



**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

VULCANISMO OROSIRIANO NO NORTE DE RORAIMA, CRÁTON AMAZÔNICO

NAZARÉ ALVES BARBOSA

**Dissertação de Mestrado
Nº 457**

**Brasília, DF
2020**



**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

VULCANISMO OROSIRIANO NO NORTE DE RORAIMA, CRÁTON AMAZÔNICO

NAZARÉ ALVES BARBOSA

**Dissertação de Mestrado
Nº 457**

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

Área de Concentração: Geologia regional

Orientador: Prof. Dr. Reinhardt A. Fuck

Co-Orientador: Prof. Dr. Valmir Silva de Souza

Banca Examinadora: Prf. Dr. Carlos Marcello Dias Fernandes (UFPA)

Prfa. Dra. Natalia Hauser (UnB)

Suplente: Prfa. Dra. Catarina Labouré Benfica Toledo

**Brasília, DF
2020**

Ficha catalográfica elaborada automaticamente, com
os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

AB238v Alves Barbosa , Nazaré
Vulcanismo orosiriano no norte de Roraima, Cráton
Amazônico / Nazaré Alves Barbosa ; orientador Reinhardt
Fuck; co-orientador Valmir Souza. -- Brasília, 2020.
108 p.

Dissertação (Mestrado - Mestrado em Geologia) -
Universidade de Brasília, 2020.

1. Alto fluxo vulcânico . 2. Cráton Amazônico . 3.
Ignimbritos de alto grau. 4. Litofácies vulcânicas . 5.
Silicic Large Igneous Province. I. Fuck, Reinhardt, orient.
II. Souza, Valmir, co-orient. III. Título.

Às mulheres que fazem ciência!

AGRADECIMENTOS

A todos que contribuíram direta e indiretamente para realização deste trabalho, registro a minha mais profunda gratidão.

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

Ao INCT Estudos Tectônicos (CNPq, FAPDF, CAPES) pelo suporte às atividades de pesquisa.

Agradeço ao meu querido orientador Prof. Dr. Reinhardt A. Fuck por seu acolhimento, disposição, liberdade e confiança.

Aos professores Valmir da Silva Souza, Elton Luiz Dantas e Stélio Soares Tavares Júnior pela ajuda, entusiasmo, paciência e pelas discussões, embora nem sempre convergentes, mas de importância vital ao despertar de ideias.

Aos professores que cederam seu tempo, ministrando aulas em cursos condensados e por partilhar de seu conhecimento. Agradeço a todo o corpo docente do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília.

Aos funcionários do Instituto de Geociências da UnB pelo carinho e auxílio durante a preparação das amostras.

Aos técnicos dos laboratórios de Laminação, Microscopia e Geocronologia do Instituto de Geociências da UnB.

À Universidade Federal de Roraima e ao Instituto Federal de Roraima, *Campus Amajari*, pela receptividade e gentileza durante o trabalho de campo.

Aos queridos amigos do Programa de Pós-Graduação pelas conversas geológicas, companhia, aprendizado, carinho e apoio, em especial ao Cleverton Correia Silva, com quem pude discutir, trocar arquivos e experiências, obrigada por todo seu carinho, conhecimento e profissionalismo. Vocês com certeza foram luz nesta etapa. Fiquem sempre por perto!

A todos os integrantes da República Kikikiu, obrigada por serem minha família em Brasília.

E finalmente, a minha família e amigos de Roraima que tanto me incentivaram, apoiaram e entenderam quando estive ausente desenvolvendo este trabalho. O apoio de vocês fez toda a diferença.

**“Nós percebemos a importância da nossa voz quando somos silenciados”
Malala Yousafzai - Prêmio Nobel da Paz 2014**

RESUMO

Os estudos realizados nas sequências vulcânicas do Grupo Surumu e Formação Cachoeira da Ilha são produtos de levantamentos geológicos regionais. Diante da escassez de dados litofaciológicos e isotópicos dessas unidades, este trabalho buscou compreender o modo e momento de colocação dos termos vulcânicos expostos no noroeste de Roraima, norte do Brasil, relação entre eles e contextualização quanto a grandes províncias ígneas ao longo do Proterozoico. Tais indagações foram tentativamente respondidas a partir da caracterização faciológica e petrográfica, suportada por dados geoquímicos e geocronológicos. A definição das fácies piroclásticas permitiu entender que o grande volume de ignimbritos é resultado da junção de complexos de caldeiras, como já defendido para este vulcanismo em outras porções, e por erupções explosivas de baixas colunas eruptivas, provavelmente associadas a vulcanismo fissural. A correlação entre as diversas fácies mostrou ainda a proximidade com a fonte emissora do material piroclástico a superfície. Com suporte de dados geoquímicos, é inferido um contexto pós-colisional precoce para as rochas aflorantes no norte de Roraima, com movimentos extensionais locais. A contemporaneidade entre as rochas com afinidades tipo-I e A (2,0-1,98 Ga), bem como sua relação com o cinturão Cauarane-Coeroeni e possível posicionamento na fase tardia da Orogenia Transamazônica, suportam essa ideia. Apesar de não conclusiva, a ocorrência disseminada de fragmentos máficos em diversos segmentos do cinturão CSID (Cuchivero-Surumu-Iwokrama-Dalbana), bem como registros de diques máficos de mesma idade (1,99 Ga) em outras porções do Escudo das Guianas, sugere a coexistência de magmas máficos, provável fonte de calor responsável por gerar a grande quantidade do vulcanismo silícico que ocorre em Roraima, assim como em outras regiões do Escudo das Guianas. Os dados isotópicos (T_{DM} 2,0-2,47 Ga; ϵ_{Nd} -2,3 e +0,5 a +3,47) indicam que, ao menos em Roraima, as rochas vulcânicas representam magmas derivados do manto ou de fusão de crosta juvenil riaciana-sideriana sem envolvimento de fontes arqueanas. Similaridades com *silicic large igneous provinces* (SLIP) proterozoicas, assim como a distribuição areal dos depósitos de ignimbrito, intervalo das idades e assinaturas geoquímicas, sugerem que o evento Orocaima configura uma SLIP que ocorreu no Paleoproterozoico e, portanto, uma das mais antigas já descritas. Tais características permitem ainda considerar que o evento Orocaima corresponda a possível evento *flare-up* de ignimbrito nessa era.

Palavras-chave: *Silicic Large Igneous Province*; Orosiriano; vulcanismo fissural; ignimbrito de alto grau.

ABSTRACT

The studies carried out on the volcanic sequences of the Surumu Group and the Cachoeira da Ilha Formation are products of regional geological surveys. In view of the scarcity of lithofaciological and isotopic data from these units, this study aimed to understand the manner and timing of the emplacement of the volcanic rocks exposed in the northwest of Roraima, northern Brazil, their relationship and contextualization regarding large igneous provinces throughout the Proterozoic. These questions were tentatively answered from the faciological and petrographic characterization, supported by geochemical and geochronological data. The definition of pyroclastic facies allowed to understand that the large volume of ignimbrites resulted from the combination of caldera complexes, as already proposed for this volcanism in other portions, and by explosive eruptions of low eruptive columns probably associated with fissural volcanism. Correlation between the different facies also showed the proximity to the source of the pyroclastic material on the surface. Supported by geochemical data, this work proposes a tectonic setting related to an early post-collisional setting is inferred for the outcropping rocks in the north of Roraima, with local extension movements. The contemporaneity of among I and –A-type rocks (2,0-1,98 Ga), as well as their relationship with the Cauarane-Coeroeni belt and possible positioning in the late phase of the Transamazonian Orogeny, support this idea. Although not conclusive, the widespread occurrence of mafic fragments in various segments of the Cuchivero-Surumu-Iwokrama-Dalbana belt (CSID), as well as records of mafic dikes of the same age (1.99 Ga) in other portions of the Guiana Shield, suggests the coexistence of mafic magmas which are the probable heat source responsible for generating the great amount of silicic volcanism that occurs in Roraima, as already mentioned for other regions of the Guiana Shield. The isotopic data (T_{DM} 2,0-2,47 Ga; ϵ_{Nd} -2,3 and +0,5 to +3,47) indicate that, at least in Roraima, the parental magma of the volcanic rocks derived from the mantle or from melting of juvenile Rhyacian-Siderian crust, without involvement of Archean sources. Similarities with Proterozoic Silicic Large Igneous Province (SLIP), as well as the area distribution of ignimbrite deposits, age range and geochemical signatures suggest that the Orocaina event may be a SLIP that occurred in the Paleoproterozoic and, therefore, one of the oldest ever described. Such characteristics also allow to consider that the Orocaina event corresponds to a possible ignimbrite flare-up event during this era.

Keywords: Silicic Large Igneous Province; Orosirian; fissural volcanism; high-grade ignimbrite.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 -	Localização da área de estudo, município de Amajari, norte de Roraima, com as principais vias de acesso.....	16
Figura 2 -	Exposições visitadas com as principais vias de acesso em curvas de nível extraídas de Topodata.....	22
Figura 3 -	Compartimentação do Cráton Amazônico em províncias geocronológicas de Tassinari e Macambira (1999, 2004) em A, e em B segundo o modelo de Santos et al. (2000, 2006, 2008).....	24
Figura 4 -	Distribuição do vulcanismo ácido-intermediário paleoproterozoico no Escudo das Guianas, norte do Cráton Amazônico (modificado de Pierosan et al., 2011; Klein et al., 2012; Kroonenberg et al., 2016; Simões et al., 2017).....	26
Figura 5 -	Domínios litoestruturais de Roraima e suas principais unidades litoestratigráficas (Reis e Fraga, 1998; Reis et al., 2003).....	31
Figura 6 -	Classificação genética de depósitos vulcânicos (McPhie et al., 1993).....	33
Figura 7 -	Relação dos principais mecanismos de transporte e suas respectivas geometrias sobre uma mesma topografia. A) Depósito de suspensão (queda). B) Depósito de tração (<i>surge</i>). C) Depósito de fluxo de massa (fluxo piroclástico) (Sommer et al., 2003).....	34
Figura 8 -	Morfologias de esferulitos. A) Esferulito esférico. B) Esferulito gravata borboleta (<i>bow-tie</i>). C) Esferulito em leque. D) Esferulito plumoso. E) Esferulito axiolítico (Lofgren, 1974).....	36
Figura 9 -	Classificação de depósitos piroclásticos. A) Classificação granulométrica de depósitos piroclásticos primários polimodais (Fisher, 1966). B) Classificação de cinzas e tufos conforme a composição dos fragmentos (Schmid, 1981).....	37
Figura 1 -	A) Distribution of orosirian magmatic events in the Guiana Shield, Amazonian Craton. B) Geological map of the study area with the outcrop points visited and location of geological sections (modified by Fraga et al., 2010).....	42
Figura 2 -	Geological sections carried out in the center-north and southeast portions of the study area with the main volcanic lithofacies and their spatial relationship with other geological units.....	46
Figura 3 -	Surumu Group: A) Rhyolite with porphyritic textural arrangement highlighted by phenocrystals immersed in an aphanitic matrix. B) Photomicrograph under crossed nicols of sanidine with a corrosion gulf in the middle of the microcrystalline matrix. C) Mesoscopic aspect of glomeroporphyritic andesite. D) Photomicrography highlighting subhedral phenocrystals of plagioclase and clinopyroxene (augite) amidst a moderately altered matrix of andesite (Mtx: matrix; Snd: sanidine; Gulf: corrosion gulf; Cpx: clinopyroxene; Pl: plagioclase; Clay: argilomineral).....	47
Figura 4 -	Surumu Group: A) Irregular self-gaps on top of reoignimbrite. Displays of rheomorphic ignimbrite with structures B) plane-parallel and C) folded. D) Millimeter folds distributed in interspersed bands composed of a mixture of quartz and feldspars (Qtz: quartz).....	48
Figura 5 -	Surumu Group: A) lBr facies showing incipient flow of lapilli-block fragments, subangular to sub-rounded altered lithic. B) Fiammes	

	imbricated in eLT facies. C) Flat tonsils with feldspar crystallites forming bundles showing spherulitic growth. D) Mesoscopic aspect of the ILT facies. E) Diabase lithoclast amid a cryptocrystalline matrix, natural light. F) Subangular vitroclasts in lapilli-tuff and lens of pumiceous material with primary vesicular texture showing low welding (Mtx: matrix; Fm: fiamme; Amg: amygdala).....	50
Figura 6 -	Cachoeira Ilha Formation: A) Porphyritic rhyolite with feldspar and quartz phenocrystals in the middle of the aphanitic matrix. B) Micrograph of rhyolite showing phenocytes of sericitized K-feldspar (Snd: sanidine; Mtx: matrix).....	51
Figura 7 -	Cachoeira Ilha Formation: A) Exposure of rheomorphic ignimbrite in pinnacles. B) Macroscopic aspects of rheomorphic ignimbrite showing discontinuous banded features. C) Folded strips with subparallel centimeter bands. D) Irregular and discontinuous interleaving between cryptocrystalline portions and fractions of quartz-feldspar composition. E) Indications of rheorphic shear (Crypto: cryptocrystalline; Qtz-felds: quartz-feldspar; Qtz: quartz).....	52
Figura 8 -	Cachoeira Ilha Formation: A) and B) represent a massive polymeric gap supported by a matrix with intensely altered lithoclasts with a predominantly lapilli-block granulometry. C) Juvenile pyroclasts with flattened gray-lapilli granulometry characteristic of the eLT facies. D) Spherulitic texture common in eLT facies (Fm: fiamme; Mtx: matrix; Sph: spherulite).....	53
Figura 9 -	Cachoeira Ilha Formation: Facies ILT A) dark gray and B) pink gray with fragments of diabase. C) Andesite fragment in thin section. D) Rheomorphic ignimbrite lithoclast with banded features. E) Anhedral crystalloclasts of quartz, corroded, fragmented and of euhedral microcline, little altered, dispersed in a cryptocrystalline matrix of quartz-feldspar composition. F) Stretched vitreous fragments showing leafy appearance in macroscopic exposure. G) Malformed spherical spherulites indicating the beginning of the devitrification process. H) Eutaxitic texture evidenced by fiammes that occur around existing fragments (Mtx: matrix; Plg: plagioclase; Py: pyrite; Qtz: quartz; Mcl: microcline; Sph: spherulite; Fm: fiamme; Snd: sanidine).....	55
Figura 10 -	Cachoeira Ilha Formation: A) Photomicrography in natural light of abrupt contact between lapilli-tuff and solid gray tuff. B) Tuft with thin sheets of ash disturbed by ejectolytes (Snd: sanidine).....	56
Figura 11 -	Compositional variation of the volcanic rocks of the Cachoeira Ilha Formation in the diagrams: A) Na ₂ O + K ₂ O versus SiO ₂ (Le Bas et al., 1986). B) R1 versus R2 (De la Roche et al., 1980). C) Diagram of Shand's A/NK vs. A/CNK (Maniar and Piccoli 1989). D) Diagram relating K ₂ O versus SiO ₂ (Peccerillo and Taylor, 1976).....	58
Figura 12 -	A) Distribution of ETRs, normalized according to the values of Boynton's (1984) chondrite. B) Multi-element distribution, normalized values according to Thompson's (1982) chondrite patterns.....	59
Figura 13 -	Wetherill (1956) diagrams for the zircon crystals of volcanic sequences A), B) Cachoeira Ilha and C) Surumu.....	62
Figura 14 -	Isotopic composition of the acid volcanic sequences Surumu and Cachoeira Ilha in diagram εNd versus time (Ga). The fields of Archean	

	and paleoproterozoic crusts of the Guiana Shield were removed from Leal et al. (2018).....	63
Figura 15 -	Schematic log of the Cachoeira Ilha volcanic sequences in A) and Surumu in B) showing the different ignimbrite zones with a high degree of welding and subordinate effusive deposits (adapted from Branney and Kokelaar, 1992).....	64
Figura 16 -	Paleogeographic reconstruction of fissural volcanic activity associated with the caldera of the sequences Surumu and Cachoeira Ilha (adapted from Roverato et al., 2019).....	66
Figura 17 -	Compositional variation of the volcanic rocks of the Cachoeira Ilha Formation in comparison with the acid volcanic terms of the Surumu Group. A) R1 versus R2 (De la Roche et al., 1980). B) Alumina saturation index (Maniar and Piccolli, 1989). C) Diagram relating K ₂ O versus SiO ₂ (Peccerillo and Taylor, 1976). (Symbology: square, Cachoeira Ilha Formation; and rhombus, Surumu Group).....	68
Figura 18 -	Harker type diagram comparing the largest elements of the acid volcanic rocks of the FCI and GS (Symbology used in Fig.17).....	68
Figura 19 -	A) Distribution of ETRs, normalized according to the values of Boynton's (1984) chondrite. B) Multi-element distribution, normalized values according to Thompson's (1982) chondrite patterns. (Initials: CIF, Cachoeira Ilha Formation; SG, Surumu Group).....	69
Figura 20 -	Generalized distribution of LIPs and LIP fragments interpreted between 2.0 and 1.96 Ga. Temporal column with mafic episodes on the right, featured in red for the records shown on the globe (adapted from Ernst and Youbi, 2017). Location: Sup = Upper Craton, Lau = Laurentia, KKC = Karelia-Kola Craton, BC = Bundelhand Craton and NCC = North China Craton.....	71
Figura 21 -	Comparisons between proterozoic SLIPs based on geochemical (A-C) and isotopic (D) signatures of acid components (ETRs normalized to Boynton's (1984) chondrite values; normalized multielementary distribution according to Thompson's (1982) chondrite patterns; tectonic discriminant diagram by Pearce et al. (1984)).....	73

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 –	Estágios propostos por Cas e Wright (1987) para análise e interpretação de fácies.....	38
Tabela 1 –	Geochronological data available for volcanic rocks correlated to the Orocaima episode.....	44
Tabela 2 –	Analysis of the major elements, trace and rare earths of volcanoclastic and effusive rocks of the Cachoeira Ilha Formation.....	56
Tabela 3 –	Sm-Nd isotopic data in total rock corresponding to the Cachoeira Ilha Formation (CIF), Surumu Group (SG) and mafic dikes (MD).....	62

SUMÁRIO

	CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO.....	15
1.1	APRESENTAÇÃO.....	15
1.2	LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	15
1.3	JUSTIFICATIVA.....	17
1.4	OBJETIVOS.....	18
1.5	MATERIAIS E MÉTODOS.....	18
	CAPÍTULO 2 – CONTEXTO GEOLÓGICO.....	23
2.1	COMPARTIMENTAÇÃO DO CRÁTON AMAZÔNICO.....	23
2.2	GEOLOGIA REGIONAL.....	24
2.2.1	Domínio Surumu.....	25
2.3	GEOLOGIA LOCAL.....	27
2.3.1	Suíte Pedra Pintada.....	27
2.3.2	Grupo Surumu.....	27
2.3.3	Suíte Aricamã.....	28
2.3.4	Formação Cachoeira da Ilha.....	29
2.3.5	Gabro Igarapé Tomás.....	30
2.4	UNIDADES VULCÂNICAS PALEOPROTEROZOICAS DE COMPOSIÇÃO ÁCIDA-INTERMEDIÁRIA EM DOMÍNIOS NO ESCUDO DAS GUIANAS.....	30
	CAPÍTULO 3 – CONCEITOS FUNDAMENTAIS E CLASSIFICAÇÃO DE DEPÓSITOS VULCÂNICOS EXPLOSIVOS.....	33
	CAPÍTULO 4 – FACIOLOGIA VULCÂNICA.....	38
	CAPÍTULO 5 – ARTIGO.....	40
	Abstract.....	40
1.	Introduction.....	40
2.	Regional Geology.....	42
3.	Paleoproterozoic acid-intermediate volcanism in the Guiana Shield.....	43
4.	Methods.....	45
5.	Results.....	46
5.1.	Lithofacies.....	46
5.2.	Whole-rock geochemistry.....	56
5.3.	Geochronology: U-Pb in zircon.....	59
5.4.	Sm-Nd isotopic results.....	62
6.	Discussions.....	63
6.1.	Proximal deposits and emplacement of high-grade ignimbrites.....	63
6.2.	Relationship between the volcanic sequences Cachoeira Ilha Formation and Surumu Group.....	66
6.3.	Associated mafic magmatism?.....	70
6.4.	Global perspective between 2000-1960 Ma.....	70
6.5.	Orocaima Episode: Silicic Large Igneous Province from 2.0 - 1.96 Ga?.....	71
7	Conclusion.....	74
	Acknowledgment.....	74
	References.....	74
	CAPÍTULO 6 – CONCLUSÕES.....	84
	REFERÊNCIAS.....	86
	ANEXOS.....	100

1.1 APRESENTAÇÃO

No norte de Roraima aflora expressivo magmatismo de natureza vulcano-plutônica, de composição ácida-intermediária, relacionado ao Episódio Orocaima (1,98-1,96 Ga, Reis et al., 2000). O vulcanismo na região ocorreu predominantemente sob condições subaéreas, tendo sido discriminado e descrito principalmente em trabalhos de cartografia geológica realizados pela CPRM (1999, 2010), que sucederam trabalhos das décadas de 1950, 1970 e outros (por exemplo, Barbosa e Ramos, 1956; Ramgrab e Damião, 1970; Bonfim et al., 1974; Montalvão et al., 1975; Melo et al., 1978, ver também Reis e Fraga, 1996; Reis et al., 2000; Dreher et al., 2005; Bezerra, 2010; Bezerra e Nascimento, 2011).

O ciclo vulcânico mais antigo (Grupo Surumu) possui afinidade cálcio-alcálica de alto-K enquanto a Formação Cachoeira da Ilha com rochas subalcalinas tipo-A (Fraga et al., 2010). As idades similares e relação espacial apontam para uma contemporaneidade entre as duas unidades, as quais compõem contexto pós-colisional cujo ápice do evento vulcânico ocorreu em torno de 1986 ± 4 Ma (U-Pb, SHRIMP, Fraga et al., 2010), tendo os magmas sido gerados predominantemente a partir da fusão de diferentes fontes crustais recém-formadas durante o estágio pré-colisional (Fraga et al., 2010).

1.2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo é delimitada pelas coordenadas 20N 645479/0433527 e 666500/0422427, perfazendo cerca de 256 km² de extensão, correspondente a exposições de vulcânicas da Formação Cachoeira da Ilha e do Grupo Surumu, granitos das suítes Pedra Pintada e Aricamã, Gabro Igarapé Tomás e diques de diabásio.

Situa-se no norte do Brasil, estado de Roraima, a noroeste da capital Boa Vista, integrando o município de Amajari, porção nordeste da Folha NA.20-X-A-III (Vila de Tepequém, Fraga et al., 2010), sendo os rios Amajari e Pacu as drenagens de maior porte. As vias de acesso, facilmente trafegáveis, são as rodovias federal BR-174, sentido Boa Vista-Pacaraima, estadual RR-203, municipal AMJ-010, além das vicinais Ouro Verde e 02 (Figura 1).

Trata-se de região de clima tropical chuvoso, com precipitação pluviométrica média anual em torno de 1571 mm e temperatura média de 26,9 °C (CPTEC/INPE, 2018). O relevo é colinoso, com cotas de até 218 m de altitude e a vegetação compreende campos naturais típicos de savana arborizada com floresta de galeria (IBGE, 2005).

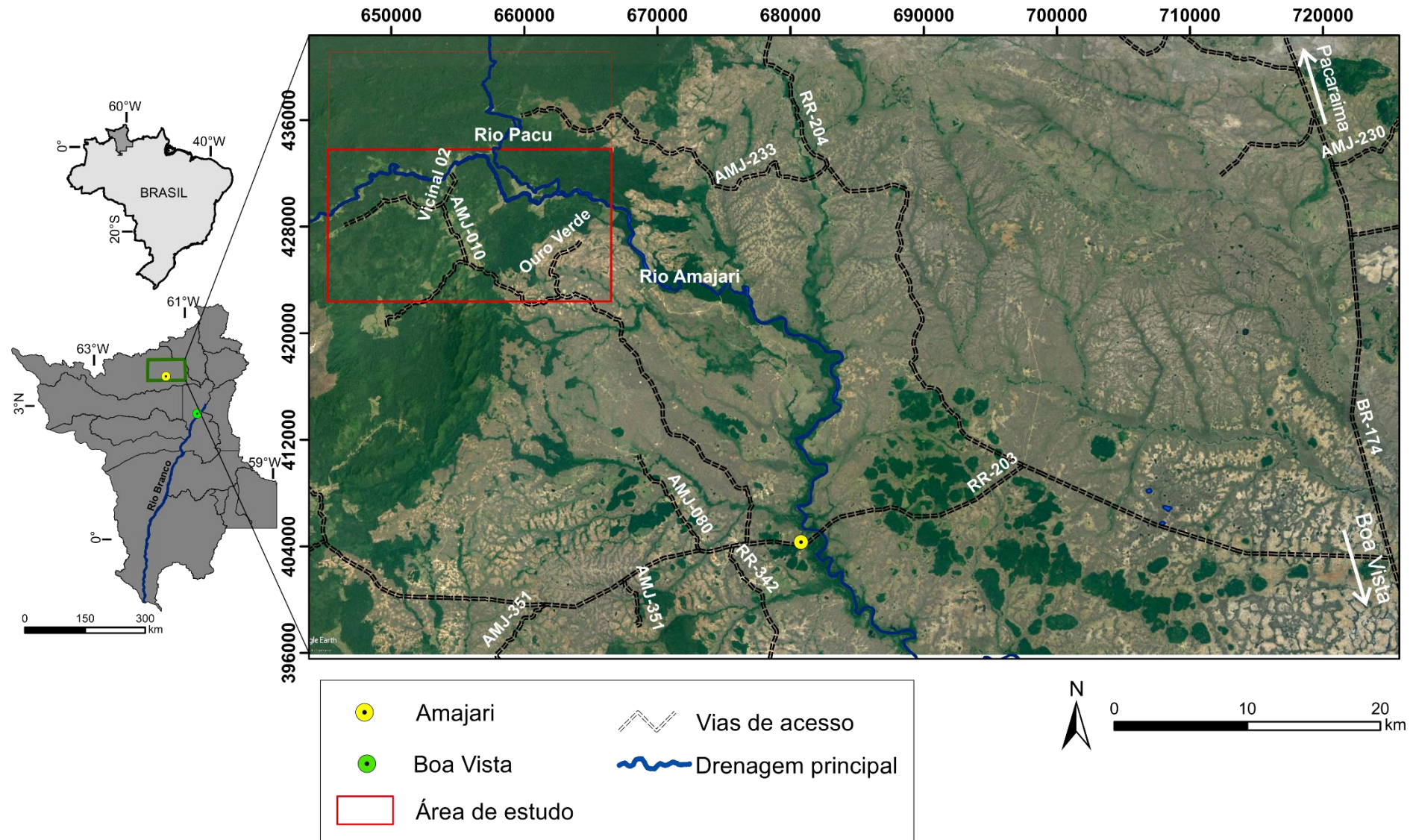


Figura 1 – Localização da área de estudo, município de Amajari, norte de Roraima, com as principais vias de acesso. Extraído de imagem do Google Earth Pro. Acesso em: 13.02.2019.

1.3 JUSTIFICATIVA

O número de *silicic large igneous province* (SLIP) de idade proterozoica em todo o mundo é pouco conhecido, e as existentes sempre coincidem com ciclos de supercontinentes, mostrando claramente a importância na evolução tectônica do planeta. Exibem, de maneira geral, caráter bimodal com vulcanismo silícico dominante, resultando em extensos depósitos de ignimbritos, fluxos de riolitos e depósitos de cinzas, assim como múltiplos sistemas de fissuras ou falhas que se desenvolveram em cenário intracontinental. Durante o Neoproterozoico (~750 – 770 Ma) são descritos registros no noroeste da Índia, conhecida como Malani (Sharma, 2005; Wall et al., 2018); no Mesoproterozoico (~1585 Ma) esses eventos se restringem ao Gawler Range e são reconhecidos no sul da Austrália (Allen et al., 2008; Wade et al., 2012); e no Paleoproterozoico, a SLIP Uatumã (1,88 – 1,89 Ga) tem sido proposta para o Cráton Amazônico (Klein et al., 2012), e a mais antiga até o momento (~2060 Ma) está no sul da África, no Grupo Rooiberg (Lenhardt et al., 2017).

O estado de Roraima, extremo norte do Cráton Amazônico, apresenta grande volume de depósitos vulcânicos, principalmente de natureza vulcanoclástica, que se estendem para Venezuela, Suriname e Guiana. A nordeste do Domínio Surumu ocorrem corpos vulcânicos de afinidade alcalina (tipo A) agrupados na Formação Cachoeira da Ilha e cálcio-alcalina (tipo I) correlacionados ao Grupo Surumu, com idades em torno de 1990 ± 4 Ma e 1986 ± 4 Ma, respectivamente (Fraga et al., 2010). O vulcanismo cálcio-alcalino está bem definido (Reis e Fraga, 1996; Fraga et al., 1997, 2010; Fraga e Reis, 2002; Santos et al., 2003; Dreher et al., 2005). Em contrapartida, os estudos acerca da geração dos litotipos alcalinos, de 1,99 Ga, se restringem a poucos dados (Fraga et al., 2008, 2010; Bezerra, 2010; Viana, 2012).

Em consequência da baixa densidade de dados geoquímicos e isotópicos, ainda não foi possível correlacionar a Formação Cachoeira da Ilha com outras unidades vulcânicas presentes no Cráton Amazônico, pois não foram identificadas unidades com afinidade do tipo-A e idade similar (Fraga et al., 2007, 2010). A falta de dados também impossibilita compreender de forma clara a relação entre estas duas unidades vulcânicas. Sendo assim, argumentos sobre a possibilidade de a Formação Cachoeira da Ilha corresponder a uma fácies do Grupo Surumu são levantados.

Análise e interpretação de texturas e estruturas vulcânicas podem fornecer subsídios que contribuam na reconstituição desses depósitos, bem como no tipo de erupção associada, servindo de base para considerações sobre o evento explosivo orosiriano de grande proporção,

que resultou nas expressivas ocorrências vulcânicas aflorantes na região. Contudo, estudos de litofácies que caracterizam este evento na região ainda são escassos.

A partir dessas premissas, este trabalho busca realizar a integração dos dados obtidos, para avaliar e discutir os parâmetros atuantes na importante geração dos litotipos vulcânicos expostos no norte de Roraima, bem como seu tipo e momento de colocação, e a relação com a gênese das grandes províncias vulcânicas proterozoicas.

1.4 OBJETIVOS

O trabalho tem por objetivo principal a caracterização faciológica e petrográfica, suportada por dados geoquímicos e geocronológicos, das rochas vulcânicas da Formação Cachoeira da Ilha e Grupo Surumu, considerando sua relevância no contexto geológico do segmento norte de Roraima, porção centro norte do Cráton Amazônico, e seu vínculo com o Episódio Orocaima, a partir de:

- I. Compreensão do modo e momento de colocação das rochas aflorantes na área;
- II. Caracterização das assinaturas geoquímicas e isotópicas do vulcanismo;
- III. Comparação das rochas vulcânicas da Formação Cachoeira da Ilha com os termos vulcânicos do Grupo Surumu, levando em conta principalmente aspectos isotópicos, geoquímicos e geocronológicos; e
- IV. Contextualização do Episódio Orocaima no reconhecimento de grandes províncias vulcânicas ao longo do Proterozoico no mundo.

1.5 MATERIAIS E MÉTODOS

A execução deste trabalho envolveu o levantamento bibliográfico e cartográfico, amostragem de rochas vulcânicas da Formação Cachoeira da Ilha e do Grupo Surumu, bem como de outras unidades aflorantes na área de estudo, e a preparação de amostras representativas para estudos petrográficos e análises geoquímica, isotópica e geocronológica. As etapas de trabalho podem ser individualizadas em:

Levantamento bibliográfico

Foi feita revisão bibliográfica sobre assuntos pertinentes ao tema da dissertação, incluindo trabalhos de mapeamento regional executados na área de estudo e em áreas adjacentes, bem como recobrimento aerogeofísico, artigos científicos, monografias e resumos

publicados em eventos, além de revisão dos principais conceitos e classificações de minerais e rochas vulcânicas.

Trabalho de Campo

Consistiu na descrição de 68 afloramentos e coleta de 46 amostras de rochas representativas das unidades investigadas em janeiro de 2019. O planejamento do trabalho de campo foi baseado principalmente em mapas geológicos, geofísicos e imagens de satélite. Os pontos amostrados estão discriminados na tabela 1 na seção de ANEXOS e representados na figura 2. A discriminação de litofácies vulcânicas teve início nessa etapa. Os critérios utilizados incluem (1) variação na proporção de piroclastos, (2) mudança nas texturas e estruturas internas e (3) relações de contato. Os termos e abreviações seguiram as sugestões de Branney e Kokelaar (2002) e a classificação dos litotipos piroclásticos foi baseada na terminologia adotada por Fisher (1966).

Petrografia

Os estudos petrográficos foram baseados em amostras de mão e em lâminas petrográficas. Foram confeccionadas 29 lâminas delgadas no Laboratório de Laminação do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília - UnB, para descrição sob luz transmitida polarizada e refletida, buscando a caracterização microscópica, incluindo composição mineralógica e feições texturais, com base nos parâmetros definidos por Schmid (1981), McPhie et al. (1993) e Le Maitre (2002). As descrições petrográficas auxiliaram na seleção de amostras para as análises geoquímicas e geocronológicas.

Geoquímica

Foram selecionadas 10 amostras para análises químicas de rocha total realizadas pelo laboratório comercial ALS global. As amostras foram britadas e pulverizadas no Laboratório de Geocronologia do Instituto de Geociências da UnB, utilizando panela de tungstênio. As análises seguiram as rotinas analíticas do laboratório ALS Global, incluindo elementos maiores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5), traço (Ni, Rb, Ba, Sr, Ta, Nb, Hf, Zr, Ti, Y, P, Th) e terras raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu). Os elementos maiores foram obtidos por fusão com metaborato ou tetraborato de lítio, seguido pela dissolução do material fundido e análise por ICP-AES. Os elementos traço e terras raras foram obtidos por fusão com borato de lítio e determinação por ICP-MS.

Os resultados dos elementos maiores e menores foram reportados em porcentagens em peso dos óxidos com limites de detecção (LMD) de 0,01% em peso. Todo o ferro das amostras foi reportado como Fe_2O_3 . Para os elementos traço, os LMD obtidos foram: 0,01 ppm (Cs, Ho, Lu, Tb e Tm), 0,03 ppm (Er, Eu, Pr, Sm e Yb), 0,05 ppm (Dy, Gd, Th e U), 0,1 ppm (Ga, Nd, Sr e Ta), 0,2 ppm (Hf, Nb e Rb), 0,5 ppm (Ba, Ce, La e Y), 1 ppm (Sn e W), 2 ppm (Zr), 5 ppm (V) e 10 ppm (Cr). Os resultados geoquímicos foram plotados em diagramas classificatórios e geotectônicos processados pelo *software* GeoChemical Data Toolkit 3.4.3 (disponível em <https://www.gcdkit.org/download>).

Geocronologia

Os dados geocronológicos foram obtidos utilizando a metodologia de U-Pb baseada no procedimento descrito por Bühn et al. (2009) e foi desenvolvida no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília por meio do espectrômetro de massa Thermo Finnigan Neptune Multicollector ICP-MS. Os cristais de zircão foram extraídos de três amostras, conforme o procedimento padrão do laboratório, compreendendo etapas de britagem, pulverização, concentração por bateia e separação magnética, utilizando separador isodinâmico Frantz. O procedimento culminou com montagem com 257 cristais de zircão, selecionados de acordo com suas características morfológicas e cor.

Para as análises ICP-MS, os grãos de zircão foram montados em tubos plásticos de 9 mm de diâmetro preenchidos com resina e polidos para obter superfície nivelada. As imagens de catodoluminescência (CL) foram obtidas por escaneamento em microscópio eletrônico de varredura e utilizadas para investigar as estruturas internas dos cristais, auxiliando na escolha do local a ser atingido pelo feixe de laser. O preparado com os grãos foi inserido em câmara com fluxo de He entre 0,35 e 0,45 l/min. A remoção de ^{204}Hg no fluxo de He foi conseguida passando o gás através de tubos de vidro contendo partículas de quartzo cobertas com ouro, minimizando a interferência isobárica com ^{204}Pb e permitindo a aplicação das correções do Pb comum.

Depois de passar no plasma de argônio, o material vaporizado foi transportado até a zona do detector que consistiu em três contadores de íons multicanal (MICs) e quatro copos de Faraday. Para a análise do padrão e das amostras, os sinais foram coletados em bloco único com 40 ciclos, cada um deles com duração de 1.049 s, e começando as leituras dos sinais só após os últimos terem atingido a máxima intensidade depois do início da ablação. A técnica de *standard bracketing* foi aplicada e o padrão internacional usado foi o zircão GJ-1 fornecido

pelo ARC National Key Centre for Geochemical Evolution and Metallogeny of Continents (GEMOC) na Austrália.

No total, foram escolhidos 109 cristais para análise. A redução dos dados foi realizada usando planilha elaborada no laboratório de geocronologia e o tratamento dos dados geocronológicos foi realizado com o auxílio do *software* ISOPLOT R (disponível em <http://pieter-vermeesch.es.ucl.ac.uk/shiny/IsoplotR>) para a geração de diagramas concórdia e isócronas.

Sm-Nd

As análises também foram realizadas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília, método descrito em Gioia e Pimentel (2000). Dez amostras de rocha total foram pulverizadas e homogeneizadas, no qual 50-100 mg de cada exemplar foi dissolvida em bombas de teflon com revestimento e aço com adição de traçadores isotópicos combinados de ^{149}Sm e ^{150}Nd em mistura de 4 ml de HF e 1 ml de HNO_3 .

Após a dissolução, o material foi secado e atacado com a mesma mistura durante quatro dias, seguido de nova secagem e dissolução com mais 2 ml de HNO_3 concentrado. Houve o processo de secagem novamente e dissolução com 6 ml de HCl (6N), secagem e por fim, dissolução em 2 ml de HCl (2,5 N). Depois da dissolução completa das amostras, a coluna primária com resina catiônica AG-50W-X8 (200-400 *mesh*) foi utilizada para separar elementos terras raras (ETR) com uso de ácido HCl.

A separação de Sm do Nd foi através de coluna secundária contendo resina HDEHP (270- 150 *mesh*). A fração coletada foi evaporada com duas gotas de H_3PO_4 0,025 N e depositada em filamentos de Re, sendo analisada em espectrômetro *Thermo Scientific TRITON™ Plus Thermal Ionization Mass Spectrometry (TIMS)* com sete coletores em modo estático. A razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ foi normalizada usando $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,7219$. A constante de decaimento radioativo usada foi $6,54 \times 10^{-12} \text{ a}^{-1}$ (Lugmair e Marti, 1978).

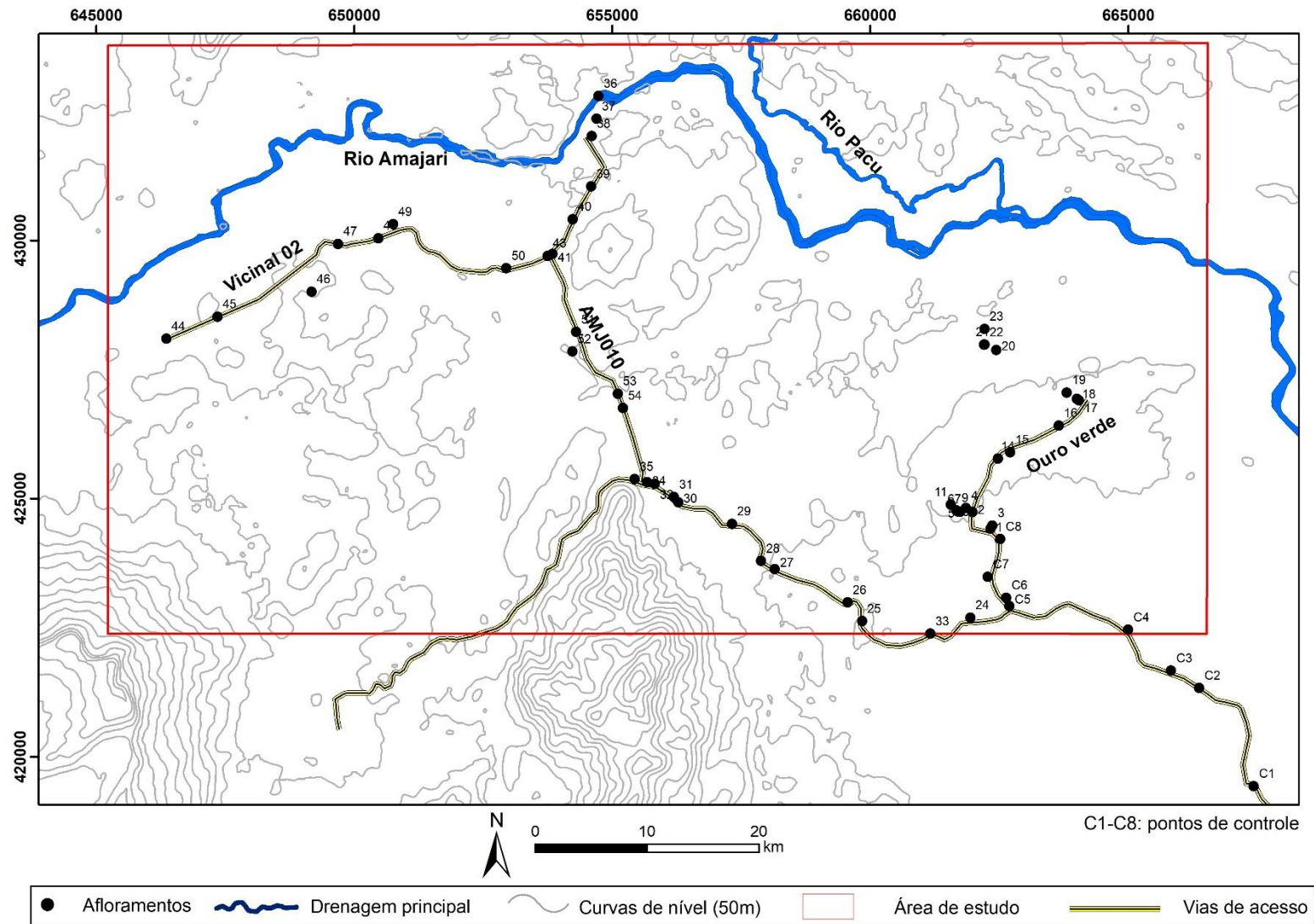


Figura 2 – Exposições visitadas com as principais vias de acesso em curvas de nível extraídas de Topodata.

