21	6.14
Al ^{IV}	1.99	1.83	2.10	2.02	1.61	1.74	1.90	1.94	1.88	1.75	1.65	2.07	2.10	1.98	2.09	1.79	1.86
[T] site	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Al ^{VI}	0.26	0.18	0.33	0.41	0.21	0.12	0.11	0.07	0.19	0.01	0.04	0.15	0.08	0.12	0.10	0.29	0.21
Fe ³⁺	0.71	0.67	0.71	0.74	0.68	0.89	0.78	0.93	0.60	0.69	0.69	0.92	1.28	1.03	1.18	0.37	0.60
Ti	0.13	0.12	0.17	0.09	0.05	0.10	0.12	0.10	0.23	0.23	0.23	0.07	0.09	0.09	0.08	0.23	0.20
Mn	0.03	0.04	0.06	0.04	0.06	0.06	0.06	0.04	0.02	0.03	0.04	0.04	0.07	0.06	0.05	0.02	0.01
Mg	0.81	1.10	0.72	0.74	1.02	1.07	1.36	1.23	0.94	1.17	1.16	0.37	0.43	0.44	0.42	1.90	1.90
Fe ²⁺	3.05	2.89	3.03	2.98	2.98	2.77	2.58	2.62	3.01	2.88	2.83	3.44	3.05	3.27	3.17	2.20	2.07
[C] site	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Ca	1.89	1.90	1.92	1.89	1.82	1.78	1.89	1.88	1.85	1.81	1.80	1.90	1.77	1.85	1.85	1.88	1.86
Na	0.11	0.10	0.08	0.11	0.18	0.22	0.11	0.12	0.15	0.19	0.20	0.10	0.23	0.15	0.15	0.12	0.14
[B] site	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Na	0.36	0.40	0.31	0.30	0.38	0.33	0.42	0.31	0.32	0.42	0.32	0.33	0.25	0.30	0.27	0.35	0.34
K	0.52	0.44	0.50	0.50	0.43	0.42	0.46	0.55	0.45	0.36	0.34	0.62	0.54	0.51	0.52	0.45	0.44
[A] site	0.88	0.83	0.81	0.80	0.81	0.75	0.88	0.86	0.78	0.77	0.65	0.95	0.79	0.81	0.79	0.80	0.78
Total cations	15.88	15.83	15.81	15.80	15.81	15.75	15.88	15.86	15.78	15.77	15.65	15.95	15.79	15.81	15.79	15.80	15.78
F	0.12	0.25	0.07	0.07	0.37	0.36	0.09	0.04	0.10	0.10	0.16	0.11	0.17	0.17	0.25	0.14	0.08
Cl	0.69	0.55	0.55	0.51	0.57	0.57	0.93	1.08	0.61	0.42	0.44	0.91	0.60	0.64	0.68	0.44	0.47
OH	1.19	1.20	1.38	1.42	1.06	1.07	0.98	0.88	1.29	1.48	1.40	0.98	1.23	1.19	1.06	1.42	1.45
Al _(total)	2.25	2.01	2.42	2.43	1.82	1.86	2.02	2.01	2.07	1.76	1.69	2.22	2.18	2.10	2.18	2.07	2.07
Fe/(Fe+Mg)	0.82	0.76	0.84	0.83	0.78	0.77	0.71	0.74	0.79	0.75	0.75	0.92	0.91	0.91	0.91	0.57	0.58

Abbreviations: Cl = chloro; K = potassian; Hs = hastingsite.

Table 5: Representative electron microprobe analyses and structural formulae for biotite of the granitoids from the central portion of the Canaã dos Carajás domain.

Unit	BtHbl Tn		BtHbl MzG													BtLG	
Sample	TDM - 07		TDM - 12			RDM - 09C		RDM - 08A		TDM - 13			BVD - 42B			FTD - 01	
Analysis	C1_Bt 1	C1_Bt 2	C1_Bt 1	C1_Bt 2	C2_Bt 7.2	C4_Bt 1c	C4_Bt 2b	C2_Bt 1	C2_Bt 2	C2_Bt 1c	C4_Bt 4	C5_Bt 8c	C5_Bt 1	C5_Bt 5	C5_Bt 2	C1_Bt 3	C1_Bt 2
SiO ₂	35.91	34.58	34.77	33.54	34.85	36.93	37.06	34.04	35.05	34.94	35.03	34.36	34.26	31.76	34.70	36.73	36.16
TiO ₂	3.14	2.72	3.26	2.08	2.76	3.13	3.07	3.25	3.55	2.68	2.74	2.72	3.64	1.30	3.40	3.89	4.85
Al ₂ O ₃	12.87	13.19	14.18	14.95	14.14	12.38	12.58	12.93	12.47	13.02	12.99	13.02	12.55	14.75	12.79	13.35	13.49
FeO	27.38	28.70	27.35	29.68	28.54	21.06	21.39	30.14	28.83	31.12	31.66	31.31	27.89	30.44	27.79	19.63	19.66
MnO	0.27	0.17	0.25	0.30	0.40	0.28	0.14	0.13	0.16	0.32	0.19	0.21	0.11	0.22	0.24	0.10	0.13
MgO	7.41	8.08	6.16	6.77	5.92	11.38	11.35	6.79	6.03	4.18	4.28	4.26	7.08	8.26	7.12	12.22	11.31
CaO	0.01	0.07	0.04	0.10	0.07	0.02	0.04	0.15	0.09	0.03	0.00	0.21	0.01	0.26	0.03	0.02	0.01
Na ₂ O	0.09	0.06	0.04	0.04	0.04	0.05	0.06	0.08	0.07	0.04	0.01	0.06	0.05	0.08	0.04	0.12	0.03
K ₂ O	9.35	7.60	9.39	7.63	9.17	9.42	9.54	7.89	9.27	9.07	9.44	8.86	8.89	3.73	8.88	9.97	9.71
F	0.66	0.49	0.83	0.49	0.98	1.27	1.03	0.62	0.87	0.70	0.52	0.48	0.79	0.38	0.78	0.91	0.75
Cl	1.39	1.13	1.05	0.82	0.94	1.81	2.01	1.27	1.36	1.50	1.57	1.40	1.13	0.44	1.22	1.40	1.41
Subtotal	98.48	96.79	97.31	96.39	97.83	97.73	98.26	97.29	97.76	97.57	98.43	96.89	96.41	91.62	96.98	98.32	97.51
O=F-Cl	0.59	0.46	0.59	0.39	0.63	0.94	0.89	0.55	0.67	0.63	0.57	0.52	0.59	0.26	0.60	0.70	0.63
Total	97.89	96.33	96.72	96.00	97.20	96.78	97.37	96.74	97.09	96.94	97.86	96.37	95.82	91.36	96.38	97.62	96.88
Structural formulae based on 22 oxygen atoms																	
Si	5.60	5.49	5.51	5.39	5.53	5.66	5.65	5.47	5.59	5.64	5.62	5.60	5.52	5.28	5.54	5.53	5.50
Al ^{iv}	2.37	2.47	2.49	2.61	2.47	2.24	2.26	2.45	2.35	2.36	2.38	2.40	2.39	2.72	2.41	2.37	2.42
[T] site	7.97	7.96	8.00	8.00	8.00	7.90	7.91	7.92	7.94	8.00	8.00	8.00	7.91	8.00	7.95	7.90	7.91
Al ^{vi}	0.00	0.00	0.17	0.22	0.17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	0.07	0.09	0.00	0.18	0.00	0.00	0.00
Ti	0.37	0.33	0.39	0.25	0.33	0.36	0.35	0.39	0.43	0.32	0.33	0.33	0.44	0.16	0.41	0.44	0.55
Fe	3.57	3.81	3.63	3.99	3.78	2.70	2.73	4.05	3.85	4.20	4.25	4.26	3.76	4.23	3.71	2.47	2.50
Mn	0.04	0.02	0.03	0.04	0.05	0.04	0.02	0.02	0.02	0.04	0.03	0.03	0.01	0.03	0.03	0.01	0.02
Mg	1.72	1.91	1.46	1.62	1.40	2.60	2.58	1.63	1.43	1.01	1.02	1.03	1.70	2.05	1.70	2.74	2.56
[M] site	5.70	6.07	5.51	5.90	5.57	5.70	5.68	6.08	5.73	5.58	5.63	5.66	5.92	6.48	5.85	5.67	5.63
Ca	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00	0.01	0.03	0.02	0.00	0.00	0.04	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00
Na	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.00	0.02	0.02	0.03	0.01	0.03	0.01
K	1.86	1.54	1.90	1.56	1.85	1.84	1.86	1.62	1.89	1.87	1.93	1.84	1.83	0.79	1.81	1.91	1.88
[I] site	1.89	1.57	1.92	1.59	1.88	1.86	1.88	1.67	1.93	1.88	1.93	1.90	1.85	0.86	1.83	1.95	1.89
F	0.33	0.24	0.42	0.25	0.49	0.62	0.50	0.31	0.44	0.36	0.27	0.25	0.40	0.20	0.40	0.44	0.36
Cl	0.37	0.30	0.28	0.22	0.25	0.47	0.52	0.35	0.37	0.41	0.43	0.39	0.31	0.13	0.33	0.36	0.36
Al total	2.37	2.47	2.65	2.83	2.64	2.24	2.26	2.45	2.35	2.48	2.45	2.50	2.39	2.89	2.41	2.37	2.42
Fe/Fe+Mg	0.67	0.67	0.71	0.71	0.73	0.51	0.51	0.71	0.73	0.81	0.81	0.80	0.69	0.67	0.69	0.47	0.49

Table 6: Representative electron microprobe analyses of plagioclase of the granitoids from the central portion of the Canaã dos Carajás area.

Unit	BtHblTn			BtHblMzG										BtLG	
Sample	TDM-07			TDM-12		RDM - 09C		TDM-13		BVD-42B		CP-25A		FTD-01	
Analysis	C1_P1 1.1	C1_P1 1.2	C1_P1 1.3	C4_P1 1.2	C4_P1 1.4	C3_P1 1	C3_P1 2	C4_P1 1	C5_P1 5	C3_P1 5	C3_P1 2	C3_P1 1c	C5_P1 2	C4_P1 1b	C4_P1 1c
Type	olig	olig	alb	olig	olig	olig	olig	alb	alb	olig	olig	olig	olig	olig	olig
SiO ₂	63.87	63.24	65.09	62.74	62.58	62.87	63.32	65.93	66.62	61.11	61.37	63.60	62.95	61.10	60.92
Al ₂ O ₃	22.89	22.70	22.05	23.59	23.35	23.82	24.12	21.08	21.00	23.18	22.82	23.36	23.72	24.79	24.57
FeO	0.10	0.05	0.05	0.10	0.09	0.07	0.04	0.10	0.00	0.04	0.07	0.04	0.01	0.00	0.06
CaO	3.81	3.97	1.33	4.69	4.53	4.94	4.91	1.97	1.69	4.38	4.14	4.47	4.72	6.21	6.25
Na ₂ O	9.33	9.14	10.00	8.99	8.99	9.16	8.98	10.51	10.72	8.86	8.89	8.99	8.86	8.12	8.18
K ₂ O	0.18	0.24	0.88	0.25	0.23	0.24	0.26	0.19	0.09	0.22	0.15	0.30	0.29	0.09	0.15
Total	100.18	99.34	99.40	100.37	99.77	101.11	101.62	99.77	100.13	97.78	97.43	100.76	100.54	100.30	100.12
Number of cations per formula unit based on eight oxygen atoms															
Si	2.81	2.81	2.88	2.77	2.78	2.76	2.76	2.90	2.92	2.77	2.78	2.79	2.77	2.71	2.71
Al	1.19	1.19	1.15	1.23	1.22	1.23	1.24	1.09	1.08	1.24	1.22	1.21	1.23	1.29	1.29
Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.18	0.19	0.06	0.22	0.22	0.23	0.23	0.09	0.08	0.21	0.20	0.21	0.22	0.29	0.30
Na	0.80	0.79	0.86	0.77	0.77	0.78	0.76	0.90	0.91	0.78	0.78	0.77	0.76	0.70	0.70
K	0.01	0.01	0.05	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01
Cations	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0
Albite	80.74	79.55	88.40	76.54	77.17	76.01	75.72	89.67	91.50	77.55	78.84	77.10	76.01	69.93	69.70
Anorthite	18.21	19.08	6.48	22.05	21.51	22.66	22.85	9.29	7.98	21.20	20.29	21.21	22.38	29.56	29.44
Orthoclase	1.05	1.37	5.12	1.41	1.32	1.33	1.43	1.04	0.52	1.25	0.87	1.69	1.61	0.51	0.86

Abbreviations: olig = oligoclase; alb = albite.