2.1 COMPARTIMENTAÇÃO DO CRÁTON AMAZÔNICO

O Cráton Amazônico se mantém estável desde ca. 1,0 Ga. Encontra-se dividido pelas bacias sedimentares paleozoicas Solimões e Amazonas em dois escudos, o das Guianas a norte e Brasil Central a sul. É limitado a leste e sudeste pelos cinturões orogênicos neoproterozoicos Araguaia e Paraguai, respectivamente, a sudoeste pelo aulacógeno Tucavaca, na Bolívia e a oeste pela Cadeia Andina (Tassinari e Macambira, 2004) (Figura 3).

A partir da aplicação de diferentes métodos isotópicos (Rb-Sr, U-Pb, Pb-Pb, Sm-Nd) em rochas do embasamento metamórfico, o Cráton Amazônico é dividido em extensas zonas que apresentam determinado padrão geocronológico, definidas como províncias geocronológicas (Tassinari e Macambira, 1999). Tassinari e Macambira (2004) e Santos et al. (2006) aperfeiçoaram e detalharam os processos de evolução crustal do cráton discutidos por outros autores, como Amaral (1974), Cordani et al. (1979), Tassinari (1981), Cordani e Brito Neves (1982), Teixeira et al. (1989), Tassinari (1996), Tassinari e Macambira (1999) e Santos et al. (2000), atualizando a divisão em províncias.

Tassinari e Macambira (2004) subdividiram o Cráton Amazônico em seis províncias geocronológicas: Amazônia Central (2,5 Ga), Maroni-Itacaiúnas (2,25-2,0 Ga); Ventuari-Tapajós (1,95-1,8 Ga); Rio Negro-Juruena (1,8-1,55 Ga), Rondoniana-San Ignácio (1,55-1,3 Ga) e Sunsás (1,3-1,0 Ga) (Figura 3A).

Santos et al. (2000) propuseram subdivisão em sete províncias e um cinturão de cisalhamento, respectivamente, Carajás (3,10–2,53 Ga), Transamazonas (2,25–2,00 Ga), Rio Negro (2,32-2,07 Ga), Tapajós-Parima (2,10–1,87 Ga), Amazônia Central (1,88–1,70 Ga), Rondônia-Juruena (1,76–1,47 Ga), Sunsás e K'Mudku (1,45-1,10 Ga).

A partir da disponibilidade de mapeamentos geológicos regionais atualizados, novos dados aerogeofísicos e dados isotópicos adicionais, Santos et al. (2006) refinaram os limites das províncias descritas por Santos et al. (2000), diminuindo as regiões consideradas como arqueanas, aumentando a Província Transamazonas e estendendo as províncias Rio Negro e Tapajós-Parima para leste (Figura 3B).

Os modelos de Tassinari e Macambira (1999, 2004) e Santos et al. (2000, 2006) apresentam limites distintos para as províncias, assim como para os intervalos temporais das orogenias, mas de maneira geral, descrevem e seguem linha evolutiva similar, implicando em evolução crustal do cráton ao longo do Arqueano, Paleo- e Mesoproterozoico, resultando em formação de material juvenil, retrabalhamento crustal e amálgama de crostas.

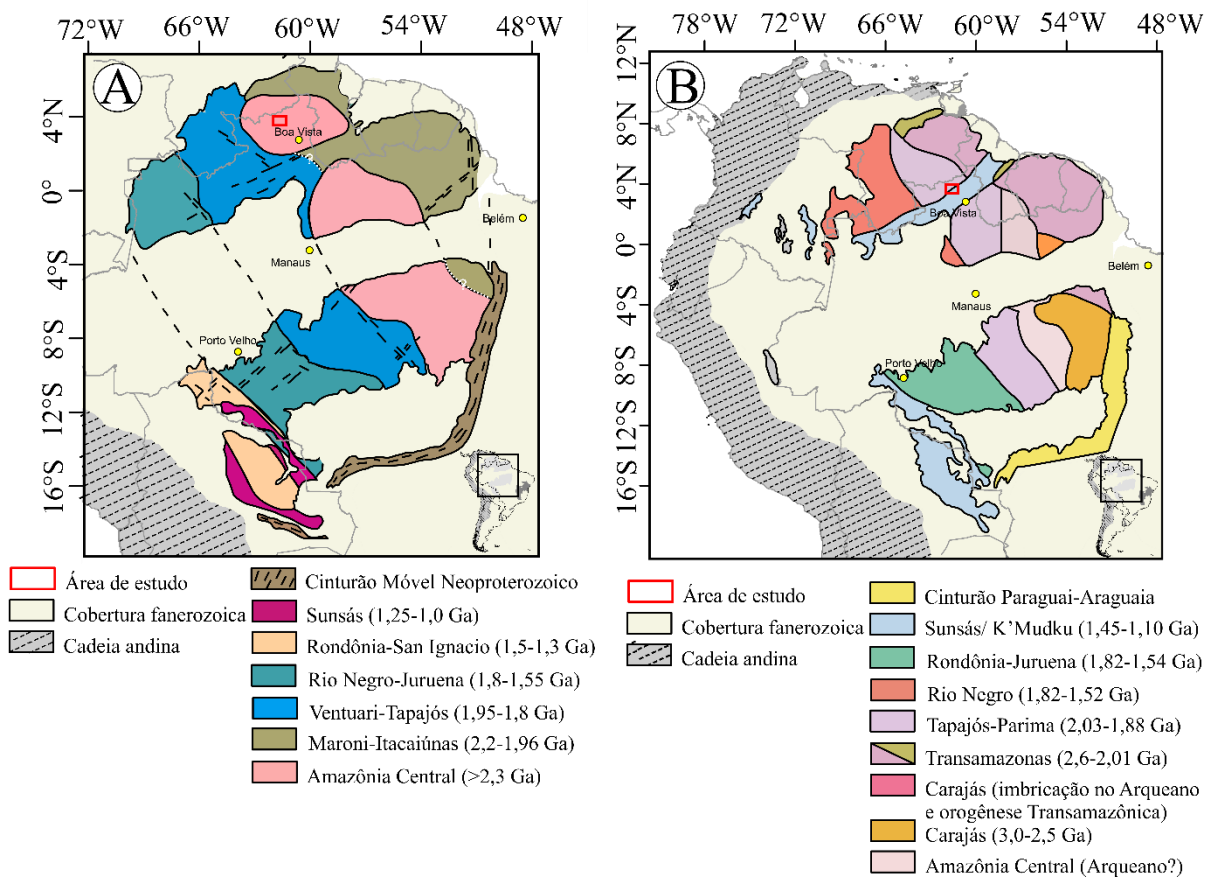


Figura 3 – Compartimentação do Cráton Amazônico em províncias geocronológicas de Tassinari e Macambira (1999, 2004) em A, e em B segundo o modelo de Santos et al. (2000, 2006, 2008).

No contexto dos modelos de províncias geocronológicas, as rochas estudadas situam-se na Província Amazônia Central de Tassinari e Macambira (1999, 2004), e na Província Tapajós - Parima de Santos et al. (2000, 2006) (Figura 3A e 3B).

2.2 GEOLOGIA REGIONAL

O arcabouço geológico de Roraima é dividido em quatro domínios litoestruturais, caracterizados por associações geológicas, idades e feições estruturais específicas: Guiana Central (NE-SW), Parima (NW-SE), Uatumã – Anauá (NW-SE e NE-SW, anteriormente Anauá-Jatapu) (Reis e Fraga, 1998; Reis et al., 2003, 2004) e Surumu (WNW-ESE e E-W, anteriormente Urariquera) (Figura 4).

O domínio Guiana Central compreende unidades litológicas referentes ao Paleo- e Mesoproterozoico. Seus limites, tanto ao norte como ao sul, estão em grande parte encobertos por sedimentos cenozoicos. Depósitos detrítico-lateríticos (Paleogeno) aparecem no limite com o domínio Surumu e registram reativações neotectônicas, bem como intrusões graníticas (1,56-

1,53 Ga) (Reis et al., 2003). O limite sul do domínio é muito bem demarcado pela Falha do Itã (Fraga, 2002). A Bacia de Tacutu representa reativação mesozoica extensional (Reis et al., 2003).

A porção oeste-noroeste de Roraima é abrangida pelo domínio Parima. Apresenta importantes faixas deformacionais e extensos terrenos granito-*greenstone* pós-transamazônicos (Reis et al., 2003). O domínio inclui terrenos granito-gnáissicos, sucessões metavulcanossedimentares, suítes graníticas de diversas tipologias, além de corpos máficos, coberturas sedimentares mesoproterozoicas e diques de diabásio (Almeida et al., 2003; Reis et al., 2003).

O domínio Uatumã-Anauá exibe idades em rocha que variam de 2,03 Ga a 1,81 Ga (Reis et al., 2003). Os litotipos aflorantes representam grande variedade litológica, compreendendo ampla diversidade de granitoides e rochas vulcânicas, sedimentares e metamórficas de baixo a alto grau.

O domínio Surumu engloba a porção nor-nordeste de Roraima e corresponde a terreno vulcano-plutônico-sedimentar, incluindo o episódio vulcânico Orocaima, com a estruturação principal variando de WNW-ESSE a E-W (Reis e Fraga, 1998; Reis et al., 2003, 2004), cujo limite a oeste é com o Domínio Parima e a sul com o Cinturão Guiana Central (Figura 4).

2.3.1 Domínio Surumu

O embasamento do Domínio Surumu (DS) abrange tonalitos e granodioritos com expressivo bandamento composicional, cálcio-alcálicos, tipo I, de médio a alto-K, com idades em torno de 2,03-2,04 Ga (U-Pb em zircão), pertencentes à Suíte Trairão (Fraga et al., 2010), além de rochas supracrustais transamazônicas incluídas no Grupo Cauarane (<2,38 Ga, Reis e Fraga, 1998; Reis et al., 2003, 2004; 2,03-1,97 Ga, Fraga et al., 2010).

Granitos do tipo S (1969 Ma, Reis et al., 2004; 1995 ± 4 Ma, Fraga et al., 2010) do Granito Amajari, além de monzogranitos, com sienogranitos, granodioritos e tonalitos paleoproterozoicos subordinados, geralmente com foliação magmática bem desenvolvida e denominados de Granito Mixiguana também são descritos no sudoeste do domínio (Fraga et al., 2010). Os corpos graníticos da Suíte Pedra Pintada e as rochas vulcânicas do Grupo Surumu integram o vulcano-plutonismo Orocaima (1,98-1,96 Ga, Reis et al., 2003; Fraga et al., 2010). Fraga et al. (2010) descrevem a coexistência dessas rochas com sienogranitos e ignimbritos tipo-A da Suíte Aricamã e Formação Cachoeira da Ilha, respectivamente.

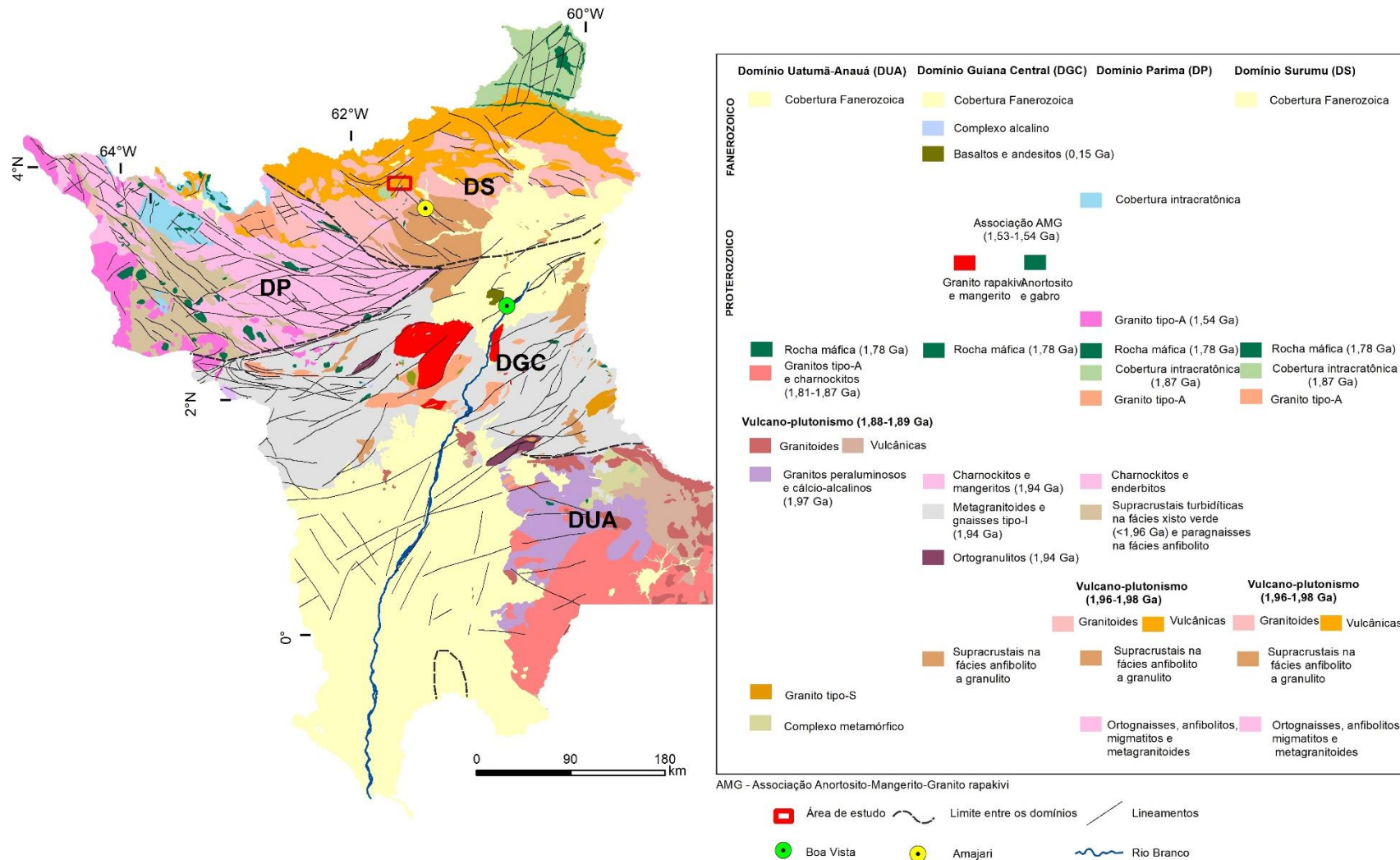


Figura 4 – Domínios litoestruturais de Roraima e suas principais unidades litoestratigráficas (Reis e Fraga, 1998; Reis et al., 2003).

O domínio também engloba coberturas sedimentares atribuídas ao Supergrupo Roraima (Reis e Yánez, 2001), diques máficos relacionados ao Diabásio Avanavero, gabros e hornblenditos Igarapé Tomás e rochas de afinidade lamprófirica (diques e corpos efusivos) relacionadas ao Lamprófiro Serra do Cupim (Fraga et al., 2010).

2.3 GEOLOGIA LOCAL

2.3.1 Suíte Pedra Pintada

Proposta inicialmente por Fraga et al. (1997) como Suíte Intrusiva Pedra Pintada e renomeada por Fraga et al. (2010) para Suíte Pedra Pintada (SPP), a unidade reúne granitoides tipo-I, cálcio-alcálicos de alto-K, metaluminosos a fracamente peraluminosos (Fraga et al., 1997, 2010; Reis et al., 2003), com idade em torno de 1,96 Ga (U-Pb SHRIMP, Santos et al., 2003; 1985±1 Ma, U-Pb, Fraga et al., 2010) aflorantes na porção centro-norte do domínio Surumu.

Fraga et al. (2010) individualizaram dois corpos, Trovão e Flechal, ambos com três litofácies distintas, variando de quartzo dioritos e tonalitos a granodioritos e monzogranitos, respectivamente, exibindo zoneamento composicional, com predomínio de rochas menos evoluídas e mais ricas em minerais máficos na porção sul e de exposições mais evoluídas a norte, facilmente discriminadas em produtos aerogamaespectrométricos. As rochas pertencentes à suíte incluem xenólitos de paragnaisses deformados do Grupo Cauarane e de granitos da Suíte Trairão.

Os dados isotópicos de Sm-Nd, com $\epsilon_{Nd(T)}$ entre +0,6 e +3,8 e T_{DM} entre 1978 e 2273 Ma, respectivamente, sugerem que não houve participação de crosta arqueana na geração do magma que formou os litotipos das Suíte Pedra Pintada (Fraga et al., 2010). Entretanto, os autores mencionam a proximidade dos valores de $\epsilon_{Nd(T)}$ e idade T_{DM} com os observados nos granitos do tipo S e nos paragnaisses Cauarane, ambos de origem crustal (2135 Ma e 2008 Ma e +1,8 e +1, respectivamente), bem como a presença de herança transamazônica (2005±45 Ma, por exemplo). Em decorrência, um ambiente pós-colisional é colocado para a SPP (Fraga et al., 1997), visto que a fusão parcial da crosta inferior pode ser induzida por magmas mantélicos, permitindo, assim, variados graus de mistura, contaminação e coexistência (Harris et al., 1986 *apud* Fraga et al., 2010).

2.3.2 Grupo Surumu

A unidade foi definida por Barbosa e Ramos (1956) para englobar termos vulcânicos efusivos e piroclásticos bem preservados, de composição predominantemente ácida, que recobrem extensa área no norte de Roraima, anteriormente correlacionados ao Evento Uatumã. Composicionalmente, correspondem a andesitos, dacitos e riolitos, além de ignimbritos, rochas subvulcânicas e sedimentares vulcanogênicas (Fraga et al., 2010). O vulcanismo Surumu apresenta caráter predominantemente subaéreo, relacionado a caldeira (Dreher et al., 2005; Fraga et al., 2010). As rochas vulcânicas exibem forte afinidade geoquímica e temporal (1966 ± 9 Ma, U-Pb, Schobbenhaus et al., 1994; 1984 ± 7 Ma, U-Pb, Santos et al., 2003) com os granitoides da Suíte Pedra Pintada (Reis e Fraga, 1996; Fraga et al., 1997, 2010; Reis et al., 2000).

2.3.3 Suíte Aricamã

Definida por Fraga et al. (2010), esta unidade compreende granitos tipo A, anteriormente relacionados à Suíte Intrusiva Saracura. Ocorre de forma intrusiva nos granitoides da Suíte Pedra Pintada e nos termos vulcânicos do Grupo Surumu, sendo notadamente diferenciada em produtos aerogamaespectrométricos. São granitos isotrópicos, leucocráticos a hololeucocráticos, com baixa susceptibilidade magnética, com textura variando de equigranular média a porfírica (Fraga et al., 2010; Viana, 2012).

As rochas da Suíte Aricamã correspondem a álcali-feldspato granito, expostas nas serras do Aricamã, Santa Luzia, da Flecha, Cantinho e porção oeste da Areia Branca, bem como biotita álcali-feldspato granito aflorante nas serras Areia Branca e Ametista. São subalcalinas, metaluminosas a peraluminosas (Viana, 2012) e exibem altos conteúdos de SiO_2 (71,57-74,52%) e álcalis (7,75-9,51%), com razões $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ entre 0,99 e 2,07. São pobres em CaO (0,16-0,66%) e MgO (0,01-0,16%), com razões $\text{FeO}^*/\text{FeO}^*+\text{MgO}$ de 0,92-0,99. São enriquecidas em Rb, Zr, Nb, Y, Ta e Ga, empobrecidas em Ba e Sr e exibem altos conteúdos de ETR totais e anomalia negativa de Eu bastante acentuada (Fraga et al., 2010).

A idade modelo T_{DM} de 2107 Ma e o valor de $\epsilon_{Nd}(t)$ de +2,0, calculados para a Suíte Aricamã, estão no intervalo de valores verificados para a Suíte Pedra Pintada, para os granitos do tipo S e para as rochas supracrustais Cauarane (Fraga et al., 2010). Segundo os autores, esse quadro permite sugerir a geração dos granitos Aricamã a partir da fusão parcial de fontes crustais juvenis transamazônicas. A idade U-Pb (SHRIMP em zircão) de 1986 ± 4 Ma sugere a correlação ao vulcano-plutonismo cálcio-alcálico que gerou as rochas vulcânicas do Grupo Surumu e os granitoides Pedra Pintada, caracterizando a coexistência de magmatismos do tipo A e do tipo I cálcio-alcálico de alto-K na porção norte de Roraima (Fraga et al., 2010).

2.3.4 Formação Cachoeira da Ilha

A Formação Cachoeira da Ilha (FCI) foi inicialmente caracterizada durante o mapeamento geológico da Folha NA.20-X-A-III Vila de Tepequém (Fraga et al., 2010), com a individualização de corpos tidos anteriormente como pertencentes ao Grupo Surumu. A diferenciação apoiou-se essencialmente em critérios geoquímicos e aerogeofísicos, em particular, anomalias gamaespectrométricas significativas (Fraga et al., 2010).

Segundo Fraga et al. (2007, 2010), a formação engloba ignimbritos riolíticos dispostos sob a forma de corpos lenticulares e rochas subvulcânicas ácidas que ocorrem como diques cortando os termos vulcânicos do Grupo Surumu e os granitoides da Suíte Pedra Pintada.

Os ignimbritos são geralmente cinza escuros ou pretos, com ocorrências de variedades de cores carmim, vermelha, cinza clara e cinza rosada. Contêm fenocristais de quartzo, feldspato-K e plagioclásio (1-5 mm) e fragmentos de púmice (até 15 cm de comprimento, Fraga et al., 2007, 2010). Ainda segundo esses autores, ocorrem ignimbritos pouco soldados e soldados, os últimos contendo fragmentos de púmice com estruturas foliadas.

As rochas subvulcânicas são hololeucocráticas, em geral porfiríticas, avermelhadas ou róseas, raramente acinzentadas, correspondendo a álcali-feldspato microgranitos, riolitos e quartzo microssienitos (Fraga et al., 2007, 2010).

As rochas da Formação Cachoeira da Ilha correspondem a riolitos subalcalinos, transicionais entre metaluminosos e fracamente peraluminosos, cujas características geoquímicas, como os altos conteúdos em SiO₂, álcalis e elementos HFS (*high field strength*) e ETR (elementos terras raras) leves indicam afinidade química com magmas do tipo A (Fraga et al., 2010).

Datação Pb-Pb por evaporação em monocristais de zircão forneceu idade de 1990±5 Ma para ignimbrito da unidade (Fraga et al., 2010). Embora não haja dados isotópicos Sm-Nd, os autores admitem que sua origem envolva a fusão de fontes crustais quartzo-feldspáticas de composição quartzo-diorítica a tonalítica ou granodiorítica.

A partir das relações geológicas, geoquímicas e petrogenéticas, Bezerra (2010) propõe que riolitos e traquidacitos aflorantes nas serras do Tabaco e Taramé, centro oeste do Domínio Surumu, estruturados predominantemente em fluxo laminar de caráter metaluminoso, afinidade geoquímica com rochas da série alcalina, bem como com granitos tipo A reduzido, pertencem à Formação Cachoeira da Ilha e subordinadamente ao Grupo Surumu, diferente da proposta do mapeamento realizado por CPRM (1999), que engloba estas rochas apenas no Grupo Surumu.

Ainda não há dados geocronológicos para a fase efusiva da FCI, mas Schobbenhaus et al. (1994) informam idade U-Pb (ID-TIMS) de 1966 ± 9 Ma para as rochas vulcânicas aflorantes na Serra do Tabaco.

Com base em dados geoquímicos, Viana (2012) propõe que os álcali-feldspato granitos da Suíte Intrusiva Saracura, englobados na Suíte Aricamã por Fraga et al. (2010), sejam os correspondentes intrusivos das rochas vulcânicas da Formação Cachoeira da Ilha, denominando o magmatismo responsável pela geração destas rochas de Areia Branca.

2.3.5 Gabro Igarapé Tomás

Esta unidade foi proposta informalmente por Fraga et al. (2010) para englobar pequenos corpos de hornblenda gabro e hornblendito intrusivos em paragneisses Cauarane, granitoides Trairão e Pedra Pintada e vulcânicas Surumu, distinguidos na Folha Vila de Tepequém, anteriormente incluídos na Suíte Máfica-Ultramáfica Uraricaá. De acordo com os autores, essas rochas são subalcalinas, predominantemente toleíticas, com raras ocorrências de natureza cálcio-alcalina, distribuindo-se nos campos dos piroxenitos, gabros e dioritos. As rochas foram geradas a partir da fusão parcial de fontes mantélicas de composições distintas, mas geralmente empobrecidas em Ti, Y e ETR pesadas em relação às fontes dos basaltos tipo N-MORB (Fraga et al., 2010).

2.4 UNIDADES VULCÂNICAS PALEOPROTEROZOICAS DE COMPOSIÇÃO ÁCIDA-INTERMEDIÁRIA EM DOMÍNIOS NO ESCUDO DAS GUIANAS

No Cráton Amazônico as rochas vulcânicas efusivas e vulcanoclásticas ocorrem com texturas e estruturas bastante preservadas e são correlacionadas a importantes episódios vulcano-plutônicos entre 2,0 e 1,75 Ga (e.g. Basei, 1977).

No Escudo das Guianas os principais e mais antigos eventos de vulcanismo ocorreram durante o Orosiriano e correspondem ao vulcano-plutonismo Orocaima, com idade de 1,96-1,98 Ga (Reis et al., 2000, 2003; Fraga e Reis, 2002), intervalo recentemente expandido para 2,00-1,96 Ga (Fraga et al., 2017), e ao evento Uatumã, que ocorreu há 1,88-1,89 Ga (Costi et al., 2000; Klein e Vasquez, 2000; Barreto et al., 2013; Roverato et al., 2016, 2017, 2019) (Figura 5).

As rochas vulcânicas do episódio Orocaima distribuem-se no Domínio Surumu, incluindo o Grupo Surumu (1984 ± 9 Ma, U-Pb SHRIMP, Santos et al., 2003; 1990 ± 3 Ma, Pb-Pb, Fraga et al., 2010), no norte de Roraima (Reis et al., 2000; Dreher et al., 2005; Bezerra, 2010; Fraga et al., 2010; Bezerra e Nascimento, 2011), a Formação Iwokrama, oeste da Guiana

(Berrangé 1977; Nadeau et al., 2013; Reis et al., 2017), a Formação Dalbana, sul do Suriname (Gibbs e Barron 1993) e o Grupo Cuchivero, Venezuela (Gibbs e Barron 1993). As rochas vulcânicas da Formação Cachoeira da Ilha (Domínio Surumu, 1990 ± 5 Ma, Pb-Pb, Fraga et al., 2010) também são incluídas por Fraga et al. (2017) nesse evento.

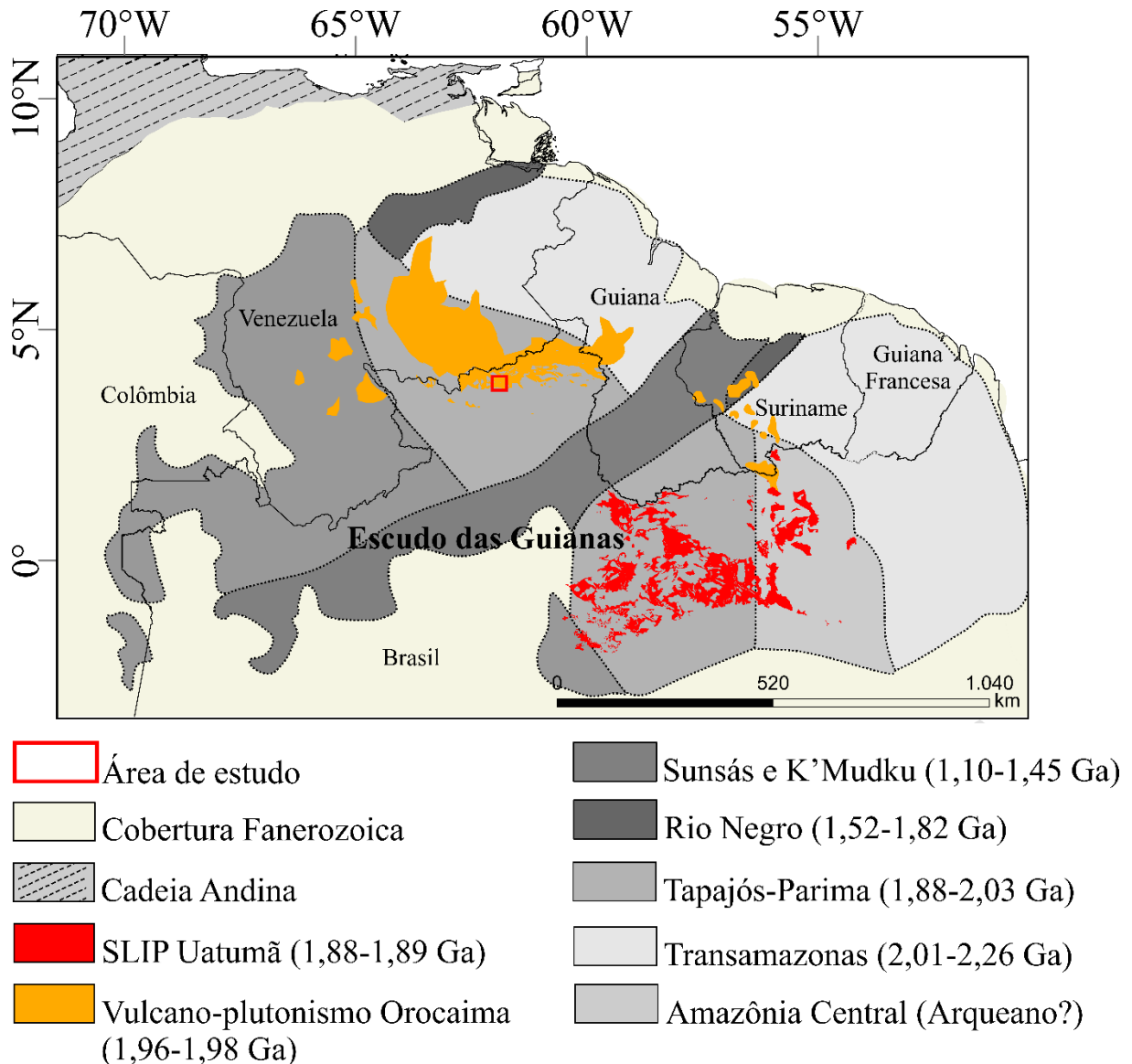


Figura 5 – Distribuição do vulcanismo ácido-intermediário paleoproterozoico no Escudo das Guianas, norte do Cráton Amazônico (modificado de Pierosan et al., 2011; Klein et al., 2012; Kroonenberg et al., 2016; Simões et al., 2017).

De forma geral, as rochas formadas correspondem a tipos de natureza cálcio-alcálica, tipo-I, de alto potássio, metaluminosas a marginalmente peraluminosas (Reis e Fraga, 1996; Reis et al., 1999; Dreher et al., 2005; Bezerra, 2010) e a tipos com afinidade química com magmas do tipo-A, subalcalinas, transicionais entre metaluminosas e fracamente peraluminosas

(Fraga et al., 2010). As características químicas das rochas cálcio-alcálicas (Reis et al., 2000) indicam cenário pós-colisional ou tardi-orogênico, relacionado ao fim da Orogenia Transamazônica, ou magmatismo de arco (Santos, 2003). Fraga et al. (2010) utilizam esse contexto para caracterizar a contemporaneidade entre os magmatismos de tipos A e I.

As rochas relacionadas ao evento Uatumã no Escudo das Guianas, constituem volumoso magmatismo de natureza vulcano-plutônica, que se estende desde o sudeste de Roraima até o noroeste do Pará. As semelhanças geocronológicas e geoquímicas dessas rochas levaram alguns autores a defenderem a ocorrência de apenas um episódio magmático para essa região do Cráton Amazônico (Santos, 1984). Entretanto, trabalhos como o de Dall'Agnol et al. (1994), assinalam as heterogeneidades, argumentando que os eventos não foram comagmáticos e que não há relação temporal entre as rochas vulcânicas aflorantes no norte do Amazonas e sul de Roraima com os demais, até então reunidos no Supergrupo Uatumã (Schobbenhaus et al., 1994; Costi et al., 2000). Vários autores (Reis et al., 2000; Klein e Vasquez, 2000; Lamarão et al., 2002, 2005; Fernandes et al., 2006, 2011; Ferron et al., 2006, 2010; Valério et al., 2009; Barreto et al., 2013; Antonio et al., 2017) associam esse episódio vulcânico, bem como rochas magmáticas plutônicas correlatas, a uma *silicic large igneous province* (SLIP; Bryan, 2007; Bryan e Ernst, 2008).

Em seu trabalho mais recente Fraga et al. (2017) argumentam que a distribuição da SLIP Uatumã apresenta importante relação com arcos magmáticos de 2,04-2,02 Ga e com o vulcano-plutonismo Orocaima. Os autores propõem que os processos orogênicos ocorridos entre 2,04 e 1,96 Ga tenham contribuído para a formação das fontes hidratadas e férteis na base da crosta, permitindo fusão crustal em larga escala, associada a tectônica extensional e adição de calor, marcando período de evolução do supercontinente Columbia e gerando o extenso vulcanismo e plutonismo paleoproterozoico do Cráton Amazônico.

CAPÍTULO 3 - CONCEITOS FUNDAMENTAIS E CLASSIFICAÇÃO DE DEPÓSITOS VULCÂNICOS EXPLOSIVOS

As erupções vulcânicas podem ser efusivas e/ou explosivas. As primeiras são representadas por fluxos de lava e domos, geralmente associados a corpos intrusivos sin-vulcânicos (Figura 6) (McPhie et al., 1993).

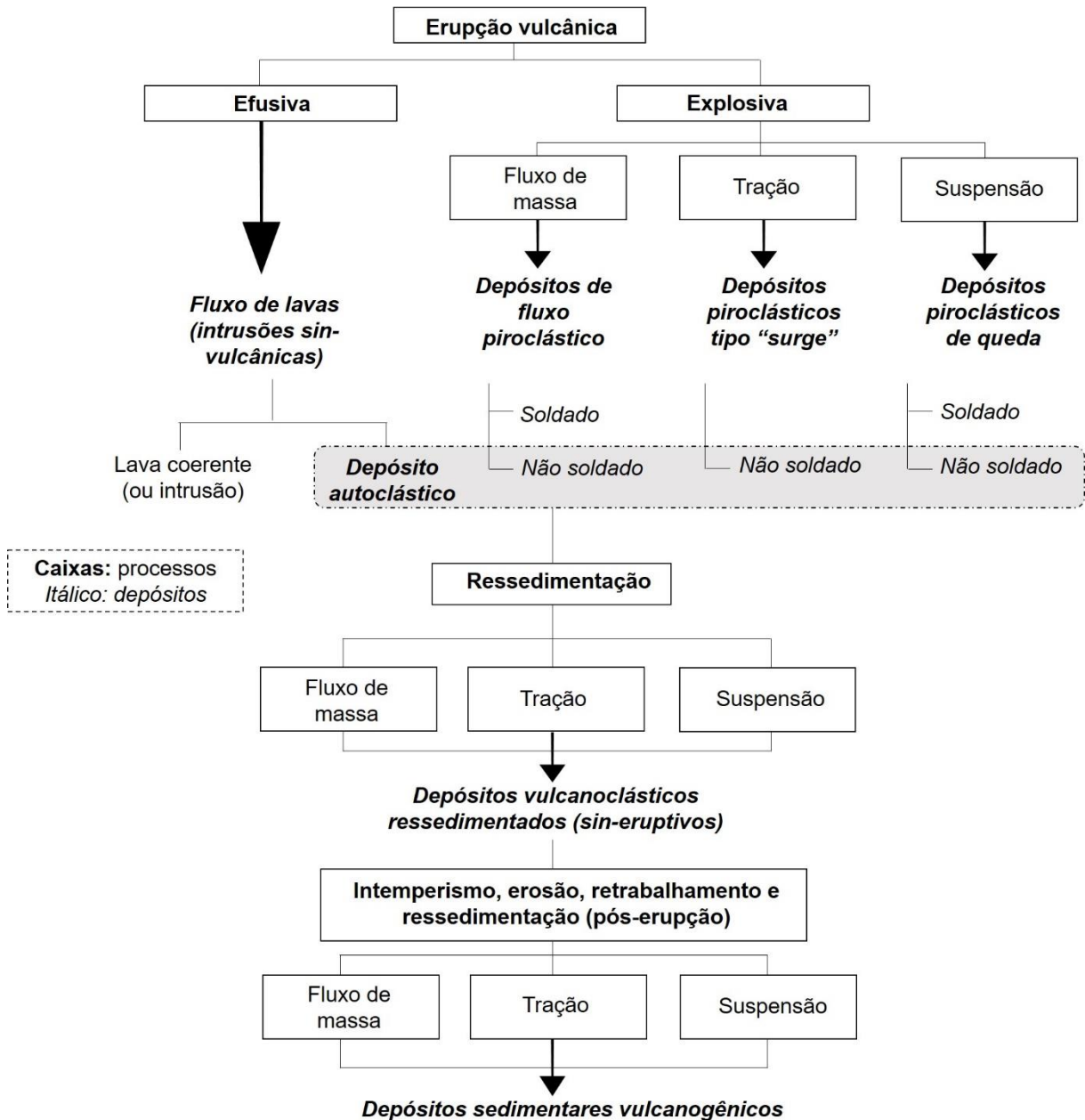


Figura 6 – Classificação genética de depósitos vulcânicos (McPhie et al., 1993).

Os episódios explosivos liberam grandes volumes de fragmentos vulcânicos (piroclastos) imersos em voláteis de alta temperatura, cujo transporte ocorre por mecanismos de suspensão, tração e fluxo de massa, resultando na formação de depósitos primários do tipo queda, *surge* e fluxo piroclástico, respectivamente (Figura 6), podendo ocorrer todos a partir de uma mesma erupção (Fisher e Schmincke, 1984; Cas e Wright, 1987; McPhie et al., 1993; Le

CAPÍTULO 3 - CONCEITOS FUNDAMENTAIS E CLASSIFICAÇÃO DE DEPÓSITOS VULCÂNICOS EXPLOSIVOS

Maitre, 2002; Sommer et al., 2003), bem como depósitos piroclásticos ressedimentados sin-eruptivos e sedimentares vulcanogênicos (Figura 6) (McPhie et al., 1993).

As partículas podem ser cristaloclastos, fragmentos de cristais originados a partir do próprio magma, capturados no ato da cristalização, vitroclastos, fragmentos de vidro vulcânico ou litoclastos, fragmentos de rochas, cuja composição geralmente é similar à do magma, mas que também podem ser originados a partir do conduto vulcânico ou relacionados a outros tipos de rochas (Le Maitre, 2002; Sommer et al., 2003).

O depósito de queda é formado a partir do colapso por gravidade da coluna eruptiva constituída por tefra e gás (Cas e Wright, 1987), bem como associado a fluxo piroclástico, a partir de finas partículas suspensas que se movem de forma turbulenta acima do fluxo em movimento (Fisher e Schmincke, 1984).

O fracionamento eólico faz com que os depósitos sejam predominantemente bem selecionados, com espessura uniforme, preenchendo regularmente o relevo, exceto em topografias íngremes (Figura 7). As variações no comportamento da coluna de erupção podem resultar em estratificação planar ou laminação interna (Cas e Wright, 1987).

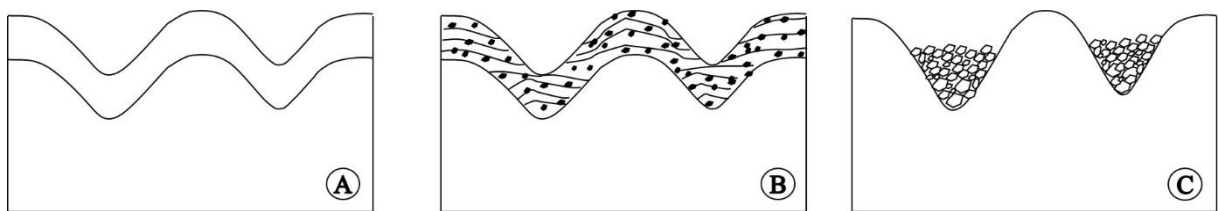


Figura 7 – Relação dos principais mecanismos de transporte e suas respectivas geometrias sobre uma mesma topografia. A) Depósito de suspensão (queda). B) Depósito de tração (*surge*). C) Depósito de fluxo de massa (fluxo piroclástico) (Sommer et al., 2003).

O depósito de *surge* (*base surge*, *ash-cloud surge* e *ground surge*) é resultado do transporte de baixa concentração de partículas, de forma turbulenta, em meio a alta dispersão de gases, conferindo-lhe maior fluidez ao longo da superfície. Ao se depositarem, acompanham a topografia, embora tenham tendência de se acumular e espessar nas depressões (Figura 7). As principais características distintas desse tipo de depósito são a presença de *lapilli* acrescionário e estruturas semelhantes às que ocorrem em rochas sedimentares, como marcas de onda, laminação plano-paralela e lentes de fluidização, por exemplo (Cas e Wright, 1987).

O fluxo piroclástico é definido como sendo uma corrente quente, densa, com alta mobilidade, constituída por altas concentrações de voláteis e partículas formadas a partir da desintegração do magma ou da fragmentação de rochas (Wright e Walker, 1981; Cas e Wright, 1987). A deposição dos fluxos é controlada pela topografia, preenchendo vales e depressões

CAPÍTULO 3 - CONCEITOS FUNDAMENTAIS E CLASSIFICAÇÃO DE DEPÓSITOS VULCÂNICOS EXPLOSIVOS

como visto na figura 7, podendo apresentar volumes variáveis (<0,1 até >1000 km³) e percorrer distâncias inferiores a 1 km a superiores a 100 km (Cas e Wright, 1987; Sommer et al., 2003).

Os depósitos (*block* e *ash flow*; *scoria* e *ash flow*; *ignimbrite* ou *pumice flow*) podem ser formados em associação com extrusão de domos e fluxos de lavas, plumas vulcânicas que entram em colapso pela ação da gravidade ou associados diretamente aos condutos vulcânicos (Fisher e Schmincke, 1984; McPhie et al., 1993; Sommer et al., 2003). Geralmente, são maciços e mal selecionados, embora também manifestem gradação *coarse tail* (Cas e Wright, 1987; McPhie et al., 1993). Apresentam composições dacíticas e riolíticas em sua grande maioria e consistem predominantemente de material piroclástico juvenil, com tamanhos que variam de *lapilli* a blocos. Os clastos maiores são sustentados por matriz rica em púmice, *shards* e cristaloclastos (McPhie et al., 1993).