Table 7: Representative electron microprobe analyses of titanite of the granitoids from the central portion of the Canaã dos Carajás area.

Unit	BtHb/Tn			BtHblMzG												BtLG		
Sample	TDM - 07			TDM - 12						TDM - 13						FTD - 01		
Analysis	C4_Tit 1.1	C4_Tit 1.2	C4_Tit 1.2	C1_Tit 1	C1_Tit 2	C3_Tit 1.3	C3_Tit 2.1	C3_Tit 2.2	C3_Tit 2.3	C2_Tit 1	C2_Tit 2	C2_Tit 3	C1_Tit 4	C3_Tit 5	C3_Tit 6	C2_Tit 1b	C2_Tit 1c	C2_Tit 2
SiO ₂	30.75	30.71	30.38	31.05	31.16	30.46	30.83	30.72	30.68	30.67	30.84	30.59	30.33	30.00	30.52	29.95	29.60	29.92
TiO ₂	35.94	35.55	35.75	34.75	36.26	35.89	36.89	39.08	38.14	31.53	30.52	29.61	30.66	30.26	30.64	33.95	34.15	35.31
Al ₂ O ₃	2.78	2.65	2.67	2.72	3.09	2.57	2.64	2.54	2.79	4.35	5.61	4.64	4.72	4.95	4.27	2.19	2.30	2.39
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.05	0.00	0.00	0.03	0.03	0.04	0.06	0.00	0.06	0.00
FeO	1.24	0.98	1.23	0.88	0.74	1.10	1.01	1.06	0.93	2.05	1.10	2.40	2.16	1.89	2.33	2.45	2.35	2.33
MnO	0.00	0.10	0.05	0.19	0.07	0.15	0.09	0.03	0.10	0.12	0.10	0.01	0.15	0.10	0.09	0.09	0.01	0.04
MgO	0.01	0.02	0.01	0.02	0.00	0.02	0.03	0.03	0.00	0.09	0.03	0.11	0.08	0.10	0.10	0.06	0.09	0.05
CaO	27.94	28.21	28.03	28.40	28.32	28.15	28.08	27.68	27.93	27.55	28.51	27.52	26.76	27.72	27.20	26.20	26.35	25.59
Na ₂ O	0.04	0.04	0.06	0.02	0.00	0.05	0.12	0.03	0.04	0.08	0.01	0.06	0.17	0.05	0.10	0.00	0.08	0.03
K ₂ O	0.02	0.02	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.06	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00
BaO	0.15	0.05	0.07	0.06	0.16	0.00	0.10	0.10	0.20	0.17	0.12	0.12	0.13	0.16	0.15	0.11	0.03	0.02
SrO	0.02	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.03	0.00	0.10	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
F	1.02	1.08	1.02	1.06	1.07	0.84	0.82	0.95	1.00	2.13	2.18	2.00	2.00	1.97	1.72	0.34	0.49	0.62
Cl	0.01	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.09
OH	0.11	0.71	0.75	0.96	0.00	0.79	0.00	0.00	0.00	1.89	1.63	3.65	3.32	3.37	3.39	4.54	4.41	3.60
Total	100.02	100.10	100.11	100.11	100.88	100.01	100.69	102.34	101.92	100.65	100.75	100.75	100.59	100.65	100.57	99.87	99.92	99.99
Number of cations per formula unit based unit on five oxygen atoms																		
Si	1.015	1.019	1.010	1.031	1.016	1.011	1.007	0.989	0.993	1.036	1.034	1.050	1.038	1.028	1.044	1.032	1.020	1.020
Ti	0.892	0.886	0.893	0.868	0.889	0.895	0.906	0.946	0.928	0.801	0.770	0.764	0.789	0.780	0.788	0.880	0.885	0.905
Al	0.108	0.104	0.105	0.106	0.119	0.100	0.102	0.096	0.106	0.173	0.222	0.188	0.191	0.200	0.172	0.089	0.093	0.096
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000
Fe	0.034	0.027	0.034	0.024	0.020	0.031	0.028	0.029	0.025	0.058	0.031	0.069	0.062	0.054	0.067	0.071	0.068	0.066
Mn	0.000	0.003	0.001	0.005	0.002	0.004	0.002	0.001	0.003	0.003	0.003	0.000	0.004	0.003	0.003	0.003	0.000	0.001
Mg	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.002	0.001	0.000	0.004	0.002	0.006	0.004	0.005	0.005	0.003	0.005	0.003
Ca	0.988	1.002	0.998	1.011	0.989	1.000	0.983	0.954	0.968	0.997	1.024	1.012	0.981	1.018	0.997	0.967	0.973	0.934
Na	0.002	0.003	0.004	0.001	0.000	0.003	0.008	0.002	0.003	0.005	0.001	0.004	0.011	0.003	0.007	0.000	0.005	0.002
K	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.003	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe/Al	0.315	0.262	0.326	0.229	0.170	0.304	0.271	0.297	0.237	0.334	0.140	0.366	0.324	0.271	0.386	0.796	0.724	0.690

8.2 Granite emplacement and deformation considerations

The relationship between deformation and granite emplacement have been documented by numerous workers (Hutton, 1982, 1988; Tikoff and Teyssier, 1992; McCaffrey, 1994; Barros *et al.*, 2001; Moyen *et al.*, 2003) and offers an unique opportunity to constrain the age of regional deformation. However, it may be difficult to classify granites as pre- or syntectonic because high-grade metamorphism and deformation can mask the inferred timing relationships of pluton emplacement and, for instance, in cases of severe overprinting, a pre-tectonic granite may falsely be classified as syntectonic (Ring *et al.*, 1999).

In the Carajás province, although there is a good agreement that the closure of the Carajás basin occurred during the Neoproterozoic, the age of this event remains poorly constrained (Dall'Agnol *et al.*, 2017). The Neoproterozoic granites are seen as syntectonic A-type granites deformed during the basin closure at 2.75 to 2.73 Ga (Barros *et al.*, 2001, 2009; Feio *et al.*, 2012, 2013) or have been interpreted as rift-related granites formed in an extensional setting that were deformed during later collisional processes related to the closure of the Carajás basin (2.68 to 2.63 Ga; Tavares, 2015).

Although deformation in granitic terrains is usually strongly heterogeneous (Choukroune and Gapais, 1983) which allows magmatic structures survive through high-temperature deformation, foliations of strictly magmatic origin have not been observed in the Vila União granitoids. On the other hand, a consistently E-W to WNW-striking tectonic foliation is dominant in the most rocks. In the present case, the heterogeneous nature of the deformation is pointed out by the presence of weakly foliated granitoids, which are related to low strain zones as well as the presence of protomylonitic and mylonitic fabrics representative of high strain zones.

As pointed out above, the absence of aligned euhedral feldspars crystals and microgranitoid enclaves, particularly where these objects are surrounded by a groundmass of minerals with igneous microstructures, also suggests absence of a magmatic deformation component for the studied granitoids. High temperature solid-state deformation, however, is characterized by widespread subgrain rotation (SGR), grain-boundary migration (GBM), and grain boundary area reduction (GBAR), which are deformation mechanisms related to dynamic and static recrystallization microstructures. Although Ring *et al.* (1999) report that in granitoids which have undergone strong solid-state deformation the magmatic component of the strain may go undetected, the inference of syntectonic foliations is most convincing where magmatic

and high-temperature solid-state foliation are subparallel (Paterson *et al.*, 1989). In addition, field characteristics showing that the orientation of foliation in the granitoids behaves independently of pluton boundaries and preserves a strike parallel to the strike of the regional foliation in the wallrocks point out to solid-state foliations resulting from regional processes (Paterson *et al.*, 1989).

These observations reveal that the Vila União granitoids have not experienced a seemingly progressive deformation from magmatic to solid state, as they do not show any evidence of magmatic foliation even in the low strain zones. On the other hand, the flattened fabrics and their continuity with a regionally developed foliation suggest a tectonic origin, as indicated by strong deformation and recrystallization of the minerals. In this context, it would be reasonable to assume that the studied granitoids could be related to a pre-tectonic origin. Nevertheless, as reported by Hibbard (1987), deformation in granitoids by submagmatic flow may leave an imprint on the microstructure and reliable criteria of this situation would be very valuable indicators of a possible continuum between magmatic and solid-state flow in plutons. In the investigated rocks, subsolidus deformation microstructures as indicated by the occurrence of chessboard pattern in quartz, as well as the presence of quartz-filled fractures in plagioclase suggest submagmatic flow and would corroborate a synkinematic emplacement for these granitoids.

Therefore, based on microstructures it was possible to evaluate two hypothesis of tectonic environment for the Vila União granitoids. The first hypothesis point to a synkinematic emplacement in a collisional setting as suggested by Barros *et al.* (2001, 2009), whereas the second hypothesis suggests a pre-tectonic nature for these rocks, which would be related to an extensional setting (Tavares, 2015). The aforementioned features reveal an ambiguous character of these rocks, which would explain an often controversial interpretation for the Neoproterozoic granites emplacement, since these rocks underwent a complex deformational history and the procedures to establish the timing of pluton emplacement and deformation can be rendered difficult. In this context, it is necessary to carry out a detailed integrated petrological, structural and geochronological study in order to unveil the true nature of the granites from the central portion of the Canaã dos Carajás domain.

8.3 Crystallization parameters

The evaluation of parameters as chemical composition of the melt, temperature, pressure, oxygen fugacity and presence of volatiles is fundamental to understand the main geological processes responsible for the wide chemical variation in the granitoids of the Canaã dos Carajás domain.

8.3.1 Temperature

The amphibole-plagioclase thermometer of Blundy and Holland (1990) provided intervals of temperature between 810 and 753°C (Table 8), which are comparatively lower than temperature estimates obtained by the geothermometer of Ridolfi *et al.* (2010; 926 – 831°C). The temperatures indicated by the latter are similar to those obtained for the Planalto suite (910 – 850°C; Cunha *et al.*, 2016) and Vila Jussara suite (914 – 833°C; Dall’Agnol *et al.*, 2017). On the other hand, using the zircon-saturation thermometer of Watson and Harrison (1983), the temperatures tend to be much higher and range from 1091 to 976°C (Table 8). Early crystallized euhedral zircon crystals are common and the whole-rock zirconium content is identified as representative of the zirconium content of the magma. In this respect, although the calculated Zr-saturation temperatures are relatively high compared to the mentioned geothermometers, they appear to be in agreement with the near-liquidus temperatures expected for A-types granites ($\geq 900^\circ\text{C}$; Collins *et al.*, 1982; Anderson, 1983; Clemens *et al.*, 1986; Rämö and Haapala, 1995; King *et al.*, 1997; Dall’Agnol *et al.*, 1999; Holtz *et al.*, 2001).