O depósito ressedimentado sin-eruptivo é formado a partir da rápida ressedimentação de piroclastos ou partículas autoclásticas, não modificadas texturalmente, enquanto que o sedimentar vulcanogênico contém partículas derivadas por erosão de depósitos vulcânicos preexistentes (Cas e Wright 1987; McPhie et al., 1993).

A classificação de rochas piroclásticas é puramente descritiva e utiliza grande variedade de critérios, fundamentando-se no tamanho dos grãos e sua distribuição, nos tipos e origem dos fragmentos, além do grau de soldagem, por exemplo (Fisher, 1966; McPhie et al., 1993; Le Maitre, 2002). Em registros antigos deve-se considerar o grau de preservação dos depósitos, assim como as modificações a que foram sujeitos (transporte, deposição, diagênese, hidrotermalismo e metamorfismo), levando em conta que aspectos texturais de deposição em alta temperatura, como soldagem, disjunção colunar, estruturas de escape de gases e cristalização da fase vapor, podem contribuir de maneira significativa no reconhecimento de depósitos vulcânicos primários (Sommer et al., 2003).

Quanto ao tamanho, as partículas, podem ser de granulometria cinza (<2 mm), *lapilli* (2-64 mm) e bloco ou bomba (>64 mm) (Schmid, 1981). Quanto à origem, podem ser juvenis (essencial), fragmentos derivados diretamente do magma, cognatos, quando originados da fragmentação de rochas vulcânicas co-magmáticas formadas anteriormente, ou ainda acidentais, clastos englobados aleatoriamente durante o transporte, podendo apresentar qualquer composição (McPhie et al., 1993; Le Maitre, 2002).

O grau de soldagem é uma característica diretamente relacionada aos processos de litificação e deformação de partículas de púmices, *shards*, litoclastos e cristaloclastos, podendo ser homogênea ou não ao longo do depósito. A textura eutaxítica (achatamento de púmices e

CAPÍTULO 3 - CONCEITOS FUNDAMENTAIS E CLASSIFICAÇÃO DE DEPÓSITOS VULCÂNICOS EXPLOSIVOS

vitroclastos - *fiammes*) é indicativa desse processo e característica de acumulação piroclástica primária, sendo responsável por reduzir a porosidade e aumentar a densidade do depósito (Le Maitre, 2002). Texturas esferulítica e micropoiquilítica, além de *litophysae*, embora não sejam exclusivas deste tipo de depósito, também ocorrem com frequência e são resultado da instabilidade termodinâmica da fração vítrea (devitrificação) (Sommer et al., 2003).

Os esferulitos apresentam diferentes morfologias relacionadas diretamente à temperatura de formação e seu crescimento consiste em arranjos fibrorradiados, em que cada fibra é considerada como cristal individual que possui orientação cristalográfica diferente dos cristais adjacentes (Figura 8) (Logfren, 1971), sendo importante ressaltar que a largura do feixe, ou seja, do cristal, aumenta proporcionalmente com a temperatura (McPhie et al., 1993).

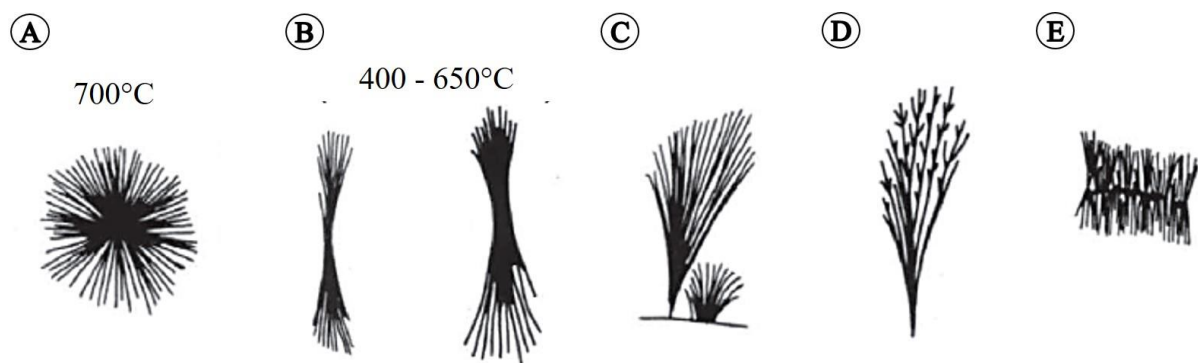


Figura 8 – Morfologias de esferulitos. A) Esferulito esférico. B) Esferulito gravata borboleta (*bow-tie*). C) Esferulito em leque. D) Esferulito plumoso. E) Esferulito axiolítico (Logfren, 1974).

A textura micropoiquilítica é representada por mosaico de cristálitos incluídos em pequenos grãos, geralmente irregulares (<1mm), originados pela nucleação e crescimento de fases distintas durante a devitrificação primária em altas temperaturas. *Litophysae* envolvem a nucleação de esferulitos a partir de pequenas vesículas, que tendem a se expandir pela liberação dos voláteis, desenvolvendo uma cavidade central (Sommer et al., 2003).

Outra textura importante e comum nessas rochas, principalmente nas densamente soldadas, é a textura perlítica, que consiste na quebra do vidro vulcânico, em seu estado sólido, na forma de fissuras arqueadas e concêntricas causadas por hidratação, em que a água aumenta o volume do material vítreo por difusão (McPhie et al., 1993).

De acordo com Le Maitre (2002), os depósitos piroclásticos podem ser classificados ainda em relação à variação ou não da fração granulométrica, em unimodais (bem selecionados) ou polimodais (pobremamente selecionados) (Figura 9A), e segundo a composição dos fragmentos

CAPÍTULO 3 - CONCEITOS FUNDAMENTAIS E CLASSIFICAÇÃO DE DEPÓSITOS VULCÂNICOS EXPLOSIVOS

com a subdivisão de tufos e cinzas em cinza ou tufo vítrico, cinza ou tufo a cristal e cinza ou tufo lítico (Figura 9B).

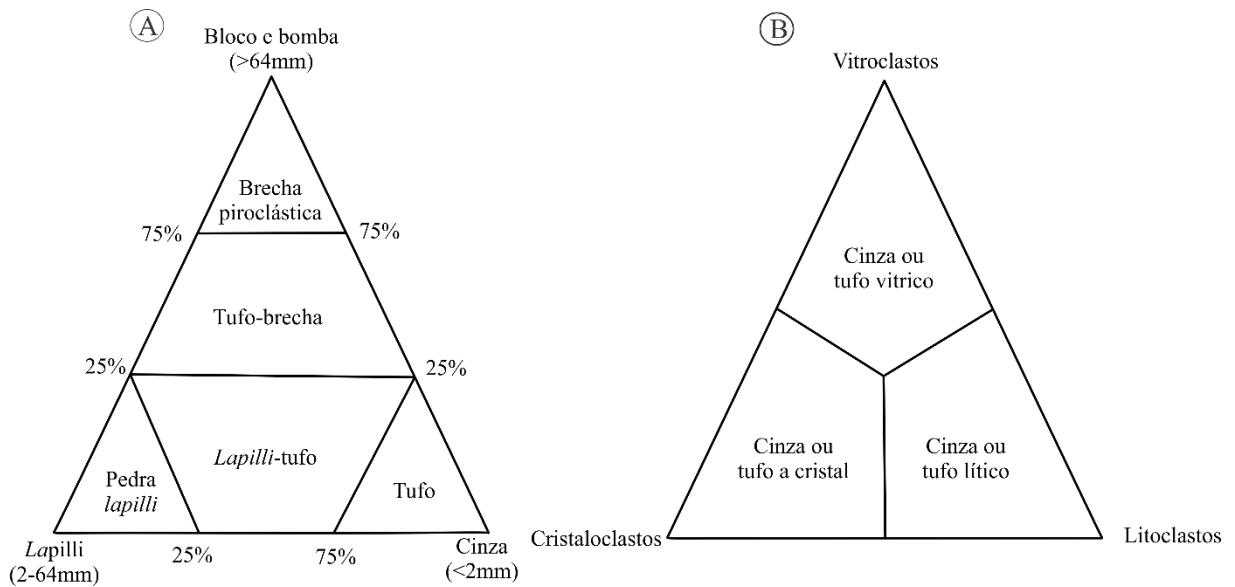


Figura 9 – Classificação de depósitos piroclásticos. A) Classificação granulométrica de depósitos piroclásticos primários polimodais (Fisher, 1966). B) Classificação de cinzas e tufos conforme a composição dos fragmentos (Schmid, 1981).

A faciologia vulcânica fornece critérios básicos e dados essenciais para identificar relações espaciais e temporais entre os produtos gerados, bem como a definição dos processos de transporte e deposição dos fragmentos, sendo fundamental no mapeamento geológico em áreas vulcânicas (Sommer et al., 2003). Este estudo utiliza conceitos da estratigrafia tradicional, mas adaptados às necessidades do ambiente vulcanológico (Cas e Wright, 1987; Martí et al., 2018). Uma fácies pode ser considerada como unidade eruptiva com distintas relações litológicas, espaciais, texturais e estruturais dentro de sequências estratigráficas verticais (Fisher e Schmincke, 1984). Wilson e Walker (1982), por exemplo, usam o termo fácies para unidades ignimbríticas, definidas pela morfologia, superposição relativa, composição e características granulométricas.

Branney e Kokelaar (2002) também descrevem fácies ignimbríticas, utilizando esquema de abreviação a partir da rocha primária, sem conotação genética e estratigráfica (por exemplo, T = Tufo, LT = *Lapilli*-Tufo). A fácies pode ser subdividida conforme as características descritivas do depósito (mLT = *lapilli*-tufo maciço, SLT = *lapilli*-tufo estratificado, por exemplo). Cas e Wright (1987) sugerem sete estágios para análise minuciosa e cuidadosa de fácies e associações de fácies em sucessões vulcânicas antigas (Tabela 1).

Tabela 1 – Estágios propostos por Cas e Wright (1987) para análise e interpretação de fácies.

Estágios	
Estágio 1	Confeccionar mapa com as exposições em superfície, informando localização, extensão, composição e dados estruturais relevantes.
Estágio 2	Determinar as estruturas da sucessão.
Estágio 3	Identificar e descrever todas as fácies presentes com base nas observações em campo, cujas sucessões mais preservadas devem ser analisadas primeiro.
Estágio 4	Elaborar relações espaciais e cronológicas das fácies a partir dos padrões de campo e tentar representar em dígramas.
Estágio 5	Avaliar os possíveis modos de fragmentação e/ ou formação, transporte e deposição.
Estágio 6	Considerar as possíveis relações genéticas entre fácies associadas, interpretar cada fácies e a associação total de fácies em termos de origem, ambiente e condições de deposição.
Estágio 7	Identificar associação de fácies e suas relações, complementada por coleta de dados de transporte e direções originais, tais como medidas de paleocorrentes, contagem dos máximos tamanhos de grãos e variação na espessura dos depósitos.

É importante destacar que variações laterais e verticais significativas são comuns em depósitos vulcânicos e que estabelecer a composição de cada unidade dependerá do detalhe do

estudo e da quantidade de informação obtida nas observações de campo (Cas e Wright, 1987; Martí et al., 2018).

O baixo estado de preservação do registro geológico em terrenos vulcânicos antigos pode impedir que os depósitos produzidos pelos vários pulsos ocorridos durante uma erupção sejam identificados, eventualmente sendo necessário usar unidades estratigráficas muito abrangentes (Martí et al., 2018).

1 SLIP Orocaima: high ignimbrite flow at 2.0-1.96 Ga, Amazonian Craton, Brazil

2
3 Nazaré A. Barbosa¹, Reinhardt A. Fuck^{1,2}, Valmir S. Souza^{1,2}, Elton L. Dantas^{1,2}

4
5 1. Graduate Program in Geology, University of Brasilia (UnB), Darcy Ribeiro
6 University Campus, Asa Norte, CEP 70.910-900, Brasilia, DF, Brazil

7 2. Institute of Geosciences, University of Brasilia (UnB), Darcy Ribeiro University
8 Campus, Asa Norte, CEP 70.910-900, Brasilia, DF, Brazil

9
10 **Abstract**

11
12 The volcanic rocks exposed in the north of the Guiana Shield, north of Roraima, inserted
13 in the Cachoeira Ilha Formation (~ 2.0 Ga) and Surumu Group (~ 1.98 Ga) form the CSID
14 metavolcanic belt (Cuchivero, Surumu, Iwokrama and Dalbana), which extends to
15 Venezuela, Guyana and Suriname. The large volume of ignimbrites is the result of
16 explosive eruptions through low eruptive columns, probably associated with fissural
17 volcanism of the Orocaima event, whose facies show proximity to the emitting source. It
18 comprises rocks with calc-alkaline affinities related to subduction. Occurrence of mafic
19 fragments disseminated in volcanic and granitic rocks in northern Roraima and in other
20 segments of the CSID belt, as well as records of mafic dikes of the same age (1.99 Ga) in
21 other portions of the Guiana Shield, suggest coexistence of acid magmas and basic, the
22 mafic liquid probably being the heat source responsible for generating the large amount
23 of felsic magma Orocaima. Isotopic data (ϵNd -2.3 and +0.5 to +3.47 and T_{DM} 2.0-2.47
24 Ga) of the volcanics of the Surumu Group and Cachoeira Ilha Formation point to their
25 origin from magmas derived from the mantle or the fusion of a newly formed juvenile
26 crust during the Transamazonian Orogeny. Although older crustal sources are found to
27 the north of the CSID belt, Orocaima volcanism has no involvement from Archean
28 sources in the generation of rocks. The extensive area of ca. 200,000 km² of ignimbrite
29 deposits, the age range and geochemical signatures suggest that the Orocaima event may
30 correspond to one of the oldest silicic LIPs in the world, as well as a possible ignimbrite
31 flare-up event during the Paleoproterozoic.

32
33 **Keywords:** Silicic Large Igneous Province; Orosirian; Guyana Shield; fissural volcanism;
34 high-grade ignimbrite.

35
36 **1. Introduction**

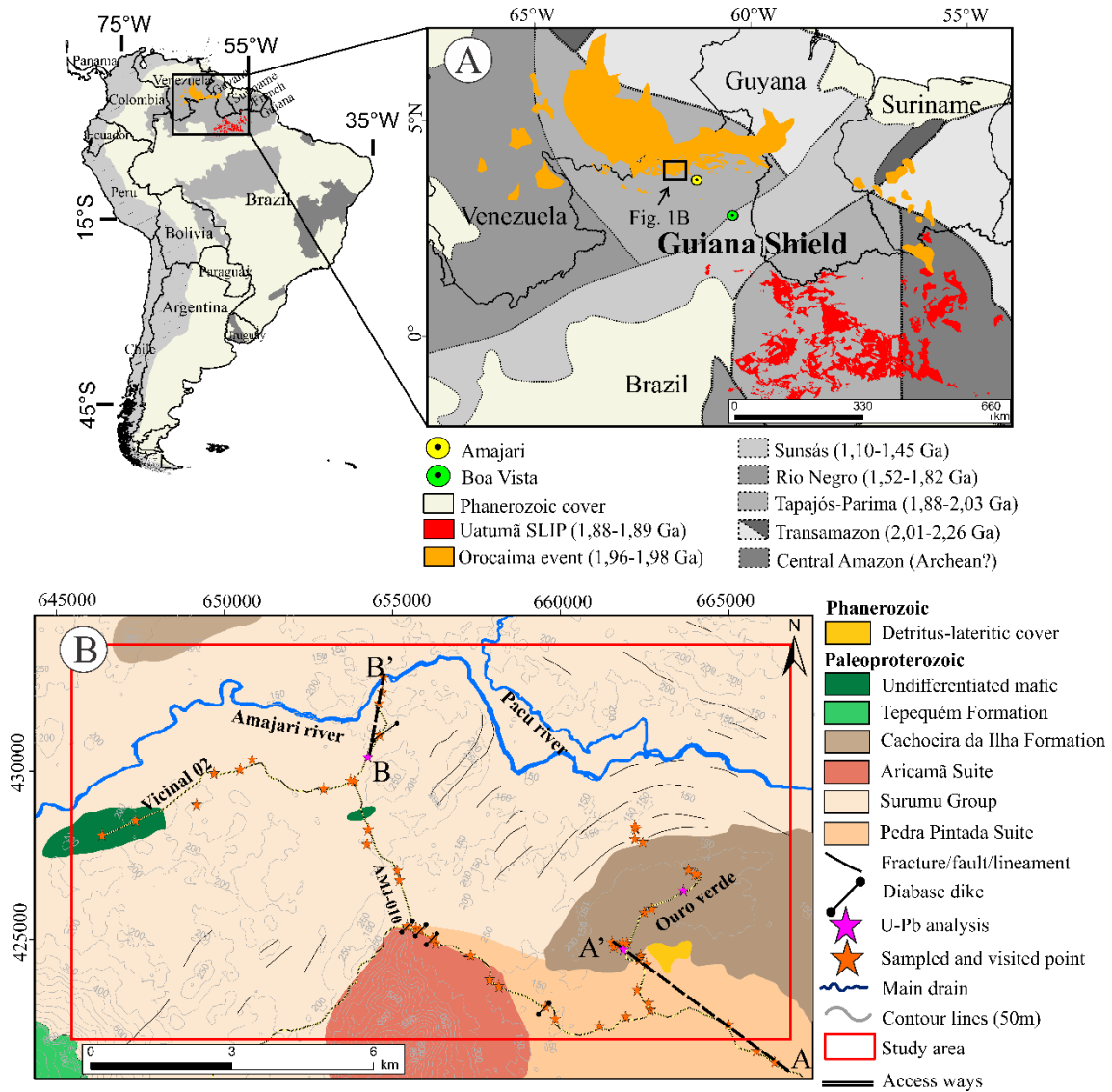
37
38 The number of Silicic Large Igneous Provinces (SLIP, Bryan, 2007) throughout
39 Proterozoic worldwide is little known. The rare records always coincide with
40 supercontinent cycles and can be volumetrically significant (Ernst and Youbi, 2017). Of
41 the documented Precambrian SLIPs, the most studied, with an interval between 750-770
42 Ma, is distributed in northwest India and is known as Malani (Wall et al., 2018). In the
43 Mesoproterozoic, these events are restricted to the Gawler Range (~1585 Ma),
44 recognized in southern Australia (Wade et al., 2012) and the North Shore Volcanic Group
45 (~1100 Ma) outcropping in the Midwest USA (Vervoort et al., 2007), the latter is treated
46 as speculation. Regarding the Paleoproterozoic, an episode is mentioned in South Africa,
47 known as Rooiberg Felsite with 2060 Ma (Lenhardt et al., 2017); in Brazil, SLIP Uatumã
48 (~1.88-1.89 Ga) has been proposed for the Amazonian Craton (Klein et al., 2012).

49 The state of Roraima, the far north of the Amazonian Craton, has a large volume of
50 volcanic deposits (Fig. 1A), mainly of a volcanoclastic nature (Fraga et al., 2010), which

51 extend to Venezuela (Brooks et al., 1995), Suriname (De Roever et al., 2015) and Guyana
52 (Nadeau et al., 2013). In the northwest of the Surumu Litoestructural Domain, northeast
53 of Roraima, several volcanic bodies of alkaline affinity (A type) occur grouped in the
54 Cachoeira Ilha Formation (FCI) and calc-alkaline (I type) correlated to the Surumu Group
55 (GS), with 1990 ± 4 Ma and 1986 ± 4 Ma, respectively (Fraga et al., 2010). As a
56 consequence of the low density of geochemical, isotopic and geochronological data, the
57 Cachoeira Ilha Formation had not been correlated to other volcanic units present in the
58 Amazonian Craton, as no units with type-A affinity and similar age were identified (Fraga
59 et al., 2007, 2010). The lack of data also made it impossible to clearly understand the
60 relationship between these two volcanic units. Therefore, arguments about the possibility
61 that the Cachoeira Ilha Formation corresponds to a facies of the Surumu Group or register
62 a high fractionation of calc-alkaline volcanism are raised.

63 Analysis and interpretation of textures and volcanic structures can provide subsidies
64 that contribute to the reconstruction of these deposits, as well as the type of associated
65 eruption, serving as a basis for considerations about the Orosirian volcanic event in the
66 Guiana Shield. However, studies of lithofacies that characterize this event in the region
67 are still scarce. Based on these premises, this work seeks to integrate lithofaciological,
68 geochemical, geochronological and isotopic data, to evaluate and discuss the volcanic and
69 geological parameters active in the important generation of volcanic rocks exposed in
70 northern Roraima, as well as their type and time of emplacement, and the relationship
71 with the genesis of the extensive proterozoic volcanic provinces around the world.

72



73
74

75 Fig. 1 – A) Distribution of orosirian magmatic events in the Guiana Shield, Amazonian
76 Craton. B) Geological map of the study area with the outcrop points visited and location
77 of geological sections (modified by Fraga et al., 2010).

78

79 **2. Regional geology**

80

81

82 The volcanic sequences are located in the Central Amazon Province of Tassinari and
83 Macambira (2004), or in the Tapajós-Parima Province of Santos et al. (2006), north center
84 of the Guiana Shield (Fig. 1A) and inserted in the Lithostructural Domain Surumu (Reis
85 and Fraga, 1998). The geological framework in which these sequences are inserted
86 comprises processes of agglutination of intraoceanic Riacian magmatic arcs (Fraga et al.,
87 2010) related to the Transamazonian Orogeny (Fraga et al., 2011), represented in the
88 region by the installation of the Trairão magmatic arc around 2.02 Ga (Santos et al., 2006).
89 Associated with this orogenic context, it was formed in an environment of an active
90 continental margin or in back-arc basins (Caurane Group) with deposition between 2038
91 Ma and 1995 Ma. Supracrustals register at least two deformation phases. The first (M1)
92 is related to the collisional phase of the orogen responsible for the evolution of the
93 Caurane-Coeroeni Belt (Fraga et al., 2009), and is also associated with the partial
melting of the metasedimentary rocks and the generation of S-type granitic bodies

94 (Granite Amajari) around 1995 Ma. The second phase (M2) corresponds to the
95 emplacement, in a post-collisional context (Reis et al., 2000; Fraga et al., 2010) or arc
96 (Santos, 2003), of the Orocaima vulcano-plutonism, represented in the region by volcanic
97 and plutonic rocks I-type of the Pedra Pintada Suite and Surumu Group (Fraga et al.,
98 1997; Fraga and Reis, 2002), and A-type of the Aricamã Suite and Cachoeira Ilha
99 Formation (Fraga et al., 2010) (Fig. 1B).

100 The Cachoeira Ilha Formation was distinguished through the different geochemical
101 and aerogamaespectrometric signatures of the Surumu Group (Fraga et al., 2010). It
102 encompasses rhyolitic ignimbrites from 1990 ± 5 Ma arranged in the form of lenticular
103 bodies and acid subvolcanic rocks that occur as dikes cutting the volcanic terms of the
104 Surumu Group and the granitoids of the Pedra Pintada Suite (Fraga et al., 2007, 2010), in
105 addition to rhyolites, with subordinate riodacites (Bezerra, 2010). Schobbenhaus et al.
106 (1994) report age of 1966 ± 9 Ma for volcanic rocks outcropping in Serra do Tabaco,
107 which, according to Bezerra (2010) could correspond to the age of A-type volcanism. The
108 Surumu Group comprises effusive and volcanoclastic volcanic lithotypes of
109 predominantly acid, which cover an extensive area in the north of Roraima, previously
110 correlated to the Uatumã Supergroup. Compositionally, they correspond to ignimbrites,
111 rhyolites, dacites, in addition to andesites, subvolcanic and volcanogenic sedimentary
112 rocks (Fraga et al., 2010). Surumu volcanism has a predominantly subaero character,
113 related to caldera (Dreher et al., 2005; Fraga et al., 2010). It exhibits strong geochemical
114 and temporal affinity (1984 ± 7 Ma, U-Pb, Santos et al., 2003) with the granitoids of the
115 Pedra Pintada Suite (Reis and Fraga, 1996; Fraga et al., 1997, 2010; Reis et al., 2000).

116 After the stabilization of the Trairão orogen, during an extensional tectonic phase at
117 the end of the Orosirian, an extensive basin was formed in which the Roraima Supergroup
118 was deposited (Fraga et al., 2010). The emplacement of numerous dikes of the Avanavero
119 units (1794 ± 4 Ma, Norcross et al., 2000; 1780 ± 3 Ma, Santos et al., 2002) and
120 Lamprófiro Serra Cupim, and probably also of small bodies from the unit Gabro Igarapé
121 Tomás, record the continuity of the extensional tectonic phase up to the Orosirian /
122 Estaterian limit. The K'Mudku Episode represents the intraplate reflection of the
123 collisional tectonics at the edge of the continent around 1.2 Ga, registering shear zones at
124 the ductile-brittle interface (Fraga et al., 2010).

125 126 **3. Paleoproterozoic acid-intermediate volcanism in the Guiana Shield**

127
128 The effusive and volcanoclastic volcanic rocks occur with very preserved textures
129 and structures and are correlated to important vulcano-plutonic episodes that occurred
130 between 2.0 and 1.75 Ga in the Amazonian Craton (e.g. Basei, 1977). In the Guiana Shield
131 the main and oldest volcanic events occurred during the Orosirian, and correspond to the
132 Orocaima volcanic-plutonic events, aged 1.96-1.98 Ga (Reis et al., 2000; Fraga and Reis,
133 2002; Reis et al., 2003; see also Fraga et al., 2017, which mention an interval of 2.00-
134 1.96 Ga), and Uatumã, aged 1.88-1.89 Ga (Klein et al., 2012; Barreto et al., 2013;
135 Roverato et al., 2016, 2017, 2019) (Fig. 1A).

136 The volcanic rocks associated with the Orocaima episode are distributed in the
137 Surumu Group, north of Roraima (1984 ± 9 Ma, Santos et al., 2003; 1990 ± 3 Ma, Fraga
138 et al., 2010), in the Iwokrama Formation, western Guyana (1984 ± 7 Ma, Nadeau et al.,
139 2013; Reis et al., 2017), in the Dalbana Formation, southern Suriname (1987 ± 4 Ma, De
140 Roever et al., 2015) and in the Caicara Formation, southeastern Venezuela (1980 Ma,
141 Brooks et al., 1995). The rocks of the Cachoeira Ilha Formation (Surumu Domain, 1990
142 ± 5 Ma, Fraga et al., 2010) are also included in this event (Fraga et al., 2017) (Table 1).
143 This magmatism presents important geochemical variations, which allow individualizing

144 two sets: the high-K calc-alkaline rocks, metaluminous to weakly peraluminous and with
 145 I-type signature (Reis and Fraga, 1996; Dreher et al., 2005); and subalkaline rocks,
 146 transitional between metaluminous and weakly peraluminous, with A-type chemical
 147 affinity (Fraga et al., 2010). The chemical characteristics of calc-alkaline rocks indicate a
 148 post-collisional scenario (Reis et al., 2000; Fraga et al., 2010) or an arc linked to the late
 149 phase of the Transamazonian Orogeny, as supported by several authors (for example,
 150 Santos, 2003; Delor et al., 2003; Nadeau et al., 2013; Kroonenberg et al., 2016; Mahabier
 151 and De Roever, 2019). Fraga et al. (2010) also use this post-collisional context to
 152 characterize the contemporaneity between magmatism A and I types.

153
 154
 155
 156

Table 1 – Geochronological data available for volcanic rocks correlated to the Orocaima episode.

Geologic unit	Location	Age (Ma)	Method	Reference
Surumu Group	Serra do Tabaco	1966 ± 9 ¹	U-Pb ID TIMS	Schobbenhaus et al. (1994)
	Serra do Cavalo	2006 ± 4	Pb-Pb evaporation	Costa et al. (2001)
	Serra do Tabaco	1977 ± 8 ²	U-Pb SHRIMP	Santos et al. (2003)
	Uraricaá river region	1984 ± 9	U-Pb SHRIMP	
	North central Folha Vila de Tepequém	1990 ± 3	Pb-Pb evaporation	Fraga et al. (2010)
N from Roraima	1980 ± 7	U-Pb ICP-MS	This work	
Cachoeira Ilha Formation	Pacu river	1990 ± 4	Pb-Pb evaporation	Fraga et al. (2010)
		2007 ± 3	U-Pb ICP-MS	This work
	N from Roraima	2001 ± 4	U-Pb ICP-MS	
Dalbana Formation	Sipaliwini river	1987 ± 4	Pb-Pb evaporation	De Roever et al. (2010)
Caicara Formation	Icabarú Sur	1978 ± 4	U-Pb ID TIMS	Brooks et al. (1995)
Iwokrama Formation	S from Guyana	1980	U-Pb LA-ICP-MS	Nadeau et al. (2013)

157
 158
 159

¹ Age reinterpreted by Bezerra (2010) as corresponding to A-type volcanism.

² Recalculation of the age obtained by Schobbenhaus et al. (1994).

160
 161
 162
 163
 164
 165
 166
 167
 168
 169
 170
 171
 172
 173
 174

On the other hand, another massive volcanic-plutonic magmatism related to the Uatumã event is recorded from the southeast of Roraima to the northwest of Pará (Fig. 1A). The geochronological and geochemical similarities of these rocks led some authors to defend the occurrence of only one magmatic episode for this region of the Amazonian Craton (Santos, 1984). However, works such as that of Dall`Agnol et al. (1994), note the heterogeneities, arguing that the events were not co-magmatic and that there is no temporal relationship between the volcanic lithotypes that emerged in the north of Amazonas and south of Roraima with the others, until then gathered in the Uatumã Supergroup (Schobbenhaus et al., 1994; Costi et al., 2000). This episode, as well as related plutonic magmatic rocks, has been associated with a silicic large igneous province (SLIP; Bryan, 2007) (Klein et al., 2012; Barreto et al., 2013).

Fraga et al. (2017) argue that the distribution of Uatumã SLIP has an important relationship with the occurrences of the 2.04-2.02 Ga magmatic arcs and with the Orocaima vulcan-plutonism. The authors propose that the orogenic processes that occurred between 2.04 and 1.96 Ga have contributed to the formation of hydrated and

175 fertile sources at the base of the crust, allowing large-scale crustal fusion, associated with
176 extensional tectonics and addition of heat, marking evolution period of the Columbia
177 supercontinent.

178 The geochronological and geochemical information, as well as the volcanic
179 configuration allow to discriminate important magmatic events in the Amazonian Craton.
180 As reviewed by Teixeira et al. (2019), this work supports the idea of the cyclic interaction
181 of basic acid activities in time and space, leading to the possibility of the massive
182 Orocaima Episode being considered a SLIP.

184 4. Methods

185
186 The criteria used to identify the outcrops lithofacies include: (1) change in the
187 proportion of the size and volume of the pyroclasts, (2) variation of textures and internal
188 structures, (3) presence of juvenile fragments, (4) degree of welding, and (5) contact
189 relationship. The terms and abbreviations followed the suggestions of Branney and
190 Kokelaar (2002) and the classification of pyroclastic lithotypes is based on the
191 terminology adapted by Fisher (1966). Faciologic, textural and petrographic analyzes
192 were carried out at the Institute of Geosciences of the University of Brasilia (UnB).

193 In addition, geochemistry analysis was performed on total rock. For this, the 10
194 samples (8 volcanoclastic and 2 lava flows) were crushed and pulverized in the
195 Geochronology laboratory of the Institute of Geosciences of UnB, using a tungsten pot.
196 Samples enriched in lithic were avoided. When present, the separation took place with
197 the aid of a magnet, given the magnetic character of the fragments. The analyzes followed
198 the analytical routine of the ALS Global laboratory. Including larger elements, dash and
199 rare earths. The largest elements were obtained by fusion with lithium metaborate or
200 tetraborate, followed by dissolution of the molten material and analysis by ICP-AES. As
201 for the trace and rare earths, it was by fusion with lithium borate and determination by
202 ICP-MS. Detailed analytical procedures are available on the laboratory's website
203 (<https://www.alsglobal.com/>). The geochemical results were plotted on classificatory and
204 geotectonic diagrams processed by the GeoChemical Data Toolkit 3.4.3 software
205 (available at <https://www.gcdkit.org/download>).

206 The Sm-Nd and U-Pb isotopic analyzes were performed at the Geochronology
207 Laboratory of the University of Brasilia. For the Sm-Nd analyzes, the criteria described
208 in Gioia and Pimentel (2000) were applied. The 13 samples of total rock were pulverized,
209 homogenized and dissolved in steel-coated teflon pumps with the addition of ^{149}Sm and
210 ^{150}Nd combined isotopic tracers in a mixture of 4ml of HF and 1ml of HNO_3 . The
211 separation of Sm from Nd was carried out through an ion exchange column after
212 evaporation with two drops of H_3PO_4 0.025 N and deposited in Re filaments, being
213 analyzed in a Thermo Scientific TRITON™ Plus Thermal Ionization Mass Spectrometry
214 (TIMS) spectrometer. The $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$ ratio was normalized using $^{146}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd} =$
215 0.7219 . The radioactive decay constant used was $6.54 \times 10^{-12} \text{ a}^{-1}$ (Lugmair and Marti,
216 1978).

217 For U-Pb analyzes, the procedure proposed by Böhn et al. (2009), using the Thermo
218 Finnigan Neptune Multicollector ICP-MS mass spectrometer. The preparation with the
219 zircon crystals of 3 samples was inserted in a chamber with a flow of He between 0.35
220 and 0.45 l / min. The removal of ^{204}Hg in the He flow was achieved by passing the gas
221 through glass tubes containing quartz particles covered with gold, this is done to minimize
222 isobaric interference with ^{204}Pb and allow the application of the common Pb corrections.
223 After passing through the argon plasma, the vaporized material was transported to the
224 detector area which consisted of three multichannel ion counters (MICs) and four Faraday

225 glasses. For the analysis of the pattern and samples, the signals were collected in a single
 226 block with 40 cycles, each lasting 1,049 s, and beginning the readings of the signals only
 227 after the last ones reached the maximum intensity after the beginning of the ablation. The
 228 standard bracketing technique was applied and the international standard used was the
 229 GJ-1 zircon supplied by the ARC National Key Center for Geochemical Evolution and
 230 Metallogeny of Continents (GEMOC) in Australia. Data reduction was performed using
 231 a spreadsheet prepared in the geochronology laboratory and the treatment of
 232 geochronological data was performed with the aid of the ISOPLOT R software (available
 233 at <http://pieter-vermeesch.es.ucl.ac.uk/shiny/IsoplotR>) for the generation of concordance
 234 and isochronous diagrams.

235

236 **5. Results**

237

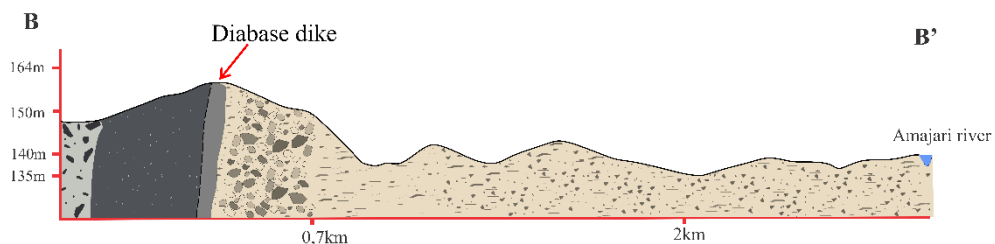
238 **5.1. Lithofacies**

239

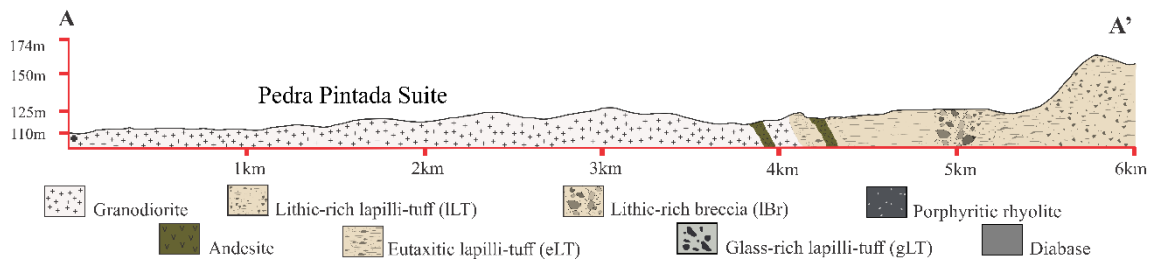
240 Lapilli-tuff are frequently found, such as rheomorphic ignimbrites, andesites,
 241 porphyritic rhyolites, mafic dykes and volcanic breccias. Monzogranitic and granodioritic
 242 rocks of the Pedra Pintada Suite, syenogranitic rocks of the Aricamã Suite and
 243 undifferentiated microporphyritic mafic also occur (Fig. 2). Two sections, one in the
 244 center-north and the other in the southeast of the area, were carried out (Fig. 2) and are
 245 explained below.

246

North central section



Southeast section



247

248

249 Fig. 2 – Geological sections carried out in the center-north and southeast portions of the
 250 study area with the main volcanic lithofacies and their spatial relationship with other
 251 geological units.

252

253 **Surumu Group**

254

255 This unit occupies about 70% of the study area and includes effusive and
 256 volcanoclastic terms.

257

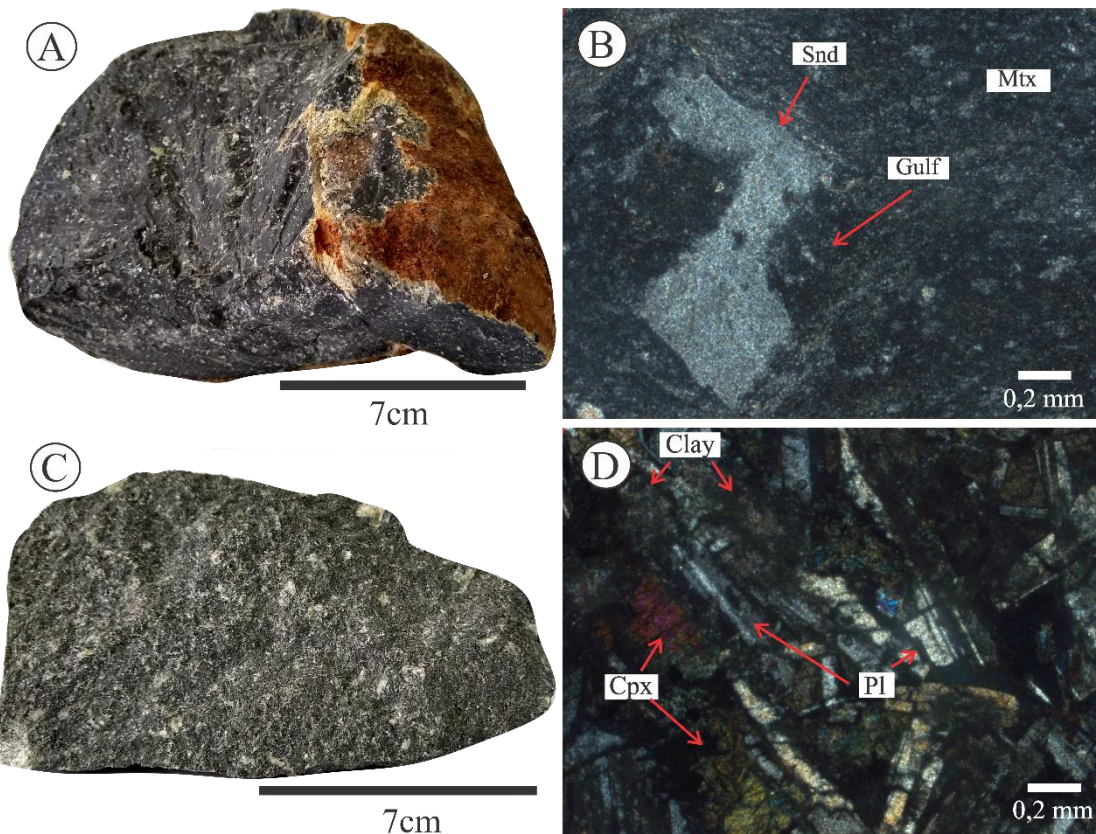
258 *Lava flow / dyke and rheoignimbrite*

259

260 The effusive rocks vary from rhyolites to andesites. The rhyolites are dark gray to
 261 black, porphyritic (Fig. 3A) and occur in a restricted manner. They are exposed as metric
 262 blocks, forming pinnacles in the region. The phenocrysts are made of sanidine and
 263 quartz, with subordinated plagioclase and are arranged in a microcrystalline matrix. They
 264 frequently exhibit moderate to intense resorption, with gulfs occupied by the matrix (Fig.
 265 3B). Saussuritization and sericitization processes are observed in plagioclase and sanidine
 266 crystals. Fine crystals of zircon, pyrite and magnetite are the most common accessory
 267 constituents in the matrix.

268 The andesites occur in the middle of the lapilli-tuff of the central portion of the area
 269 as effusive rocks in the form of blocks, as well as in contact with the lapilli-tuff and
 270 granitoids of the Pedra Pintada Suite to the southeast in the form of dikes, exposed as
 271 blocks centimetric to metric (Fig. 2). They are dark greenish gray rocks, weakly magnetic,
 272 containing tonsils, sometimes massive (Fig. 3C). Plagioclase phenocrysts with incipient
 273 glomeroporphyritic texture and augite stand out amid the cryptocrystalline matrix (Fig.
 274 3D), as well as well-formed pyrite and magnetite. The crystals vary from euhedral to
 275 anhedral and exhibit moderate to intense resorption. Plagioclase shows marked change
 276 for epidote, clay, chlorite and carbonate.

277



278

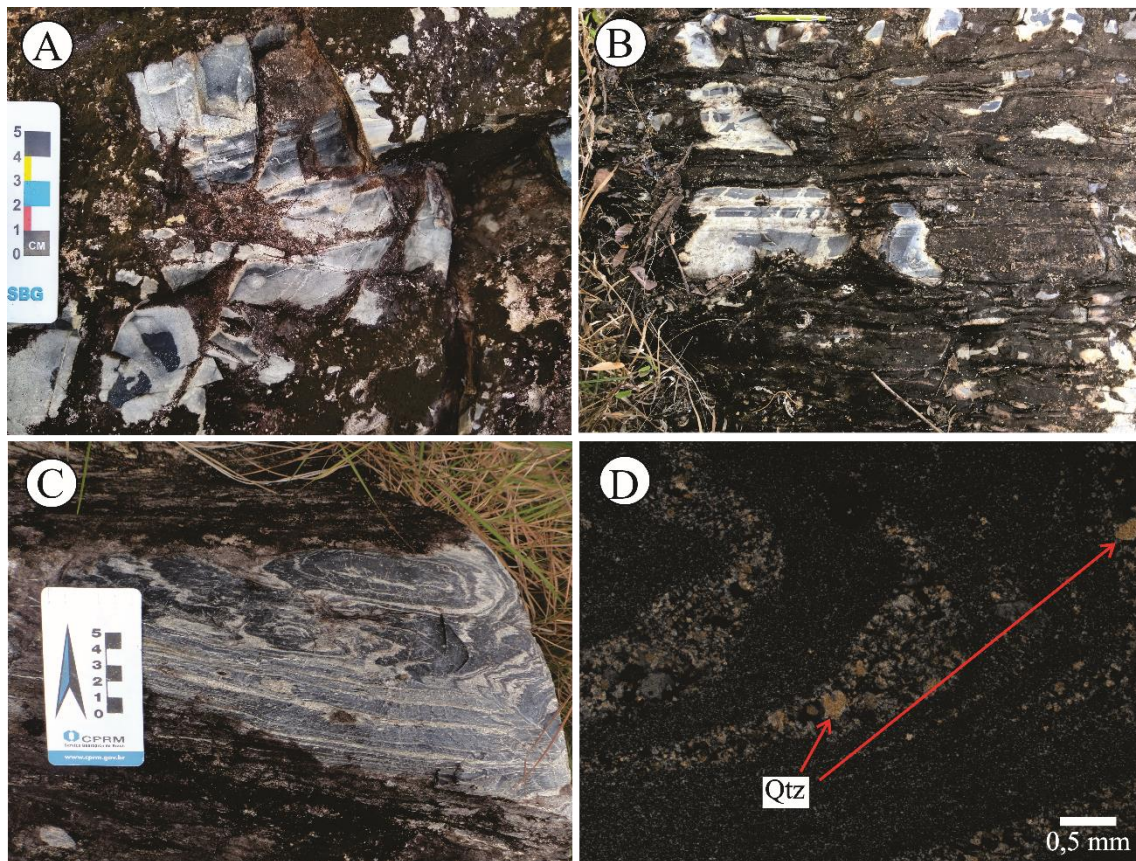
279

280 Fig. 3 – Surumu Group: A) Rhyolite with porphyritic textural arrangement highlighted
 281 by phenocrysts immersed in an aphanitic matrix. B) Photomicrograph under crossed
 282 nicols of sanidine with a corrosion gulf in the middle of the microcrystalline matrix. C)
 283 Mesoscopic aspect of glomeroporphyritic andesite. D) Photomicrography highlighting
 284 subhedral phenocrysts of plagioclase and clinopyroxene (augite) amidst a moderately
 285 altered matrix of andesite (Mtx: matrix; Snd: sanidine; Gulf: corrosion gulf; Cpx:
 286 clinopyroxene; Pl: plagioclase; Clay: argilomineral).

287

288 The distinction between banded lava flows and rheomorphic ignimbrites is not an
 289 easy task, especially in Precambrian rocks where exposures are additionally impaired by
 290 high levels of alteration, deformation and erosion (Lenhardt et al., 2017; Roverato et al.,
 291 2019). Such differentiation is further hampered by the absence or poor preservation of the
 292 vitroclastic texture (Roverato et al., 2016), as is the case with the volcanoclastic rocks
 293 grouped here. Although it shows textural and structural characteristics that are also
 294 common in lava flows (fragmented crystals, vesicularity, fiammes, banded flow, for
 295 example), the records found here are reomorphic ignimbrites. Such an association is
 296 descriptive and based on evidence, locations and at the top of the sequences, of self-
 297 discovery (Fig. 4A). They comprise irregular, centimetric fragments that occur in a
 298 heterogeneous manner and show a composition similar to that of the interstitial material.

299 Rheomorphic ignimbrites are divided into two structural domains: flat, with
 300 subparallel bands (Fig. 4B) and deformed, forming sheath folds (Fig. 4C), showing lateral
 301 variation. The two bands show low crystallinity and a high degree of welding. In thin
 302 sections they are characterized by extremely flat vitroclastic textures, with the old glass
 303 completely replaced by a mixture of quartz and feldspar (Fig. 4D). Rotated crystals and
 304 asymmetric microscopic folds also occur.
 305



306
 307
 308 Fig. 4 – Surumu Group: A) Irregular self-gaps on top of reoignimbrito. Displays of
 309 rheomorphic ignimbrite with structures B) plane-parallel and C) folded. D) Millimeter
 310 folds distributed in interspersed bands composed of a mixture of quartz and feldspars
 311 (Qtz: quartz).

312
 313 *Volcanoclastic deposits*
 314

315 Four lithofacies were recognized: lithic-rich volcanic breccia (lBr), eutaxitic lapilli-
316 tuff (ILT), lithic-rich lapilli-tuff (ILT) and glass-rich lapilli-tuff (vLT) (section B-B', Fig.
317 2). In general, these rocks are exposed as metric to decametric blocks and form pinnacles
318 in the region.

319
320 *Lithic-rich volcanic breccia (lBr)*

321
322 The distribution of these facies is limited and of little volume. It occurs as a vertical
323 tabular body. It displays an incipient flow evidenced by heterogeneous, subangular to
324 sub-rounded fragments of andesites, granites and ignimbrites, with lapilli-block
325 granulometry (~ 5 cm to 50 cm), arranged in the upper portion (Fig. 5A), in addition to
326 fragmentary millimeter-sized quartz crystals. Millimeter-sized quartz venules are
327 sometimes noted. There is no evidence of granulometric selection, bedding or
328 sedimentary material and origin.

329
330 *Eutaxitic lapilli-tuff (eLT)*

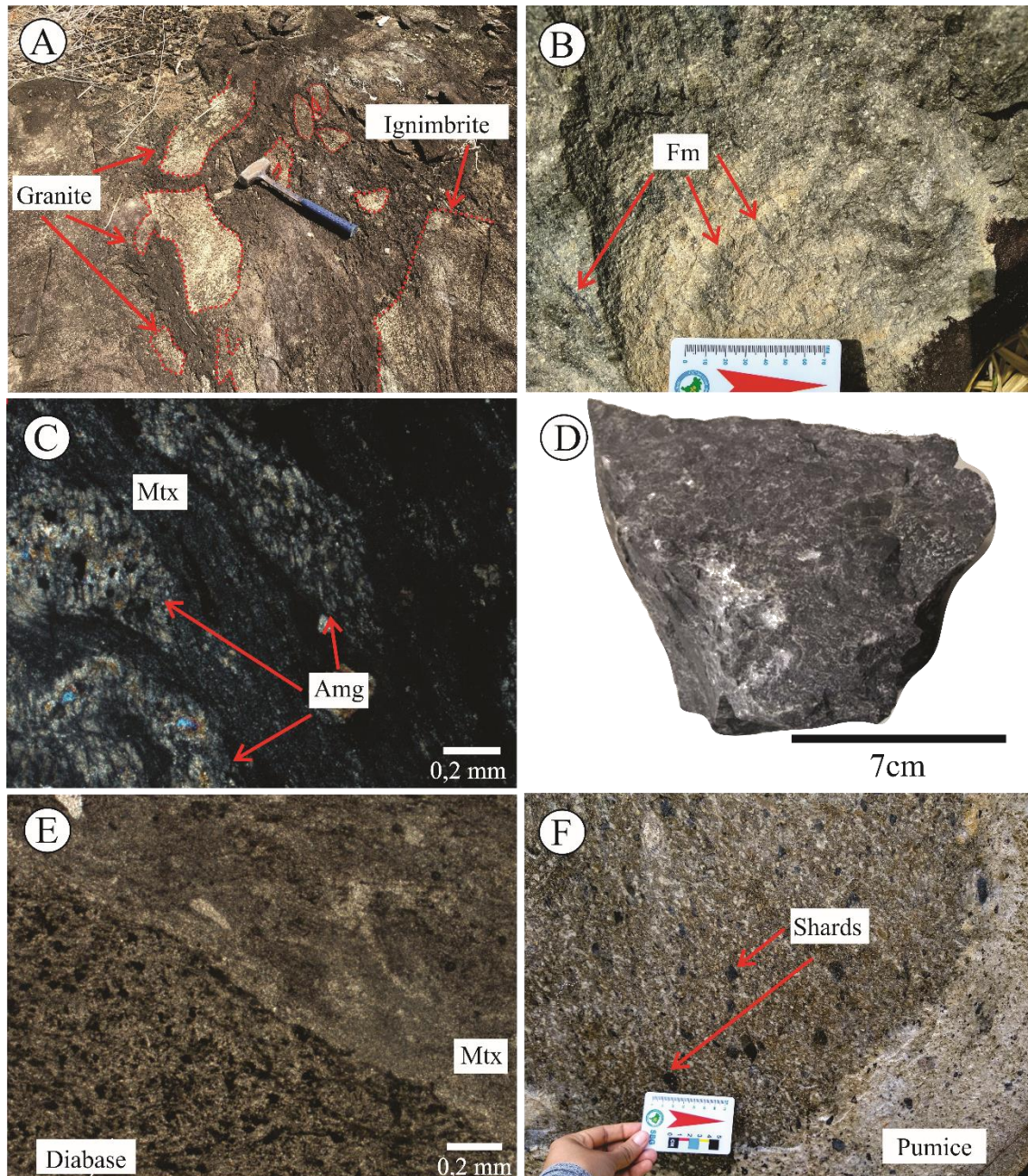
331
332 It refers to dark gray lithotypes, rich in juvenile pyroclasts with gray-lapilli
333 granulometry, intensely devitrified, elongated in a discontinuous and not homogeneous
334 manner, developing imbricated fiammes (Fig. 5B). In a thin blade, intense welding is also
335 marked by the flattening and elongation of tonsils, essentially quartz-feldspar (Fig. 5C).
336 The eutaxitic texture is the result of moderate to high degree of welding, made possible
337 by the low proportion of lithic fragments and crystals. The cohesion of the glassy material
338 exhibits preferential orientation, a common feature in the lower parts of the cooling unit.

339
340 *Lithic-rich lapilli-tuff (ILT)*

341
342 It presents a dark gray to pinkish gray color (Fig. 5D), rich in quartz crystalloclasts,
343 sanidine, microcline and plagioclase in the middle of the siliceous aphanitic matrix. It is
344 enriched in mafic, aphanitic and magnetic lithoclasts (probable diabase fragments, Fig.
345 5E), and secondarily porphyritic felsic lithoclasts, in addition to very poorly preserved
346 volcanic glass. Sometimes, cavities filled with oxidized material and carbonate are
347 observed, in addition to venules of quartz-feldspar composition. The matrix and the glass
348 fragments show preferential orientation. As for welding, they are heterogeneous, but can
349 be classified as moderate grade deposits; the presence of fiamme and shards, developing
350 eutaxitic texture, is the main evidence of this process.

351
352 *Glass-rich lapilli-tuff (vLT)*

353
354 Corresponds to the exposure with glass fragments of granulometry preferably lapilli
355 (~ 2.5 cm, Fig. 5E), intensely devitrified and without deformation, in which the altered
356 constituents are easily confused with the matrix. Crystals of sanidine and plagioclase
357 occur in a subordinate manner, in addition to accidental lithoclasts of diabase, andesite
358 and microporphyritic felsic rock ($\leq 1\%$). Thin lens (<5mm) of pumiceous material, whose
359 spongy vesicular texture is preserved, is also observed (Fig. 5F).



361
362

363 Fig. 5 – Surumu Group: A) IBr facies showing incipient flow of lapilli-block fragments,
364 subangular to sub-rounded altered lithic. B) Fiammes imbricated in eLT facies. C) Flat
365 tonsils with feldspar crystallites forming bundles showing spherulitic growth. D)
366 Mesoscopic aspect of the ILT facies. E) Diabase lithoclast amid a cryptocrystalline
367 matrix, natural light. F) Subangular vitroclasts in lapilli-tuff and lens of pumiceous
368 material with primary vesicular texture showing low welding (Mtx: matrix; Fm: fiamme;
369 Amg: amygdala).

370

371 ***Cachoeira Ilha Formation***

372

373 This unit occupies about 15% of the study area and mainly groups volcanoclastic
374 terms with a slight contribution of effusives.

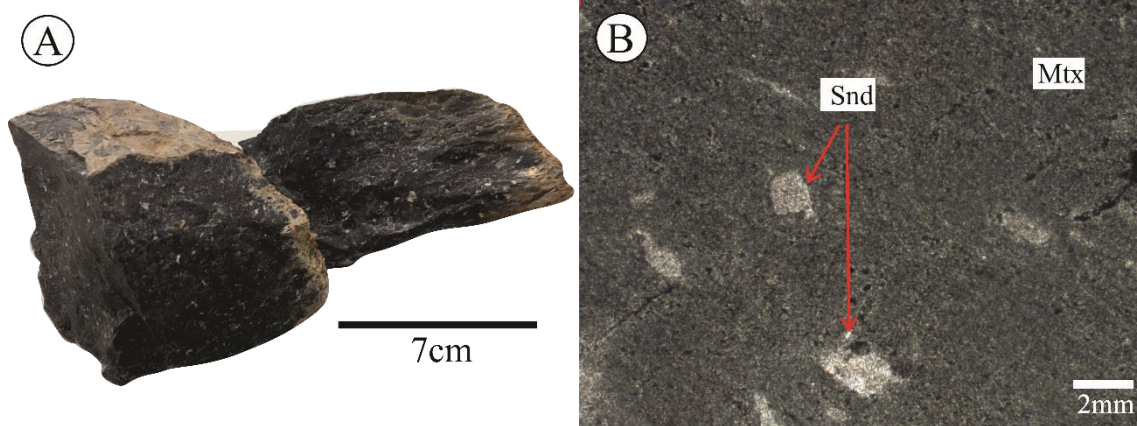
375

376 *Rhyolite and rheoignimbrite*

377

378 The rhyolites, as observed in the Surumu Group, occur in metric blocks, preferably
 379 in situ, forming pinnacles in the region. They exhibit glassy texture, with subordinate
 380 porphyritic occurrences (Fig. 6A). Crystals of sericitized sanidine and quartz occur
 381 sporadically. Porphyritic rhyolites have sanidine, quartz and plagioclase phenocrysts,
 382 arranged in a cryptocrystalline matrix. Feldspars are anhedral and often associated with
 383 sericite as an alteration phase (Fig. 6B).

384



385

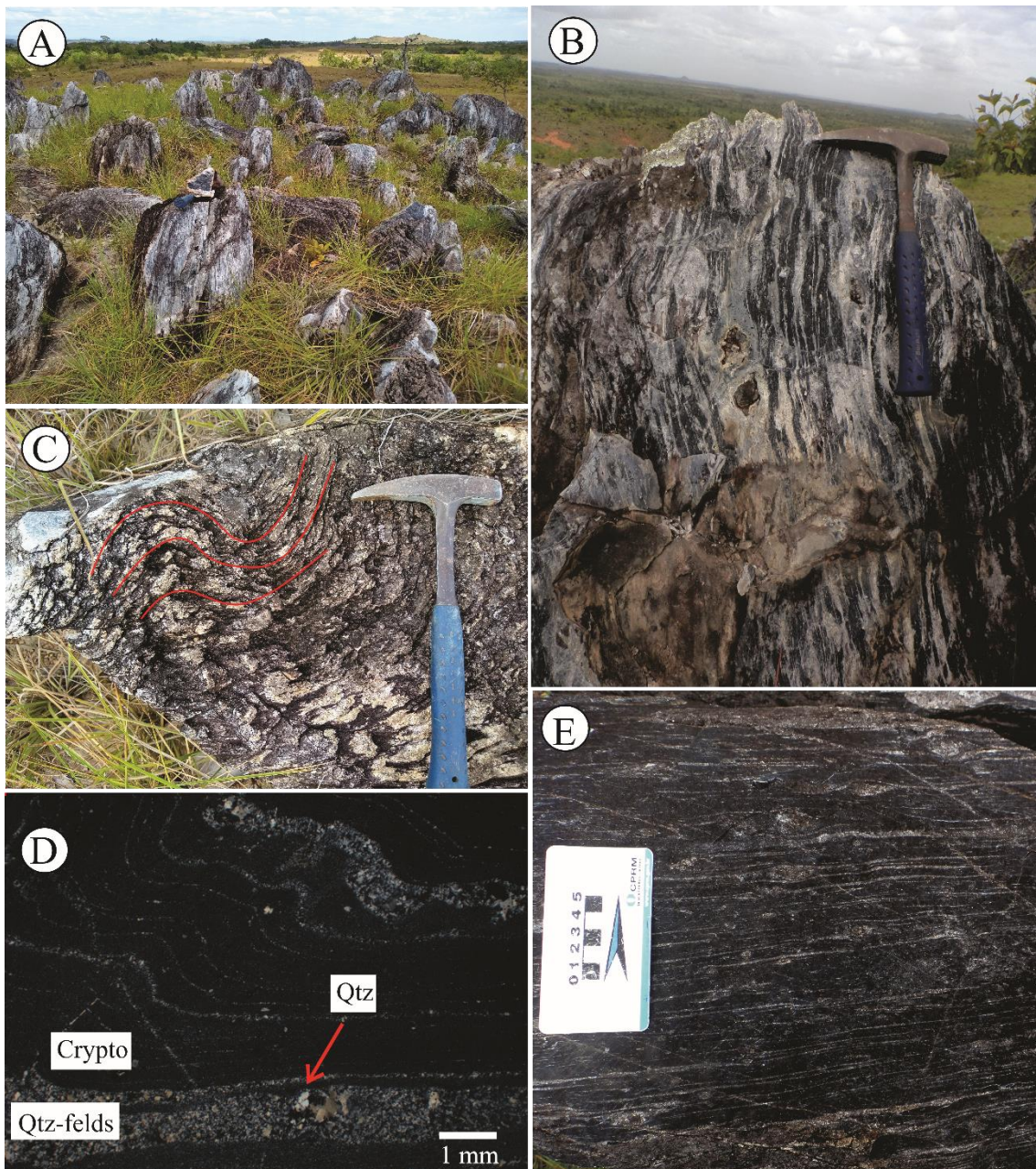
386

387 Fig. 6 – Cachoeira Ilha Formation: A) Porphyritic rhyolite with feldspar and quartz
 388 phenocrysts in the middle of the aphanitic matrix. B) Micrograph of rhyolite showing
 389 phenocytes of sericitized K-feldspar (Snd: sanidine; Mtx: matrix).

390

391 Rheomorphic ignimbrites observed in the Cachoeira Ilha Formation also show two
 392 structural domains. They occur as metric blocks, forming pinnacles in the region (Fig.
 393 7A). They show subparallel folds and bands on a centimeter scale (Fig. 7B, 7C). In thin
 394 sections they present irregular and discontinuous bands, with cryptocrystalline portions
 395 (> 80%) and fractions in which it is possible to distinguish fine crystals of sanidine, quartz
 396 and carbonates (secondary phase) (Fig. 7D). The vitroclastic texture was partially or
 397 totally obliterated by rheomorphic shear (Fig. 7E) or by secondary events that generated
 398 instability in the volcanic glass.

399



400
401
402
403
404
405
406
407
408
409
410
411
412
413
414
415
416

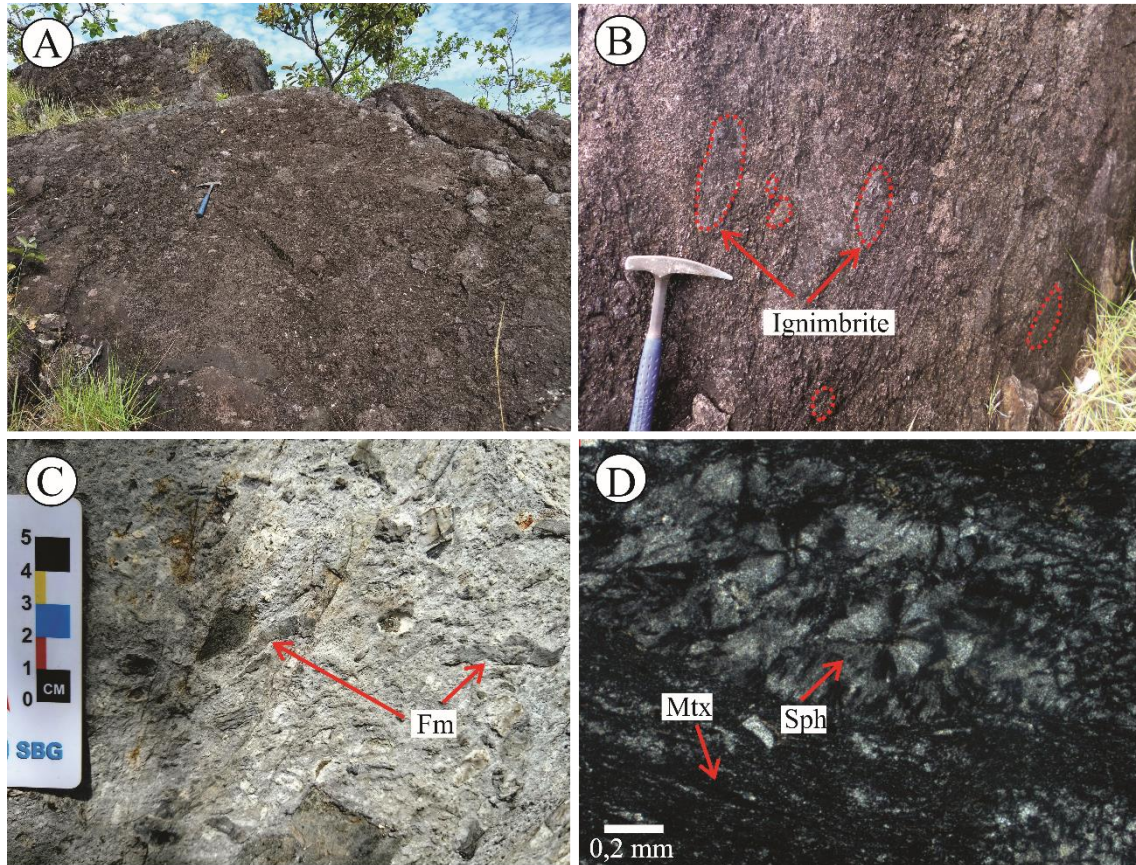
Fig. 7 – Cachoeira Ilha Formation: A) Exposure of rheomorphic ignimbrite in pinnacles. B) Macroscopic aspects of rheomorphic ignimbrite showing discontinuous banded features. C) Folded strips with subparallel centimeter bands. D) Irregular and discontinuous interleaving between cryptocrystalline portions and fractions of quartz-feldspar composition. E) Indications of rheorphic shear (Crypto: cryptocrystalline; Qtz-felds: quartz-feldspar; Qtz: quartz).

Volcanoclastic deposits

Four lithofacies were recognized (session A-A', Fig. 2): lithic-rich volcanic breccia (lBr), eutaxitic lapilli-tuff (eLT), lithic-rich lapilli-tuff (ILT) and massive tuff (mT). In general, they also form pinnacles and are exposed as metric to decametric blocks.

Lithic-rich volcanic breccia (lBr)

417 The volcanic breach is supported by matrix and the heavily altered lithic clasts are
 418 granites, andesites and ignimbrites. Most of them are sub-rounded and have a
 419 predominantly lapilli-block size (Fig. 8A, 8B). There is no evidence of granulometric
 420 selection or bedding. They occur locally as metric bodies elongated vertically in situ,
 421 standing out in the landscape for presenting a rough appearance on the surface of the
 422 outcrops, as a result of the diversity of blocks, making contact with ILT lithofacies (Fig.
 423 2).
 424



425
 426
 427 Fig. 8 – Cachoeira Ilha Formation: A) and B) represent a massive polymeric gap
 428 supported by a matrix with intensely altered lithoclasts with a predominantly lapilli-block
 429 granulometry. C) Juvenile pyroclasts with flattened gray-lapilli granulometry
 430 characteristic of the eLT facies. D) Spherulitic texture common in eLT facies (Fm:
 431 fiamme; Mtx: matrix; Sph: spherulite).

432

433 *Eutaxitic lapilli-tuff (eLT)*

434

435 Dark gray lithotype, with juvenile pyroclasts with gray-lapilli granulometry,
 436 intensely devitrified, easily confused with the matrix. Pyroclasts appear as fiammes and
 437 subordinately as aphanitic angular fragments (Fig. 8C). Crystalloclasts of sericitized
 438 sanidine and quartz also occur, in addition to mafic and magnetic lithoclasts common in
 439 the area ($\leq 2\%$). Mixture of quartz and feldspar make up the matrix, as well as carbonates.
 440 Devitrification occurs and is expressed by a well-preserved spherulitic texture (Fig. 8D).

441

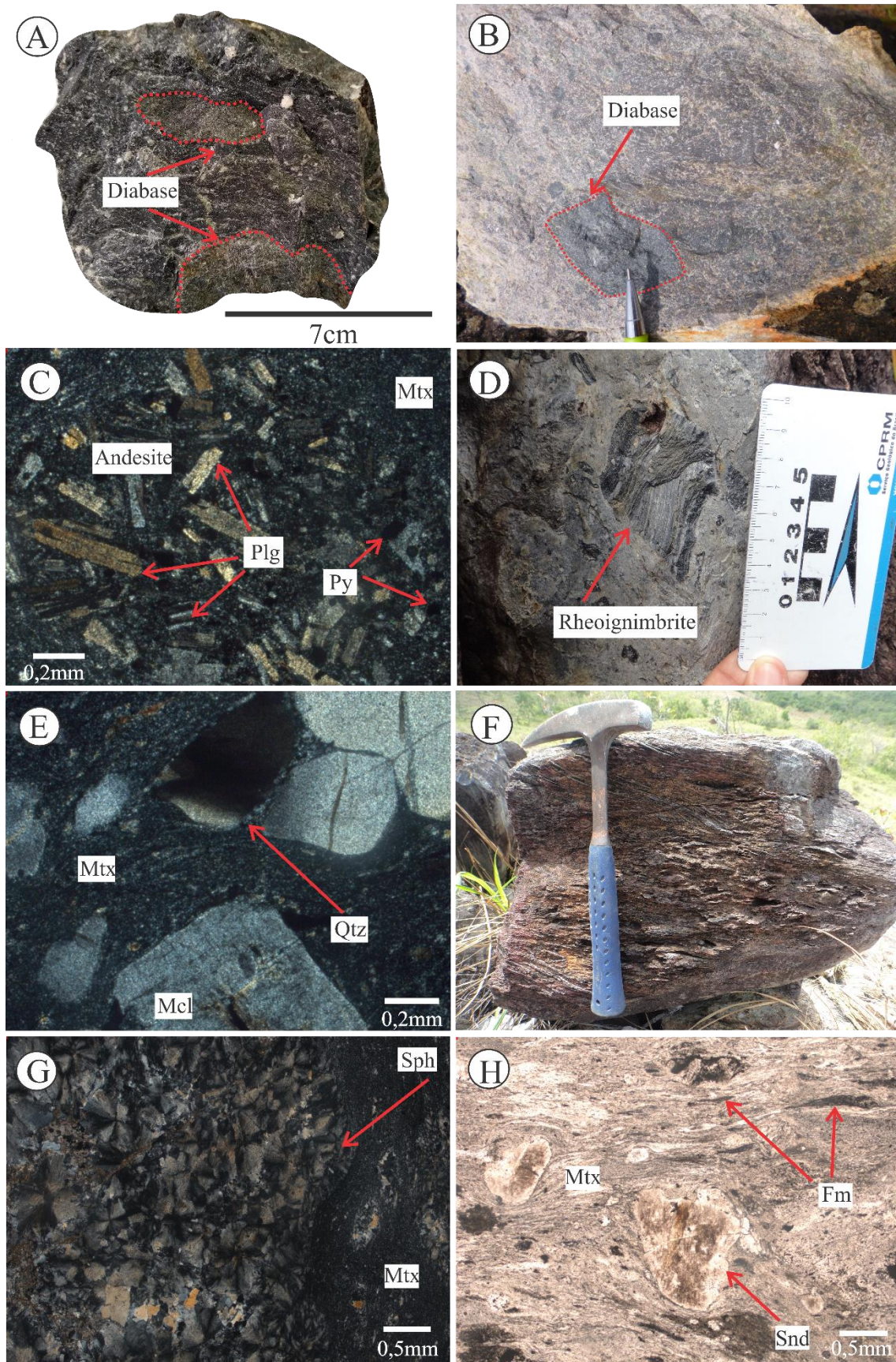
442 *Lithic-rich lapilli-tuff (ILT)*

443

444 It corresponds to the dominant lithofacies and consists of predominantly dark gray
445 lithotypes, although a pinkish gray variety is also recognized (Fig. 9A, 9B). They are rich
446 in accidental subangular to sub-rounded lumps of felsic porphyritic rock, granulometry
447 preferably lapilli (1.5-3.5 cm), whose phenocrystals are quartz, potassium feldspar and
448 sericitized plagioclase dispersed in an aphanitic matrix, of quartz-feldspatic composition;
449 fine biotite crystals are also observed. Diabase lithoclasts, with disseminated
450 phenocrystals of plagioclase and magnetite, of the same granulometry (3mm-4cm),
451 sometimes lenticular, are the predominant ones and occur throughout the area (Fig. 9A,
452 9B), as well as lithic andesites, in which, despite being moderately altered, it is possible
453 to distinguish plagioclase, clinopyroxene and quartz crystals; pyrite is also common (Fig.
454 9C). Lithic fragments of rheomorphic ignimbrite (Fig. 9D) are also observed.

455 These rocks also present small anhydrous quartz crystalloclasts, corroded, mostly
456 fragmented, in addition to little altered euhedral-subhedral sanidine and microcline,
457 dispersed in a cryptocrystalline matrix of quartz-feldspar composition (Fig. 9E), as well
458 as altered vitroclasts (~ 3cm) subordinate. The glassy fragments show preferential
459 orientation and are sometimes lenticular and stretched, causing a foliated aspect in the
460 rock, better observed in weathered portions (Fig. 9F). Malformed spherical spherulites
461 indicate the beginning of the devitrification process (Fig. 9G). Eutaxitic texture and
462 fiammes are easily observed, bypassing the existing fragments (Fig. 9H).

463



464
465
466
467

Fig. 9 – Cachoeira Ilha Formation: Facies ILT A) dark gray and B) pink gray with fragments of diabase. C) Andesite fragment in thin section. D) Rheomorphic ignimbrite

468 lithoclast with banded features. E) Anhedral crystalloclasts of quartz, corroded,
 469 fragmented and of euhedral microcline, little altered, dispersed in a cryptocrystalline
 470 matrix of quartz-feldspar composition. F) Stretched vitreous fragments showing leafy
 471 appearance in macroscopic exposure. G) Malformed spherical spherulites indicating the
 472 beginning of the devitrification process. H) Eutaxitic texture evidenced by fiammes that
 473 occur around existing fragments (Mtx: matrix; Plg: plagioclase; Py: pyrite; Qtz: quartz;
 474 Mcl: microcline; Sph: spherulite; Fm: fiamme; Snd: sanidine).

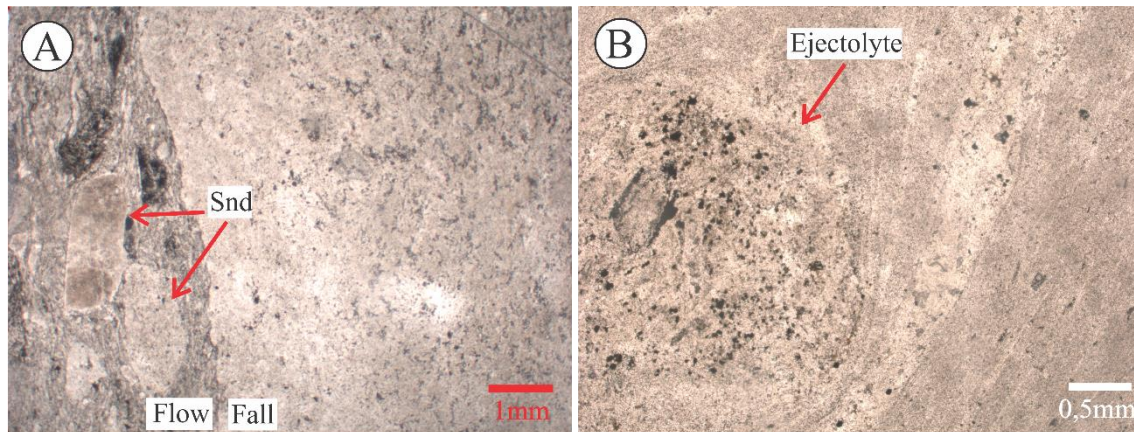
475

476 *Tuft of ash (T)*

477

478 The tuff occurs associated with ILT lithofacies, whose contact is observed locally
 479 (Fig. 10A). It can be solid or with thin blades interspersed. There are no bulky records,
 480 probably due to the ease of rework. Fine crystalloclasts of sanidine, quartz and
 481 subordinate plagioclase and anhydrous biotite are observed, arranged without orientation
 482 in a cryptocrystalline matrix. Carbonate, epidote and chlorite are also common;
 483 correspond to the secondary phase and appear both in the matrix and filling in venules.
 484 Sometimes they form granular aggregates with quartz and pyrite. Thin sheets of ash are
 485 deformed by lapilli-sized ejectolytes (Fig. 10B).

486



487

488

489 Fig. 10 – Cachoeira Ilha Formation: A) Photomicrography in natural light of abrupt
 490 contact between lapilli-tuff and solid gray tuff. B) Tuft with thin sheets of ash disturbed
 491 by ejectolytes (Snd: sanidine).

492

493 **5.2. Whole-rock geochemistry**

494

495 The total rock compositions of samples representative of the Cachoeira Ilha
 496 Formation are shown in Table 2. The lapilli-tuff and lava flows have high and restricted
 497 SiO₂ values ranging from 72.5 to 76.6% by weight. They are characterized by moderate
 498 levels of LILE (Rb 164-195 ppm, Cs 2.71 to 6.38 ppm), HFSE (Zr 323-445 ppm, Hf 9-
 499 12 ppm, Y 36.3-56.2 ppm) and REE (La 32.4-73.9 ppm, Sm 6.9-11.55 ppm, Lu 0.59-0.85
 500 ppm). They exhibit low levels of TiO₂ (0.19-0.29%), P₂O₅ (0.03-0.07%), CaO (≤1% by
 501 weight), MnO (<0.06%), Ba (282- 562 ppm), Sr (99.5-134.5 ppm), Na₂O + K₂O > 8.50%
 502 by weight, FeOt / MgO <6.3 and LOI <1% by weight.

503

504 Table 2 – Analysis of the major elements, trace and rare earths of volcanoclastic and
 505 effusive rocks of the Cachoeira Ilha Formation.

506

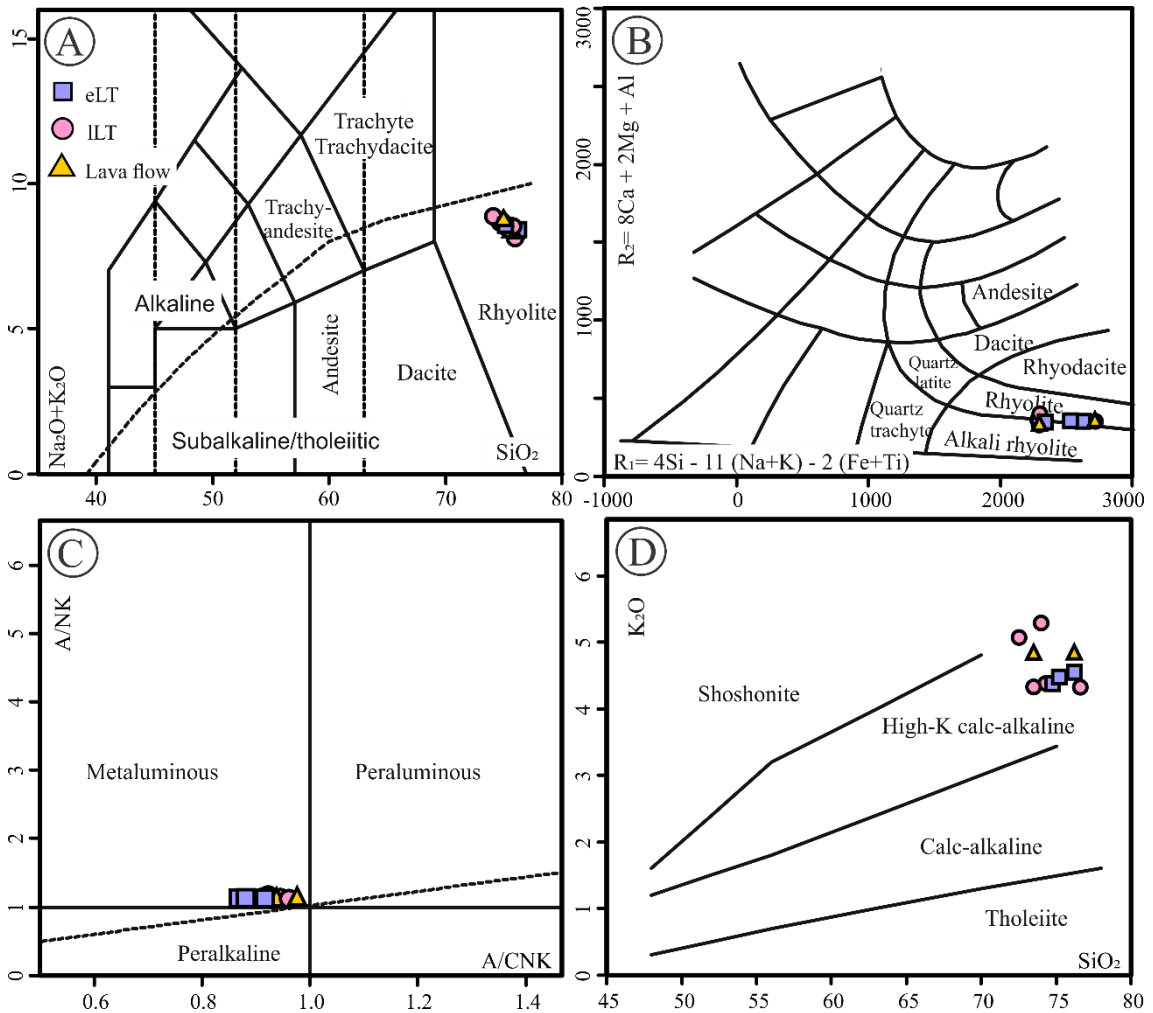
CAPÍTULO 5 – ARTIGO

Lithofacies	ILT				eLT				Lava flow	
Samples	FCI16A	FCI2A	FCI6A	FCI5A	FCI17A	FCI9A	FCI18A	FCI19A	FCI13A	FCI12A
(wt.%)										
SiO ₂	74.3	74	73.5	72.5	76.6	76.2	75.2	74.8	76.2	73.5
TiO ₂	0.26	0.29	0.27	0.26	0.27	0.19	0.19	0.26	0.24	0.24
Al ₂ O ₃	12.45	12.5	12.3	12.05	12.5	12.15	12	12.45	12.4	12.25
Fe ₂ O ₃	2.28	2.62	2.26	2.48	2.28	2.18	2.16	2.29	2.31	2.28
MnO	0.04	0.05	0.04	0.04	0.04	0.05	0.05	0.04	0.04	0.04
MgO	0.38	0.59	0.37	0.56	0.38	0.35	0.34	0.38	0.48	0.47
CaO	0.79	0.9	0.79	0.86	0.79	0.91	0.9	0.79	0.74	0.74
Na ₂ O	4.32	3.68	4.27	3.52	4.26	4.14	4.07	4.37	3.87	3.94
K ₂ O	4.38	5.29	4.33	5.07	4.32	4.55	4.48	4.39	4.81	4.82
P ₂ O ₅	0.05	0.07	0.05	0.06	0.03	0.03	0.04	0.05	0.05	0.04
LOI	0.42	0.63	0.3	0.55	0.22	0.92	0.8	0.37	0.35	0.37
Total	99.73	100.69	98.54	98.02	101.75	101.71	100.27	100.25	101.54	98.74
(ppm)										
V	23	26	27	29	22	16	13	18	20	20
Ni	1	6	2	5	1	5	4	2	5	5
Zn	68	79	69	81	69	85	86	67	79	75
Rb	163.5	199	195	193	164.5	172.5	171.5	164	184.5	184.5
Sr	110	110.5	134.5	110	108	105.5	107.5	110	97.9	99.5
Y	46.5	37.9	56.2	36.8	47.3	45	44.9	46.1	36.3	36.4
Zr	363	323	445	328	385	363	350	388	351	353
Nb	19.6	18.3	25.3	17.5	18.1	16.4	16.4	17.6	16.3	16.2
Ta	2.3	1.8	2.9	2.7	2	2.8	2.7	2	1.5	1.8
Cs	5	3.7	6.38	3.83	4.79	2.79	2.71	4.55	3.04	3.11
Ba	465	483	562	486	474	285	282	462	397	410
Hf	9.7	9.4	12	9	9.9	9.3	9.7	10.3	9.4	10.1
Pb	19	22	22	23	15	23	21	19	30	22
Ga	21.6	20.7	26.5	20	23.9	25	23.3	21.5	22.7	21.1
Th	14.9	12.75	18.5	13.35	14.45	14.15	13.75	14.4	13.85	14
U	4.49	3.84	5.43	3.96	4.53	4.13	4.11	4.48	4.06	4.06
La	58.3	40.1	73.9	40	56.5	53.2	52.5	54.7	32.4	32.8
Ce	117.5	88.5	148.5	87.2	112	103.5	101.5	107	70.9	75.3
Pr	12.55	9.76	15.75	9.43	13.5	12.6	12.65	13.1	8.84	9.06
Nd	51.1	39.3	63.5	39.1	50.5	47.3	47.2	50	34	35
Sm	9.09	7.34	11.55	7.13	9.36	8.87	9.09	8.77	7.04	6.9
Eu	0.76	0.67	0.98	0.73	0.85	0.55	0.63	0.76	0.69	0.75
Gd	8.29	6.1	9.75	6.04	8.87	8.28	8.3	8.22	6.85	6.66
Tb	1.28	1.05	1.51	1.07	1.34	1.35	1.31	1.31	1.06	1.05
Dy	8.04	6.6	9.88	6.66	8.32	7.87	8.14	8.42	6.69	6.91
Ho	1.72	1.38	2.05	1.35	1.66	1.64	1.67	1.72	1.41	1.45
Er	5.15	3.86	5.67	4.03	4.63	4.8	4.7	4.87	4.22	3.87
Tm	0.76	0.6	0.85	0.61	0.74	0.77	0.7	0.71	0.61	0.64
Yb	4.69	4.32	5.97	4.13	4.24	4.23	4.32	4.53	4.01	3.99

Lu	0.71	0.59	0.85	0.56	0.64	0.68	0.73	0.7	0.65	0.61
(La/Yb) _N	6.26	6.53	8.35	8.38	9.98	8.48	8.19	8.14	5.54	5.44
(La/Sm) _N	3.44	3.53	4.02	4.03	3.80	3.77	3.63	3.92	2.99	2.89
(Gd/Yb) _N	1.14	1.18	1.32	1.43	1.69	1.58	1.55	1.46	1.35	1.38
Eu/Eu*	1.17	1.28	1.35	1.17	1.28	0.85	0.97	1.18	1.30	1.18

507
508
509
510
511
512
513
514
515
516
517

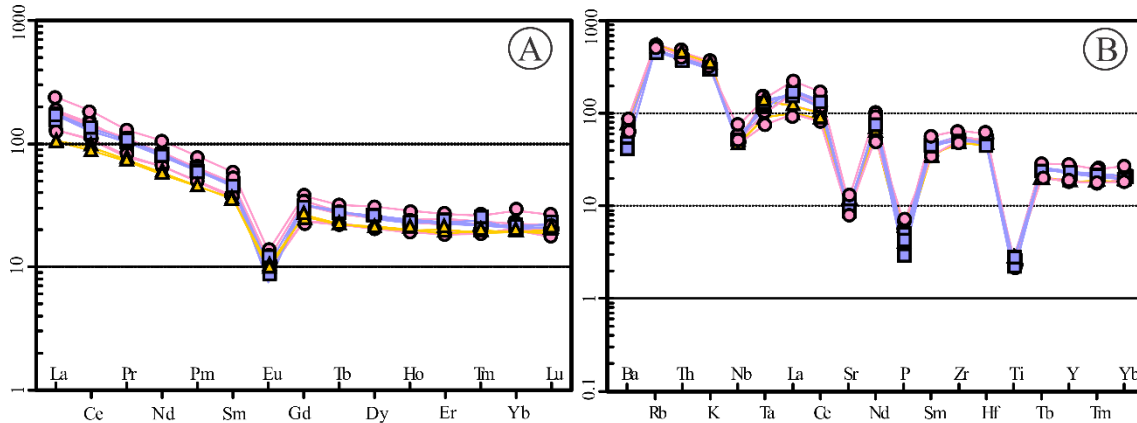
All samples are plotted in the sub-alkaline field on the SiO₂ vs alkali diagram (Na₂O + K₂O) (Fig.11A, Le Bas et al., 1986). Regardless of their eruptive nature (effusive or volcanoclastic), they present a variable composition between rhyolite and alkali-rhyolite (Fig. 11B, De la Roche et al., 1980), although less evolved trends are observed, which may eventually represent an increase the content of lithic fragments (Fig. 11A). Based on the molar ratios A / CNK (0.90 to 0.95), they exhibit essentially metaluminous character (Fig. 11C) and show Fe₂O₃ / (Fe₂O₃ + MgO) between 0.81 and 0.86. They point to high-K calc-alkaline affinity in the diagram that associates K₂O and SiO₂ by Peccerillo and Taylor (1976) (Fig. 11D).