According to Erdmann *et al.* (2014), the equations for estimating temperature of Ridolfi *et al.* (2010) are recommended for amphiboles crystallized from calc-alkaline to alkaline magmas, moderately reduced to moderately oxidized, and H₂O-poor to H₂O-rich conditions. Thus, the crystallization temperature interval of 926 – 831°C is suggested for the different granitoids from the central portion of the Canaã dos Carajás area.

8.3.2 Pressure

The pressure for these rocks has been estimated by the use of empirical and experimental geobarometers based on the total Al content of amphibole crystals. Since the entry of Al into the amphibole structure is favored by high temperatures, the representative values of the pressure conditions are those determined at the crystals rims, which indicate pressure conditions at near-solidus temperatures. The

geobarometers of Hammarstrom and Zen (1986), Hollister *et al.* (1987) and Schmidt (1992) provided similar pressures, ranging from 895 to 523 MPa, whereas those obtained by the geobarometer of Johnson and Rutherford are lower and vary between 682 and 423 MPa (Table 8). Furthermore, the assemblage quartz + K-feldspar + plagioclase + biotite + hornblende + titanite + Fe–Ti oxides in all studied granitoids also validates the application of the Al-in-hornblende geobarometer of Anderson and Smith (1995). Employing the aforementioned geobarometer, the pressures estimates for the emplacement of the studied granitoids vary between 814 and 532 Mpa (Figure 14).

Table 8: Estimate of temperatures and pressures of crystallization for the Vila União granitoids.

Unit	BtHblTn	BtHblMzG	BtHblMzG	BtHblMzG	BtHblMzG	BtHblMzG
Sample	TDM - 07	TDM - 12	CP - 94	RDM - 09C	RDM - 08A	TDM - 13
Temperature (°C)						
Blundy & Holland (1990)	785 - 794	787 - 793	753	798 - 810	774	771 - 784
Ridolfi <i>et al.</i> (2010)	912	915 - 924	831	886	926	870 - 873
Watson & Harrison (1983)	1049	1091	1102	997	976	1012
Pressure (MPa)						
Anderson & Smith (1995)	667 - 753	792 - 814	532	590 - 620	649	663 - 719
Hammarstrom & Zen (1986)	670 - 764	807 - 831	523	586 - 619	650	665 - 726
Hollister <i>et al.</i> (1987)	735 - 820	868 - 895	550	620 - 658	692	710 - 778
Johnson & Rutherford (1989)	547 - 626	662 - 682	423	476 - 504	530	543 - 594
Schmidt (1992)	704 - 793	833 - 856	565	625 - 656	685	700 - 757

Harmmarstron & Zen (1986): $P (\pm 3 \text{ kbar}) = 5,03 \text{ Al}_t - 3,92$; Hollister *et al.* (1987): $P (\pm 1 \text{ kbar}) = 5,64 \text{ Al}_t - 4,76$; Johnson & Rutherford (1989): $P (\pm 0,5 \text{ kbar}) = 4,23 \text{ Al}_t - 3,46$; Schmidt (1992): $P (\pm 0,6 \text{ kbar}) = 4,76 \text{ Al}_t - 3,01$.

Experimental studies demonstrated that, at oxidizing conditions, epidote is a stable magmatic phase at pressures between 800 and 1000 MPa and at minimum pressures of ~500 MPa (Naney, 1983; Schmidt and Thompson, 1996). In addition, Brandon *et al.* (1996) using experimental measurements of epidote dissolution concluded that the presence of epidotes exhibiting magmatic textures implies a rapid mechanism of magma transport. Such features support the hypothesis of a high magma ascension rate through a network of shear zones before final crystallization, and are in agreement with the textural evidence of the Vila União granitoids, characterized by intense ductile deformation and protomylonite and mylonite generation.

From this, following the pressure estimates it is inferred that the studied rocks were emplaced at different crustal depths (13 to ~23 km), and crystallized under pressure ranges of 400 to 800 MPa.

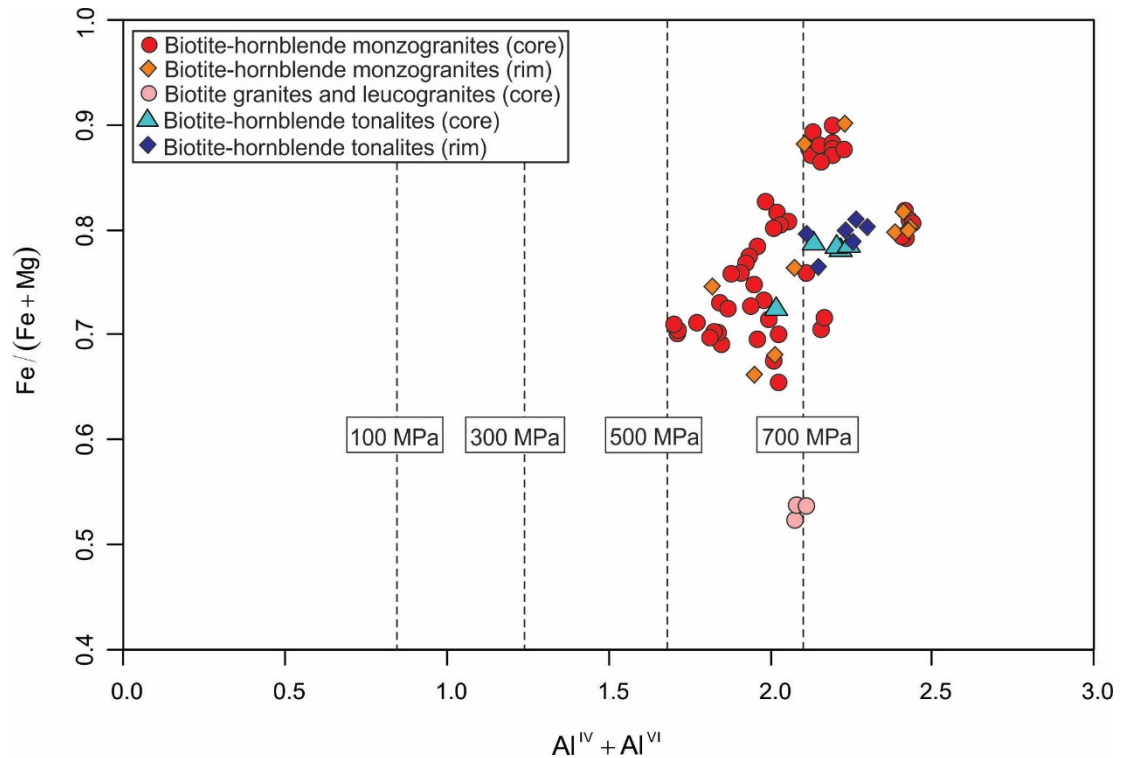


Figure 14: Fe/(Fe + Mg) versus Al^{iv} + Al^{vi} diagram for amphiboles of the studied granitoids (isobars from Anderson and Smith, 1995) showing the possible crystallization pressures ranges.

8.3.3 Oxygen fugacity

Although it is difficult to establish the original oxygen fugacities of primary magmas from study of granitoids rocks, Wones (1989) stated that the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks permits an estimate of relative oxygen fugacity. The author proposed the following equation:

$$\log (fO_2) = - 30930/T + 14.98 + 0.142 (P - 1)/T$$

where T is the temperature (in kelvins) and P is the pressure (in bars).

The titanite + magnetite + quartz paragenesis, which defines the buffer for the abovementioned formula, is present in Group 2 of the Vila União granitoids. The equation allowed to determine the values of oxygen fugacity for these rocks and are shown in table 9. It is observed that Vila União rocks have oxygen fugacity values similar to those of the Vila Jussara and Planalto suites and are located in the field defined for the hedenbergite – ilmenite – titanite – magnetite – quartz (HITMQ) and magnetite – hematite (HM) buffers (Figure 15).

Table 9: Oxygen fugacity values for the Vila União granites and Planalto and Vila Jussara suites, according to the equation proposed by Wones (1989).

Sample	Unit	P(bars)*	T(°K)	Log f_{O_2} - Wones (1989)	References
CP - 94	BtHblMzG	5326	1104	-12.348	This study
RDM - 09C	BtHblMzG	5904	1159	-10.980	
RDM - 09C	BtHblMzG	6206	1165	-10.810	
RDM - 08A	BtHblMzG	6487	1199	-10.045	
AMR - 137A	Planalto	6600	1114	-11.940	Cunha <i>et al.</i> (2016)
AMR - 140	Planalto	8000	1155	-10.812	
AFD-02	Vila Jussara	4900	1121	-11.987	Dall'Agnol <i>et al.</i> (2017)
AFD-02	Vila Jussara	7500	1169	-10.564	
PFA-62	Vila Jussara	5500	1106	-12.276	
PFA-62	Vila Jussara	7100	1162	-10.767	

*Pressure values obtained using the geobarometer proposed by Anderson and Smith (1995)

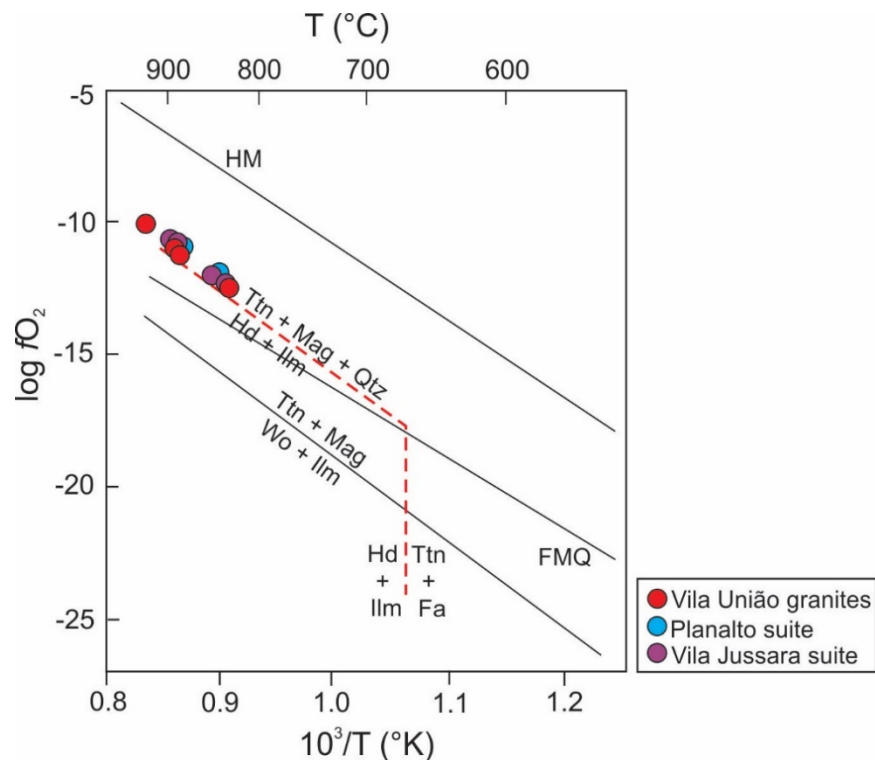


Figure 15: Logarithmic plot of f_{O_2} versus T showing stability of several mineral assemblages (Wones, 1989). Abbreviations: HM – hematite/magnetite; FMQ – fayalite + magnetite + quartz; Ttn – titanite; Mag – magnetite; Qtz – quartz; Hd – hedenbergite; Ilm – ilmenite; Wo – wollastonite; Fa – fayalite.