518
519
520
521
522
523
524

Fig. 11 – Compositional variation of the volcanic rocks of the Cachoeira Ilha Formation in the diagrams: A) Na₂O + K₂O versus SiO₂ (Le Bas et al., 1986). B) R1 versus R2 (De la Roche et al., 1980). C) Diagram of Shand’s A/NK vs. A/CNK (Maniar and Piccoli 1989). D) Diagram relating K₂O versus SiO₂ (Peccerillo and Taylor, 1976).

525 The samples are relatively enriched in REE, with Σ REE between 179.37 and 350.71
 526 ppm. When normalized to the chondrite (Fig. 12A, Boynton, 1984), they exhibit
 527 enrichment patterns in LREE over HREE, with relatively flat HREE patterns. They show
 528 little fractionated REE ($\text{La}_n / \text{Ybn} = 5.44$ to 8.98), with negative Eu anomaly in the order
 529 of Eu / Eu^* between 0.96 and 1.35, showing a negative anomaly. In relation to
 530 Thompson's (1982, Fig. 12B) chondrite, they are impoverished in Ba, Ta, Nb and Sr, with
 531 significant depletion in P and Ti.
 532



533
 534
 535 Fig. 12 – A) Distribution of ETRs, normalized according to the values of Boynton's
 536 (1984) chondrite. B) Multi-element distribution, normalized values according to
 537 Thompson's (1982) chondrite patterns.
 538

539 5.3. Geochronology: U-Pb in zircon

540
 541 Two samples from the Cachoeira Ilha Formation (FCI9A and FCI12A) and one
 542 sample from the Surumu Group (FCI40A) were analyzed. The analytical data for U – Pb
 543 are summarized in the ANNEXES section and Fig. 13. When possible, in order to
 544 discriminate records of subsequent geological events, the nucleus and the edge were
 545 analyzed in the same crystal.

546 The FCI9A sample is an eutaxitic lapilli-tuff and shows zircon crystals with two
 547 distinct morphologies. One with well-defined faces and vertices, predominantly
 548 prismatic, euhedral to subhedral, and the other with tabular and subhedral shape. The two
 549 sets range from colorless to slightly pink, with slight internal zoning, especially in the
 550 second morphology, and lengths between 80 and 180 μm , with intervals of 120-150 μm
 551 being more common. They present weak resorption and few inclusions, with little to
 552 moderate presence of fractures. Despite the different morphologies, the zircon crystals do
 553 not show significant differences in age $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$, suggesting that the crystallization
 554 occurred at the same time. Thirty-eight zircon crystals from this sample were analyzed,
 555 with twenty-eight allowing the calculation of the 2007 upper intercept ± 4 Ma (MSWD =
 556 1.2) (Fig. 13A).

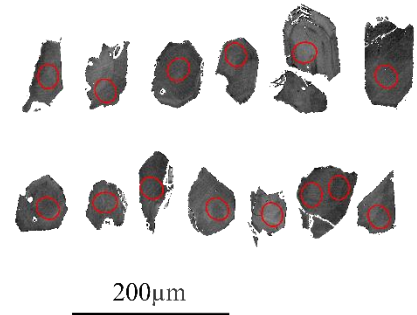
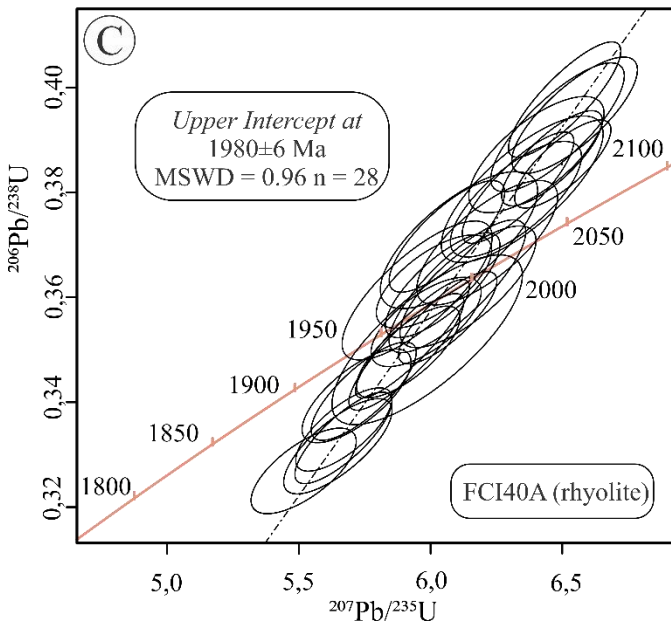
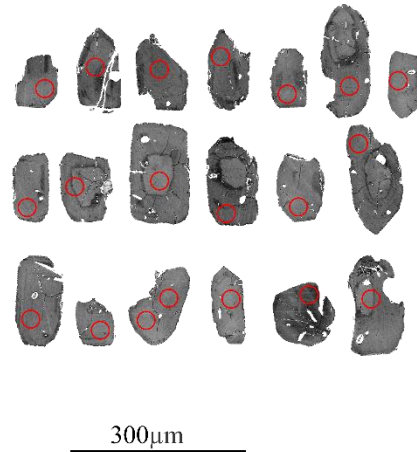
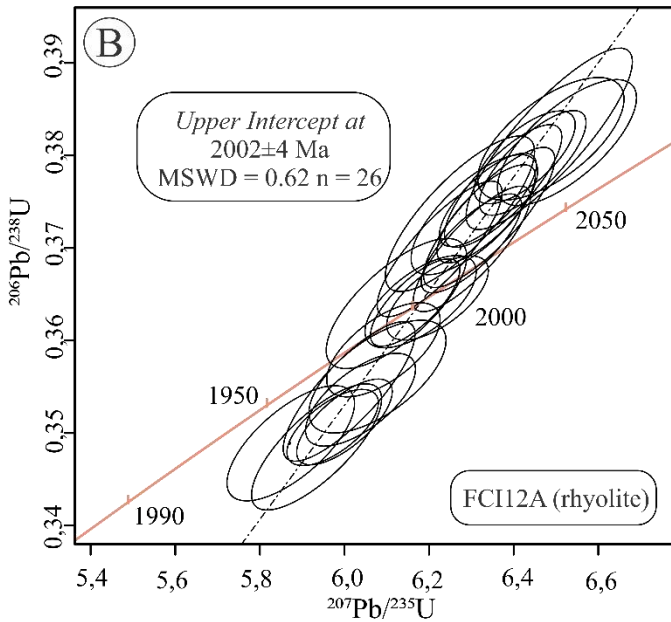
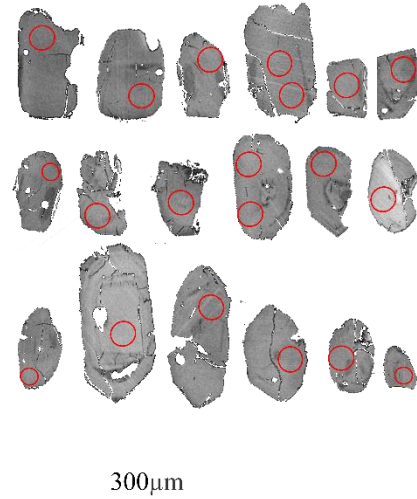
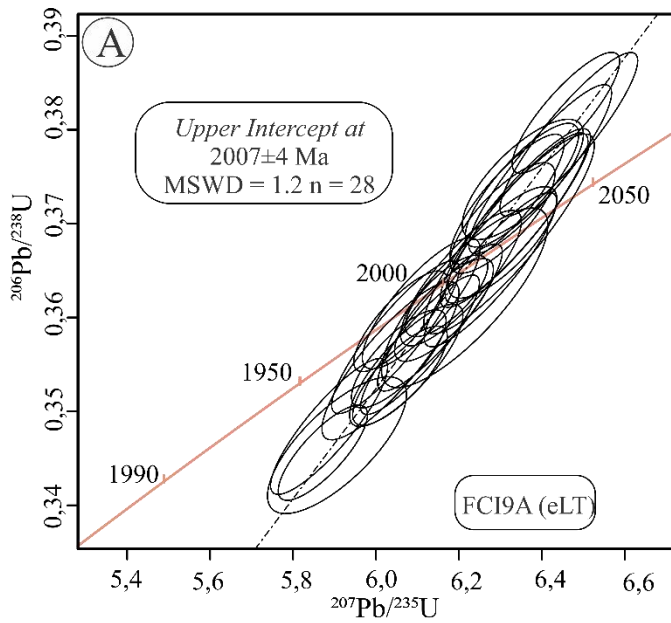
557 The FCI12A sample is a rhyolite. Zircon grains exhibit predominantly tabular shapes,
 558 although prismatic crystals are also observed. Like lapilli-tuff crystals, they are colorless
 559 to slightly pink, with discrete zoning and lengths between 80 and 190 μm , with a range of
 560 100-180 μm being more common. Thirty-eight crystals were analyzed, of which twenty-
 561 six allowed to obtain a superior intercept of 2002 ± 4 Ma (MSWD = 0.62) (Fig. 13B).

562 The FCI40A sample is a rhyolite and its zircon crystals are colorless to slightly pink,
 563 with evident internal zoning. They are essentially prismatic, euhedral to subhedral, with
 564 lengths between 50-170 μm , with the most recurrent 50-100 μm range. They present

565 moderate resorption, as well as fractures. Thirty-three grains were analyzed, of which
566 twenty-eight produce a superior intercept of 1980 ± 6 Ma (MSWD = 0.96) (Fig. 13C).

567 All specimens show characteristics of crystallization under igneous conditions, the
568 sample FCI9A indicating the age of the eruption and the samples FCI12A and FCI40A
569 the age of crystallization.

570



572

573 Fig. 13 – Wetherill (1956) diagrams for the zircon crystals of volcanic sequences A), B)
 574 Cachoeira Ilha and C) Surumu.

575

576 **5.4. Sm-Nd isotopic results**

577

578 Thirteen samples were selected for Sm-Nd analysis of total rock and calculation of
 579 the model Nd_{TDM} age, of which five are from the Cachoeira Ilha Formation (FCI05A,
 580 FCI06A, FCI09A, FCI12A, FCI19A), four from the Surumu Group (FCI1A, FCI31A,
 581 FCI40A, FCI54A) and four mafic dikes (FCI26A, FCI31B, FCI34A, FCI39A). The Sm-
 582 Nd isotopic results are listed in Table 3. All samples, with the exception of FCI1A and
 583 FCI31A, have negative ε_{Nd}(0) values. Model ages calculated in relation to the
 584 impoverished mantle (T_{DM}) vary between 2.00 and 2.47 Ga. The values of ε_{Nd}(t) for the
 585 lapilli-tuff and lava flows of the two sequences are strongly positive, which, added to the
 586 T_{DM} ages, indicates juvenile sources or at least with limited crustal residence, with no
 587 contribution from Archean components (Fig. 14). The same behavior is observed in the
 588 samples of mafic dykes that intercept the volcanic and plutonic rocks in the area, while
 589 the Nd isotope compositions of the andesites suggest a different source.

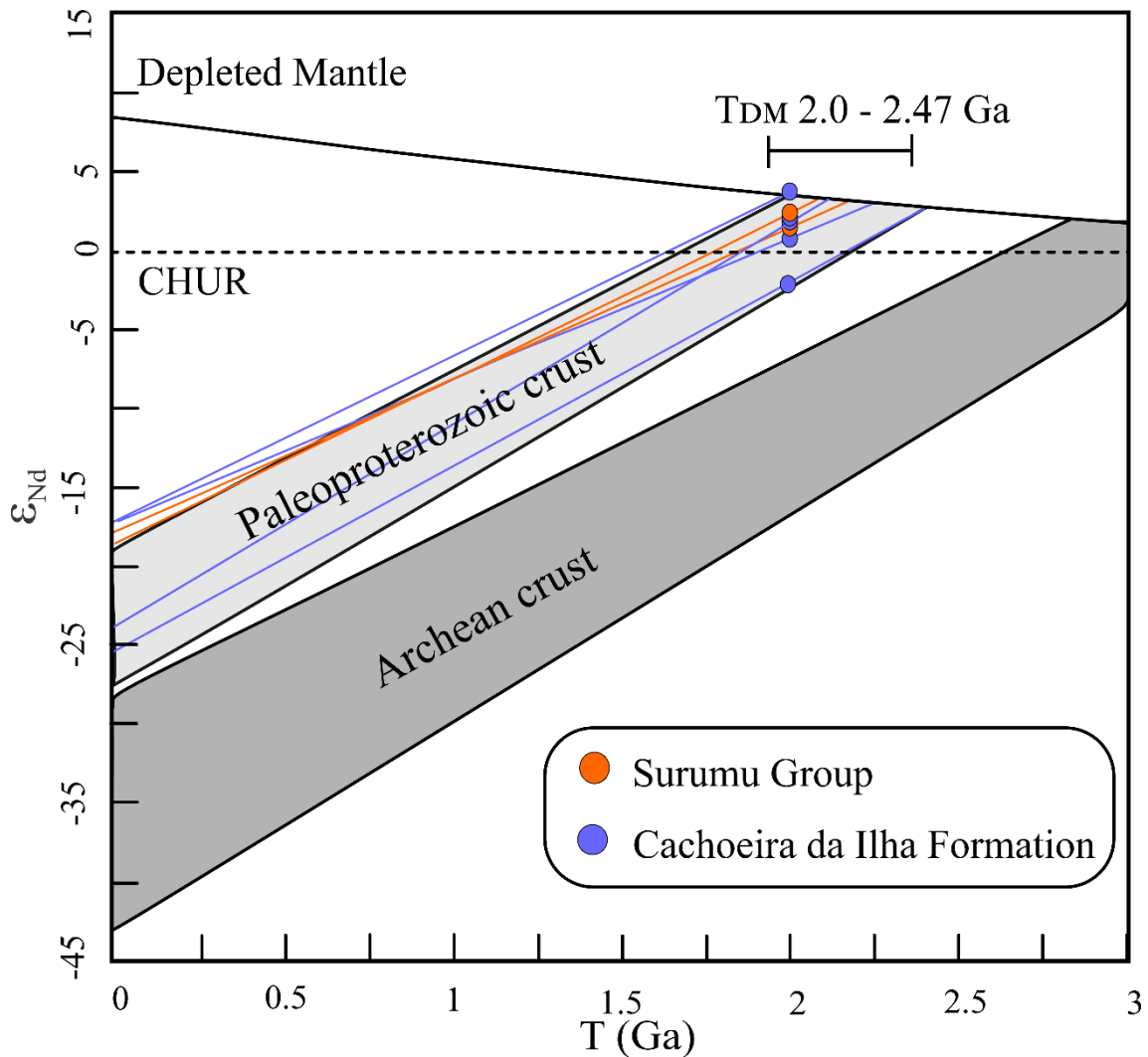
590

591 Table 3 – Sm-Nd isotopic data in total rock corresponding to the Cachoeira Ilha
 592 Formation (CIF), Surumu Group (SG) and mafic dikes (MD).

593

Geologic unit	Rock type	Sample	Sm (ppm)	Nd (ppm)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	± 2σ	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd (± 2SE)	ε _{Nd} (0)	ε _{Nd} (t=2,0 Ga)	T _{DM} (Ga)
CIF	ILT	FCI05A	7,729	38,614	0,1210	0.0002	0,511703+/-12	-18,24	+1,21	2,19
CIF	eLT	FCI06A	9,512	49,850	0,1153	0.0002	0,511669+/-17	-18,90	+2,00	2,12
CIF	eLT	FCI09A	9,286	48,690	0,1153	0.0002	0,511743+/-12	-17,46	+3,47	2,00
CIF	Rhyolite	FCI12A	7,405	35,435	0,1263	0.0003	0,511737+/-7	-17,57	+0,5	2,27
CIF	eLT	FCI19A	9,540	49,431	0,1167	0.0002	0,511467+/-12	-22,84	-2,3	2,47
SG	Rhyolite	FCI40A	9,856	56,119	0,1062	0.0002	0,511535+/-10	-21,51	+1,75	2,12
SG	Rheoig-nimbrite	FCI54A	12,151	69,257	0,1061	0.0002	0,511536+/-10	-21,50	+1,79	2,12
SG	Andesite	FCI1A	2,145	6,458	0,2008	0.0004	0,512921+/-17	+5,52	-	-
SG	Andesite	FCI31A	2,452	7,343	0,2019	0.0004	0,512891+/-7	+4,94	-	-
MD	Dike	FCI26A	5,226	23,101	0,1368	0.0003	0,511970+/-9	-13,03	-	-
MD	Dike	FCI31B	6,268	33,689	0,1125	0.0002	0,511622+/-13	-19,82	-	-
MD	Dike	FCI34A	6,684	36,791	0,1098	0.0002	0,511599+/-14	-20,27	-	-
MD	Dike	FCI39A	4,2262	19,971	0,1290	0.0003	0,511841+/-11	-15,55	-	-

594



595
596

597 Fig. 14 – Isotopic composition of the acid volcanic sequences Surumu and Cachoeira Ilha
598 in diagram ϵ_{Nd} versus time (Ga). The fields of Archean and paleoproterozoic crusts of the
599 Guiana Shield were removed from Leal et al. (2018).

600

601 6. Discussions

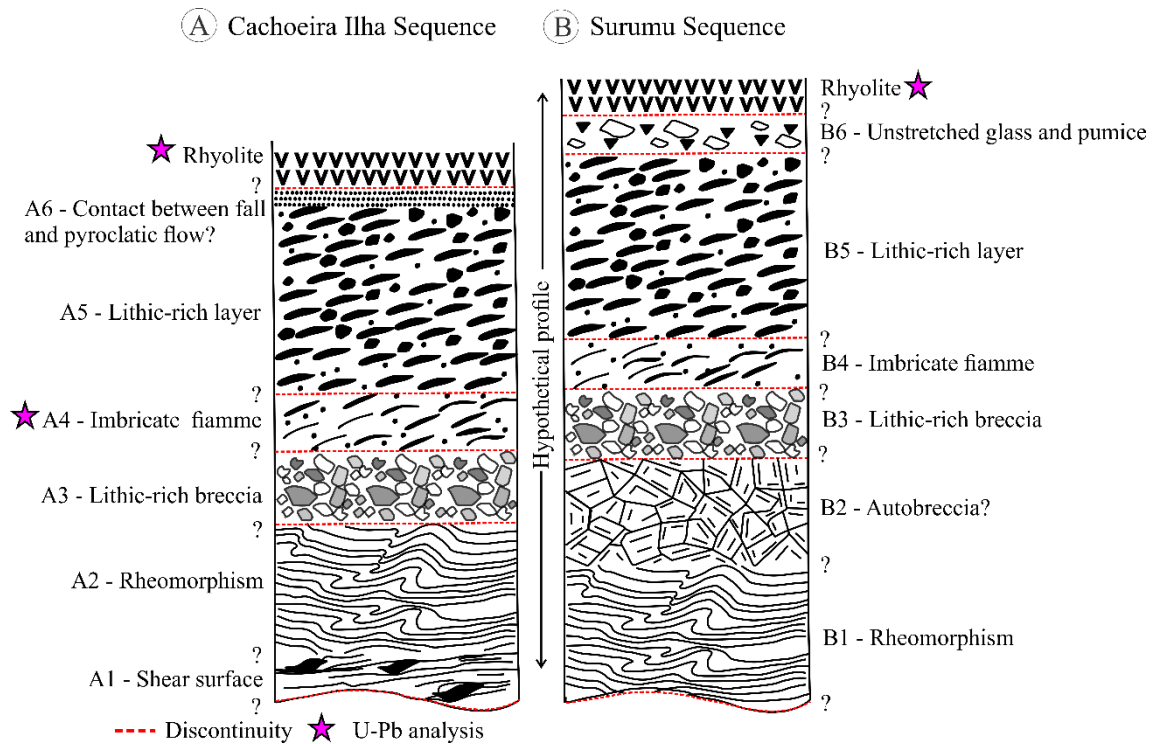
602

603 6.1. Proximal deposits and emplacement of high-grade ignimbrites

604

605 Models developed in previous decades for high-grade pyroclastic fluxes (Schmincke
606 and Swanson, 1967; Branney and Kokelaar, 1992; Smith and Cole, 1997) provided
607 evidence that the welding process can begin within the flux, as discussed by Pioli and
608 Rosi (2005, see also Mukhopadhyay et al, 2001; Lenhardt et al., 2017), and that this is
609 not always a mere post-depositional process related to lithostatic weight (Smith, 1960).
610 Despite the difficulty in reconstituting the pre-Cambrian volcanic terrain stratigraphy,
611 based on the Branney and Kokelaar (1992) model and on the field and petrographic data,
612 an idealized vertical succession, separated by discontinuities, is suggested for the volcanic
613 sequences of the area studied (Fig. 15). Although the idea is applied to the deposition of
614 a single pyroclastic flow, it is believed that for the studied area more episodes are possible,
615 considering the age range of the exposures.

616



617
618

619 Fig. 15 – Schematic log of the Cachoeira Ilha volcanic sequences in A) and Surumu in B)
620 showing the different ignimbrite zones with a high degree of welding and subordinate
621 effusive deposits (adapted from Branney and Kokelaar, 1992).
622

623 Record of emplacement in conditions of low viscosity (Quane and Russell, 2005) and
624 high temperature can be suggested by rheomorphic zones (Schmincke and Swanson,
625 1967; Branney and Kokelaar, 1992; Pioli and Rosi, 2005; Andrews and Branney, 2011),
626 as well as other basal facies present both in the Cachoeira Ilha Formation and in the
627 Surumu Group (A2 and B1, Fig. 15). Rheomorphic zones need not only occur in heavily
628 peralkaline volcanic fields (Sumner and Branney, 2002), but can also be found in volcanic
629 metaluminous (Andrews and Branney, 2011; Lenhardt et al., 2017) and peraluminous
630 (Mukhopadhyay et al., 2001), as in the north of Roraima, for example. Such
631 characteristics promote high flow mobility, which may explain the presence of extensive
632 silicic volcanic areas in the Guiana Shield, as well as in the Amazonian Craton as a whole,
633 given the occurrence of other extensive exposures (for example, Delor et al., 2003; De
634 Roever et al., 2010; Fernandes et al., 2011; Nadeau et al., 2013; Marques et al., 2014;
635 Mahabier and De Roever, 2019; Roverato et al., 2019).

636 On the other hand, evidence of plastic deformation marked by shear surfaces in
637 rheomorphic ignimbrite of the Cachoeira Ilha Formation (A1, Fig. 15A), denote early
638 welding and indicate a substantial increase in the load capacity of the pyroclastic density
639 chain, which can also be confirmed by the increase in the size of crystals, fiammes and
640 lithic fragments in records above (Branney and Kokelaar, 1992). Self-sealing in
641 rheomorphic ignimbrites of the Surumu Group is a good example of the shear stress
642 applied to these rocks, whose more rigid and external layers locally exceed the tensile
643 strength (B2, Fig. 15B). Welding was carried out at high temperature and in a
644 heterogeneous manner (moderate to high, Fisher, 1960), as pointed out by eutaxitic
645 texture and the formation of spherical spherulites, which also register instability of
646 volcanic glass in these conditions (700 ° C, Lofgren, 1974). Post-depositional processes,
647 such as hydrothermal alteration, are not ruled out in explaining the temperature

648 inconsistency, however, based on the combination of several textural and structural
649 factors observed here, it is assumed that this would not be the main or only reason for the
650 common occurrence of devitrification. Cohesion of the vitreous material present in the
651 FCI eLT facies exhibits preferential orientation and is a common feature in the lower
652 parts of the cooling unit (A4, Fig. 15A) (Branney and Kokelaar, 1992), being indicative
653 of a probable mass movement on a small scale during welding (Fisher, 1960), usually
654 during the initial stages (Wolff and Wright, 1981), facilitated, in this case, by the low
655 proportion of lithic and crystalloclasts, which also contributes to low viscosity, since
656 welding can reflect rheological variations of the most varied types of pyroclasts (Branney
657 and Kokelaar, 2002).

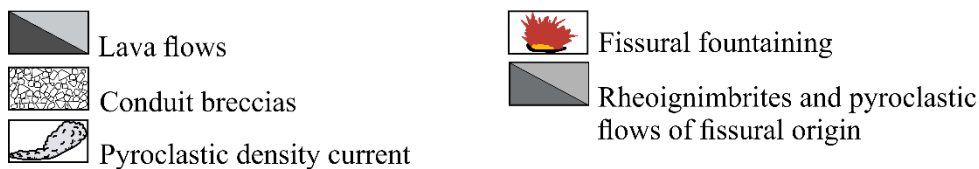
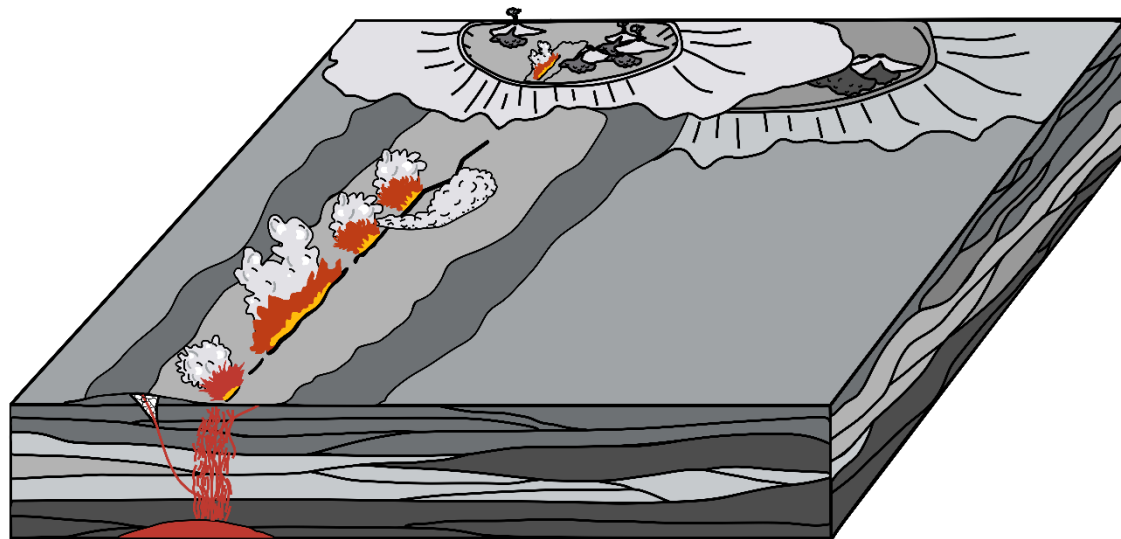
658 The heterogeneity is further highlighted by the significant occurrence of zones
659 enriched in lithic fragments (ILT) (A5 and B5, Fig. 15) and portions with juvenile
660 fragments without deformation and with primary characteristics, evident, mainly in the
661 Surumu volcanic sequence (B6, Fig. 15B). The amount of the lithic weight of the
662 pyroclastic flow, added to the high-grade nature, reflects the proximity to the emitting
663 source, common facies of the ignimbrites (Mukhopadhyay et al., 2001; Valentine et al.,
664 2019).

665 The deposits of polymythic breccias are another indication of proximal facies (A3
666 and B3, Fig. 15). They can point to breach of ducts and / or be co-ignimbritic breccias
667 with short transport, as they can also represent the very cracks that fed the pyroclastic
668 material to the surface, since in regions like the one studied, the volcanic cones are totally
669 dissected, remaining only a complex of stocks, sills, and dikes and some intrusive and
670 extrusive gaps and tuff (Fisher, 1960; Fisher and Schmincke, 1984; see also Branney and
671 Kokelaar, 2002). The proximity of the deposits to the emitting source can also be
672 suggested by the occurrence of ejectolites at tufted levels in the Cachoeira Ilha Formation
673 (A6, Fig. 15A).

674 Although no geomorphological features are interpreted as being in fact a caldera
675 record, volcanogenic deposits are recognized by Fraga et al. (2010) for the Surumu
676 Group, as well as lava flows, acid subvolcanic rocks, and isolated occurrences of
677 andesites. These exposures and the association with ignimbrites indicates, according to
678 these authors, an intra-caldera depositional environment. The elongated body in the NE-
679 SW direction, east of the Serra Aricamã, composed of subvolcanic rocks, is indicated as
680 a supposed ring dike, which feeds extrusive deposits (Fraga et al., 2010; Dreher et al.,
681 2011). The set of rocks presented by Fraga et al. (2010), together with those portrayed in
682 this work, raise the proposal disseminated by authors such as Branney et al. (1992, see
683 also Aguirre-Díaz and Labarthe-Hernández, 2003; Juliani and Fernandes, 2010;
684 Fernandes et al., 2011; Cas et al., 2011; Willcock et al., 2015; Mahar et al., 2019), that
685 eruptive scenarios with large volumes of lava-like or rheomorphic ignimbrites, as well as
686 all related volcanoclastic facies, can also originate from cracks (linked or not to caldera,
687 Fig. 16). It is noteworthy that volcanic terms outcropping in the Dalbana Formation, on
688 the border between Suriname and Brazil, show intermediate compositions more frequent
689 than in Roraima, although acidic sets are still predominant. Intermediate and / or more
690 distal pyroclastic facies are suggested for this portion, given the evidence of reworking
691 of tuff material in an underwater environment and less regular presence of facies rich in
692 lithic (CPRM, 2017).

693 High-grade ignimbrites are usually formed from low eruption columns. However,
694 recently, these rocks have also been recognized in volcanic terrains that were formed from
695 low eruption columns, but related to high temperature silica super eruptions (Lenhardt et
696 al., 2017). This occurs when there is a combination of very high eruption rates and a wide
697 duct, either a point source (cylindrical duct) or an elongated source (power gap), which

698 prevent the entry and mixing of air in the eruption column, resulting in a typical style
 699 known as “boil-over” (Branney and Kokelaar, 2002; Pacheco-Hoyos et al., 2018). Most
 700 of the erupting material is thermally isolated from the atmosphere in large volume
 701 ignimbrites (Sulpizio et al., 2014) and, therefore, the cooling of pyroclasts will be largely
 702 prevented until deposition (Lesti et al., 2011). This process is applied to explain the
 703 eruption and emplacement of high-grade, lava-like and rheomorphic ignimbrites from the
 704 oldest SLIP in the world, at least for the Damwal to Schrikkloof formations, Kaapvaal
 705 Craton (Lenhardt et al., 2017). It should be mentioned that the lack of evidence of
 706 underwater eruptions (pillow lava and hyaloclastite, for example) suggests the subaero
 707 character of volcanism and its products emitted operating in the two units in the studied
 708 area.
 709



710
711

712 Fig. 16 – Paleogeographic reconstruction of fissural volcanic activity associated with the
 713 caldera of the sequences Surumu and Cachoeira Ilha (adapted from Roverato et al., 2019).

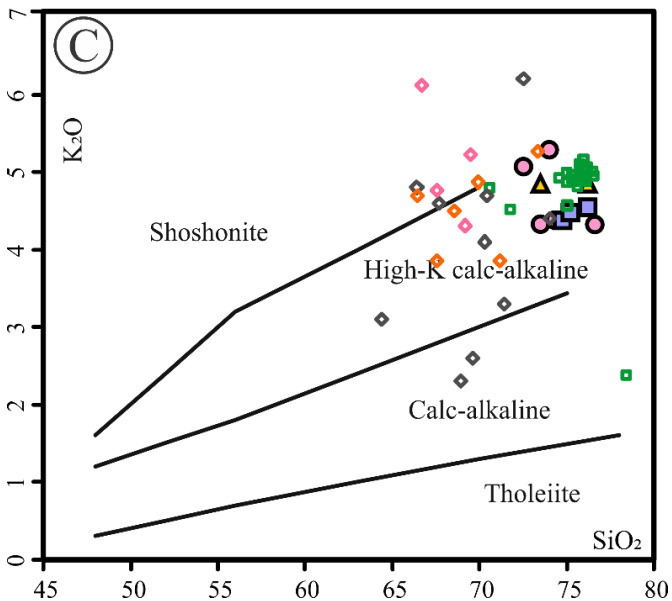
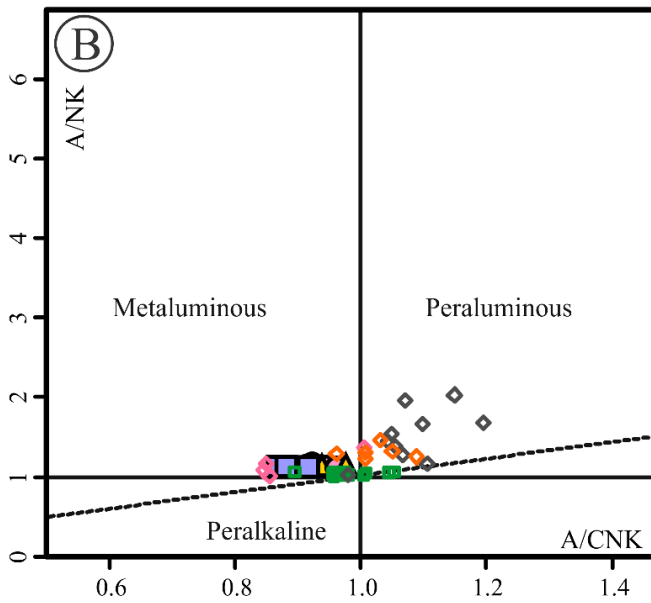
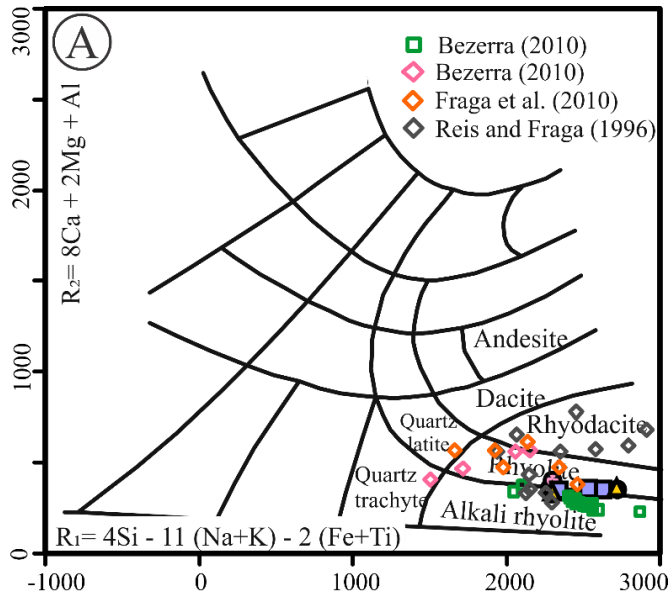
714

715 *6.2. Relationship between the volcanic sequences Cachoeira Ilha Formation and Surumu*
 716 *Group*

717

718 The vast compositional variation of GS, with intermediate acid lithotypes (SiO₂
 719 between 56.2 and 74%, Reis and Fraga, 1996; Fraga et al., 2010; Bezerra, 2010), shows
 720 that its most evolved fractions occur dispersed and / or manifest a relationship with the
 721 types of high SiO₂ of the FCI (Fig. 17A, De la Roche et al., 1980). Such overlap is also
 722 observed when the molar ratios A / CNK versus A / NK are compared, although the
 723 effusive and volcanoclastic specimens of the GS manifest a subordinate peraluminous
 724 character (Fig. 17B, Maniar and Piccolli, 1989). Calc-alkaline affinity is indicated by the
 725 high La / Yb ratios, as in the diagram by Peccerillo and Taylor (1976), in which the
 726 volcanic rocks of the GS reveal a continuous trend in the high-K calc-alkaline field,
 727 stressing, once again, evolutionary link between these rocks (Fig. 17C). The cogeneticity
 728 between the units is also strongly favored by similarities in the field (Fig. 15), proximity
 729 of ages (Fig. 13) and source (Fig.14).

730



731

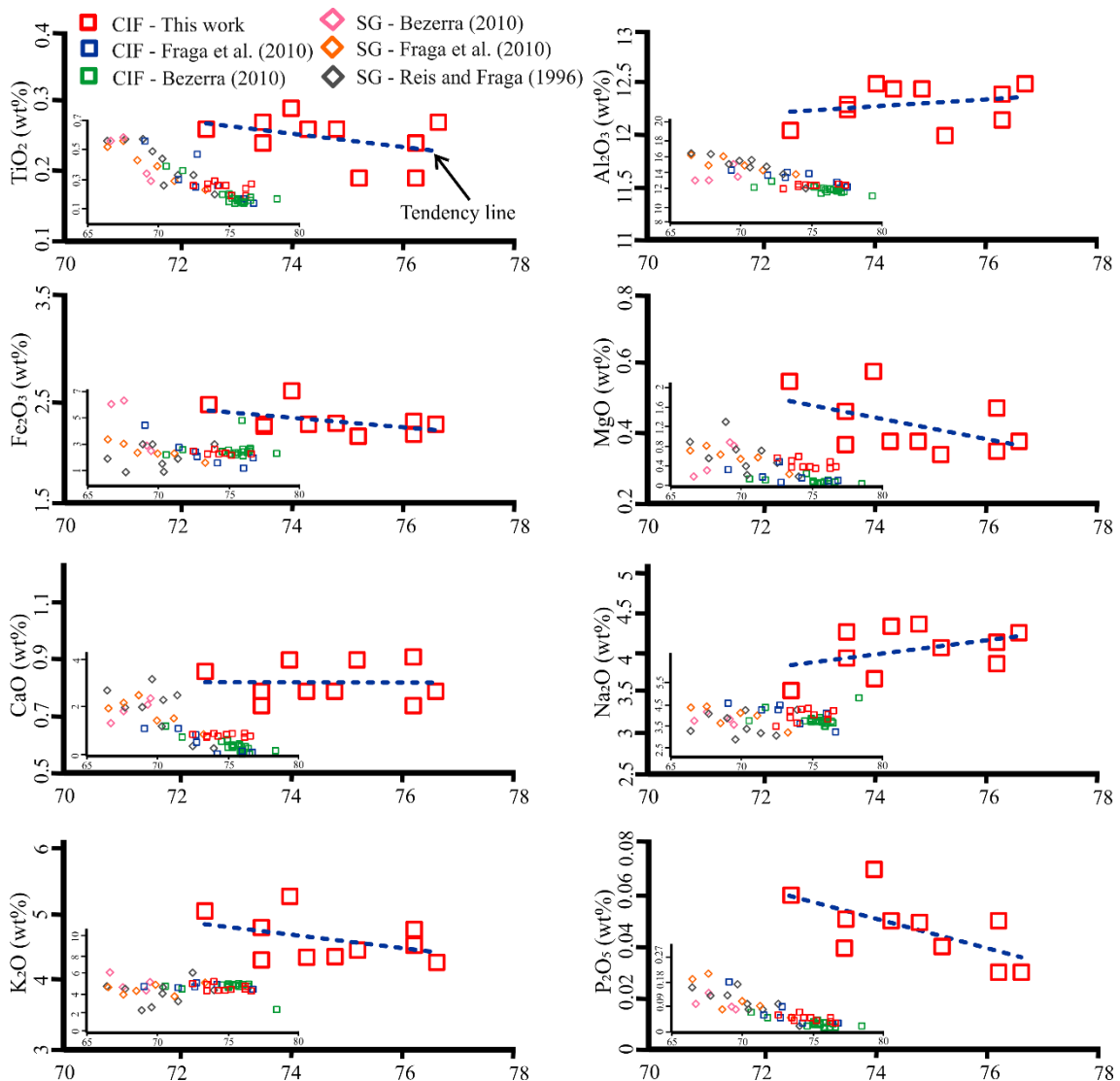
732

733 Fig. 17 – Compositional variation of the volcanic rocks of the Cachoeira Ilha Formation
 734 in comparison with the acid volcanic terms of the Surumu Group. A) R1 versus R2 (De
 735 la Roche et al., 1980). B) Alumina saturation index (Maniar and Piccolli, 1989). C)
 736 Diagram relating K_2O versus SiO_2 (Peccerillo and Taylor, 1976). (Symbology: square,
 737 Cachoeira Ilha Formation; and rhombus, Surumu Group).
 738

739

740 When plotted in the Harker-type variation diagram, the FCI exemplary, as well as
 741 the volcanoclastic and effusive rocks of the GS, show behaviors that suggest a common
 742 source and / or evolution from similar processes, given the common negative correlation
 743 between the two sequences volcanic, TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO , K_2O and P_2O_5 with SiO_2 , and
 744 positive trends for Na_2O (Fig. 18). Only Al_2O_3 exhibits a distinct pattern between the two
 745 units. While the FCI exhibits a slightly positive behavior, the GS shows decreasing Al_2O_3
 746 values as the SiO_2 content increases.

747



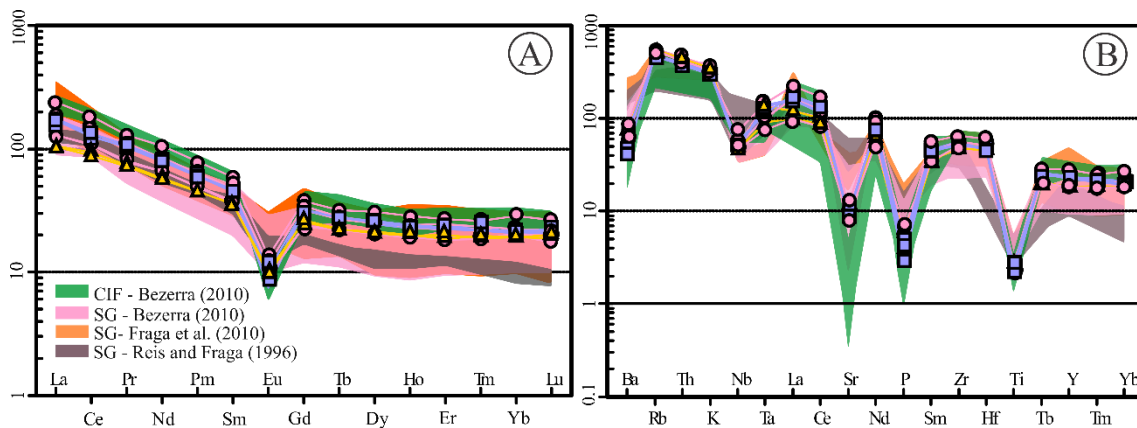
748

749

750 Fig. 18 – Harker type diagram comparing the largest elements of the acid volcanic rocks
 751 of the FCI and GS (Symbology used in Fig.17).

752

752 The positive distribution of LREE in relation to HREE is analogous in the two
 753 sequences (Fig. 19A), with small differences. FCI rocks show less fractional patterns
 754 when compared to GS (Lan / Ybn = 5.26 to 22.54, Reis and Fraga, 1996), as well as for
 755 the Eu (Eu / Eu * between 1.57 to 3.14, Reis and Fraga, 1996; Fraga et al., 2010; Bezerra,
 756 2010). These behaviors added to the depletion of Ba, Sr, P and Ti reflect fractionation of
 757 feldspars, apatite and Fe-Ti oxides in different proportions, both in GS lithotypes and in
 758 terms of FCI (Fig. 19B). The high levels of LILE and K₂O / Na₂O (usually > 1.0) show
 759 once again that the two sequences are typical of the high-K calc-alkaline affinity set, as
 760 well as a slightly negative Nb and Ta anomaly, further indicating arc signature (Fig. 19B).
 761 These characteristics added to the enrichment in Th, U and HSFE, as well as positive
 762 anomalies of Rb and Zr (Rollinson, 1993), suggest the participation of a crustal
 763 component in the generation of these rocks. The high fractionation of HREE in the
 764 volcanic types of the GS reflects small differences in the assimilation processes. In
 765 general, there is a downward trend in HREE as the SiO₂ content decreases.
 766



767
 768
 769 Fig. 19 – A) Distribution of ETRs, normalized according to the values of Boynton's
 770 (1984) chondrite. B) Multi-element distribution, normalized values according to
 771 Thompson's (1982) chondrite patterns. (Initials: CIF, Cachoeira Ilha Formation; SG,
 772 Surumu Group).

773
 774 Although the contemporaneity between magmatisms with I- type and A- type
 775 affinities is defended by Fraga et al. (2010) for the existing scenario in the north of
 776 Roraima, the common geochemical trends observed here, suggest correlated evolutions,
 777 so that the FCI rocks correspond to the most differentiated fraction of calc-alkaline
 778 volcanism. In fact, the sequence Cachoeira Ilha has numerous requirements that fit it in
 779 lithotypes with alkaline affinity, even if felsic rocks with such character are not common
 780 between 2.0 and 1.97 Ga and that genetic association with magmatic rocks of alkaline
 781 sodium affinity or ultrapotassic is not recognized in the region (Nardi and Bitencourt,
 782 2009). Such compatibility can be sustained by the high and restricted SiO₂ concentrations,
 783 high Fe₂O₃ / (Fe₂O₃ + MgO) ratio, metaluminous to peraluminous character, as well as
 784 K₂O + Na₂O content > 8% and a sum of Zr + Ce + Y + Nb greater than 430 ppm (Whalen
 785 et al., 1987). On the other hand, GS rocks can show ambiguous behaviors, given their
 786 range and position between the types I and A limits. Considering the positive variability
 787 in the Zr content, of the Fe₂O₃ / (Fe₂O₃ + MgO) ratio with values greater than 0.85 and
 788 the sum of Zr + Ce + Y + Nb, for example, this behavior is expected. It is noteworthy that
 789 high levels of Zr, Y and Ce are probably related to the presence of minerals such as
 790 epidote, allanite and zircon.

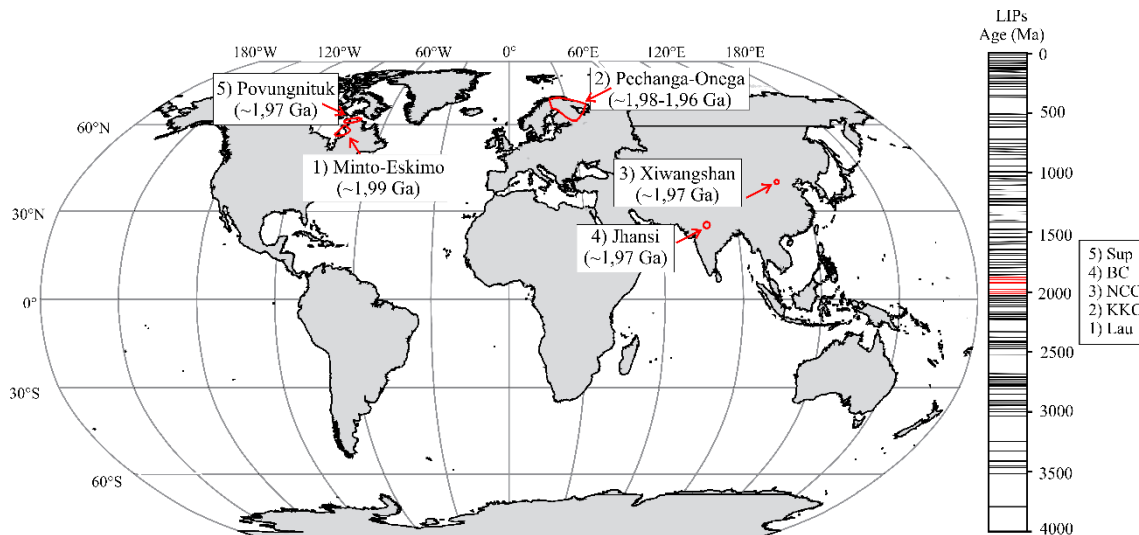
791 The geochemistry of these rocks reveals that FCI's exclusively acid volcanic terms
792 may represent magmatic pulses with similar sources, under similar and contemporary
793 tectonic conditions to those recorded for GS rocks. The various conformities between the
794 rocks of the FCI and the GS, can still represent extensive magmatic fractionation with a
795 risk of eminent ambiguity (Zhao et al., 2008).

796 797 *6.3. Associated mafic magmatism?*

798
799 Contemporaneity between magmas of basic and acid composition is suggested by the
800 juvenile signatures (Fig. 14) and occurrences of mafic enclaves in rhyolites and dacites
801 outcropping in the Taramé and Tabaco mountains (Bezerra, 2010). Mafic fragments with
802 a similar description are also present in the volcanoclastic types, and are reported for the
803 granites of the Pedra Pintada Suite (Fraga et al., 1997), and recognized in the andesites of
804 the Dalbana Formation (CPRM, 2017). Although mafic events with older or similar ages
805 are not recognized on the surface in the area, it is important to note that mafic dikes with
806 $\epsilon_{\text{Nd}(0)}$ between -13.03 and -20.27 and T_{DM} ages similar to those of the specimens studied
807 here, between 2.11 and 2.15 Ga, occur by intercepting the volcanic and granitic units,
808 showing common sources. It is also noteworthy that contemporary mafic intrusions (1.98
809 Ga) to the Orocaima episode are mentioned in western Suriname. In this portion, they are
810 interpreted as responsible for the extra heat required to produce charnockitic magmas and
811 the large-scale crustal fusion that generated felsic volcanism (Klaver et al., 2015;
812 Kroonenberg et al., 2016). Klaver et al. (2015) mention a larger field area for these dikes,
813 which may be a large igneous province that is still unrecognized, although it shows
814 characteristics that are different from typical LIPs, such as development on a converging
815 margin. The lack of isotopic and petrogenetic data from the mafic enclaves inhibits
816 interpretation of this relationship and more conclusive discussions for the outcropping
817 rocks in northern Roraima.

818 819 *6.4. Global perspective between 2000-1960 Ma*

820
821 The period between 2000 and 1960 Ma encompasses speculations and records of LIP
822 fragments linked to mainly continental magmatisms (Fig. 20, Ernst and Youbi, 2017).
823 However, none of the events has characteristics similar or similar to Orocaima. In the
824 Upper Craton (~ 2.00 and 1.97 Ga), for example, numerous events of high magmatic flux
825 are described, represented by swarms of dykes that occur in a widespread manner and
826 that converge to the cratonic margins, where mantle plumes would be located associated
827 with rift zones and ruptures (or attempted rupture) (Ernst and Bleeker, 2010). The Karelia-
828 Kola Craton manifests evolution intrinsically related to the Upper Craton, as widely
829 discussed by Ernst and Bleeker (2010), and consequently presents a similar context
830 between 1.98 and 1.96 Ga. In the North China Craton, swarms of mafic dikes register a
831 thermal event at ~ 2000 Ma, coinciding with the collision age with the supercontinent
832 Columbia between 2080 and 1980 Ma (Peng et al., 2005).



834
835

836 Fig. 20 – Generalized distribution of LIPs and LIP fragments interpreted between 2.0 and
837 1.96 Ga. Temporal column with mafic episodes on the right, featured in red for the records
838 shown on the globe (adapted from Ernst and Youbi, 2017). Location: Sup = Upper Craton,
839 Lau = Laurentia, KKC = Karelia-Kola Craton, BC = Bundelhand Craton and NCC =
840 North China Craton.

841

842 In this time interval, the last phase of the Transamazonian Orogeny was installed,
843 and the vulcan-plutonism Orocaima is part of this record, according to Kroonenberg et al.
844 (2016; see also Delor et al., 2003). Like greenstone belts and high-grade belts in the
845 northern portion of the Amazonian Craton, the voluminous orosirian volcanism is
846 interpreted as a consequence of one of the most important orogenic cycles of the
847 Paleoproterozoic, triggered by the subduction to the north and the final collision between
848 the Guiana Shield and the West African Craton (Kroonenberg et al., 2016). Paleomagnetic
849 data show that during the range of ~ 2000 - 1960 Ma, ages analogous to those obtained
850 in the study area, the Amazon proto-craton (Guiana Shield) and that of West Africa,
851 together with another chronic block (possibly Sarmatia / Volgo- Baltic Uralia), formed a
852 single continent or supercraton (Nomade et al., 2003; Bispo-Santos et al., 2014). Klaver
853 et al. (2015) argue that the collision event continued after the end of the main trans-
854 Amazonian phase (~ 2.06 Ga). The pole determined for the acid volcanic rocks of the
855 Surumu Group corroborated the idea of this connection before the formation of the
856 Columbia supercontinent, in which the Guri (Guiana Shield) and Sassandra (West African
857 Craton) shear zones were part of the same tectonic lineament (Nomade et al., 2003). Fraga
858 et al. (2009) present preliminary discussions about another scenario to which Orocaima
859 volcanism would be related during this period.

860

861 Geochemical and geochronological data support the proposal by Klaver et al. (2015)
862 for the positioning of the metavolcanic belt in the late trans-Amazonian phase, as well as
863 its relationship with the Cauarane-Coeroeni belt by Fraga et al. (2009). However, the
864 evolution of high-grade belts, such as what occurs in northern Roraima, needs better
865 contextualization in terms of orogenesis, as well as the genetic link between them. It
866 should be noted that important discussions have been held in recent decades to understand
867 the evolution of the Guiana Shield, but as suggested by Klaver et al. (2015), clearly more
868 research is needed about the late transamazon phase.

868

869

6.5. Orocaima Episode: Silicic Large Igneous Province from 2.0 - 1.96 Ga?

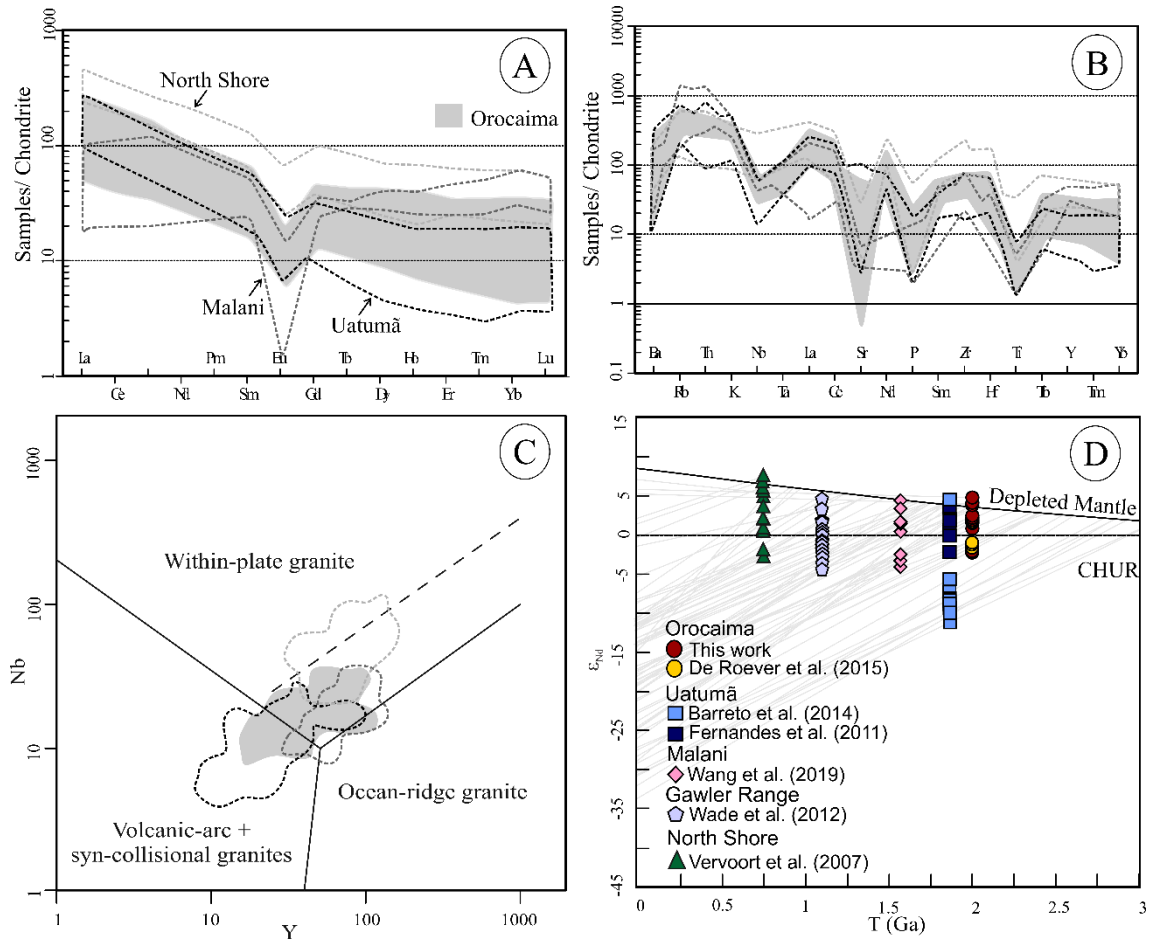
870

871 The Surumu Group and the Cuchivero, Iwokrama and Dalbana formations are
872 interpreted as a metavolcanic belt with associated granites (CSID, Klaver et al., 2015),
873 which is 1500 km long and covers Venezuela, Guyana and Suriname, in addition to
874 Roraima and Pará in Brazil (Fig. 1A). The complexity of the CSID belt is initially
875 discussed by Mahabier and De Roever (2019), who suggest a change of direction related
876 or not to metamorphic belts. Segments from Venezuela to Suriname show direction
877 transiting from W / NW to E / SE, and NNW-SSE, close to Bakhuis' granulite belt and
878 towards the north and south center of the shield. In Roraima, the sequences are linked to
879 the collision of the high-grade Cauarane-Coeroeni belt with a Riagian block between 2.0
880 and 1.99 Ga, as a result of the subduction to the north (Fraga et al., 2009). The Igarapé
881 Paboca Formation, Pará, is tentatively included in this table and shows that the subduction
882 in this part was probably for E / ENE (Mahabier and De Roever, 2019).

883 The volume and magnitude of this event, ca. 200,000 km², as well as a predominantly
884 acid to intermediate composition, comprising rhyolites, dacites and subordinate
885 riodacites, has led to the correlation, recently, to a SLIP (Teixeira et al., 2019). In addition
886 to these features, vulcan-plutonism meets other requirements imposed by Bryan et al.
887 (2002), such as: (1) massive ignimbrite deposit and (2) igneous activity duration of up to
888 40 Ma, most of which are associated with shorter intervals, from 3 to 15 Ma. Other
889 parameters addressed are (3) transient calc-alkaline signatures from I- type to A- type; (4)
890 generation from large-scale crustal fusion and (5) spatial and temporal relationship with
891 continental rifts, break-up and potentially with other extensive mafic igneous provinces
892 (Bryan et al., 2002). The latter is a resource used for cases in which fragmentation occurs
893 shortly after the LIP event and / or due to intense erosion (Bryan et al., 2008), common
894 in studies of silicon LIPs. In the formation of Columbia, for example, many LIPs are
895 recorded, but the correlations are still very speculative. Despite the fact that the Baltic
896 and Amazonian cratons share LIPs with overlapping ages, the paleomagnetic data clearly
897 shows that these chronic units were not together at that time (Antonio, 2017).

898 When compared to other proterozoic records, the Orocaima event has few similarities
899 (Fig. 21). Despite not being dominated by volcanoclastic deposits, as is characteristic of
900 the Guiana Shield, SLIP Malani is the only one that exhibits small similarities in terms of
901 its geochemical signature (Fig. 21A, 21B). Such behavior must reflect its emplacement
902 in an Andean type continental margin scenario, in which the limited volume was
903 generated by slab break-off (Wang et al., 2018). This geochemical familiarity is also
904 observed for part of the 1.99 Ga felsic rocks, which occur spatially related to SLIP
905 Uatumã (Barreto et al., 2014), and sometimes show overlapping patterns, indicating
906 distribution in an environment related to subduction (Fig. 21B). The common crustal
907 sources, predominantly Riagian (Fig. 21D), and the volume of volcanism are the only
908 similar characteristics between SLIP Uatumã and the Orocaima event, although in other
909 portions the Archean crust has an important participation (Fernandes et al., 2011).
910 Another Proterozoic example is the Midcontinent Rift System (North Shore, Vervoort et
911 al., 2007). Unlike Orocaima, it consists of a set of typical A-type rocks that occurs
912 predominantly (Fig. 21A) and exhibits variable contributions from the asthenosphere,
913 lithospheric mantle and crustal sources in an intraplate environment (Fig. 21C). The state
914 SLIP in Gawler Craton is, among the recognized events in Proterozoic, the one that meets
915 all the classic requirements of LIPs, according to the definition of Bryan et al. (2002),
916 whose genesis is associated with mantle plume with a dominant source of the
917 subcontinental lithospheric mantle (Fig. 21D), which produced approximately 100,000
918 km³ of felsic and mafic magmas in a period of 20 Ma (Wade et al., 2019).

919



920
921

922 Fig. 21 – Comparisons between proterozoic SLIPs based on geochemical (A-C) and
923 isotopic (D) signatures of acid components (ETRs normalized to Boynton's (1984)
924 chondrite values; normalized multielementary distribution according to Thompson's
925 (1982) chondrite patterns; tectonic discriminant diagram by Pearce et al. (1984)).
926

927 As well as for occurrences throughout the Proterozoic period, the signing of an arc,
928 the emplacement of a large ignimbrite deposit not associated with the separation of large
929 masses and the lack of clarity regarding bimodal magmatism, make the Orocaima event
930 somewhat different from fanerozoic volcanisms (Bryan et al., 2008). Although scenarios
931 with a probability of an active subduction system contemporary to acid volcanism are
932 discussed for some occurrences, such as along the Pacific Rim (ca. 188–153 Ma,
933 Pankhurst et al., 1998) and for Sierra Madre Occidental (ca 38–20 Ma, Ferrari et al.,
934 2007), which may correspond to flare-up events, as advocated for the latter (Aguierre-
935 Díaz et al., 2008).

936 As for the source, the geochemical base suggests enrichment through fluids derived
937 from subduction, as indicated by the high levels in LILE and LREE, as well as the tectonic
938 context discussed above. The isotopic data of Nd ($\epsilon_{Nd(t)}$ positive and generally below 2.3
939 (+0.5 to +3.47) and T_{DM} ages between 2.0 Ga and 2.47 Ga) highlight magmas derived
940 from the mantle modified by interaction with paleoproterozoic crustal sources or by
941 reworked juvenile siderian-riacian crust component, without significant contribution
942 from Archean components (Fig. 21D) (De Roever et al., 2015; Mahabier and De Roever,
943 2019), which may have been derived from arches newly formed trans-Amazonian
944 magmatics (Fraga et al., 2010). It should be noted that the role of the paleoproterozoic
945 crust is more evident as the volcanic terms provide T_{DM} age between 2.43 and 2.44 Ga

946 (Fig. 21D), generally in the northernmost portions of the CSID belt. The real relationship
947 between acidic and basic magmas through petrogenetic studies is necessary, since the
948 contemporaneity recognized in Suriname, as indicated by the ages, and the presence of
949 widespread mafic igneous clasts, can clearly explain the participation of basic magma in
950 the generation of Orocaima event as a promoter of the partial fusion of variable crustal
951 components.

952

953 **Conclusion**

954

955 (1) Silicic volcanism predominantly subaero in northern Roraima is characterized by
956 occurrences of high-grade ignimbrites (densely welded to lava-like facies) and
957 subordinate lava. The large volume of ignimbrites comprises proximal facies that suggest
958 a scenario dominated by high mass flows, low explosiveness favored by low eruptive
959 columns, but related to silicic super eruptions, leading to little heat loss during column
960 collapse, producing pyroclastic density currents high temperature and low viscosity and
961 contributing to the particle welding process. A context of fissural volcanism associated
962 with caldera is proposed.

963

964 (2) The geochemical composition indicates predominantly calc-alkaline series related to
965 subduction that occur between 2.0-1.98 Ga for both the Cachoeira Ilha Formation and the
966 Surumu Group. Mafic magmas are probably involved in the generation of the large
967 amount of felsic magma Orocaima, although this relationship needs to be better
968 understood.

969

970 (3) ϵ_{Nd} values predominantly positive (-2.3 and +0.5 to +3.47) and model ages Nd_{TDM}
971 (2.0-2.47 Ga) for the volcanic rocks of the Surumu Group and the Cachoeira Ilha
972 Formation point to origin from magmas derived from the mantle or from the melting of
973 juvenile crust, mainly newly formed Riacian, which ages from older crustal sources are
974 found north of the CSID belt. There is no involvement of Archean sources in the
975 generation of these rocks.

976

977 (4) The significant volume of ignimbrite deposits associated with the age range and
978 geochemical signatures allows speculation that the Orocaima event may correspond to
979 one of the oldest silicic LIPs in the world, with particular characteristics, as well as
980 possible ignimbrite flare-up during the Paleoproterozoic.

981

982 **Acknowledgment**

983

984 The authors would like to thank the Federal University of Roraima and the Federal
985 Institute of Roraima, *Campus Amajari*, for their support and logistics during the field
986 activity, especially Professor Dr. Stélio Tavares Júnior for his assistance and willingness;
987 to the Institute of Geosciences of the University of Brasilia for the entire laboratory
988 structure, including technicians and the faculty of the Graduate Program in Geology; the
989 National Institute of Science and Technology for Tectonic Studies (NIST-TE) for funding
990 this project; and last but not least, to the National Council for Scientific and Technological
991 Development for the financial subsidy (master's scholarship, n ° xxxxxxxxxxxx), which is
992 one of the most important developers for the country's scientific development.

993

994 **References**

995

- 996 Aguirre-Díaz, G.J., Labarthe-Hernández, G. 2003. Fissure ignimbrites: Fissure-source
997 origin for voluminous ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and its relationship
998 with Basin and Range faulting. *Geology*, 31 (9), 773–776.
999
- 1000 Andrews, G.D.M., Branney, M.J. 2011. Emplacement and rheomorphic deformation of a
1001 large, lava-like rhyolitic ignimbrite: Grey’s Landing, southern Idaho. *Geological*
1002 *Society of America Bulletin*, 23,725-743. DOI: 10.1130/B30167.1.
1003
- 1004 Antonio, P.Y.J. 2017. *Paléomagnétisme et pétrogenèse des unités paléoproterozoïques*
1005 *de l’évènement Uatumã au nord du craton amazonien*. Dr. Thesis, Universidade de
1006 São Paulo, Brasil. 322p.
1007
- 1008 Barreto, C.J.S., Lafon, J.M., Costa, L.T.R., Lima, E.F. 2013. Paleoproterozoic felsic
1009 volcanism of Iricoumé group, Erepecuru-Trombetas domain, Amazonian central
1010 province: Field and petrographic characterization and Pb-Pb zircon geochronology.
1011 *Geol. USP, Sér. cient.*, 13(1), 47-72. DOI: 10.5327/Z1519-874X2013000100004.
1012
- 1013 Barreto, C.J.S., Lafon, J.M., Costa, L.T.R., Lima, E.F. 2014. Palaeoproterozoic (~1.89
1014 Ga) felsic volcanism of the Iricoumé Group, Guyana Shield, South America:
1015 geochemical and Sm-Nd isotopic constraints on sources and tectonic environment.
1016 *International Geology Review*, 1-26. DOI: 10.1080/00206814.2014.930800.
1017
- 1018 Basei, M.A.S. 1977. *Idade do vulcanismo ácido-intermediário na região amazônica*.
1019 *Unpublished MSc Thesis*, Universidade de São Paulo, São Paulo. 143p.
1020
- 1021 Bezerra, K.R.F. 2010. *Caracterização geológica e geoquímica das rochas vulcânicas das*
1022 *serras do Tabaco e Taramé, NE de Roraima, Domínio Surumu, Cráton Amazônico*.
1023 *Unpublished MSc Thesis*, Universidade Federal do Amazonas, Brasil. 80 p.
1024
- 1025 Bispo-Santos, F., D’Agrella-Filho, M.S., Janikian, L., Reis, N.J., Trindade, R.I.F., Reis,
1026 M.A.A.A. 2014. Towards Columbia: Paleomagnetism of 1980–1960 Ma Surumu
1027 volcanic rocks, Northern Amazonian Craton. *Precambrian Research*, 244, 123–138.
1028 DOI: 10.1016/j.precamres.2013.08.005.
1029
- 1030 Boynton, W.V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In:
1031 Henderson, P. (Eds.), *Rare Earth Element Geochemistry* (pp. 63-114). Elsevier,
1032 Amsterdam - Oxford - New York – Tokyo.
1033
- 1034 Branney, M.J., Kokelaar, P. 1992. A reappraisal of ignimbrite emplacement: progressive
1035 aggradation and changes from particulate to non-particulate flow during emplacement
1036 of high-grade ignimbrite. *Bull. Volcanol.*, 54, 504–520.
1037
- 1038 Branney, M.J., Kokelaar, P. 2002. *Pyroclastic density currents and the sedimentation of*
1039 *ignimbrites*. (27^a ed.). The Geological Society, London. 137p.
1040
- 1041 Brooks, W.E., Tosdal, R.M., Nunez, F.J. 1995. Gold and Diamond resources of the
1042 Icabarú sur study área, Estado Bolívar, Venezuela. In: Sidder, G.B., Garcia, A.E.,
1043 Stoeser, J.W. (Eds.), *Geology and mineral deposits of the Venezuelan Guyana* (pp. 1-
1044 8). Washington.
1045

- 1046 Bryan, S.E. 2007. Silicic large igneous provinces. *Episodes*, 30(1), 20-31.
1047
- 1048 Bryan, S.E., Ernst, R.E. 2008. Revised definition of large igneous provinces (LIPs).
1049 *Earth-Science Reviews*, 86(1-4), 175-202. DOI: 10.1016/j.earscirev.2007.08.008.
1050
- 1051 Bryan, S.E., Riley, T.R., Jerram, D.A., Leat, P.T., Stephens, C.J. 2002. Silicic volcanism:
1052 An under-valued component of large igneous provinces and volcanic rifted margins.
1053 In: Menzies, M.A., Klemperer, S.L., Ebinger, C.J., Baker, J., (Eds.), *Magmatic Rifted*
1054 *Margins* (99-120). Geological Society of America Special Paper.
1055
- 1056 Bühn, B., Pimentel, M. M., Matteini, M., Dantas, E. L. 2009. High spatial resolution
1057 analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector
1058 inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-IC-MS). *Anais da Academia*
1059 *Brasileira de Ciências*, 81, 99-114.
1060
- 1061 Cas, R.A.F., Wright, H.M.N., Folkes, C.B., Lesti, C., Porreca, M., Giordano, G.,
1062 Viramonte, J.G. 2011. The flow dynamics of an extremely large volume pyroclastic
1063 flow, the 2.08-Ma Cerro Galán Ignimbrite, NW Argentina, and comparison with other
1064 flow types. *Bull Volcanol*, 73, 1583-1609. DOI: 10.1007/s00445-011-0564-y.
1065
- 1066 Costa, J.A.V., Costa, J.B.S., Macambira, M.J.B. 2001. Grupo Surumu e Suíte Intrusiva
1067 Saracura, RR - Novas Idades Pb-Pb em zircão e interpretação tectônica. In: Simpósio
1068 de Geologia da Amazônia, Belém, Pará (*Extended Abstracts*).
1069
- 1070 Costi, H.T., Dall'agnol, R., Moura, C.A.V. 2000. Geology and Pb-Pb geochronology of
1071 Paleoproterozoic volcanic and granitic rocks of Pitinga Province, Amazonian Craton,
1072 northern Brazil. *International Geology Review*, 42(9), 832-849. DOI:
1073 10.1080/00206810009465114
1074
- 1075 CPRM. 2017. Geological and geodiversity mapping project on the Brazil - Suriname
1076 border. Escala 1: 1.000.000. 66 p.
1077
- 1078 Dall'Agnol, R., Lafon, J.M. and Macambira, M.J.B. 1994. Proterozoic anorogenic
1079 magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton:
1080 geochronological, petrological and geochemical aspects. *Mineralogy and Petrology*,
1081 50(1-3), 113-138. DOI: 10.1007/BF01160143.
1082
- 1083 Delor, C., Lahondère, D., Egal, E., Lafon, J.M., Cocherie, A., Guerrot, C., Rossi, P.,
1084 Truffert, C., Théveniaut, H., Phillips, D., Avelar, V.G. 2003. Transamazonian crustal
1085 growth and reworking as revealed by the 1:500,000-scale geological map of French
1086 Guiana (2nd edition). *Géologie de La France*, 2-3-4, 5-57.
1087
- 1088 De Roeber, E.W.F., Lafon, J.M., Delor, C., Guerrot, C. 2010. Orosirian magmatism and
1089 metamorphism in Suriname: new geochronological constraints. In: 45° Congresso
1090 brasileiro de geologia, Belém, Pará (*Abstract*).
1091
- 1092 De Roeber, E.W.F., Lafon, J.M., Delor, C., Cocherie, A., Guerrot, C. 2015. Orosirian
1093 magmatism and metamorphism in Suriname: new geochronological constraints. In:
1094 Gorayeb, P. e Lima, A.M. (Eds.), *Contribuições à Geologia da Amazônia* (pp. 359-
1095 372). SBG-NO.

- 1096
1097 Dreher, A.M., Fraga, L.M., Farias, M.S.G., Grazziotin, H. 2005. O vulcanismo Surumu
1098 na folha Vila de Tepequém, Roraima, Escudo das Guianas. *In: III Simpósio de*
1099 *Vulcanismo e Ambientes Associados, Cabo Frio, Rio de Janeiro (Extended Abstracts).*
1100
- 1101 Dreher, A.M., Fraga, L.M., Reis, N.J., Betiollo, L.M. 2011. Um complexo de caldeiras
1102 Vulcânicas Paleoproterozoicas no norte de Roraima. *In: 12º Simpósio de Geologia da*
1103 *Amazônia, Boa Vista, Roraima (Extended Abstracts).*
1104
- 1105 Ernst, R., Bleeker, W. 2010. Large igneous provinces (LIPs), giant dyke swarms, and
1106 mantle plumes: significance for breakup events within Canada and adjacent regions
1107 from 2.5 Ga to the Present. *Can. J. Earth Sci.*, 47, 695–739. DOI: 10.1139/E10-025.
1108
- 1109 Ernst, R.E., Youbi, N. 2017. How Large Igneous Provinces affect global climate,
1110 sometimes cause mass extinctions, and represent natural markers in the geological
1111 record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 478, 30–52. DOI:
1112 10.1016/j.palaeo.2017.03.014.
1113
- 1114 Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., Bryan, S. 2007. Magmatism and tectonics of the Sierra
1115 Madre Occidental and its relation with the evolution of the western margin of North
1116 America. *Geological Society of America, Special Paper*, 422, 1–39. DOI:
1117 [http://dx.doi.org/10.1130/2007.2422\(01\)](http://dx.doi.org/10.1130/2007.2422(01)).
1118
- 1119 Fernandes, C.M.D., Juliani, C., Monteiro, L.V.S., Lagler, B., Misas, C.M.E. 2011. High-
1120 K calc-alkaline to A-type fissure-controlled volcano-plutonism of the São Félix do
1121 Xingu region, Amazonian craton, Brazil: Exclusively crustal sources or only mixed
1122 Nd model ages? *Journal of South American Earth Sciences*, 32(4), 351–368. DOI:
1123 10.1016/j.jsames.2011.03.004.
1124
- 1125 Fisher, R.V. 1960. Classification of volcanic breccias. *Bulletin of the Geological Society*
1126 *of America*, 71, 973–982.
1127
- 1128 Fisher, R.V. 1966. Rocks composed of volcanic fragments. *Earth Science Reviews.*
1129 *International Magazine for Geo-Scientists*, 1, 287–298. DOI: 10.1016/0012-
1130 8252(66)90010-9.
1131
- 1132 Fisher, R.V., Schmincke, H.U. 1984. *Pyroclastic Rocks*. Springer-Verlag, New York.
1133 472p.
1134
- 1135 Fraga, L.M., Haddad, R.C., Reis, N.J. 1997. Aspectos geoquímicos das rochas granitóides
1136 da Suíte Intrusiva Pedra Pintada, norte do Estado de Roraima. *Revista Brasileira de*
1137 *Geociências*, 27(1), 3–12.
1138
- 1139 Fraga, L.M., Reis, N.J. 2002. The calc-alkaline volcano-plutonism in the northern
1140 Roraima state, Guiana shield: implications for the Uatumã event concept and
1141 geotectonic significance. *In: II Simpósio sobre vulcanismo e ambientes associados,*
1142 *Belém, Pará (Abstract).*
1143

- 1144 Fraga, L.M., Dreher, A.M., Grazziotin, H., Reis, N.J. 2007. Rochas vulcânicas tipo – A
1145 no extremo norte de Roraima. *In: IX Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém,*
1146 *Brasil (Extended Abstracts).*
1147
- 1148 Fraga, L.M., Reis, N.J., Dall’Agnol, R. 2009. Cauarane - Coeroeni Belt– the main tectonic
1149 feature of the Central Guyana Shield, northern Amazonian Craton. *In: 11° Simpósio*
1150 *de Geologia da Amazônia, Manaus, Amazonas (Extended Abstracts).*
1151
- 1152 Fraga, L.M.B., Dreher, A.M., Grazziotin, H., Reis, N.J., Farias, M.S.G., Ragatky, D.
1153 2010. Geologia e recursos minerais da Folha Vila de Tepequém – Na.20-X-A-III,
1154 estado de Roraima, escala 1:100.000. *In: Programa geologia do Brasil, projeto*
1155 *cartografia da Amazônia, editors. CPRM, Manaus, CD-ROM.*
1156
- 1157 Fraga, L.M., Dreher, A.M., Grazziotin, H., Reis, N. 2011. Suíte Trairão - arco magmático
1158 de 2,03-2,04 Ga, na parte norte do Cráton Amazônico. *In: 12° Simpósio de Geologia*
1159 *da Amazônia, Boa Vista, Roraima (Extended Abstracts).*
1160
- 1161 Fraga, L.M., Vazques, M.L., Almeida, M., Dreher, A.M., Reis, N. 2017. A influência da
1162 orogenia eo-orosiriana na formação da SLIP Uatumã, parte central do Cráton
1163 Amazônico. *In: 15° Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, Pará (Extended*
1164 *Abstracts).*
1165
- 1166 Gioia, S.M.C.L., Pimentel, M.M. 2000. The Sm–Nd isotopic method in the
1167 geochronology laboratory of the University of Brasília. *Anais da Academia Brasileira*
1168 *de Ciências, 72(2), 219–245.*
1169
- 1170 Juliani, C., Fernandes, C.M.D. 2010. Well-preserved Late Paleoproterozoic volcanic
1171 centers in the São Félix do Xingu region, Amazonian Craton, Brazil. *Journal of*
1172 *Volcanology and Geothermal Research, 191, 167–179. DOI:*
1173 *10.1016/j.jvolgeores.2010.01.016.*
1174
- 1175 Klaver, M., de Roever, E.W.F., Thijssen, A.C.D., Bleeker, W., Söderlund, U.,
1176 Chamberlain, K., Ernst, R., Berndt, J., Zeh, A. 2015. Mafic magmatism in the Bakhuis
1177 Granulite Belt (western Suriname): relationship with charnockite magmatism and
1178 UHT metamorphism. *GFF, 00, 1–16. DOI: 10.1080/11035897.2015.106159. 1.*
1179
- 1180 Klein, E.L., Almeida, M.E., Rosa Costa, L.T. 2012. The 1.89-1.87 Ga Uatumã Silicic
1181 Large Igneous Province, northern South America. Large Igneous Provinces
1182 Commission, 15p. Acessado em: (<http://www.largeigneousprovinces.org>).
1183
- 1184 Kroonenberg, S.B., Roever, E.W.F., Fraga, L.M., Reis, N.J., Faraco, T., Lafon, J.M.,
1185 Cordani, U., Wong, T.E. 2016. *Netherlands Journal of Geosciences - Geologie en*
1186 *Mijnbouw, 95(4), 491-522. DOI: 10.1017/njg.2016.10.*
1187
- 1188 Leal, R.E., Lafon, J.M., da Rosa-Costa, L.T., Dantas, E.L. 2018. Orosirian magmatic
1189 episodes in the Erepecuru-Trombetas Domain (southeastern Guyana Shield):
1190 Implications for the crustal evolution of the Amazonian Craton, *Journal of South*
1191 *American Earth Sciences, 85, 278-297. DOI: 10.1016/j.jsames.2018.04.011.*
1192

- 1193 Lenhardt, N., Masango, S.M., Jolayemi, O.O., Lenhardt, S.Z., Peeters, G.J., Eriksson,
1194 P.G. 2017. The Palaeoproterozoic (~2.06 Ga) Rooiberg Group, South Africa:
1195 Dominated by extremely high-grade lava-like and rheomorphic ignimbrites? New
1196 observations and lithofacies analysis. *Journal of African Earth Sciences*, 131, 213-232.
1197 DOI: 10.1016/j.jafrearsci.2017.03.030.
1198
- 1199 Lesti, C., Porreca, M., Giordano, G., Mattei, M., Cas, R.A.F., Wright, H.M.N., Folkes,
1200 C.B., Viramonte, J. 2011. High-temperature emplacement of the Cerro Galán and
1201 Toconquis Group ignimbrites (Puna plateau, NW Argentina) determined by TRM
1202 analyses. *Bull. Volcanol.*, 73, 1535–1565.
1203
- 1204 Lofgren, G. 1974. An experimental study of plagioclase crystal morphology: isothermal
1205 crystallisation. *American Journal of Science*, 274, 243-273.
1206
- 1207 Lugmair, G.W., Marti, K. 1978. Lunar initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: differential evolution of the
1208 lunar crust and mantle. *Earth and Planetary Sci. Letters*, 39, 349-357.
1209
- 1210 Mahabier, R., De Roeber, E.W.F. 2019. The Caicara-Dalbana Belt, a belt of felsic and
1211 intermediate metavolcanics of 1.99 Ga in the Guiana Shield, and probably across, in
1212 the Guapore Shield. In: SAXI- XI Interguiana Geological Conference, Paramaribo,
1213 Suriname (*Extended Abstracts*).
1214
- 1215 Mahar, M.A., Goodell, P.C., José García, A.R. 2019. Timing and origin of silicic
1216 volcanism in northwestern Mexico: Insights from zircon U-Pb geochronology, Hf
1217 isotopes and geochemistry of rhyolite ignimbrites from Palmarejo and Guazapares in
1218 Southwest Chihuahua. *Lithos*, 246–264. DOI: 10.1016/j.lithos.2018.11.010.
1219
- 1220 Maniar, P.D., Piccoli, P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological*
1221 *Society of America Bulletin*, 101, 635-643.
1222
- 1223 Marques, S.S.S., Souza, V.S., Dantas, E.L., Valério, C.S., Nascimento, R.S.C. 2014.
1224 Contributions to the petrography, geochemistry and geochronology (U-Pb and Sm-
1225 Nd) of the Paleoproterozoic effusive rocks from Iricoumé Group, Amazonian Craton,
1226 Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 44(1), 121-138. DOI: 10.5327/Z2317-
1227 4889201400010010.
1228
- 1229 Mukhopadhyay, J., Ray, A., Ghosh, G., Medda, R.A., Bandyopadhyay, P.P. 2001.
1230 Recognition, Characterization and Implications of High-Grade Silicic Ignimbrite
1231 Facies from the Paleoproterozoic Bijli Rhyolites, Dongargarh Supergroup, Central
1232 India. *Gondwana Research*, 4(3), 519-527.
1233
- 1234 Nadeau, S., Chen, W., Reece, J., Lachhman, D., Ault, R., Faraco, M.T.L., Fraga, L.M.,
1235 Reis, N.J., Bettiollo, L.M. 2013. Guyana: the Lost Hadean crust of South America?.
1236 *Brazilian Journal of Geology*, 43(4), 601-606. DOI: 10.5327/Z2317-
1237 48892013000400002.
1238
- 1239 Nardi, L.V.S., Bitencourt, A.M.F. 2009. A-type granitic rocks in post-collisional settings
1240 in southernmost Brazil: their classification and relationship with tectonics and
1241 magmatic series. *The Canadian Mineralogist*, 47, 1287- 1297. DOI:
1242 10.3749/canmin.47.6.000.