Amphiboles in the BtHblMzG exhibit a wide range of Fe/(Fe + Mg) ratios, between 0.47 and 0.90 (Table 4; Figure 16a), but their values are generally homogeneous within individual samples. Overall, their #Fe values suggest low to high oxygen fugacity conditions, which is consistent with the presence of ilmenite and magnetite in these rocks. On the other hand, the amphiboles with lower Fe/(Fe + Mg)

ratios belong to samples containing magnetite as the sole oxide phase. In the BtHblTn, ilmenite is the dominant oxide mineral and amphiboles show relatively high #Fe values (0.73 – 0.81), pointing to moderate to low fO_2 , as opposed to the high oxidizing crystallization conditions suggested by the amphiboles of the BtLG, which exhibit only magnetite. A similar pattern is observed in the biotites of these granitoids, which also has variable Fe/(Fe + Mg) ratios and show transitional affinities with ilmenite- and magnetite series granites (Figure 16b).

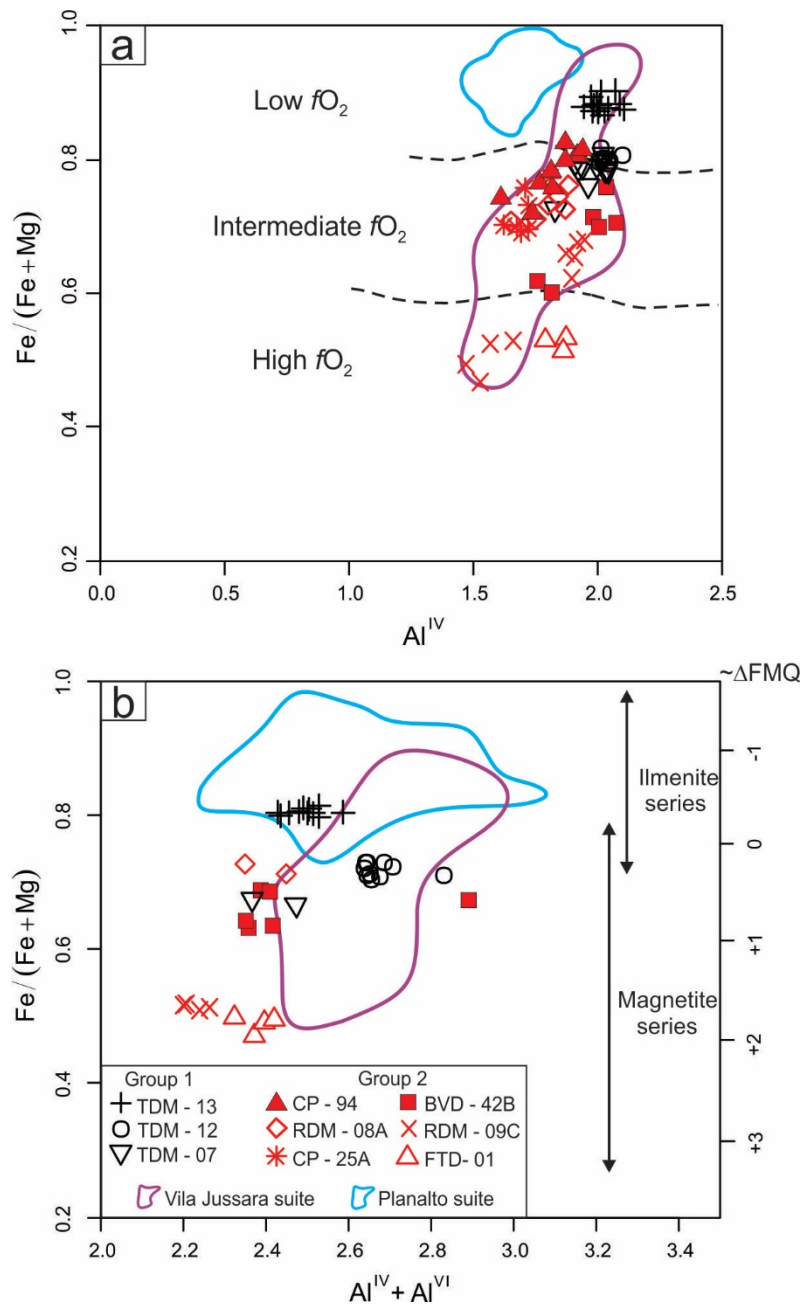


Figure 16: a) Fe/(Fe + Mg) versus Al^{IV} diagram showing the compositional variation of amphibole for the studied granitoids (low, intermediate and high fO_2 fields according to Anderson and Smith, 1995); b) Fe/(Fe + Mg) versus $Al^{IV} + Al^{VI}$ diagram showing the compositional variation of biotite for the Vila União granitoids. Fields of amphibole and biotite compositions of Planalto (Cunha *et al.*, 2016) and Vila Jussara

suites (Dall'Agnol *et al.*, 2017). Variation of Fe/(Fe + Mg) in Ilmenite and Magnetite series and ΔFMQ values from Anderson *et al.* (2008).

It is worth noting that samples with low MS values (Group 1) correspond to granites crystallized under low oxygen fugacity and akin to ilmenite series granites when plotted in the Fe/(Fe + Mg) versus Al^{iv} diagram for amphiboles and in the Al total versus Fe/(Fe + Mg) diagram for biotites, respectively (Figure 15a and b). In contrast, those samples with higher MS values (Group 2) show evidence of crystallization under relatively oxidizing conditions as they plot in the intermediate and high fO_2 fields and belong to magnetite series granites. Such behavior would explain the occurrence of ilmenite as the main iron-titanium oxide mineral in the rocks from the Group 1 as well as the dominant presence of magnetite in the rocks of the Group 2.

Textural evidence shows that both ilmenite and magnetite often occur as inclusions in the major mineral phases, indicating that they were formed at early stages of the magma evolution. As demonstrated by amphibole and biotite compositions and MS measurements, most Vila União granitoids can be classified as magnetite-series granitoids, and are therefore of relatively high oxygen fugacity magmas. However, it is worth mentioning that some magnetite-bearing granites are not necessarily oxidized and the presence of magnetite may be compatible with a reduced character (Anderson and Smith, 1995; Anderson *et al.*, 2008; Dall'Agnol *et al.*, 2005; Dall'Agnol and Oliveira, 2007, Cunha *et al.*, 2016).

8.4 Comparison between Vila União granitoids and similar granites

Neoproterozoic A-type granites are relatively abundant in the Carajás province, especially the deformed ones, which differ from classical A-type granites that are generally little deformed (Feio *et al.*, 2012). The granites selected for comparison are those of the Vila Jussara (Dall'Agnol *et al.*, 2017) and Planalto suites (Feio *et al.*, 2012; Cunha *et al.*, 2016) of the Carajás province.

In petrographic terms, although monzogranites are dominant, there are accentuated differences in the proportion of the lithotypes between the different units. The Planalto suite is composed mainly by syenogranites and monzogranites with subordinate alkali-feldspar granites, whereas in the Vila União and Vila Jussara rocks, syenogranites are scarce and monzogranites are dominant, but granodiorites and tonalites are relatively abundant. The granitic bodies that constitute the aforementioned units are generally elongated and oriented following the WNW-ESE to E-W regional trend and its rocks are strongly foliated.

Despite their geochemical compositions are quite similar, they show significant contrasts as indicated by the variation of the $\text{FeOt}/(\text{FeOt} + \text{MgO})$ ratios (Figure 16). In the Planalto suite, these ratios are generally high and uniform, unlike the Vila Jussara and Vila União granites, which tend to show lower values and an accentuate variation of that ratio. As discussed before, such feature has important implications with respect to the oxygen fugacity conditions in which these rocks crystallized. The $\text{FeOt}/(\text{FeOt} + \text{MgO})$ versus Al_2O_3 diagram (fields of Dall'Agnol and Oliveira, 2007; Figure 17) shows that the Planalto suite plots essentially in the reduced A-type granites field, whereas the Vila Jussara and Vila União granitoids exhibit a similar trend, varying from reduced to oxidized A-type and calc-alkaline granites. Similarly, in the SiO_2 versus $\text{FeOt}/(\text{FeOt} + \text{MgO})$ plot (Frost *et al.*, 2001; Figure 7a), the Vila União granitoids share a similar behavior with the Vila Jussara granites, as these rocks display variable $\text{FeOt}/(\text{FeOt} + \text{MgO})$ ratios and a wider range of SiO_2 compared to the Planalto suite.

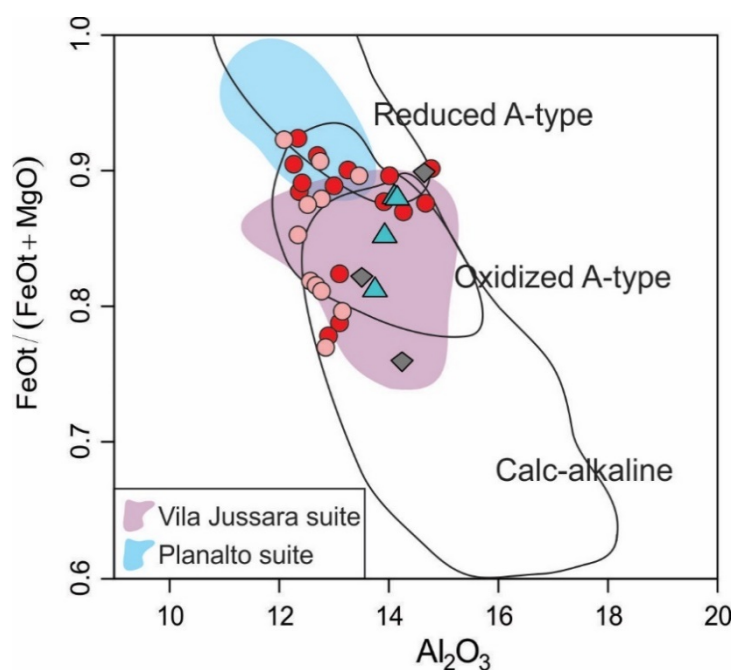


Figure 17: $\text{FeOt}/(\text{FeOt} + \text{MgO})$ vs. Al_2O_3 diagram (fields of Dall'Agnol and Oliveira, 2007). Symbols for the Vila União varieties are as shown in Figure 4.

A similar pattern is shown by the amphiboles and biotites $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ ratios. As in the Planalto and Vila Jussara suites, the dominant amphibole of the Vila União granites is classified as hastingsite, and biotite varies from Mg-rich to Fe-rich biotite. In the Planalto suite, amphibole and biotite have high $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ ratios (>0.80) and plot essentially in the low- $f\text{O}_2$ field and ilmenite series granites field, respectively (Figure

16a and b). On the other hand, these ratios vary greatly in the amphibole (0.48 to 0.95) and biotite (0.52 to 0.88) of the Vila Jussara suite. The amphiboles are distributed in the low, intermediate and high- fO_2 fields and the biotites are equivalent to those of the ilmenite and magnetite-series granites (Figure 16a and b). These values overlap those of the amphiboles and biotites from the Vila União granitoids, which show Fe/(Fe + Mg) varying, respectively, between 0.49 to 0.90 and 0.47 to 0.81. In this respect, it can be concluded that the Vila União granitoids evolved in similar fO_2 conditions to those of the Vila Jussara granites.