- 1243
1244 Pacheco-Hoyos, J.G., Aguirre-Díaz, G.J., Dávila-Harris, P. 2018. Boiling-over dense
1245 pyroclastic density currents during the formation of the ~100km³ Huichapan
1246 ignimbrite in Central Mexico: Stratigraphic and lithofacies analysis. *Journal of*
1247 *Volcanology and Geothermal Research*, 349, 268-282. DOI:
1248 10.1016/j.jvolgeores.2017.11.007
1249
- 1250 Peng, P., Zhai, M., Zhang, H., Guo, J. 2005. Geochronological Constraints on the
1251 Paleoproterozoic Evolution of the North China Craton: SHRIMP Zircon Ages of
1252 Different Types of Mafic Dikes. *International Geology Review*, 47, 492–508.
1253
- 1254 Pioli, L., Rosi, M. 2005. Rheomorphic structures in a high-grade ignimbrite: The Nuraxi
1255 tuff, Sulcis volcanic district (SW Sardinia, Italy). *Journal of Volcanology and*
1256 *Geothermal Research*, 142, 11 – 28.
1257
- 1258 Quane, S.L., Russell, J.K. 2005. Ranking welding intensity in pyroclastic deposits. *Bull*
1259 *Volcanol*, 67, 129–143. DOI 10.1007/s00445-004-0367-5.
1260
- 1261 Reis, N.J., Fraga, L.M.B. 1996. Vulcanismo Surumu- Estado de Roraima: Caracterização
1262 de seu comportamento químico à luz de novos dados. *In: Congr. Bras. Geol., Salvador,*
1263 *Bahia (Extended Abstracts).*
1264
- 1265 Reis, N.J., Fraga, L.M.B. 1998. Geologia do Estado de Roraima. Publicação Interna,
1266 Inédito, CPRM, Manaus, 24 p.
1267
- 1268 Reis, N.J., Faria, M.S.G., Fraga, L.M., Haddad, R.C. 2000. Orosirian calc-alkaline
1269 volcanism and the Orocaima Event in the northern Amazonian craton, eastern Roraima
1270 state, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(3), 380-383.
1271
- 1272 Reis, N.J., Nadeau, S., Fraga, L.M., Betiollo, L.M., Faraco, M.T.L., Reece, J., Lachhman,
1273 D., Ault, R. 2017. Stratigraphy of the Roraima Supergroup along the Brazil-Guyana
1274 border in the Guiana shield, Northern Amazonian Craton – results of the
1275 Brazil-Guyana Geology and Geodiversity Mapping Project. *Brazilian Journal of*
1276 *Geology*, 47(1), 43-57. DOI: 10.1590/2317-4889201720160139.
1277
- 1278 Rollinson, H. 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation.*
1279 Longman Scientific & Technical, John Wiley & Sons, New York, 352p.
1280
- 1281 Roverato, M., Giordano, D., Echeverri-Misas, C.M., Juliani, C. 2016. Paleoproterozoic
1282 felsic volcanism of the Tapajós Mineral Province, Southern Amazon Craton, Brazil.
1283 *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 310, 98–106. DOI:
1284 10.1016/j.jvolgeores.2015.11.019.
1285
- 1286 Roverato, M., Juliani, C., Dias-Fernandes, C.M., Capra, L. 2017. Paleoproterozoic
1287 andesitic volcanism in the southern Amazonian craton, the Sobreiro Formation: New
1288 insights from lithofacies analysis of the volcanoclastic sequences. *Precambrian*
1289 *Research*, 289, 18–30. DOI: 10.1016/j.precamres.2016.11.005.
1290
- 1291 Roverato, M., Giordano, D., Giovanardi, T., Juliani, C., Polo, L. 2019. The 2.0–1.88 Ga
1292 Paleoproterozoic evolution of the southern Amazonian Craton (Brazil): An

- 1293 interpretation inferred by lithofaciological, geochemical and geochronological data.
 1294 *Gondwana Research*, 70, 1–24.
 1295
- 1296 Santos, J.O.S., 1984. Classificação das rochas vulcânicas Uatumã. *In: XXXIII Congresso*
 1297 *Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro, Rio de Janeiro (Extended Abstracts)*.
 1298
- 1299 Santos, J.O.S. 2003. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central. *In: Bizzi,*
 1300 *L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H. (Eds.), Geologia, Tectônica e*
 1301 *Recursos Minerais do Brasil* (pp. 169-226). CPRM.
 1302
- 1303 Santos, J.O.S., Reis, N.J., Chemale, F., Hartmann, L.A., Pinheiro, S.S., McNaughton, N.J.
 1304 2003. Paleoproterozoic evolution of northwestern Roraima state – absence of Archean
 1305 crust, based on U-Pb and Sm-Nd isotopic evidence. *In: IV South American*
 1306 *Symposium on Isotope Geology, Salvador, Bahia (Extended Abstracts)*.
 1307
- 1308 Santos, J.O.S, Hartmann, L.A, Riker, S.R., Souza, M.M., Almeida, M.E., Mcnaughton,
 1309 N.J. 2006. A compartimentação do cráton Amazonas em províncias: avanços ocorridos
 1310 no período 2000-2006. *In: Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, Pará (Extended*
 1311 *Abstracts)*.
 1312
- 1313 Schmincke, H.U., Swanson, D.A. 1967. Laminar viscous flowage structures in ash-flow
 1314 tuffs. *J. Geol.*, 75, 641–664.
 1315
- 1316 Schobbenhaus, C., Hoppe, A., Lork, A., Baumann, A. 1994. Idade U-Pb do magmatismo
 1317 Uatumã no norte do Cráton Amazônico, Escudo das Guianas (Brasil). *In: 38°*
 1318 *Congresso Brasileiro de Geociências, Camboriú, Santa Catarina (Extended Abstracts)*.
 1319
- 1320 Smith, R.L., 1960. *Zones and zonal variations in welded ash flows*. Geol. Surv. Prof.
 1321 Pap.10p.
 1322
- 1323 Smith, T.R., Cole, J.W. 1997. Somers Ignimbrite formation: cretaceous high-grade
 1324 ignimbrites from South Island, New Zealand. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 75, 39– 57.
 1325
- 1326 Sulpizio, R., Dellino, P., Doronzo, D.M., Sarocchi, D. 2014. Pyroclastic density currents:
 1327 state of the art and perspectives. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*,
 1328 283, 36–65. DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2014.06.014.
 1329
- 1330 Sumner, J., Branney, M. 2002. The emplacement history of a remarkable heterogeneous,
 1331 chemically zoned, rheomorphic and locally lava-like ignimbrite: dTLT on Gran
 1332 Canaria. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 115, 109– 138. DOI: 10.1016/S0377-
 1333 0273(01)00311-0.
 1334
- 1335 Tassinari, C.C.G., Macambira, M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico.
 1336 *In: Mantesso-Neto V., Bartorelli, A., Carneiro, C. Dal R., Brito-Neves, B.B., (Eds.),*
 1337 *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio*
 1338 *Marques de Almeida* (pp. 471–485). Beca.
 1339
- 1340 Teixeira, W., Reis, N.J., Bettencourt, J.S., Klein, E.L., Oliveira, D.C. 2019. Intraplate
 1341 Proterozoic Magmatism in the Amazonian Craton Reviewed: Geochronology, Crustal
 1342 Tectonics and Global Barcode Matches. *In: Srivastava R., Ernst R., Peng P. (Eds.),*

- 1343 *Dyke Swarms of the World: A Modern Perspective* (pp. 111-154). Springer Geology.
1344 Springer. DOI: 10.1007/978-981-13-1666-1_4.
1345
- 1346 Thompson, R.N. 1982. Magmatism of the British Tertiary volcanic province. *Scottish*
1347 *Journal of Geology*, 18, 49-107.
1348
- 1349 Valentine, G.A., Palladino, D.M., DiemKaye1, K., Fletcher, C. 2019. Lithic-rich and
1350 lithic-poor ignimbrites and their basal deposits: Sovana and Sorano formations (Latera
1351 caldera, Italy). *Bulletin of Volcanology*, 81(29), 2-26. DOI: 10.1007/s00445-019-
1352 1288-7.
1353
- 1354 Vervoort, J.D., Wirth, K., Kennedy, B., Sandland, T., Harpp, K.S. 2007. The magmatic
1355 evolution of the Midcontinent rift: New geochronologic and geochemical evidence
1356 from felsic magmatism. *Precambrian Research*, 157, 235–268. DOI:
1357 10.1016/j.precamres.2007.02.019.
1358
- 1359 Wade, C.E., Reid, A.J., Wingate, M.T.D., Jagodzinski, E.A., Barovich, K. 2012.
1360 Geochemistry and geochronology of the c. 1585 Ma Benagerie Volcanic Suite,
1361 southern Australia: Relationship to the Gawler Range Volcanics and Implications for
1362 the petrogenesis of a Mesoproterozoic silicic large igneous province. *Precambrian*
1363 *Research*, 206–207, 17–35. DOI: j.precamres.2012.02.020.
1364
- 1365 Wade, C.E., Payne, J.L., Barovich, K.M., Reid, A.J. 2019. Heterogeneity of the sub-
1366 continental lithospheric mantle and ‘non-juvenile’ mantle additions to a Proterozoic
1367 silicic large igneous province. *Lithos*, 340–341, 87–107. DOI:
1368 10.1016/j.lithos.2019.05.005.
1369
- 1370 Wall, H., Pandit, M.K., Donhauser, I., Schöbel, S., Wang, W., Sharma, K.K. 2018.
1371 Evolution and tectonic setting of the Malani – Nagarparkar Igneous Suite: A
1372 Neoproterozoic Silicic-dominated Large Igneous Province in NW India-SE Pakistan.
1373 *Journal of Asian Earth Sciences*, 160, 136–158. DOI: 10.1016/j.jseaes.2018.04.016.
1374
- 1375 Wang, W., Pandit, M.K., Zhao, J.H., Chen, W.T., Zheng, J.P. 2018. Slab break-off
1376 triggered lithosphere - asthenosphere interaction at a convergent margin: The
1377 Neoproterozoic bimodal magmatism in NW India. *Lithos*, 296–299, 281–296. DOI:
1378 10.1016/j.lithos.2017.11.010.
1379
- 1380 Whalen, J.B., Currie, K.L., Chappell, B.W. 1987. A-type granites: geochemical
1381 characteristics discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 95, 407-
1382 419.
1383
- 1384 Willcock, M.A.W., Bargossi, G.M., Weinberg, R.F., Gasparotto, G., Cas, R.A.F.,
1385 Giordano, G., Marocchi, M. 2015. A complex magma reservoir system for a large
1386 volume intra- to extra-caldera ignimbrite: Mineralogical and chemical architecture of
1387 the VEI8, Permian Ora ignimbrite (Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal*
1388 *Research*, 306, 17–40. DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2015.09.015.
1389
- 1390 Wolff, J.A., Wright, J.V. 1981. Rheomorphism of welded tuffs. *J. Volcanol. Geotherm,*
1391 *Res.*, 10, 13-34.
1392

- 1393 Zhao, X.F., Zhou, M.F., Li, J.W., Wu, F.Y. 2008. Association of Neoproterozoic A- and
1394 I-type granites in South China: Implications for generation of A-type granites in a
1395 subduction-related environment. *Chemical Geology*, 257, 1–15. DOI:
1396 10.1016/j.chemgeo.2008.07.018.

6 CONCLUSÕES

As principais conclusões desta dissertação de mestrado, desenvolvidas a partir dos resultados e discussões apresentados nos capítulos anteriores, estão resumidas abaixo:

(1) Roraima, assim como a Venezuela, Guiana e Suriname hospeda volumoso evento vulcano-plutônico de 2,0-1,96 Ga, cujo ápice compreende o intervalo entre 1,98-1,96 Ga e reúne rochas predominantemente calcialcalinas com assinatura de arco e rochas com afinidade tipo-A, que ocorrem de forma limitada. A fração vulcânica no norte de Roraima é predominantemente subaérea, representada por ignimbritos de alto grau, que por vezes mostram semelhanças com lava, e vulcanitos efusivos subordinados. As fácies piroclásticas descritas nas duas sequências do Grupo Surumu e da Formação Cachoeira da Ilha manifestam características de proximidade com a fonte emissora, em cenário dominado por altos fluxos de massa relacionados a fissuras, com participação de uma ou mais caldeiras é proposto.

(2) Associação contemporânea tipo-I e tipo-A entre 2,0 e 1,98 Ga e a relação com o cinturão de alto grau Cauarane-Coeroeni, bem como o posicionamento do vulcanismo calcialcalino na fase transamazônica tardia, permite sugerir um contexto pós-colisional precoce com movimentos extensionais locais para o evento Orocaima na área de estudo.

(3) Embora não sejam conclusivas, discussões preliminares envolvendo a participação de magmas máficos na geração da grande quantidade do magma félsico Orocaima é levantada para o norte de Roraima, assim como já discutido para outras porções do Escudo das Guianas. Tal relação é sugerida pela presença significativa de fragmentos líticos máficos nas rochas vulcânicas e plutônicas em vários segmentos do cinturão CSID; no entanto, é clara a necessidade de estudos petrogenéticos para melhor compreensão.

(4) Ainda que distintas fontes sejam observadas para o cinturão metavulcânico CSID, em que idades mais antigas são descritas a norte, não há registro de envolvimento de crosta arqueana na geração dessas rochas. Dados isotópicos (Nd_{DM} 2,0-2,47 Ga e ϵ_{Nd} predominantemente positivos, -2,3 e +0,5 a +3,47) das rochas vulcânicas do Grupo Surumu e da Formação Cachoeira da Ilha, por exemplo, revelam fontes derivadas do manto ou fusão de crosta juvenil riaciana-sideriana recém formada durante a Orogenia Transamazônica.

(5) Similaridades isoladas a *silicic large igneous provinces* proterozoicas, assim como a distribuição areal dos depósitos de ignimbrito, intervalo das idades e assinaturas geoquímicas colocam o evento Orocaima como a mais nova especulação de eventos LIPs com predomínio de composição ácida, sendo uma das mais antigas até o momento. As características discutidas

acima também permitem considerar que o evento Orocaina corresponda a um possível evento *flare-up* de ignimbrito durante o Paleoproterozoico.

REFERÊNCIAS

- Aguirre-Díaz, G.J., Labarthe-Hernández, G. 2003. Fissure ignimbrites: Fissure-source origin for voluminous ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and its relationship with Basin and Range faulting. *Geology*, **31** (9): 773–776.
- Allen, S.R., McPhie, J., Ferris, G., Simpson, C. 2008. Evolution and architecture of a large felsic Igneous Province in western Laurentia: The 1.6 Ga Gawler Range Volcanics, South Australia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **172**: 132–147. DOI: j.jvolgeores.2005.09.027.
- Almeida, M.E., Ferreira, A.L., Pinheiro, S.S. 2003. Associações graníticas do oeste do estado de Roraima, Domínio Parima, Escudo das Guianas, Brasil. *Géologie de la France*, 135-1591.
- Amaral, G. 1974. *Geologia pré-cambriana da região amazônica*. Tese (Livre-Docência) - Universidade de São Paulo, Brasil. 212 p.
- Andrews, G.D.M., Branney, M.J. 2011. Emplacement and rheomorphic deformation of a large, lava-like rhyolitic ignimbrite: Grey's Landing, southern Idaho. *Geological Society of America Bulletin*, **23**: 725-743. DOI: 10.1130/B30167.1.
- Antonio, P.Y.J.; D'Agrella Filho, M.S.; Trindade, R.I.F; Nédélec, A.; Oliveira, D.C.; Silva, F.F.; Roverato, M.; Lana, C. 2017. Turmoil before the boring billion: Paleomagnetism of the 1880–1860 Ma Uatumã event in the Amazonian craton. *Gondwana Research*, **49**: 106–129. DOI: 10.1016/j.gr.2017.05.006.
- Barbosa, O., Ramos, J.R.A. 1956. Território do Rio Branco: aspectos principais da geomorfologia, da geologia e das possibilidades minerais de sua zona setentrional. Boletim DGM.DNPM, Rio de Janeiro, n.196, 49p.
- Barreto, C.J.S., Lafon, J.M., Costa, L.T.R., Lima, E.F. 2013. Paleoproterozoic felsic volcanism of Iricoumé group, Erepecuru-Trombetas domain, Amazonian central province: Field and petrographic characterization and Pb-Pb zircon geochronology. *Geol. USP, Sér. cient.*, **13**(1): 47-72. DOI: 10.5327/Z1519-874X2013000100004.
- Barreto, C.J.S., Lafon, J.M., Costa, L.T.R., Lima, E.F. 2014. Palaeoproterozoic (~1.89 Ga) felsic volcanism of the Iricoumé Group, Guyana Shield, South America: geochemical and Sm-Nd isotopic constraints on sources and tectonic environment. *International Geology Review*, 1-26. DOI: 10.1080/00206814.2014.930800.
- Basei, M.A.S. 1977. *Idade do vulcanismo ácido-intermediário na região amazônica*. Dissertação de Mestrado em Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 143p.
- Berrangé, J.P. 1977. *The geology of southern Guyana, South America*. London: Institute of Geological Sciences, 112 p.
- Bezerra, K.R.F. 2010. *Caracterização geológica e geoquímica das rochas vulcânicas das serras do Tabaco e Tarame, NE de Roraima, Domínio Surumu, Cráton Amazônico*. Unpublished MSc Thesis, Universidade Federal do Amazonas, Brasil. 80 p.

- Bezerra, K.R.F., Nascimento, R.S.C. 2011. As rochas vulcânicas das Serras do Tabaco e Tarame, NE de Roraima, Domínio Surumu, Cráton Amazônico. *In: III Simpósio de geoquímica dos países do Mercosul, 2011, Gramado, Brasil (Extended Abstracts)*, p. 828-831.
- Bispo-Santos, F., D'Agrella-Filho, M.S., Janikian, L., Reis, N.J., Trindade, R.I.F., Reis, M.A.A.A. 2014. Towards Columbia: Paleomagnetism of 1980–1960 Ma Surumu volcanic rocks, Northern Amazonian Craton. *Precambrian Research*, **244**: 123–138. DOI: 10.1016/j.precamres.2013.08.005.
- Bonfim L.F.C., Ramgrab G.E., Uchôa I.B., Medeiros J.B., Viégas Filho J.R., Mandetta P., Kuyumjian R.M., Pinheiro S.S. 1974. Projeto Roraima, Relatório Final. Manaus, DNPM/CPRM, vol. IA-D, II.
- Bonin, B., Azzouni-Sekkal, A., Bussy, F., Ferrag, S. 1998. Alkali-calcic and alkaline post-orogenic (PO) granite magmatism: petrologic constraints and geodynamic settings. *Lithos*, **45**: 45–70.
- Bonin, B. 2005. A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects. *Lithos*, **9**: 1–29. DOI: 10.1016/j.lithos.2006.12.007.
- Boynton, W.V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (Eds.), *Rare Earth Element Geochemistry* (pp. 63-114). Elsevier, Amsterdam - Oxford - New York – Tokyo.
- Branney, M.J., Kokelaar, P. 1992. A reappraisal of ignimbrite emplacement: progressive aggradation and changes from particulate to non-particulate flow during emplacement of high-grade ignimbrite. *Bull. Volcanol.*, **54**: 504–520.
- Branney, M.J., Kokelaar, P. 2002. *Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites*. The Geological Society, London. 137p.
- Brooks, W.E., Tosdal, R.M., Nunez, F.J. 1995. Gold and Diamond resources of the Icabarú sur study área, Estado Bolívar, Venezuela. In: Sidder, G.B., Garcia, A.E., Stoesser, J.W. (Eds.), *Geology and mineral deposits of the Venezuelan Guyana* (pp. 1-8). Washington.
- Bryan, S.E. 2007. Silicic large igneous provinces. *Episodes*, **30(1)**: 20-31.
- Bryan, S.E., Ernst, R.E. 2008. Revised definition of large igneous provinces (LIPs). *Earth Sciences Reviews*, **86(1-4)**: 175-202. DOI: 10.1016/j.earscirev.2007.08.008.
- Bryan, S.E., Riley, T.R., Jerram, D.A., Leat, P.T., Stephens, C.J. 2002. Silicic volcanism: An under-valued component of large igneous provinces and volcanic rifted margins. In: Menzies, M.A., Klemperer, S.L., Ebinger, C.J., Baker, J., (Eds.), *Magmatic Rifted Margins* (99-120). Geological Society of America Special Paper.
- Bryan, S. E., Ferrari, L. 2013. Large igneous provinces and silicic large igneous provinces: Progress in our understanding over the last 25 years. *GSA Bulletin*, **125(7-8)**: 1053-1078. DOI: 10.1130/B30820.1.

- Bühn, B., Pimentel, M. M., Matteini, M., Dantas, E. L. 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-IC-MS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **81**: 99-114.
- Cas, R.A.F., Wright, J.V. 1987. *Volcanic successions: modern and ancient*. Chapman & Hall, London. 531p.
- Cas, R.A.F., Wright, H.M.N., Folkes, C.B., Lesti, C., Porreca, M., Giordano, G., Viramonte, J.G. 2011. The flow dynamics of an extremely large volume pyroclastic flow, the 2.08-Ma Cerro Galán Ignimbrite, NW Argentina, and comparison with other flow types. *Bull Volcanol*, **73**: 1583–1609. DOI: 10.1007/s00445-011-0564-y.
- Cordani, U.G., Tassinari, C.C.G., Teixeira, W., Basei, M.A.S., Kawashita, K. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. *In: II Congresso Geológico Chileno, 1979, Arica, Chile (Extended Abstracts)*, p. 137-148.
- Cordani, U.G., Brito Neves, B.B. 1982. The geologic evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. *Revista Brasileira de Geociências*, **12**: 78-88.
- Costa, J.A.V., Costa, J.B.S., Macambira, M.J.B. 2001. Grupo Surumu e Suíte Intrusiva Saracura, RR - Novas Idades Pb-Pb em zircão e interpretação tectônica. *In: Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, Pará (Extended Abstracts)*.
- Costi, H.T., Dall’agnol, R., Moura, C.A.V. 2000. Geology and Pb-Pb geochronology of Paleoproterozoic volcanic and granitic rocks of Pitinga Province, Amazonian Craton, northern Brazil. *International Geology Review*, **42(9)**: 832-849. DOI: 10.1080/00206810009465114
- CPRM. 1999. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Projeto Roraima Central, Folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D (integrais), NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-V-C (parciais). Escala 1:500.000. Estado de Roraima. Superintendência Regional de Manaus, 166 p.
- CPRM. 2017. Geological and geodiversity mapping project on the Brazil - Suriname border. Escala 1: 1.000.000. 66 p.
- CPTEC/INPE. 2018. Meteograma de Amajari-RR. Disponível em: <<http://www.cptec.inpe.br/cidades/Meteograma/428>>. Acesso em: 24 de Agosto de 2018.
- Dall’Agnol, R., Lafon, J.M. and Macambira, M.J.B. 1994. Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: geochronological, petrological and geochemical aspects. *Mineralogy and Petrology*, **50 (1-3)**: 113–138. DOI: 10.1007/BF01160143.
- Davies, J.H., Blanckenburg, F.V. 1995. Slab breakoff: A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. *Earth and Planetary Science Letters*, **129**: 85-102.

- Delor, C., Lahondère, D., Egal, E., Lafon, J.M., Cocherie, A., Guerrot, C., Rossi, P., Truffert, C., Théveniaut, H., Phillips, D., Avelar, V.G. 2003. Transamazonian crustal growth and reworking as revealed by the 1:500,000-scale geological map of French Guiana (2nd edition). *Géologie de La France*, **2-3-4**: 5-57.
- De Roever, E.W.F., Lafon, J.M., Delor, C., Guerrot, C. 2010. Orosirian magmatism and metamorphism in Suriname: new geochronological constraints. *In*: 45° Congresso brasileiro de geologia, Belém, Pará (*Abstract*).
- De Roever, E.W.F., Lafon, J.M., Delor, C., Cocherie, A., Guerrot, C. 2015. Orosirian magmatism and metamorphism in Suriname: new geochronological constraints. *In*: Gorayeb, P. e Lima, A.M. (Eds.), *Contribuições à Geologia da Amazônia* (pp. 359-372). SBG-NO.
- Dreher, A.M., Fraga, L.M., Farias, M.S.G., Grazziotin, H. 2005. O vulcanismo Surumu na folha Vila de Tepequém, Roraima, Escudo das Guianas. *In*: III Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, 2005, Cabo Frio, Rio de Janeiro (*Extended Abstracts*), 5p.
- Dreher, A.M., Fraga, L.M., Reis, N.J., Betiollo, L.M. 2011. Um complexo de caldeiras Vulcânicas Paleoproterozoicas no norte de Roraima. *In*: 12° Simpósio de Geologia da Amazônia, Boa Vista, Roraima (*Extended Abstracts*).
- Eby, G.N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and Tectonic Implications. *Geology*, **20**: 641-644.
- Ernst, R., Bleeker, W. 2010. Large igneous provinces (LIPs), giant dyke swarms, and mantle plumes: significance for breakup events within Canada and adjacent regions from 2.5 Ga to the Present. *Can. J. Earth Sci.*, **47**: 695–739. DOI: 10.1139/E10-025.
- Ernst, R.E., Youbi, N. 2017. How Large Igneous Provinces affect global climate, sometimes cause mass extinctions, and represent natural markers in the geological record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **478**: 30–52. DOI: 10.1016/j.palaeo.2017.03.014.
- Eyal, M., Litvinovsky, B., Jahn, B.M., Zanzivich, A., Katzir, Y. 2010. Origin and evolution of post-collisional magmatism: Coeval Neoproterozoic calc-alkaline and alkaline suites of the Sinai Peninsula. *Chemical Geology*, **269**: 153–179. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2009.09.010.
- Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., Bryan, S. 2007. Magmatism and tectonics of the Sierra Madre Occidental and its relation with the evolution of the western margin of North America. *Geological Society of America, Special Paper*, **422**: 1-39. DOI: [http://dx.doi.org/10.1130/2007.2422\(01\)](http://dx.doi.org/10.1130/2007.2422(01)).
- Fernandes, C.M.D., Lamarão, C.N., Teixeira, N.P. 2006. O vulcanismo bimodal do tipo Uatumã da região de São Félix do Xingu (PA), Província Mineral de Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, **36(3)**: 565-576.
- Fernandes, C.M.D., Juliani, C., Monteiro, L.V.S., Lagler, B., Misas, C.M.E. 2011. High-K calc-alkaline to A-type fissure-controlled volcano-plutonism of the São Félix do Xingu region,

- Amazonian craton, Brazil: Exclusively crustal sources or only mixed Nd model ages? *Journal of South American Earth Sciences*, **32(4)**: 351-368. DOI: 10.1016/j.jsames.2011.03.004.
- Fernandes, C.M.D., Juliani, C. 2019. The tectonic controls on the Paleoproterozoic volcanism and the associated metallogeny in the South Amazonian craton, Brazil: Sr–Nd–Pb isotope constraints. *Precambrian Research*, **331**: 105354. DOI: 10.1016/j.precamres.2019.105354.
- Ferron, J.M.T.M., Bastos Neto, A.C., Lima, E.F., Costi, H.T., Moura, C.A.V., Prado, M., Galarza, M.A. 2006. Geologia e geocronologia Pb-Pb de rochas graníticas e vulcânicas ácidas a intermediárias paleoproterozoicas da Província Pitinga, Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, **36(3)**: 499-512.
- Ferron, J.M.T.M., Bastos Neto, A.C., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., Costi, H.T., Pierosan, R., Prado, M. 2010. Petrology, geochemistry, and geochronology of Paleoproterozoic volcanic and granitic rocks (1.89–1.88 Ga) of the Pitinga Province, Amazonian Craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **29**: 483–497. DOI: 10.1016/j.jsames.2009.05.001.
- Fisher, R.V. 1960. Classification of volcanic breccias. *Bulletin of the Geological Society of America*, **71**: 973-982.
- Fisher, R.V. 1966. Rocks composed of volcanic fragments. *Earth Science Reviews. International Magazine for Geo-Scientists*, **1**: 287–298. DOI: 10.1016/0012-8252(66)90010-9.
- Fisher, R.V., Schmincke, H.U. 1984. *Pyroclastic Rocks*. Springer-Verlag, New York. 472p.
- Fraga, L.M., Haddad, R.C., Reis, N.J. 1997. Aspectos geoquímicos das rochas granitoides da Suíte Intrusiva Pedra Pintada, norte do Estado de Roraima. *Revista Brasileira de Geociências*, **27 (1)**: p. 3-12.
- Fraga, L.M.B. 2002. *A associação anortosito-mangerito-granito rapakivi (AMG e suas encaixantes paleoproterozoicas: evolução estrutural, geocronologia e petrologia*. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Pará, Brasil. 351p.
- Fraga, L.M., Reis, N.J. 2002. The calc-alkaline volcano-plutonism in the northern Roraima state, Guiana shield: implications for the Uatumã event concept and geotectonic significance. *In: II Simpósio sobre vulcanismo e ambientes associados, 2002, Belém, Pará (Abstract)* p.5.
- Fraga, L.M., Dreher, A.M., Grazziotin, H., Reis, N.J. 2007. Rochas vulcânicas tipo – A no extremo norte de Roraima. *In: IX Simpósio de Geologia da Amazônia 2007, Belém, Brasil (Extended Abstracts)*. p. 92-95.
- Fraga, L.M., Reis, N.J., Dall’agnol, R., Armstrong, R. 2008. Cauarane - Coeroene Belt – The Tectonic southern limit of the preserved Rhyacian crustal domain in the Guyana Shield, northern Amazonian craton. *In: International Geological Congress, 33. Oslo, Norway. Abstract, [CD-ROM]*.

- Fraga, L.M., Reis, N.J., Dall’Agnol, R. 2009. Cauarane - Coeroeni Belt– the main tectonic feature of the Central Guyana Shield, northern Amazonian Craton. *In: 11º Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus, Amazonas (Extended Abstracts)*.
- Fraga, L.M.B., Dreher, A.M., Graziottin, H., Reis, N.J., Farias, M.S.G., Ragatky, D. 2010. Geologia e recursos minerais da Folha Vila de Tepequém – Na.20-X-A-III, estado de Roraima, escala 1:100.000. *In: Programa geologia do Brasil, projeto cartografia da Amazônia, editors. CPRM, Manaus, CD-ROM*.
- Fraga, L.M., Dreher, A.M., Graziottin, H., Reis, N. 2011. Suíte Trairão - arco magmático de 2,03-2,04 Ga, na parte norte do Cráton Amazônico. *In: 12º Simpósio de Geologia da Amazônia, Boa Vista, Roraima (Extended Abstracts)*.
- Fraga, L.M., Vazques, M.L., Almeida, M., Dreher, A.M., Reis, N. 2017. A influência da orogenia eo-orosiriana na formação da SLIP Uatumã, parte central do Cráton Amazônico. *In: 15º Simpósio de geologia da Amazônia, 2017, Belém, Pará (Extended Abstracts) p. 405-408*.
- Gibbs, A.K., Barron, C.N. 1993. *The Geology of the Guiana Shield*. New York, Claredon Press, Oxford, 245 p.
- Gioia, S.M.C.L., Pimentel, M.M. 2000. The Sm–Nd isotopic method in the geochronology laboratory of the University of Brasília. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **72 (2)**: 219–245.
- Harris, N.B.W., Pearce, J.A., Tindle, A.G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. *In: Coward, M.P., Ries, A.C. (Ed.) Collision Tectonics*. Oxford: Blackwell Scientific, p. 67-81. (Geological Society Special Publication, 19).
- IBGE. 2005. Estado de Roraima: Vegetação. Disponível em: <ftp://geoftp.ibge.gov.br/informacoes_ambientais/vegetacao/mapas/unidades_da_federacao/rr_vegetacao.pdf>. Acesso em: 24 de Agosto de 2018.
- Juliani, C., Fernandes, C.M.D. 2010. Well-preserved Late Paleoproterozoic volcanic centers in the São Félix do Xingu region, Amazonian Craton, Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **191**: 167–179. DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2010.01.016.
- Khalil, A. E. S., Obeid, M. A., Azer, M. K., Asimow, P. D. 2017. Geochemistry and petrogenesis of post-collisional alkaline and peralkaline granites of the Arabian-Nubian Shield: a case study from the southern tip of Sinai Peninsula, Egypt. *International Geology Review*, 1-22. DOI: 10.1080/00206814.2017.1364672.
- Klaver, M., de Roever, E.W.F., Thijssen, A.C.D., Bleeker, W., Söderlund, U., Chamberlain, K., Ernst, R., Berndt, J., Zeh, A. 2015. Mafic magmatism in the Bakhuis Granulite Belt (western Suriname): relationship with charnockite magmatism and UHT metamorphism. *GFF*, 00, 1–16. DOI: 10.1080/11035897.2015.106159. 1.
- Klein, E.L., Vasquez, M.L. 2000. Geologia e recursos minerais da Folha Vila Riozinho – SB.21-Z-A: Estado do Pará, escala 1:250.000. *In: Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós), editors. CPRM, Brasília, CD-ROM*.

- Klein, E.L., Almeida, M.E., Rosa Costa, L.T. 2012. The 1.89-1.87 Ga Uatumã Silicic Large Igneous Province, northern South America. Large Igneous Provinces Commission, 15p. Acessado em: (<http://www.largeigneousprovinces.org>).
- Kroonenberg, S.B., Roever, E.W.F., Fraga, L.M., Reis, N.J., Faraco, T., Lafon, J.M., Cordani, U., Wong, T.E. 2016. *Netherlands Journal of Geosciences - Geologie en Mijnbouw*, **95(4)**: 491-522. DOI: 10.1017/njg.2016.10.
- Lagler, B., Juliani, C., Fernandes, C.M.D., Cruz, R.S., Vieira, D.A. 2019. Paleoproterozoic volcanic caldera in the Amazonian craton, northern Brazil: Stratigraphy, lithofacies characterization, and lithochemical constraints. *Journal of South American Earth Sciences*, **95**: 102252. DOI: 10.1016/j.jsames.2019.102252.
- Lamarão, C.N., Dall’agnol, R., Lafon, J.M., Lima, E.F. 2002. Geology, geochemistry, and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, **119**: 189-223. DOI: 10.1016/S0301-9268(02)00123-7.
- Lamarão, C.N., Dall’agnol, R., Pimentel, M.M. 2005. Nd isotopic composition of Paleoproterozoic volcanic and granitoid rocks of Vila Riozinho: implications for the crustal evolution of the Tapajós gold province, Amazon craton. *Journal of South American Earth Sciences*, **18**: 277-292. DOI: 10.1016/j.jsames.2004.11.005.
- Leal, R.E., Lafon, J.M., da Rosa-Costa, L.T., Dantas, E.L. 2018. Orosirian magmatic episodes in the Erepecuru-Trombetas Domain (southeastern Guyana Shield): Implications for the crustal evolution of the Amazonian Craton, *Journal of South American Earth Sciences*, **85**: 278-297. DOI: 10.1016/j.jsames.2018.04.011.
- Lenhardt, N., Masango, S.M., Jolayemi, O.O., Lenhardt, S.Z., Peeters, G.J., Eriksson, P.G. 2017. The Palaeoproterozoic (~2.06 Ga) Rooiberg Group, South Africa: Dominated by extremely high-grade lava-like and rheomorphic ignimbrites? New observations and lithofacies analysis. *Journal of African Earth Sciences*, **131**: 213-232. DOI: 10.1016/j.jafrearsci.2017.03.030.
- Le Maitre, R.W. 2002. *Igneous rocks: A classification and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. 2 edition. Cambridge University Press, New York. 236p.
- Lesti, C., Porreca, M., Giordano, G., Mattei, M., Cas, R.A.F., Wright, H.M.N., Folkes, C.B., Viramonte, J. 2011. High-temperature emplacement of the Cerro Galán and Toconquis Group ignimbrites (Puna plateau, NW Argentina) determined by TRM analyses. *Bull. Volcanol.*, **73**: 1535–1565.
- Liégeois, J.P., Navez, J., Hertogen, J., Black, R. 1998. Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliding normalization. *Lithos*, **45**: 1–28.
- Lofgren, G. 1971. Spherulitic textures in glassy and crystalline rocks. *J Geophys Res.*, **76**: 5635-5648. DOI: 10.1029/JB076i023p05635.

- Lofgren, G. 1974. An experimental study of plagioclase crystal morphology: isothermal crystallisation. *American Journal of Science*, **274**: 243-273.
- Lugmair, G.W., Marti, K. 1978. Lunar initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: differential evolution of the lunar crust and mantle. *Earth and Planetary Sci. Letters*, **39**: 349-357.
- Mahabier, R., De Roeber, E.W.F. 2019. The Caicara-Dalbana Belt, a belt of felsic and intermediate metavolcanics of 1.99 Ga in the Guiana Shield, and probably across, in the Guapore Shield. In: SAXI- XI Interguiana Geological Conference, Paramaribo, Suriname (*Extended Abstracts*).
- Mahar, M.A., Goodell, P.C., José García, A.R. 2019. Timing and origin of silicic volcanism in northwestern Mexico: Insights from zircon U-Pb geochronology, Hf isotopes and geochemistry of rhyolite ignimbrites from Palmarejo and Guazapares in Southwest Chihuahua. *Lithos*, 246–264. DOI: 10.1016/j.lithos.2018.11.010.
- Marques, S.S.S., Souza, V.S., Dantas, E.L., Valério, C.S., Nascimento, R.S.C. 2014. Contributions to the petrography, geochemistry and geochronology (U-Pb and Sm-Nd) of the Paleoproterozoic effusive rocks from Iricoumé Group, Amazonian Craton, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, **44(1)**: 121-138. DOI: 10.5327/Z2317-4889201400010010.
- Martí, J., Groppelli, G., Silveira, A.B. 2018. Volcanic stratigraphy: A review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **357**: 68–91. DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2018.04.006.
- McPhie, J., Doyle, M., Allen, R. 1993. *Volcanic Textures. A Guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. University of Tasmania, Australia. 198p.
- Melo, A.F.F., Santos, A.J., Cunha, M.T.P., Campos, M.J.F., D'antona, R.J.G., Damião, R.N. 1978. Projeto Molibdênio em Roraima. Relatório Final. In: Brasil. DNPM. convênio DNPM/CPRM. Inédito. 6v.re
- Montalvão, R.G.M., Muniz, C.M., Issler, R.S., Dall'Agnol, R., Lima, M.I.C., Fernandes, P.E.C.A., Silva, G.G. 1975. Geologia da Folha NA.20-Boa Vista e parte das folhas NA.21-Tumucumaque, NB.20-Roraima e NB.21. In: Brasil, DNPM. Projeto RADAMBRASIL. Cap. I –Geologia. Rio de Janeiro (Levantamentos de Recursos Naturais, vol. 8).
- Mukhopadhyay, J., Ray, A., Ghosh, G., Medda, R.A., Bandyopadhyay, P.P. 2001. Recognition, Characterization and Implications of High-Grade Silicic Ignimbrite Facies from the Paleoproterozoic Bijli Rhyolites, Dongargarh Supergroup, Central India. *Gondwana Research*, **4(3)**: 519-527.
- Nadeau, S., Chen, W., Reece, J., Lachhman, D., Ault, R., Faraco, M.T.L., Fraga, L.M., Reis, N.J., Betiollo, L.M. 2013. Guyana: the Lost Hadean crust of South America?. *Brazilian Journal of Geology*, **43(4)**: 601-606. DOI: 10.5327/Z2317-48892013000400002.
- Nardi, LV.S., Bitencourt, A.M.F. 2009. A-type granitic rocks in post-collisional settings in southernmost Brazil: their classification and relationship with tectonics and magmatic series. *The Canadian Mineralogist*, 47, 1287- 1297. DOI: 10.3749/canmin.47.6.000.