Al-in-amphibole geobarometers indicate pressures of 800 to 400 MPa for the Vila União granitoids. However, pressures values obtained using amphibole compositions with high Fe/Fe+Mg ratios tends to be overestimated. According to Dall'Agnol *et al.* (2017), Vila Jussara magmas were generated at minimum pressures of ~600 MPa and possibly at pressures of 1000 to 800 MPa in the deep crust. These authors also stated that the pressures for the final emplacement of the Vila Jussara suite range from 500 to 300 MPa, whereas those estimated for the Planalto suite are between 900 and 700 MPa at the magma source and vary from 500 to 300 MPa at the emplacement level (Cunha *et al.*, 2016). Based on mineralogical and geochemical similarities, this reasoning can be extended to the Vila União granitoids and pressures up to 500 MPa could correspond to the final emplacement pressures of those rocks. In addition, the different granitoids have in common high temperatures of crystallization (generally between 800 and 900°C). Another relevant similarity between the Vila União and Vila Jussara granitoids is the presence of magmatic epidote, which as discussed before is a useful tool to constrain the crystallization conditions of these rocks.

According to Dall'Agnol *et al.* (1999), a minimum amount of ~4.5 wt% H₂O in the melt is necessary for amphibole crystallization. Cunha *et al.* (2016) reported that the Planalto granites are derived from magmas containing between 4 and 7 wt% H₂O, depending of the assumed pressure of crystallization, and Dall'Agnol *et al.* (2017) extended these values to the Vila Jussara granites and similar granites of the Carajás province. Therefore, as the Vila União granitoids show similar mineralogical and geochemical features with the aforementioned granites, it is reasonable to assume similar water contents for the studied rocks.

Based on mineralogy, geochemistry and crystallization parameters, it is concluded that the Vila União granitoids demonstrate oxidized-ferroan and reduced-ferroan character, which make them akin to the Vila Jussara suite. Despite several

similarities with the Planalto suite, the studied rocks differ significantly with respect to their variable whole rock $\text{FeO}t/(\text{FeO}t + \text{MgO})$ and $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ ratio in amphibole and biotite, implying that they were formed under more oxidizing conditions ($\text{NNO} \pm 0.5$), while reduced-ferroan granites are similar to those of the Planalto suite and evolved at low $f\text{O}_2$ ($\text{FMQ} \pm 0.5$). As reported by Dall'Agnol *et al.* (2017) and Cunha *et al.* (2016), in spite of some mineralogical and geochemical contrasts, and even if formed under distinct oxygen fugacity conditions, the Neoproterozoic granites from Carajás province have counterparts in other cratons, as the Neoproterozoic Matok pluton of the Limpopo Belt, South Africa (Laurent *et al.*, 2014).

9. Conclusions

The current geological configuration observed in the central portion of the Canaã dos Carajás domain demonstrated that it was more diversified and complex than that proposed in previous works, which allowed a re-evaluation of the occurrence area of the Xingu complex and Pium diopside-norite. On the other hand, the absence of muscovite and a broadly peraluminous character in the Vila União granitoids did not allow to establish a correlation with the rocks of the Plaquê suite. The studied rocks have a wide compositional range, varying from tonalites to syenogranites, with a predominance of monzogranites, and show variable modal contents of amphibole and biotite. The overall amphibole and biotite compositions show high and variable $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ ratios and are classified as potassic-hastingsite and magnesian to ferroan biotite, respectively. Clinopyroxene and orthopyroxene are scarce and occur as relict crystals. These granitoids are subalkaline, metaluminous to slightly peraluminous and geochemically akin to ferroan and A-type granites.

Based on Fe-Ti oxide mineral contents and magnetic susceptibility data, it was possible to distinguish two groups: Group 1 is formed by rocks containing only ilmenite and low MS values ($< 0.570 \times 10^{-3}$ SI), whereas in the Group 2 magnetite is the main iron-titanium oxide phase and is composed of rocks with higher MS values ($> 1.437 \times 10^{-3}$ SI). The rocks of Group 1 evolved under low to intermediate $f\text{O}_2$ conditions ($\text{FMQ} \pm 0.5$) and those of Group 2 evolved at moderate to high $f\text{O}_2$ ($\text{NNO} \pm 0.5$). The occurrence of calcic amphibole and limited presence of clinopyroxene and orthopyroxene indicate relatively high water content in the magmas (estimated at > 4 wt.%).

Mineralogical and petrological data support that the Vila União and Vila Jussara granitoids were formed under similar conditions and that the former possibly would be the Vila Jussara suite counterpart in the geological context of the Canaã dos Carajás domain. In contrast, the studied granites differ from the Planalto suite rocks mainly in terms of oxygen fugacity conditions and they result more probably from partial anatexis of a deep granulitic crust under dominantly oxidizing conditions. The Vila União rocks were emplaced at different crustal depths (13 to >23 km), and crystallized under temperatures of 831 to 926 °C and pressure ranges from 400 to 800 MPa. They were affected by a heterogeneous deformation and generally show a well developed high-angle foliation. Although microstructural approach demonstrated that these granitoids underwent high temperature deformation, there is no consensus on the relationship between deformation and their pre- or synkinematic emplacement, considering that these rocks exhibit features that can suggest both hypotheses.

Acknowledgments

E.O. Gabriel, L.R. Silva and P.A. Santos are acknowledged for previous work on the Vila União granitoids. N. Botelho and G.T. Marques for their assistance with, respectively, the electron microprobe and scanning electron microscope mineral chemical analyses conducted at the Laboratório de Microanálises of Universidade Federal do Pará (UFPA) and Universidade de Brasília (UNB); R. Dall'Agnol for scientific discussions; CNPq for providing research grants (D. Oliveira, Proc. 311388/2016-7 and 485806/2013-4); and doctor thesis scholarships awarded, for B. Marangoanha. This research received financial support from the VALE/FAPESPA project (ICAAF 053/2011) and INCT program (CNPq/FAPESPA/CAPES/PETROBRAS; Proc. 573733/2008-2). This paper is a contribution to the Brazilian Institute of Amazonian Geosciences (INCT GEOCIAM).

References

- Allison I., LaTour T.E. 1977. Brittle deformation of hornblende in a mylonite: a direct geometrical analogue of ductile deformation by translation gliding. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 14:1953–1958.
- 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, Carajas Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 42:103–126.
- Almeida J.A.C., Guimarães F.V., Dall'Agnol R. 2007. Petrologia magnética do Granito Anorogênico Bannach, Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, 37:17–36 (in Portuguese).
- 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.
- Anderson, J.L., 1983. Proterozoic anorogenic granite plutonism of the North America. In: Medaris, L.G., Mickelson, D.M., Byers, C.W., Shanks, W.C. (Eds.), Proterozoic Geology, Memoir – *Geological Society of America*, vol. 161, pp. 133–154.
- Anderson, J.L., Barth, A.P., Mazdab, J.L.W.F., 2008. Thermometers and thermobarometers in granitic systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 69, 121–142.
- Anderson, J.L., Smith, D.R., 1995. The Effects of temperature and fO_2 on the Al-in hornblende barometer. *American Mineralogist* 80, 549–559.
- Araújo, O.J.B., Maia, R.G.N., 1991. Serra dos Carajás, Folha SB-22-Z-A. Relatório Final. CPRM, Rio de Janeiro, 136p.
- Barros, C.E.M., Dall'Agnol, R., Barbey, P., Boullier, A.M., 1997. Geochemistry of estrela granite complex, Carajás region, Brazil: an example of an archean A-type granitoid. *J. S. Am. Earth Sci.* 10, 321–330.
- 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: Servicio Nacional de Geología Y Minería, Simposio Sudamericano de Geología Isotópica, 3, *Resumos Expandidos*, Pucon, Chile, CD-ROM.
- 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.
- Blumenfeld, P., Mainprice, D. & Bouchez, J.-L. 1986: C-slip in quartz from subsolidus deformed granite. *Tectonophysics*, 127, 97–115.
- Blundy, J.D., Holland, T.J.B., 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole plagioclase geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 104, 208–224.
- Bonin, B., 2007. A-type granites and related rocks: evolution of a concept, problems and prospects. *Lithos*, 97, 1–29.
- 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 Science* 35, 1–11.
- Brandon, A. D; Creaser, R. A; Chacko, T. 1996. Constraints on rates of granitic magma transport from epidote dissolution kinetics. *Science*, 271:1845–1848
- Brodie K.H., Rutter E.H. 1985. On the relationship between deformation and metamorphism with special reference to the behavior of basic rocks. In: Thompson AB, Rubie D.C. (eds) *Metamorphic reactions: kinetics, textures, and deformation. Advances in Physical Geochemistry* 4:138–179.

- Choukroune, P. & Gapais, D. 1983: Strain pattern in the Aar Granite (Central Alps): orthogneiss developed by bulk inhomogeneous flattening. *Journal of Structural Geology*, 5, 411–18.
- Clemens, J.D., Holloway, J.R., White, A.J.R., 1986. Origin of the A-type granite: experimental constraints. *American Mineralogist* 71, 317– 324.
- Collins, W.J., Beams, S.D., White, A.J., Chappell, B.W., 1982. Nature and origin of A-type Granites with particular reference to southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 80, 189– 200.
- Costa, J. B. S.; Araújo, O. J. B.; Jorge João, X. S.; Maia, R.; Macambira, E. M. B.; Vale, A. G.; Santos, A.; Pena Filho, J. I. C.; Neves, A. P. 1994. Panorama tectono-estrutural da região sudeste do Estado do Pará. *In: SBG, Simpósio Geologia da Amazônia*, 4, *Resumos*, Belém, p.314–317 (in Portuguese).
- Cunha, I.R.V., Dall'Agnol, R., Feio, G.R.L., 2016. Mineral chemistry and magnetic petrology of the Archean Planalto Suite, Carajás Province – Amazonian Craton: implications for the evolution of ferroan Archean granites. *Journal of South American Earth Sciences* 67, 100–121.
- Dall'Agnol, R., Cunha, I. R. V., Guimarães, F. V., Oliveira, D. C., Teixeira, M. F. B., Feio, G. R. L., Lamarão, C. N. 2017. Mineralogy, geochemistry, and petrology of Neoproterozoic ferroan to magnesian granites of Carajás Province, Amazonian Craton: The or..., *Lithos*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2016.09.032>.
- 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).
- Dall'Agnol, R., Oliveira, D.C., 2007. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: implications for classification and petrogenesis of A-type granites. *Lithos* 93, 215–233.
- Dall'Agnol, R., Oliveira, 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 (in Portuguese).*
- 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 (in Portuguese).
- Dall'Agnol, R., Pichavant, M., Champenois, M., 1997. Iron-titanium oxide minerals of the Jamon granite, Eastern Amazonian region, Brazil: implications for the oxygen fugacity in Proterozoic A-type granites. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 69, 325–347.
- Dall'Agnol, R., Scaillet, B., Pichavant, M., 1999. An experimental study of a lower Proterozoic A-type granite from the eastern Amazonian craton, Brazil. *Journal of Petrology*, 40, 1673–1698.
- 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.

- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1992. Rock-forming Minerals, second ed. Longmans, London, p. 696.
- Debat, P., Soula, J.C., Kubin, L., Vidal, J. L. 1978: Optical studies of natural deformation microstructures in feldspars (gneiss and pegmatites from Occitania, southern France). *Lithos*, 11, 133–45.
- 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 (in Portuguese).
- Eby, G.N., 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenesis and tectonic implications. *Geology* 20, 641–644.
- Enami, M., Suzuki, K., Liou, J.G., Bird, D.K. 1993. Al-Fe³⁺ and F-OH substitutions in titanite and constraints on their P-T dependence. *European Journal of Mineralogy*, 5, 219–231.
- 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.
- Fitz Gerald, J. G. & Stünitz, H. 1993: Deformation of granitoids at low metamorphic grade. I: Reactions and grain size reduction. *Tectonophysics*, 221, 269–97.
- Foster, M. D. (1960b) Interpretation of the compositions of trioctahedral micas. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 354-8, 11-48.
- 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.
- Frost, C.D., Frost, B.R., Chamberlain, K.R., Edwards, B., 1999. Petrogenesis of the 1.43 Ga Sherman batholith, SE Wyoming, USA: a reduced, rapakivi-type anorogenic granite. *Journal of Petrology* 40, 1771–1802.
- Gabriel E.O., Oliveira D.C., Santos M.S. 2014. Sanukitoides mesoarqueanos de Água Azul do Norte, Sul do Domínio Carajás: Novos dados e perspectivas. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 47, *Anais*, Salvador, CDrom (in Portuguese).
- Gapais, D. & Barbarin, B. 1986: Quartz fabric transition in a cooling syntectonic granite (Hermitage Massif, France). *Tectonophysics*, 125, 357–70.
- 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 (in Portuguese).
- Gross, A. F. K., and Van Heege, J. P T., 1973. The high-low quartz transition up to 10 kb pressure: *Journal of Geology*, v. 81, p. 717–724.
- Hammarstron, J.M., Zen, E.A., 1986. Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, 71, 1297–1313.
- Hawthorne, F.C., Oberti, R., Harlow, G.E., Maresch, W.V., Martin, R.F., Schumacher, J.C., Welch, M.D., 2012. Nomenclature of the amphibole supergroup. *American Mineralogist*, 97, 2031–2048.
- Hibbard, M. J. 1987. Deformation of incompletely crystallized magma systems: granitic gneisses and their tectonic implications. *Journal of Geology* 95. 543–561.
- Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.K., Stowell H.H., Sisson V.B. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist*, 72 (1987), pp. 231–239.

- Holtz, F., Johannes, W., Tamic, N., Behrens, H., 2001. Maximum and minimum water contents of granitic melts generated in the crust: a reevaluation and implications. *Lithos* 56, 1–14.
- Huhn S.R.B., Macambira M.J.B., Dall’Agnol R. 1999. Geologia e geocronologia Pb/Pb do granito alcalino arqueano Planalto, região da Serra do Rabo, Carajás-Pa. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 6, *Boletim de Resumos Expandidos*, Manaus, v.1, p.463–466 (in Portuguese).
- Hutton, D. H. W. 1982. Igneous emplacement in a shear zone termination: the biotite granite at Strontian, Scotland. *Geological Society America Bulletin*, 100, 1392–1399.
- Hutton, D. H. W. 1988. Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 79, 2–3.
- Imon R., Okudaira T., Fujimoto A. 2002. Dissolution and precipitation processes in the deformed amphibolites: an example from the ductile shear zone of the Ryoke metamorphic belt, SW Japan. *Journal of Metamorphic Geology*, 20:297–308.
- Ishihara, S., 1977. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geology*, 27, 293–305.
- Ishihara, S., 1981. The granitoid series and mineralization. *Economic Geology*, 75, 458–484.
- Johnson M.C. & Rutherford M.J. 1989. Experimental calibration of the aluminium-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, 17:837–841.
- King, P.L., White, A.J.R., Chappell, B.W., Allen, C.M., 1997. Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *Journal of Petrology* 38, 371–391.
- Kopf, M. 1966. Die Untersuchung physikalischer Eigenschaften von granitoiden Gesteinen als neue Methode der Granitforschung. *Geologie (Beiheft)* 55, 1–135.
- Kowallis, B.J., Christiansen, E.H., Griffen, D.T., 1997. Compositional variations in titanite. *Geological Society of America Abst. Prog.* 29 (6), 402.
- Kruhl, J. H. 1996: Prism- and basal-plane parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural geothermobarometer. *Journal of Metamorphic Geology*, 14, 581–9.
- Kruhl, J. H. 1998: Prism- and basal-plane parallel subgrain boundaries in quartz: microstructural geothermobarometer: Reply. *Journal of Metamorphic Geology*, 16, 142–6.
- Kruhl, J. H. & Huntemann, T. 1991: The structural state of the former lower continental crust in Calabria (S. Italy). *Geologische Rundschau*, 80, 209–302.
- Lameyre, J., Bowden, P., 1982. Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology Geothermal Research* 14, 169–186.
- Laurent, O., Rapopo, M., Stevens, G., Moyen, J.F., Martin, H., Doucelance, R., Bosq, C., 2014a. Contrasting petrogenesis of Mg-K and Fe-K granitoids and implications for post-collisional magmatism: case study from the Late-Archean Matok pluton (Pietersburg block, South Africa). *Lithos*, 196–197, 131–149.
- Landenberger, B., Collins, W.J., 1996. Derivation of A-type granites from a dehydrated charnockitic lower crust: evidence from the Chaelundi complex, eastern Australia. *Journal of Petrology*, 37, 145–170.
- Leake, B.E., Wooley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Schumacher, J., Smith, J.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W., Youzhi, G., 1997.

- Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association.
- 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., Macambira, M.J.B., Althoff, F.J., 2004. Geologia e Geocronologia dos granitóides arqueanos da região de Xinguara-PA e suas simplificações na evolução do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, 34(4):447–458 (in Portuguese).
- Leite-Santos P.J.L., Oliveira D.C. 2016. Geologia, petrografia e geoquímica das associações leucograníticas arqueanas da área de Nova Canadá – Província Carajás. *Boletim IG-USP – Série Científica* (in Portuguese).
- Loiselle, M.C., Wones, D.R., 1979. Characteristics and origin of anorogenic granite. *Geological Society of America. Abstr. Prog.* 11, 468.
- 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, Província de Carajás, Brésil. University of Montpellier II, Montpellier, 212 p. (Doctor Thesis).
- Magalhães, M. S. & Dall'agnol, R. 1992. Estudos de minerais opacos e suscetibilidade magnética nos Granitos Musa e Jamon (Região de Rio Maria – SE do Pará) e suas implicações petrológicas. *Revista Brasileira de Geociências*, 22:184 – 197p.
- McCaffrey, K. J. W. 1994. Magmatic and solid state deformation partitioning in the Ox Mountains granodiorite. *Geological Magazine*, 131, 639–652.
- Martin, R. F. 2006. A-type granites of crustal origin ultimately result from open-system fenitization-type reactions in an extensional environment. *Lithos*, 91: 125–136
- Masberg, P., Hoffer, E. and Hoernes, S. 1992. Microfabrics indicating granulite-facies metamorphism in the low-pressure central Damara Orogen, Namibia. *Precambrian Research*, 55, 243–257.
- Moyen J.F., Nédélec A., Martin H., Jayananda M. 2003b. Syntectonic granite emplacement at different structural levels: the Closepet granite, South India. *Journal of Structural Geology* 25:611-631.
- Nachit, H., Razafimahefa, N., Stussi J.M., Carron J.P. 1985. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoides Comptes Rendus Hebd. *l'Academie Sci.*, 301, pp. 813–818.
- Nachit H., Ibhí A., Abia E.H., Ohoud M.B. 2005. Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed Biotites *Comptes Rendus Geoscience*, 337, pp. 1415–1420.
- Naney, M.T., 1983. Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems. *American Mineralogist*, 65, 639–653.
- Nyman, M. W., Law, R. D. & Smelik, E. A. 1992: Cataclastic deformation mechanism for the development of core-mantle structures in amphibole. *Geology*, 20, 455–8.
- 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.
- Passchier, C. W. (1982a). Mylonitic deformation in the Saint-Barthélemy Massif, French Pyrenees, with emphasis on the genetic relationship between ultramylonite and pseudotachylite. University of Amsterdam. *GUA Papers of Geology*, 1 (16): 1–173.
- Paterson, S. R., Vernon, R. H. & Tobisch, O. T. 1989: A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology*, 11, 349–63.

- Patiño Douce, A.E., 1997. Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids. *Geology*, 25, 743–746.
- Pearce, J.A., Harris, N.W., Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25:956–983.
- Pryer, L. L. & Robin, P. Y. F. 1995: Retrograde metamorphic reactions in deforming granites and the origin of flame perthite. *Journal of Metamorphic Geology*, 14, 645–58.
- Pryer, L. L. & Robin, P. Y. F. 1996: Differential stress control on the growth and orientation of flame perthite: a palaeostress-direction indicator. *Journal of Structural Geology*, 18, 1151–66.
- Rämö, O.T., Haapala, I., 1995. One hundred years of rapakivi granite. *Mineralogy and Petrology* 52, 129–185.
- Ridolfi, F., Renzulli, A., Puerini, M., 2010. Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 160, 45–66.
- Ring, U; Kröner, A; Layer, P; Buchwaldt, R; Toulkeridis, T. Deformed A-type granite in the northern Malawi, east-central Africa: pre-or syntectonic? *Journal of the Geological Society*, 156 (4), 695–714.
- 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 (in Portuguese).
- Tikoff, B & Tessler, C. 1992. Crustal-scale, en echelon “P-shear” tensional bridges: A possible solution to the batholithic room problem. *Geology*, 20, 927–930.
- Tribe, I. R. & D’Lemos, R. S. 1996: Significance of a hiatus in down-temperature fabric development within syn-tectonic quartz diorite complexes, Channel Islands, UK. *Journal of the Geological Society of London*, 153, 127–38.
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Gaudette, H.E., Groves, D.I., Mcnaughton, N.J., Fletcher, I.R., 2000. A New Understanding of the Provinces of the Amazon Craton Based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd Geochronology. *Gondwana Research*, 3(4):453–488.
- 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. Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém. *Resumos Expandidos* vol. 9. SBG, CDrom, Belém (in Portuguese).
- Santos P.A., Teixeira M.F.B., Dall’Agnoll R., Guimarães A.V., 2013a. Geologia, petrografia e geoquímica da associação Tonalito-Trondhjemitó-Granodiorito (TTG) do extremo leste do Subdomínio de Transição, Província Carajás, Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências Naturais*, 8(3):257–290 (in Portuguese).
- Santos R.D., Galarza M.A., Oliveira D.C. 2013b. Geologia, geoquímica e geocronologia do Diopsídio-Norito Pium, Província Carajás. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências Naturais*, 8(3):355–382 (in Portuguese).
- 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.
- Schmid, S. M., Panozzo, R., Bauer, S. 1987: Simple shear experiments on calcite rocks: rheology and microfabric. *Journal of Structural Geology*, 9, 747–78.
- Schmid, S. M., Paterson, M. S., Boland, J. N. 1980: High temperature flow and dynamic recrystallization in Carrara marble. *Tectonophysics*, 65, 245–80.

- Schmidt, M.W. 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110 (1992), pp. 304–310.
- 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, 424–474.
- Shand, S.J., 1950. Eruptive rocks their genesis, composition, classification e their relation to ore deposit, fourth ed. London, 488pp.
- 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 (in Portuguese).
- 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.
- Skjerlie, K.P., Johnston, A.D., 1992. Vapor-absent melting at 10 kbar of a biotite bearing and amphibole bearing tonalitic gneissdimplications for the generation of A-type granites. *Geology*, 20, 263–266.
- Sousa, S. D.; Monteiro, L. V. S.; Oliveira, D. C.; Juliani, C.; Delinardo, M. A. S.; Moreto, C. P. N. 2014. O *Greenstone Belt* Sapucaia, Província Carajás: Evidências de platôs oceânicos vinculados a plumas mantélicas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 47, *Anais...* Salvador, SBG. 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.
- Stünitz, H. 1993: Transition from fracturing to viscous flow in a naturally deformed metagabbro. In Boland, J. N. & Fitz Gerald, J. D. (eds): *Defects and Processes in the Solid State: Geoscience Applications. The McLaren Volume*. Amsterdam: Elsevier, pp. 121–50.
- Sylvester, P.J., 1989. Post-collisional alkaline granites. *Journal of Geology*, 97, 261–280.
- Takahashi, M., Aramaki, S, and Ishihara, S. (1980) Magnetite-series/ ilmenite-series vs. I-type/S-type granitoids. In S. Ishihara and S. Takenouchi, Eds, *Granitic magmatism and related mineralization: Mining Geology Special Issue* 8, 13–28.
- Tavares, F.M., 2015. Evolução geotectônica do nordeste da Província Carajás. Tese de Doutorado – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 115 pp (in Portuguese).
- Tulloch, A.J. 1979 Secondary Ca-Al silicates as low-grade alteration products of granitoid biotite. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 69:105–117.
- Trimby, P. W., Prior, D. J. & Wheeler, J. 1998: Grain boundary hierarchy development in a quartz mylonite. *Journal of Structural Geology*, 20, 917–35.
- 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 (in Portuguese).
- Vernon, R. H. 2000a: Review of microstructural evidence of magmatic and solid-state flow. *Electronic Geosciences*, 5:2
- Vernon R.H. 2004. A practical guide to rock microstructures. Cambridge University Press, 594p.
- Watson, E.B., Harrison, T.M., 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letter*, 64, 295–304.
- Whalen, J.W., Currie, K.L., Chappel, B.W., 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 95:407–419.
- White, S. H. 1976: The effects of strain on the microstructures, fabrics and deformation mechanisms in quartzite. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 283, 69–85.
- Wintsch, R. P. & Yi, K. 2002: Dissolution and replacement creep: a significant deformation mechanism in mid-crustal rocks. *Journal of Structural Geology*, 24, 1179–93.
- Wirth, R., Voll, G. 1987: Cellular intergrowth between quartz and sodium-rich plagioclase (myrmekite) – an analogue of discontinuous precipitation in metal alloys. *Journal of Materials Science*, 22, 1913–18.
- Wones, D.R., 1989. Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks. *American Mineralogist*, 74: 744–749.

CAPÍTULO 3

3. CONCLUSÕES

A partir da integração de dados petrográficos e petrológicos gerados e discutidos neste trabalho foi possível estabelecer que a atual configuração geológica da porção oeste de Canaã dos Carajás difere significativamente daquela originalmente proposta por Araújo & Maia (1991), o que permitiu uma reavaliação da área de ocorrência do Complexo Xingu e Diopsídio-norito Pium. Da mesma forma, a ausência de muscovita e de um caráter peraluminoso nos granitoides da área de estudo não permitiu estabelecer uma correlação com as rochas pertencentes à Suíte Plaquê. Dentro desse contexto, foi possível individualizar as seguintes unidades granitoides: (i) hiperstênio trondhjemito; (ii) TTG; (iii) granito isotrópico; (iv) biotita tonalito/trondhjemito, (v) quartzo-dioritos, além de ocorrências expressivas de (vi) corpos graníticos deformados, sendo estes últimos o foco do presente trabalho.

Os granitoides deformados identificados nas proximidades da localidade de Vila União mostram uma grande variação composicional, desde tonalitos a sienogranitos, muito embora os monzogranitos sejam o litotipo dominante. Anfibólio e biotita são as principais fases ferromagnesianas, enquanto que clinopiroxênio e ortopiroxênio ocorrem de forma bastante restrita na forma de cristais reliquiares. De uma forma geral, os anfibólios e biotitas dessas rochas exibem razões $Fe/(Fe + Mg)$ elevadas e variáveis e são classificados como potássio-hastingsita e biotita ferrosa a levemente magnesianas, respectivamente. O estudo geoquímico revelou que os diferentes granitoides apresentam uma ampla variação no conteúdo de sílica (61,7 – 75,91%), são subalcalinos, metaluminosos a levemente peraluminosos e geoquimicamente similares a granitos *ferroan* [elevadas razões $FeO/(FeO+MgO)$] e do tipo-A.

A foliação tectônica descrita nestas rochas é bem desenvolvida, com direções E-W e WNW-ESE, e altos ângulos de mergulho (70 – 85°), podendo passar para foliação milonítica em direção às zonas de alto *strain*. Texturas magmáticas preservadas são escassas, o que indica que a deformação atuou de forma heterogênea na área de estudo.

Estruturas manto-núcleo bem desenvolvidas nos cristais de quartzo e feldspatos, assim como a presença de contatos lobados e irregulares entre esses minerais, sugerem

que a recristalização dinâmica ocorreu sob altas temperaturas ($>500^{\circ}\text{C}$). Subgrãos com padrão tabuleiro em xadrez nos cristais de quartzo definem uma feição muito comum em granitos deformados próximos a temperatura do *solidus*, sendo, portanto, utilizado como um indicador de deformação sob altas temperaturas. Além disso, a presença de agregados de quartzo e feldspatos com textura granoblástica poligonal sugere que estes granitoides também sofreram recristalização estática, onde processos de recristalização continuaram após cessada a deformação.

Com base no conteúdo de óxidos de Fe e Ti e dados de suscetibilidade magnética (SM), foi possível distinguir dois grupos de rochas: o grupo 1 é composto por rochas contendo somente ilmenita e baixos valores de SM ($< 0,570 \times 10^{-3}$ SI), ao passo que o grupo 2 é representado por rochas onde a magnetita é o principal óxido de ferro e titânio e os valores de SM são mais elevados ($> 1,437 \times 10^{-3}$ SI). Os granitoides do grupo 1 evoluíram sob condições de fugacidade de oxigênio baixas a moderadas, enquanto aqueles que compõem o grupo 2 evoluíram sob condições de $f\text{O}_2$ moderadas a altas.

Dentre as temperaturas obtidas, as indicadas pelo geotermômetro de Ridolfi *et al.* (2010) são muito provavelmente as mais representativas das reinantes em condições próximas do *liquidus* ($830 - 930^{\circ}\text{C}$) nas diferentes fácies. A partir da utilização de geobarômetros empíricos e experimentais de Al na hornblenda, obteve-se um intervalo de pressão de cristalização para as rochas estudadas entre 400 e 800 MPa, indicando que estas foram colocadas em diferentes níveis crustais (13 a ~23km).

Os dados mineralógicos e petrológicos evidenciam que os granitoides da Vila União se formaram sob condições muito similares àquelas dos granitos da Vila Jussara, diferindo, no entanto, principalmente em termos de condições de fugacidade de oxigênio daqueles descritos na suíte Planalto. Desta forma, estima-se que os granitoides estudados sejam correspondentes dos granitos da suíte Vila Jussara dentro do contexto geológico do domínio Canaã dos Carajás.

REFERÊNCIAS

- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, 17:1–29.
- Almeida J.A.C., Oliveira M.A., Dall’Agnol R., Althoff F.J., Borges R.M.K. 2008. Relatório de mapeamento geológico na escala 1:100.000 da Folha Marajoara (SB-22-ZC V). Programa Geobrasil, CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 147p.
- Almeida J.A.C. 2010. *Geologia, Geoquímica, Geocronologia e Petrogênese das suítes TTG e dos leucogranitos arqueanos do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, sudeste do Cráton Amazônico*. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 208p.
- 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 granite magmatism in the Archean. *Lithos*, 120:235–257.
- Almeida J.A.C., Dall’Agnol R., Oliveira M.A., Macambira M.B., Pimentel M.M., Rämö O.T., Guimarães F.V., Leite A.A.S. 2011. Zircon geochronology 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., Barbey, P.; Macambira, M.J.B.; Scheller, T.; Leterrier, J.; Dall’agnol, R.; Lafon, J.M. 1996. La croissance du craton sud-amazonien (région de Rio Maria, Brésil). In: Réunion des Sciences de la Terre. *Resumés*. Brest, Societé Géologique de France, p. 62.
- 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, 1, *Anais*, Belém, p.324–338.
- Araújo O.J.B., Maia R.G.N. 1991. Folha Serra dos Carajás, Folha SB-22-Z-A. Relatório Final. CPRM, Rio de Janeiro, 136p.
- 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*. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 149p.
- Bard, J.P., 1980. Microtextures of igneous and metamorphic rocks. D. Reidel Publishing Company. Tokyo. 246p.
- Barbosa, J. P. O. 2004. *Geologia estrutural, geoquímica, petrografia e geocronologia de granitoides da região do Igarapé Gelado, norte da Província Mineral de Carajás*. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 96p.

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 syntectonic granites of the Carajás metallogenic province, Northern Brazil. *In: Servicio Nacional de Geología Y Minería, Simposio Sudamericano de Geología Isotópica, 3, Resumos Expandidos*, Pucon, Chile, CD-ROM.

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.

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.

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*, p.344.

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

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., Pichavant, M., Champenois, M., 1997. Iron-titanium oxide minerals of the Jamon granite, Eastern Amazonian region, Brazil: implications for the oxygen fugacity in Proterozoic A-type granites. *An. Acad. Bras. Ciências* 69, 325–347.

Dall'Agnol, R., Scaillet, B., Pichavant, M., 1999. An experimental study of a lower Proterozoic A-type granite from the eastern Amazonian craton, *Brazil. J. Petrology* 40, 1673–1698.

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: R. Dall'agnol, L.T. Rosa-Costa, E.L. Klein (Eds.) Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metallogenesis of the Amazonian Craton. Abstracts, Volume and Field Trips Guide*, Belém, PRONEX-UFPA/SBG, p.97-150.

Dall'Agnol R., Oliveira D.C., Guimarães F.V., Gabriel E.O., Feio G.R.L., Lamarão C.N., Althoff F.J., Santos P.A., Teixeira M.F.B., Silva A.C., Rodrigues D.S., Santos M.J.P., Silva C.R.P., Santos R.D., Santos P.J.L. 2013. Geologia do Subdomínio de Transição do Domínio Carajás – Implicações para a evolução arqueana da Província

Carajás - Pará. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 13, *Anais*, Belém, CDrom.

Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1992. *Rock-forming Minerals*, second ed. Longmans, London, p. 696.

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: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Província Mineral de Carajás-Litoestratigrafia e principais depósitos minerais, 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. 2011. *Magmatismo Granitóide Arqueano da Área de Canaã dos Carajás: Implicações para a Evolução Crustal da Província Carajás*. Tese de doutorado. Instituto de Geociências. UFPA.

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., Gomes A.C.B., Sardinha A.S., Oliveira D.C., Santos R.D., Santos P.A. 2012. Geochemistry, Geochronology, and origin of the Neoproterozoic Planalto Granite suite, Carajás, Amazonian craton: A-type or hydrated charnockitic granites? *Lithos*, 151:57–73.

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

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., Galarza M.A. 2010. Petrografia e Geocronologia de granitoides do Complexo Xingu da região nordeste de Água Azul do Norte, Província Mineral de Carajás, In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 45, *Anais*, Belém, CDrom.

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

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 Granitóides Associados, Canaã dos Carajás, Província Carajás, *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 46, Santos-SP, CDrom.*

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.

Gonzales M. G. B., Dall’Agnol R., Vieira E.A.P., Macambira M.J.B., Delia Senta N. 1988. Geologia do Maciço Anorogênico Cigano, vale do rio Parauapebas, PA. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Anais, Belém, 3:1132–1146.*

Guimarães F.V. 2009. *Geologia, petrografia e geoquímica do trondhjemitó Mogno e rochas arqueanas associadas, terreno granito–greenstone de Rio Maria - SE do Pará.* Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 102p.

Hibbard M.J. 1987. Deformation of incompletely crystallised magma systems: granitic gneisses and their tectonic implications. *J. Geol.*, 95:543–561.

Hirata W.K., Rigon J.C., Kadekaru 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.R.B., Santos A.B.S., Amaral A.F., Ledsham E.J., Gouveia J.L., Martins L.B.P., Montalvão R.M.G., Costa V.G. 1988. O terreno granito-greenstone da região de Rio Maria - sul do Pará. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Anais, Belém, v.3, p.1438–1453.*

Huhn S.R.B., Macambira M.J.B., Dall’Agnol R. 1999. Geologia e geocronologia Pb/Pb do granito alcalino arqueano Planalto, região da Serra do Rabo, Carajás-Pa. *In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 6, Boletim de Resumos Expandidos, Manaus, v.1, p.463-466.*

Ianhez A.C., Souza A.M.S., Montalvão R.M.G. 1980. Geologia da seqüência 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., 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.*

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, 2:52-62.*

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.

Lafon J.M., Rodrigues E., Duarte K.D., 1994. Le granite Mata Surrão: un magmatisme monzogranitique contemporain des associations tonalitiques-trondhjemitiques-granodioritiques archéennes de la région de Rio Maria (Amazonie Orientale, Brésil). *Comptes Rendues de la Academie de Sciences de Paris*, t. 318, serie II, 642–649.

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. *Revista Brasileira de Geociências*, 34(4):447v458.

Leite-Santos, P.J., 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.

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

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 Carajas, Brésil*. Tese de Doutorado, Université Montpellier II, França. 212 p.

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

Macambira M.J.B., Lafon J.M. 1995. Geocronologia da Província Mineral de Carajás: síntese dos dados e novos desafios. *Boletim Museu Paraense Emílio Goeldi*, 7:263–288.

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 E.M.B., Vale A.G., 1997. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. São Felix do Xingu. Folha SB.22-Y-B. Estado do Pará, DNPM/CPRM, Brasília, 384p.

Machado N., Lindenmayer Z., Krogh T.E., Lindenmayer D. 1991. U/Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás Área, Amazon Shield, Brazil. *Precambrian Research*, 49:329–354.

Mackenzie W.S., Donaldson C.H., Guilford C. 1982. Atlas of igneous rocks and textures. London, Longman, 148p.

Marangoanha, B., Oliveira, D.C., 2014. Diabásios e anfibolitos da área de Nova Canadá: natureza e implicações tectônicas para a Província Carajás. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, Ciências Naturais. Belém 9 (3), 565–596.

Marangoanha, B.; Oliveira, D. C.; Gabriel, E. O. Petrologia Magnética dos Diques Máficos e Anfibolitos da área de Nova Canadá (PA) - Província Carajás. In: Paulo Sérgio de Sousa Gorayeb; Aline Maria Meiguins de Lima. (Org.). Contribuições à Geologia da Amazônia. 1ed. Belém: Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo Norte, 2015, v. 9, p. 377–392.

Medeiros, H., 1987. *Petrologia da porção leste do Maciço Granodiorítico Rio Maria, sudoeste do Pará*. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 187 pp.

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

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

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 Formation (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: redescricao e redefinição litoestratigráfica. *Boletim Museu Paraense Emílio Goeldi* 7, 177–277.

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, 207p.

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 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., Scaillet B. 2010. Petrological constraints on crystallization conditions of Mesoarchean sanukitoid rocks, southeastern Amazonian craton, Brazil. *Journal of Petrology*, 51:2121–2148.

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

Pimentel, M.M., Machado, N., 1994. Geocronologia U-Pb dos terrenos granito *greenstone* de Rio Maria, Pará. *In: Congr. Bras. Geol., 38., São Paulo, 1994. Boletim de Resumos Expandidos*, Camboriú, SBG, 1, pp. 390 e 391.

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.

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

Rodrigues D.S. 2013. *Geologia, geoquímica e geocronologia do Granito Boa Sorte, município de Água Azul do Norte - Província Carajás*. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 107p.

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, CD-ROM.

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

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, 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: CBG, 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.*

Sardinha A.S. 2002. *Geologia, geoquímica e geocronologia do Granito Serra do Rabo, Província Mineral de Carajás*. Dissertação de Mestrado, 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: RBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 42, Anais, 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. *J. S. Am. Earth Sci.* 20, 327–339.

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

Silva A.C., Oliveira D.C., Macambira M.J.B. 2010. Individualização e geocronologia de granitoides do Complexo Xingu, região de Vila Jussara, Município de Água Azul do Norte-PA, Província Mineral de Carajás. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 45, Anais, Belém, 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 Arqueanas, do Subdomínio de Transição, Província Carajás, Município de Água Azul do Norte-PA. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 46, Santos-SP, 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.

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: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 45, Anais, Belém, CDrom.*

Sousa S.D., Monteiro L.V.S., Oliveira D.C., Delinardo M.A.S., Moreto C.P.N., Juliani C. 2013. O *greenstone belt* Sapucaia na região de Água Azul do Norte, Província Mineral de Carajás: Contexto geológico e caracterização petrográfica. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 47, Anais, Salvador, CDrom.*

Souza S.Z., Dall'Agnol R., Althoff F.J., Leite A.A.S., Barros C.E.M. 1996. Carajás mineral province: geological, geochronological and tectonic constrasts on the Archean evolution of the Rio Maria granite-greenstone Terrain and the Carajás block. Extended abstracts. *In: Simp. Arch. Terr. South Amer. Plataforma, Brasília. SBG, Brasília, 31–32p.*

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 Rio Maria region (Carajás Province, Brazil): implications for the geodynamic evolution of the Amazonian craton. *Precambrian Research*, 109:293–315.

Souza, M.C., Oliveira, D.C., Macambira, M.J.B., Galarza, M.A., 2010. Geologia, petrografia e geocronologia do granito de alto K da região de Velha Canadá, município de Água Azul do Norte — Província Mineral de Carajás. Congresso Brasileiro de Geologia, 45. CDrom.

Tassinari, C.C.G. & Macambira, M.J.B. Evolução tectônica do Cráton Amazônico. 2004. 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, 2004, p. 471–486.

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. Organizadores: Vasquez M.L. & Rosa-Costa L.T. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM.

Wirth K.R., Gibbs A.K., Olszewski Jr. W.J. 1986. U-Pb zircon ages of the Grão Pará group and Serra dos Carajás granite, Para, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 16(2):195–200.

ANEXOS

ANEXO A – Relação das amostras estudadas, com suas respectivas coordenadas, litologias e estudos aos quais foram submetidas.

Amostra	X	Y	Unidade	Litologia	Análise modal	Geoquímica	Química	Mineral	SM
BVD - 12 A	562438	9271334	Vila União granitoides	Bt-Hbl Tonalito	X	X			X
BVD - 12 B	562438	9271334	Vila União granitoides	Quartzo-diorito	X				
BVD - 14	564927	9273696	Vila União granitoides	Quartzo-diorito	X	X			
BVD - 15	564357	9276448	Vila União granitoides	Bt-Hbl Monzogranito		X			X
BVD - 16	560312	9277276	Vila União granitoides	Bt Monzogranito	X	X			X
BVD - 17	561643	9278344	Vila União granitoides	Hbl Sienogranito	X				X
BVD - 18 A	562330	9276739	Vila União granitoides	Bt Monzogranito	X	X			X
BVD - 18 B	562330	9276739	Vila União granitoides	Leucosienogranito	X				X
BVD - 19	565614	9275999	Vila União granitoides	Hbl-Bt Monzogranito	X				X
BVD - 20	563770	9272048	Vila União granitoides	Bt-Hbl Monzogranito	X	X			X
BVD - 21	556767	9278026	Vila União granitoides	Leucomonzogranito	X	X			X
BVD - 23	556754	9275680	Vila União granitoides	Granito					X
BVD - 24	558245	9274797	Vila União granitoides	Granito					X
BVD - 25	562266	9273327	Vila União granitoides	Granito					X
BVD - 26	562406	9272534	Vila União granitoides	Hbl-Bt Monzogranito	X	X			X
BVD - 27	564802	9273503	Vila União granitoides	Bt-Hbl Monzogranito	X				X
BVD - 28	566964	9279443	Vila União granitoides	Bt Sienogranito	X	X			X
BVD - 29	566713	9277408	Vila União granitoides	Hbl-Bt Monzogranito	X	X			X
BVD - 30	568527	9276452	Vila União granitoides	Granito					X
BVD - 31	569478	9274788	Vila União granitoides	Granito					X
BVD - 32	570820	9275192	Vila União granitoides	Bt-Hbl Monzogranito	X				X
BVD - 33	571000	9276329	Vila União granitoides	Granito					X
BVD - 34 A	572717	9273795	Vila União granitoides	Bt-Hbl Granodiorito	X	X			X
BVD - 34 B	572717	9273795	Vila União granitoides	Bt-Hbl Monzogranito	X	X			X
BVD - 37	574240	9275902	Vila União granitoides	Granito					X
BVD - 42 A	595672	9270978	Vila União granitoides	Granito					X
BVD - 42 B	595672	9270978	Vila União granitoides	Bt-Hbl Monzogranito	X		X		X
BVD - 42 G	595672	9270978	Vila União granitoides	Granito milonítico					X
BVD - 44	571687	9279986	Vila União granitoides	Bt Granodiorito	X	X			X
BVD - 46	577673	9270303	Vila União granitoides	Bt Leucomonzogranito	X				X
BVD - 47 A	578491	9272026	Vila União granitoides	Hbl Monzogranito	X	X			X
BVD - 47 C	578491	9272026	Vila União granitoides	Quartzo-diorito		X			
BVD - 48	577692	9272146	Vila União granitoides	Bt-Hbl Tonalito	X	X			X
BVD - 50	576118	9272847	Vila União granitoides	Granito					X
BVD - 54	578671	9275201	Vila União granitoides	Bt Leucosienogranito	X				X
BVD - 57	574774	9276477	Vila União granitoides	Bt-Hbl Monzogranito		X			X
TDM - 01A	609141	9278648	Vila União granitoides	Bt-Hbl Monzogranito		X			
TDM - 03	595688	9270990	Vila União granitoides	Bt-Hbl Monzogranito	X	X			
TDM - 04	594918	9271196	Vila União granitoides	Bt-Hbl Monzogranito	X	X			
TDM - 05	593526	9270459	Vila União granitoides	Granodiorito	X	X			
TDM - 06	577758	9270502	Vila União granitoides	Bt Leucosienogranito	X	X			
TDM - 07	578534	9272066	Vila União granitoides	Bt-Hbl Tonalito	X	X	X		X
TDM - 08	577956	9273094	Vila União granitoides	Hbl-Bt Monzogranito	X	X			
TDM - 09	577028	9272719	Vila União granitoides	Bt-Hbl Monzogranito	X	X			
TDM - 11	574395	9273378	Vila União granitoides	Bt-Hbl Tonalito	X	X			
TDM - 12	572717	9273789	Vila União granitoides	Bt-Hbl Granodiorito	X	X	X		X
TDM - 13	570849	9275289	Vila União granitoides	Bt-Hbl Monzogranito		X	X		X
TDM - 14	571005	9276532	Vila União granitoides	Bt Monzogranito	X	X			
CP - 25 A	595672	9270978	Vila União granitoides	Bt-Hbl Monzogranito	X		X		X
CP - 25 E	595672	9270978	Vila União granitoides	Quartzo-diorito	X				
CP - 71	578534	9272066	Vila União granitoides	Bt-Hbl Monzogranito	X				X
CP - 94	569408	9274778	Vila União granitoides	Bt-Hbl Monzogranito	X		X		X
FTD - 01	609141	9278648	Vila União granitoides	Bt Granodiorito	X	X	X		
RDM - 08 A	595559	9270834	Vila União granitoides	Bt-Hbl Monzogranito	X		X		
RDM - 09 C	595751	9270788	Vila União granitoides	Quartzo-monzonito	X		X		
BDE - 19 B	571606	9279260	Vila União granitoides	Monzogranito	X	X			X
BDE - 38	577200	9277123	Vila União granitoides	Quartzo-diorito		X			
BDE - 39C	576235	9277033	Vila União granitoides	Bt granito		X			X