- Nomade, S., Chen, Y., Pouclet, A., Féraud, G., Théveniaut, H., Daouda, B.Y., Vidal, M., Rigolet, C. 2003. The Guiana and the West African Shield Palaeoproterozoic grouping: new palaeomagnetic data for French Guiana and the Ivory Coast. *Geophys. J. Int.*, **154**: 677–694.
- Norcross, C., Davis, D.W., Spooner, E.T.C., Rust, A. 2000. U-Pb and Pb-Pb age constraints on Paleoproterozoic magmatism, deformation and gold mineralization in the Omai area, Guyana Shield. *Precambrian Research*, **102**: 69–86.
- Pacheco-Hoyos, J.G., Aguirre-Díaz, G.J., Dávila-Harris, P. 2018. Boiling-over dense pyroclastic density currents during the formation of the ~100km³ Huichapan ignimbrite in Central Mexico: Stratigraphic and lithofacies analysis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **349**: 268-282. DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2017.11.007
- Pankhurst, R. J., Leat, P.T., Sruoga, P., Rapela, C.W., Márquez, M., Storey, B.C., Riley, T.R. 1998. The Chon Aike Silicic igneous province of Patagonia and related rocks in Antarctica: a silicic LIP. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **81**: 113–136.
- Pearce, J. 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, **19(4)**: 120-125.
- Peng, P., Zhai, M., Zhang, H., Guo, J. 2005. Geochronological Constraints on the Paleoproterozoic Evolution of the North China Craton: SHRIMP Zircon Ages of Different Types of Mafic Dikes. *International Geology Review*, **47**: 492–508.
- Pierosan, R., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., Bastos Neto, A.C., Campos, C.P., Jarvis, K., Ferron, J.M.T.M., Prado, M. 2011. Geochemistry of Palaeoproterozoic volcanic rocks of the Iricoumé Group, Pitinga Mining District, Amazonian craton, Brazil. *International Geology Review*, **53**: 946-979. DOI: 10.1080/00206810903391542.
- Pioli, L., Rosi, M. 2005. Rheomorphic structures in a high-grade ignimbrite: The Nuraxi tuff, Sulcis volcanic district (SW Sardinia, Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **142**: 11 – 28.
- Quane, S.L., Russell, J.K. 2005. Ranking welding intensity in pyroclastic deposits. *Bull Volcanol*, **67**: 129–143. DOI 10.1007/s00445-004-0367-5.
- Ramgrab, G.E., Damião, R.N. 1970. Reconhecimento geológico dos rios Anauá e Barauana, Relatório. Inédito. Boa Vista, DNPM, 40 p.
- Reis, N.J., Fraga, L.M.B. 1996. Vulcanismo Surumu- Estado de Roraima: Caracterização de seu comportamento químico à luz de novos dados. In: Congr. Bras. Geol., 1996, Salvador, Bahia (*Extended Abstracts*) p. 88-90.
- Reis, N.J., Fraga, L.M.B. 1998. Geologia do Estado de Roraima. Publicação Interna, Inédito, CPRM, Manaus, 24 p.
- Reis, N.J., Faria, M.S.G., Haddad, R.C., Fraga, L.M.B. 1999. Vulcanismo calci-alcalino Paleoproterozoico do setor oriental do estado de Roraima. In: Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, 1999, Gramado, Rio Grande do Sul (*Extended Abstracts*).

- Reis, N.J., Faria, M.S.G., Fraga, L.M., Haddad, R.C. 2000. Orosirian calc-alkaline volcanism and the Orocaima Event in the northern Amazonian craton, eastern Roraima state, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **30 (3)**: 380-383.
- Reis, N.J., Yáñez, G. 2001. O Supergrupo Roraima ao longo da Faixa Fronteiriça entre Brasil e Venezuela (Santa Elena de Uairén - Monte Roraima). *In: Contribuição à Geologia da Amazônia*, Reis, N.J., Monteiro, M.A.S., editors. *SBG, Manaus*, p. 113-144.
- Reis, N.J., Fraga, L.M., Faria, M.S.G., Almeida, M.E. 2003. Geologia do Estado de Roraima. *Géologie de la France*, **2 (3)**: 71-84.
- Reis, N.J., Faria, M.S.G., Almeida, M.E., Oliveira, M.A. 2004. Folhas NA.20-Boa Vista e NB.20-Roraima. *In: Carta geológica do Brasil ao milionésimo, Sistema de Informações Geográficas-SIG, folhas na escala de 1: 1.000.000*, Schobbenhaus, C., Gonçalves, J.H., Santos, J.O.S., Abram, M.B., Leão Neto, R., Matos, G.M.M., Vidotti, R.M., Ramos, M.A.B., Jesus, J.D.A., editors. *CPRM, Brasília, CD-ROM*.
- Reis, N.J., Nadeau, S., Fraga, L.M., Betiollo, L.M., Faraco, M.T.L., Reece, J., Lachhman, D., Ault, R. 2017. Stratigraphy of the Roraima Supergroup along the Brazil-Guyana border in the Guiana shield, Northern Amazonian Craton – results of the Brazil-Guyana Geology and Geodiversity Mapping Project. *Brazilian Journal of Geology*, **47(1)**: 43-57. DOI: 10.1590/2317-4889201720160139.
- Rollinson, H. 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman Scientific & Technical, John Wiley & Sons, New York, 352p.
- Roverato, M., Giordano, D., Echeverri-Misas, C.M., Juliani, C. 2016. Paleoproterozoic felsic volcanism of the Tapajós Mineral Province, Southern Amazon Craton, Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **310**: 98–106. DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2015.11.019.
- Roverato, M., Juliani, C., Dias-Fernandes, C.M., Capra, L. 2017. Paleoproterozoic andesitic volcanism in the southern Amazonian craton, the Sobreiro Formation: New insights from lithofacies analysis of the volcanoclastic sequences. *Precambrian Research*, **289**: 18–30. DOI: 10.1016/j.precamres.2016.11.005.
- Roverato, M., Giordano, D., Giovanardi, T., Juliani, C., Polo, L. 2019. The 2.0–1.88 Ga Paleoproterozoic evolution of the southern Amazonian Craton (Brazil): An interpretation inferred by lithofaciological, geochemical and geochronological data. *Gondwana Research*, **70**: 1–24.
- Santos, J.O.S., 1984. Classificação das rochas vulcânicas Uatumã. *In: XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia*, 1984 pp. 4535–4538.
- Santos, J.O.S. 2003. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central. *In: Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*, Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H. editors. *CPRM, Brasília*, p. 169-226.
- 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*, **3(4)**: 453-488. DOI: 10.1016/S1342-937X(05)70755-3.
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R. 2002. Timing of mafic magmatism in the Tapajo's Province (Brazil) and implications for the evolution of the Amazon Craton: evidence from baddeleyite and zircon U-Pb SHRIMP geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, **15**: 409–429.
- Santos, J.O.S, Hartmann, L.A, Riker, S.R., Souza, M.M., Almeida, M.E., Mcnaughton, N.J. 2006. A compartimentação do cráton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000-2006. *In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 2006, Belém, Brasil (Extended Abstracts)*.
- Santos, J.O.S., Reis, N.J., Chemale, F., Hartmann, L.A., Pinheiro, S.S., McNaughton, N.J. 2003. Paleoproterozoic evolution of northwestern Roraima state – absence of Archean crust, based on U-Pb and Sm-Nd isotopic evidence. *In: IV South American Symposium on Isotope Geology, 2003 (Extended Abstracts)* p.278-281.
- Santos, J.O.S., Rizzotto, G.J., Potter, P.E., McNaughton, N.J., Matos, R.S., Hartmann, L.A., Chemale Jr., F., Quadros, M.E.S. 2008. Age and autochthonous evolution of the Sunsás Orogen in West Amazon Craton based on mapping and U-Pb geochronology. *Precambrian Research*, **165**: 120–152. DOI: j.precamres.2008.06.009.
- Schmid, R. 1981. Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: Recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology*, **9**: 41- 43. DOI: 10.1130/0091-7613(1981)9<41:DNACOP>2.0.CO;2.
- Schmincke, H.U., Swanson, D.A. 1967. Laminar viscous flowage structures in ash-flow tuffs. *J. Geol.*, **75**: 641–664.
- Schobbenhaus, C., Hoppe, A., Lork, A., Baumann, A. 1994. Idade U-Pb do magmatismo Uatumã no norte do Cráton Amazônico, Escudo das Guianas (Brasil). *In: 38º Congresso Brasileiro de Geociências, 1994, Camboriú, Brasil (Extended Abstracts)* p. 395-397.
- Sharma, K.K. 2005. Malani magmatism: An extensional lithospheric tectonic origin. *Geological Society of America Special Paper*, **388**: 463–476.
- Simões, M.S., Meloni, R.E., Benevides Filho, P.R.R., Lisboa, T.M., Silva, A.R.C. 2017. *The volcano-sedimentary succession of the Colíder and Beneficente groups in the southeast of Amazonas: eruptive styles, compositional types and sedimentation environments*. *In: Lima, A.M. e Gorayeb, P. (eds.). Contribuições à Geologia da Amazônia*, 10.
- Smith, R.L., 1960. *Zones and zonal variations in welded ash flows*. Geol. Surv. Prof. Pap.10p.
- Smith, T.R., Cole, J.W. 1997. Somers Ignimbrite formation: cretaceous high-grade ignimbrites from South Island, New Zealand. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **75**: 39– 57.
- Sommer, C.A., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., Liz, J.D., Pierosan, R. 2003. Depósitos de fluxo piroclástico primários: caracterização e estudo de um caso no vulcanismo ácido Neoproterozoico do escudo Sul-rio-grandense. *Pesquisas em Geociências*, **30 (1)**: 3-26.

- Sulpizio, R., Dellino, P., Doronzo, D.M., Sarocchi, D. 2014. Pyroclastic density currents: state of the art and perspectives. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **283**: 36–65. DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2014.06.014.
- Sumner, J., Branney, M. 2002. The emplacement history of a remarkable heterogeneous, chemically zoned, rheomorphic and locally lava-like ignimbrite: dTLT on Gran Canaria. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **115**: 109– 138. DOI: 10.1016/S0377-0273(01)00311-0.
- Tassinari, C. G. C. 1981. *Evolução Geotectônica da Província Rio Negro-Juruena na Região Amazônica*. Dissertação de Mestrado em Geologia, Faculdade de Geologia, Universidade de São Paulo, São Paulo, 99p.
- Tassinari, C.G.C. *O mapa geocronológico do Craton Amazônico no Brasil: Revisão dos dados isotópicos*. 1996. Livre-docência em geologia, Faculdade de Geologia, Universidade de São Paulo, São Paulo, 257p.
- Tassinari, C.G.C., Macambira, M.J.B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian craton. *Episodes*, **22(3)**: 174-182.
- Tassinari, C.C.G., Macambira, M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida, Mantesso-Neto V., Bartorelli, A., Carneiro, C. Dal R., Brito-Neves, B.B., editors. Beca, São Paulo, p.471–485.
- Teixeira, W., Tassinari, C.C.G., Cordani, U.G., Kawashita, K. 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: Tectonic Implications. *Precambrian Research*, **42**: 213-27. DOI: 10.1016/0301-9268(89)90012-0.
- Teixeira, W., Reis, N.J., Bettencourt, J.S., Klein, E.L., Oliveira, D.C. 2019. Intraplate Proterozoic Magmatism in the Amazonian Craton Reviewed: Geochronology, Crustal Tectonics and Global Barcode Matches. In: Srivastava R., Ernst R., Peng P. (Eds.), *Dyke Swarms of the World: A Modern Perspective* (pp. 111-154). Springer Geology. Springer. DOI: 10.1007/978-981-13-1666-1_4.
- Thompson, R.N. 1982. Magmatism of the British Tertiary volcanic province. *Scottish Journal of Geology*, **18**: 49-107.
- Valentine, G.A., Palladino, D.M., DiemKaye1, K., Fletcher, C. 2019. Lithic-rich and lithic-poor ignimbrites and their basal deposits: Sovana and Sorano formations (Latera caldera, Italy). *Bulletin of Volcanology*, **81(29)**: 2-26. DOI: 10.1007/s00445-019-1288-7.
- Valério, C.S., Souza, V.S., Macambira, M.J.B. 2009. The 1.90–1.88 Ga magmatism in the southernmost Guyana Shield, Amazonas, Brazil: Geology, geochemistry, zircon geochronology, and tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, **28(3)**: 304-320. DOI: 10.1016/j.jsames.2009.04.001.
- Vervoort, J.D., Wirth, K., Kennedy, B., Sandland, T., Harpp, K.S. 2007. The magmatic evolution of the Midcontinent rift: New geochronologic and geochemical evidence from

- felsic magmatism. *Precambrian Research*, **157**: 235–268. DOI: 10.1016/j.precamres.2007.02.019.
- Viana, K.L.G. 2012. *Petrologia do magmatismo Aricamã na região da Vila do Tepequém (RR), Domínio Urariquera – Cráton Amazônico*. Dissertação de Mestrado em geociências, Faculdade de Geologia, Universidade Federal do Amazonas, Amazonas, 98 p.
- Wade, C.E., Reid, A.J., Wingate, M.T.D., Jagodzinski, E.A., Barovich, K. 2012. Geochemistry and geochronology of the c. 1585 Ma Benagerie Volcanic Suite, southern Australia: Relationship to the Gawler Range Volcanics and Implications for the petrogenesis of a Mesoproterozoic silicic large igneous province. *Precambrian Research*, **206–207**: 17–35. DOI: j.precamres.2012.02.020.
- Wade, C.E., Payne, J.L., Barovich, K.M., Reid, A.J. 2019. Heterogeneity of the sub-continental lithospheric mantle and ‘non-juvenile’ mantle additions to a Proterozoic silicic large igneous province. *Lithos*, **340–341**: 87–107. DOI: 10.1016/j.lithos.2019.05.005.
- Wall, H., Pandit, M.K., Donhauser, I., Schöbel, S., Wang, W., Sharma, K.K. 2018. Evolution and tectonic setting of the Malani – Nagarparkar Igneous Suite: A Neoproterozoic Silicic-dominated Large Igneous Province in NW India-SE Pakistan. *Journal of Asian Earth Sciences*, **160**: 136–158. DOI: 10.1016/j.jseaes.2018.04.016.
- Wang, W., Pandit, M.K., Zhao, J.H., Chen, W.T., Zheng, J.P. 2018. Slab break-off triggered lithosphere - asthenosphere interaction at a convergent margin: The Neoproterozoic bimodal magmatism in NW India. *Lithos*, **296–299**: 281–296. DOI: 10.1016/j.lithos.2017.11.010.
- Whalen, J.B., Currie, K.L., Chappell, B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **95**: 407-419.
- Willcock, M.A.W., Bargossi, G.M., Weinberg, R.F., Gasparotto, G., Cas, R.A.F., Giordano, G., Marocchi, M. 2015. A complex magma reservoir system for a large volume intra- to extracaldera ignimbrite: Mineralogical and chemical architecture of the VEI8, Permian Ora ignimbrite (Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **306**: 17–40. DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2015.09.015.
- Wilson, C.J.N., Walker, G.P.L. 1982. Ignimbrite depositional facies: the anatomy of a pyroclastic flow. *Journal of the Geological Society*, **139**: 581-592. DOI: 10.1144/gsjgs.139.5.0581.
- Wolff, J.A., Wright, J.V. 1981. Rheomorphism of welded tuffs. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **10**: 13-34.
- Wright, J.B. 1969. A simple alkalinity ratio and its application to questions of non-orogenic granite genesis. *Geol. Mag.*, **106**: 370-384.
- Wright, J.V., Walker, G.P.L. 1981. Eruption, transport and deposition of ignimbrite: a case study from Mexico. *J. Volcanol Geotherm Res.*, **9**: 111-131.
- Xia, Y., Xu, X.S., Zhu, K.Y. 2012. Paleoproterozoic S- and A-type granites in southwestern Zhejiang: Magmatism, metamorphism and implications for the crustal evolution of the

- Cathaysia basement. *Precambrian Research*, **216–219**: 177–207. DOI: 10.1016/j.precamres.2012.07.001.
- Zhang, L., Zhang, H., Zhang, S., Xiong, Z., Luo, B., Yang, H., Pan, F., Zhou, X., Xu, W., Guo, L. 2017. Lithospheric delamination in post-collisional setting: Evidence from intrusive magmatism from the North Qilian orogen to southern margin of the Alxa block, NW China. *Lithos*, **288-289**: 20-34. DOI: 10.1016/j.lithos.2017.07.009.
- Zhao, X.F., Zhou, M.F., Li, J.W., Wu, F.Y. 2008. Association of Neoproterozoic A- and I-type granites in South China: Implications for generation of A-type granites in a subduction-related environment. *Chemical Geology*, **257**: 1–15. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2008.07.018.
- Zhao, J.L., Qiu, J.S., Liu, L., Wang, R.Q. 2016. The Late Cretaceous I- and A-type granite association of southeast China: Implications for the origin and evolution of post-collisional extensional magmatism. *Lithos*, **240–243**: 16–33. DOI: 10.1016/j.lithos.2015.10.018.

Tabela 1 – Pontos amostrados durante a atividade de campo.

Pt	X	Y	Altitude (m)	Unidade litoestratigráfica	Lâmina	U-Pb	Sm-Nd	Geoquímica
C1	667433	419431	Sem registro	SPP (fácies Trovão)	-	-	-	-
C2	666378	421333	Sem registro	SPP (fácies Trovão)	-	-	-	-
C3	665831	421669	Sem registro	SPP (fácies Trovão)	-	-	-	-
C4	664998	422461	Sem registro	SPP (fácies Trovão)	-	-	-	-
C5	662696	422917	Sem registro	SPP (fácies Trovão)	-	-	-	-
C6	662635	423080	Sem registro	SPP (fácies Trovão)	-	-	-	-
C7	662280	423489	Sem registro	SPP (fácies Trovão)	-	-	-	-
C8	662520	424216	Sem registro	SPP (fácies Trovão)	-	-	-	-
1	662333	424417	135	GS	X	X	X	-
2	661984	424744	180	FCI	X	-	X	X
3	662367	424480	117	SPP (fácies Trovão)	X	-	-	-
4	661855	424816	166	GS	-	-	-	-
5	661746	424747	169	FCI	-	-	X	X
6	661711	424748	168	FCI	X	-	X	X
7	661706	424752	185	FCI	X	-	-	-
8	661688	424760	185	FCI	-	-	-	-
9	661669	424773	180	FCI	X	X	X	X
10	662782	42762	128	FCI	-	-	-	-
11	661562	424885	192	FCI	-	-	-	-
12	662067	455146	215	FCI	X	X	X	X
13	662301	455467	178	FCI	-	-	X	X
14	662476	425775	171	FCI	-	-	-	-
15	662712	425898	177	FCI	-	-	-	-
16	663656	426416	162	FCI	X	-	-	X
17	664045	426907	168	FCI	-	-	-	X
18	664009	426935	178	FCI	-	-	-	X
19	663812	427056	154	FCI	X	-	X	X
20	662446	427879	129	FCI	-	-	-	-
21	662210	427985	132	FCI	-	-	-	-
22	662219	427983	158	FCI	-	-	-	-
23	662220	428289	142	FCI	-	-	-	-
24	661943	422696	110	FCI	-	-	-	-
25	659846	422627	159	SPP	-	-	-	-
26	659566	422989	146	DT	X	-	X	-
27	658152	423633	168	SuA	-	-	-	-
28	657887	423792	163	SuA	-	-	-	-
29	657322	424511	171	SuA	-	-	-	-
30	656282	424927	174	SuA	-	-	-	-
31	656198	425033	154	Contato entre DT e GS	-	-	X	-
31	656198	425033	154	Contato entre DT e GS	-	-	X	-
32	655825	425286	161	SuA	-	-	-	-
33	661165	422385	141	DT	X	-	-	-
33	661165	422385	141	SuA	-	-	-	-
34	655678	425320	218	DT	X	-	X	-
34	655678	425320	218	GS	X	X	-	-
35	655436	425378	193	SuA	-	-	-	-
36	654736	432800	139	SuA	-	-	-	-
37	654700	432361	147	GS	-	X	-	-
38	654603	432024	154	GS	X	-	-	-
38	654603	432024	154	GS	-	-	-	-
39	654593	431051	144	DT	-	X	X	-
40	654234	430415	159	IT	X	X	-	-
40	654234	430415	159	GS	X	X	X	-
40	654234	430415	159	GS	X	-	-	-
41	653846	429739	147	GS	-	-	-	-
42	Sem registro	Sem registro	Sem registro	GS	-	-	-	-
43	653749	429705	156	GS	-	-	-	-
44	646361	428099	169	IT	-	X	-	-
45	647353	428526	184	IT	X	-	-	-
46	649173	429009	189	GS	-	-	-	-
47	649689	429935	133	GS	-	-	-	-
48	650008	420039	163	GS	-	-	-	-
49	650757	430318	162	GS	-	-	-	-

50	652949	429465	153	GS	-	-	-	-
51	654300	428230	169	GS	-	-	-	-
52	654228	427851	133	GS	-	-	-	-
53	655112	427034	150	GS	-	-	-	-
54	655208	426756	156	GS	-	-	X	-
54	655208	426756	156	GS	-	-	-	-
C9	672761	440332	153	GS	-	-	-	-
C10	672771	440876	157	GS	-	-	-	-
C11	672761	440958	152	GS	-	-	-	-
C12	672762	440979	154	GS	-	-	-	-
C13	672763	440982	157	GS	-	-	-	-
55	668582	434650	162	GS	-	-	-	-

Tabela 2 – Resumo da datação ICP-MS dos grãos de zircão da sequência vulcânica Cachoeira da Ilha: amostra FCI9A.

Spot	Razões isotópicas									Idades (Ma)						
	f206	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ[%]	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ[%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ[%]	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σabs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σabs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σabs	% Conc
003-ZR1	0.0011	0.771	0.12355	0.36	6.205	0.96	0.3642	0.81	0.84	2008	13	2002	28	2005	17	0.30
008-ZR7	0.0022	0.443	0.12425	0.38	6.305	0.85	0.3680	0.66	0.78	2018	13	2020	23	2019	15	-0.10
009-ZR8	0.0011	0.643	0.12296	0.50	6.354	0.94	0.3747	0.70	0.75	2000	18	2052	24	2026	16	-2.60
010-ZR9	0.0027	0.498	0.12445	0.67	6.214	1.32	0.3621	1.08	0.81	2021	24	1992	37	2006	23	1.42
011-ZR10N	0.0009	0.440	0.12363	0.69	5.906	1.16	0.3464	0.86	0.74	2009	24	1918	28	1962	20	4.57
017-ZR11	0.0013	0.460	0.12313	0.43	6.035	1.12	0.3554	0.97	0.86	2002	15	1960	33	1981	19	2.08
018-ZR12	0.0032	0.398	0.12409	0.37	6.073	0.92	0.3549	0.75	0.82	2016	13	1958	25	1986	16	2.86
020-ZR15	0.0018	0.507	0.12416	0.29	6.058	0.77	0.3538	0.61	0.79	2017	10	1953	21	1984	13	3.17
021-ZR14	0.0176	0.416	0.12312	0.33	6.352	0.88	0.3741	0.72	0.82	2002	12	2049	25	2026	15	-2.34
022-ZR16	0.0035	0.498	0.12349	0.31	6.055	0.77	0.3556	0.60	0.78	2007	11	1961	20	1984	13	2.29
023-ZR18	0.0058	0.403	0.12293	0.28	6.316	0.89	0.3726	0.76	0.85	1999	10	2041	26	2021	16	-2.11
026-ZR21	0.0038	0.528	0.12255	0.32	5.887	0.98	0.3484	0.85	0.87	1994	11	1927	28	1959	17	3.35
029-ZR22	0.0024	0.484	0.12403	0.30	6.339	1.11	0.3706	1.00	0.90	2015	10	2032	35	2024	19	-0.86
030-ZR23	0.0040	0.480	0.12253	0.28	6.047	1.04	0.3579	0.93	0.89	1993	10	1972	32	1983	18	1.05
032-ZR25	0.0025	0.495	0.12398	0.28	6.154	1.00	0.3600	0.89	0.89	2014	10	1982	30	1998	17	1.59
033-ZR26	0.0025	0.355	0.12267	0.22	6.458	0.82	0.3818	0.69	0.85	1995	8	2085	25	2040	14	-4.48
035-ZR27B	0.1508	0.579	0.12425	0.49	6.321	1.33	0.3689	1.18	0.89	2018	17	2024	41	2021	23	-0.31
036-ZR28N	0.0018	0.987	0.12397	0.36	6.336	1.17	0.3706	1.05	0.90	2014	13	2032	37	2023	20	-0.90
037-ZR28B	0.0032	0.452	0.12389	0.32	6.164	0.79	0.3608	0.62	0.79	2013	11	1986	21	1999	14	1.34
038-ZR29	0.0026	0.525	0.12255	0.37	6.109	0.95	0.3615	0.79	0.83	1994	13	1989	27	1992	17	0.21
042-ZR31	0.0012	0.580	0.12350	0.24	6.170	0.66	0.3623	0.49	0.74	2007	8	1993	17	2000	11	0.71
043-ZR32	0.0026	0.416	0.12322	0.24	5.872	0.75	0.3456	0.60	0.80	2003	9	1913	20	1957	13	4.49
044-ZR33	0.0018	0.377	0.12220	0.24	6.059	0.76	0.3596	0.61	0.81	1989	9	1980	21	1984	13	0.42
045-ZR34	0.0022	0.375	0.12400	0.25	6.106	0.96	0.3571	0.85	0.89	2015	9	1968	29	1991	17	2.29
046-ZR35	0.0042	0.544	0.12465	0.30	6.276	1.04	0.3651	0.92	0.89	2024	11	2006	32	2015	18	0.86

047-ZR36	0.0057	0.462	0.12355	0.28	6.465	1.05	0.3795	0.94	0.90	2008	10	2074	33	2041	18	-3.27
048-ZR37	0.0068	0.870	0.12342	0.32	6.396	1.10	0.3758	0.98	0.90	2006	11	2057	35	2032	19	-2.51
050-ZR39	0.0018	0.480	0.12338	0.34	6.305	0.82	0.3706	0.65	0.79	2006	12	2032	23	2019	14	-1.32
Dados não utilizados no cálculo da idade																
004-ZR2	0.0015	0.396	0.12262	0.34	6.580	1.07	0.3892	0.95	0.88	1995	12	2119	34	2057	19	-6.23
005-ZR4	0.0041	0.446	0.12386	0.34	6.739	1.35	0.3946	1.26	0.93	2013	12	2144	46	2078	24	-6.54
006-ZR5	0.0104	0.518	0.12296	0.60	6.611	1.59	0.3899	1.42	0.90	2000	21	2122	51	2061	28	-6.14
007-ZR6	0.0445	0.782	0.12563	0.38	6.632	1.15	0.3829	1.02	0.89	2038	14	2090	36	2064	20	-2.55
012-ZR10B	0.0032	1.018	0.12628	0.94	6.180	1.99	0.3549	1.71	0.86	2047	33	1958	58	2002	34	4.35
019-ZR13	0.0012	0.540	0.12076	0.38	6.554	1.24	0.3936	1.13	0.90	1968	14	2139	41	2053	22	-8.74
024-ZR19	0.0263	1.323	0.11653	0.35	5.827	0.95	0.3627	0.80	0.84	1904	13	1995	27	1950	16	-4.79
025-ZR20	0.0132	0.527	0.12020	1.59	6.800	2.72	0.4103	2.18	0.80	1959	56	2216	81	2086	48	-13.12
031-ZR24	0.0020	0.409	0.12303	0.26	5.712	1.27	0.3367	1.19	0.93	2001	9	1871	39	1933	22	6.49
041-ZR30	0.1314	0.467	0.12202	0.41	6.954	1.12	0.4133	0.97	0.87	1986	15	2230	37	2106	20	-12.29
049-ZR38	0.0142	0.518	0.12373	0.37	7.144	1.73	0.4187	1.65	0.95	2011	13	2255	63	2130	31	-12.13
034-ZR27N	0.0086	0.763	0.13699	9.63	7.887	10.38	0.4175	3.87	0.37	2190	317	2249	146	2218	179	-2.72

Tabela 3 – Resumo da datação ICP-MS dos grãos de zircão da sequência vulcânica Cachoeira da Ilha: amostra FCI12A.

Spot	Razões isotópicas									Idades (Ma)						
	f206	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ[%]	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ[%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ[%]	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σabs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σabs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σabs	% Conc
003-ZR36	0.0023	0.379	0.12208	0.67	5.873	1.05	0.3489	0.73	0.69	1987	24	1929	24	1957	18	2.90
004-ZR35N	0.0022	0.400	0.12243	0.55	6.307	0.97	0.3736	0.71	0.73	1992	20	2046	25	2019	17	-2.73
005-ZR35B	0.0021	0.422	0.12200	0.68	6.123	1.11	0.3640	0.79	0.72	1986	24	2001	27	1994	19	-0.77
006-ZR33N	0.0142	0.366	0.12175	0.58	6.273	1.15	0.3737	0.92	0.80	1982	21	2047	32	2015	20	-3.26
007-ZR33B	0.0019	0.472	0.12207	0.40	6.225	0.97	0.3699	0.81	0.83	1987	14	2029	28	2008	17	-2.12
010-ZR30	0.0062	0.544	0.12371	0.47	6.220	0.79	0.3646	0.51	0.65	2010	17	2004	18	2007	14	0.31
011-ZR29	0.0070	0.502	0.12304	0.55	6.180	0.87	0.3642	0.56	0.65	2001	20	2002	19	2002	15	-0.08
015-ZR27	0.0285	0.415	0.12308	0.59	6.092	0.90	0.3590	0.58	0.64	2001	21	1977	20	1989	16	1.20

016-ZR8	0.1240	0.465	0.12382	0.54	6.038	0.88	0.3536	0.58	0.66	2012	19	1952	19	1981	15	2.99
017-ZR7	0.0148	0.624	0.12321	0.40	6.342	1.00	0.3733	0.83	0.83	2003	14	2045	29	2024	17	-2.07
018-ZR9	0.0012	0.624	0.12347	0.58	5.934	1.06	0.3485	0.80	0.76	2007	20	1928	27	1966	18	3.95
019-ZR10	0.0140	0.480	0.12390	0.39	6.000	0.77	0.3512	0.54	0.71	2013	14	1940	18	1976	13	3.62
020-ZR11	0.0230	0.309	0.12379	0.75	6.078	1.09	0.3561	0.70	0.64	2011	27	1963	24	1987	19	2.39
021-ZR12	0.0028	0.377	0.12352	0.42	5.972	0.74	0.3506	0.48	0.65	2008	15	1937	16	1972	13	3.50
023-ZR14	0.0100	0.412	0.12297	0.47	6.011	1.06	0.3545	0.87	0.82	2000	17	1956	29	1977	18	2.19
029-ZR20	0.0091	0.416	0.12353	0.34	6.301	0.90	0.3699	0.75	0.83	2008	12	2029	26	2019	16	-1.06
030-ZR19	0.0022	0.623	0.12269	0.39	6.426	0.76	0.3798	0.54	0.70	1996	14	2075	19	2036	13	-3.99
031-ZR18	0.0062	0.504	0.12327	0.35	6.445	0.80	0.3792	0.61	0.77	2004	13	2072	22	2038	14	-3.41
032-ZR21	0.0030	0.379	0.12284	0.28	6.167	0.70	0.3641	0.53	0.75	1998	10	2002	18	2000	12	-0.18
033-ZR22	0.0027	0.461	0.12292	0.31	6.335	0.75	0.3737	0.58	0.77	1999	11	2047	20	2023	13	-2.40
035-ZR26B	0.0138	0.471	0.12317	0.54	6.484	1.24	0.3818	1.05	0.85	2003	19	2085	37	2044	22	-4.09
036-ZR25	0.0019	0.403	0.12322	0.74	6.488	1.09	0.3818	0.71	0.65	2003	26	2085	25	2044	19	-4.07
039-ZR24	0.0054	0.422	0.12409	0.62	6.526	1.03	0.3814	0.73	0.71	2016	22	2083	26	2049	18	-3.31
041-ZR6N	0.0034	0.419	0.12333	0.31	6.300	0.77	0.3705	0.59	0.78	2005	11	2032	21	2018	13	-1.33
043-ZR5	0.0550	0.418	0.12272	0.38	6.375	0.89	0.3767	0.72	0.80	1996	14	2061	25	2029	16	-3.25
045-ZR3	0.0024	0.440	0.12251	0.32	6.339	0.74	0.3752	0.55	0.75	1993	11	2054	19	2024	13	-3.06
Dados não utilizados no cálculo da idade																
008-ZR32	0.1901	0.401	0.12647	0.64	6.714	0.97	0.3850	0.62	0.64	2049	23	2100	22	2074	17	-2.45
012-ZR28	0.2471	0.486	0.12873	1.11	6.508	1.51	0.3666	0.96	0.63	2081	39	2013	33	2047	26	3.23
022-ZR13	0.2000	0.476	0.13322	1.00	6.254	1.65	0.3405	1.26	0.76	2141	35	1889	41	2012	29	11.77
024-ZR15	0.4792	0.517	0.16781	2.10	8.960	2.55	0.3872	1.39	0.55	2536	70	2110	50	2334	46	16.80
028-ZR17	0.3639	0.548	0.11970	0.86	6.004	1.11	0.3638	0.60	0.54	1952	30	2000	21	1976	19	-2.48
034-ZR26N	0.0083	0.411	0.12457	0.49	6.612	1.13	0.3850	0.95	0.84	2023	17	2099	34	2061	20	-3.80
040-ZR23	0.0044	0.390	0.12186	0.66	6.842	1.13	0.4072	0.83	0.74	1984	24	2202	31	2091	20	-11.00
044-ZR4	0.0792	0.555	0.12478	0.35	6.494	0.81	0.3774	0.63	0.78	2026	12	2064	22	2045	14	-1.90
046-ZR2	0.0350	0.542	0.12050	1.12	6.222	1.72	0.3745	1.24	0.72	1964	40	2050	44	2008	30	-4.42
047-ZR1	0.0262	0.699	0.11715	1.81	5.571	2.20	0.3449	1.20	0.55	1913	64	1910	40	1912	38	0.15

009-ZR31	0.0179	0.560	0.31944	15.53	36.864	25.16	0.8369	19.79	0.79	3567	441	3920	1113	3690	445	-9.89
027-ZR16	2.4697	0.682	0.11007	5.35	5.672	5.48	0.3737	1.16	0.21	1801	188	2047	41	1927	93	-13.66
042-ZR6B	20.0490	0.631	0.59763	0.79	41.392	1.24	0.5023	0.88	0.71	4502	23	2624	38	3805	24	41.73

Tabela 4 – Resumo da datação ICP-MS dos grãos de zircão da sequência vulcânica Surumu: amostra FCI40A.

Spot	Razões isotópicas									Idades (Ma)						
	f_{206}	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ [%]	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ [%]	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ [%]	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2 σ abs	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2 σ abs	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2 σ abs	% Conc
003-ZR19	0.0197	0.913	0.11980	0.89	6.482	1.60	0.3924	1.28	0.80	1953	32	2134	46	2043	28	-9.25
005-ZR1	0.0318	0.719	0.12183	0.79	5.746	1.42	0.3421	1.12	0.79	1983	28	1897	37	1938	24	4.37
006-ZR2	0.0189	1.183	0.12352	0.66	6.065	1.26	0.3561	1.01	0.80	2008	23	1964	34	1985	22	2.19
007-ZR3	0.0298	0.788	0.12337	0.71	5.669	1.33	0.3332	1.07	0.80	2006	25	1854	34	1927	23	7.55
008-ZR4	0.0390	0.718	0.11941	1.21	5.949	1.96	0.3613	1.50	0.77	1947	43	1988	51	1968	34	-2.10
009-ZR5	0.0226	0.736	0.12351	0.91	5.648	1.49	0.3316	1.12	0.75	2008	32	1846	36	1923	26	8.03
010-ZR21	0.0162	0.808	0.12270	0.82	5.915	1.36	0.3496	1.02	0.75	1996	29	1933	34	1963	23	3.16
011-ZR22	0.0095	1.202	0.12285	0.80	5.671	1.32	0.3348	0.97	0.74	1998	28	1862	31	1927	23	6.83
012-ZR8	0.0214	0.883	0.12242	1.00	5.518	1.48	0.3269	1.02	0.69	1992	35	1823	32	1903	25	8.46
015-ZR23	0.0061	0.559	0.12236	0.62	6.502	1.15	0.3854	0.89	0.78	1991	22	2101	32	2046	20	-5.54
016-ZR24	0.0319	0.899	0.12157	0.95	5.719	1.48	0.3412	1.07	0.72	1979	34	1892	35	1934	25	4.40
018-ZR6B	0.0076	0.511	0.12217	0.60	5.931	1.49	0.3521	1.31	0.88	1988	21	1945	44	1966	26	2.19
019-ZR7N	0.0299	1.270	0.12339	1.56	5.987	2.47	0.3519	1.88	0.76	2006	55	1943	63	1974	43	3.11
021-ZR9	0.0222	0.748	0.12304	1.05	6.142	1.72	0.3620	1.31	0.76	2001	37	1992	45	1996	30	0.45
022-ZR25	0.0204	0.722	0.12110	1.02	6.324	1.61	0.3787	1.19	0.74	1973	36	2070	42	2022	28	-4.96
023-ZR26	0.0203	0.754	0.11991	1.09	6.402	1.64	0.3872	1.17	0.71	1955	39	2110	42	2033	29	-7.92
024-ZR15N	0.0170	1.005	0.12214	0.98	5.983	1.43	0.3553	0.98	0.68	1988	35	1960	33	1973	25	1.41
027-ZR15B	0.0206	0.608	0.12170	1.12	6.215	1.76	0.3704	1.31	0.74	1981	40	2031	46	2007	31	-2.51
028-ZR27	0.0128	1.020	0.12028	0.86	6.547	1.49	0.3947	1.15	0.78	1960	31	2145	42	2052	26	-9.39
030-ZR16	0.0120	0.668	0.12122	0.64	6.461	1.21	0.3865	0.96	0.79	1974	23	2107	34	2041	21	-6.71
031-ZR17	0.0252	0.818	0.11829	0.83	6.062	1.48	0.3716	1.17	0.79	1931	29	2037	41	1985	26	-5.52

032-ZR28	0.0147	0.700	0.12057	0.68	6.332	1.37	0.3809	1.14	0.83	1965	24	2080	40	2023	24	-5.89
033-ZR29	0.0215	0.720	0.12095	1.23	6.348	1.98	0.3806	1.50	0.76	1970	44	2079	53	2025	34	-5.52
034-ZR18	0.0065	0.947	0.11870	0.62	6.509	1.34	0.3977	1.13	0.84	1937	22	2158	41	2047	23	-11.45
035-ZR13	0.0097	0.511	0.12103	0.86	6.046	1.47	0.3623	1.13	0.77	1971	31	1993	39	1983	25	-1.10
036-ZR12	0.0153	0.864	0.12014	1.04	6.013	1.49	0.3630	1.00	0.67	1958	37	1996	34	1978	26	-1.93
039-ZR13	0.0319	0.811	0.12220	0.93	6.102	1.74	0.3621	1.43	0.82	1989	33	1992	49	1991	30	-0.18
040-ZR10	0.0284	0.898	0.11944	1.34	6.108	2.00	0.3709	1.44	0.72	1948	47	2034	50	1991	35	-4.40
041-ZR30	0.0118	0.781	0.12257	0.66	5.908	1.51	0.3496	1.30	0.86	1994	23	1933	44	1962	26	3.08
Dados não utilizados no cálculo da idade																
017-ZR6N	0.0223	0.857	0.12594	0.69	5.334	3.00	0.3072	2.89	0.97	2042	24	1727	87	1874	51	15.44
020-ZR7B	0.0302	0.743	0.11346	3.94	5.394	4.27	0.3448	1.63	0.38	1855	139	1910	54	1884	72	-2.92
029-ZR14	0.0521	0.633	0.11007	4.18	6.183	4.91	0.4073	2.54	0.52	1801	148	2203	94	2002	84	-22.34
004-ZR20	18.3905	0.908	0.30079	4.06	20.994	4.99	0.5062	2.88	0.58	3474	123	2640	124	3138	94	24.00

Tabela 5 – Geoquímica das rochas efusivas da Formação Cachoeira da Ilha (Bezerra, 2010).

Rochas	Riolito																			Traqui- to	Riolito			
	STM -1	STM -2	STM -3	STM -4	STM -6	ST- 04	ST- 07	ST- 09	ST- 12	ST- 13	ST2 -1	ST2 -5	ST2 -8	ST2 -7	ST2 -9	ST3- 10	ST3- 12	ST3- 14	ST3- 15	ST3-3	ST3 -6	ST3 -7	ST3 -8	
(wt.%)																								
SiO ₂	75,9	78,4	75	75	71,7	70,6	76,1	75,4	76,0	75	76,1	75,6	76,5	76,5	74,6	75,6	76	76,1	75,3	75,9	75,7	75,3	75,9	
TiO ₂	0,15	0,17	0,19	0,2	0,36	0,39	0,15	0,14	0,14	0,15	0,15	0,17	0,16	0,18	0,2	0,15	0,15	0,15	0,19	0,15	0,16	0,18	0,15	
Al ₂ O ₃	11,9	11,2	12,1	12,1	12,9	12,2	11,8	11,7	11,8	11,5	11,9	12	11,6	11,7	12,3	11,8	11,7	11,7	11,8	11,9	11,9	11,9	11,8	
Fe ₂ O ₃	2,35	2,43	2,46	2,69	3,99	4,81	2,3	2,28	2,61	2,6	2,21	2,42	2,34	2,12	2,61	2,42	2,33	2,37	2,69	2,46	2,24	2,62	2,25	
MnO	0,14	0,04	0,07	0,06	0,11	0,56	0,06	0,04	0,04	0,06	0,04	0,05	0,05	0,03	0,06	0,06	0,06	0,05	0,05	0,05	0,04	0,06	0,04	
MgO	0,03	0,03	0,07	0,09	0,08	0,13	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,05	0,01	0,01	0,24	0,02	0,01	0,02	0,03	0,01	0,02	0,04	0,02	
CaO	0,21	0,06	0,56	0,59	0,75	1,21	0,38	0,3	0,05	0,32	0,33	0,38	0,27	0,08	0,57	0,39	0,36	0,39	0,35	0,28	0,4	0,43	0,4	
Na ₂ O	3,54	4,87	3,89	3,67	4,42	3,79	3,76	3,73	3,51	3,78	3,78	3,94	3,76	3,73	3,78	3,75	3,69	3,66	3,79	3,71	3,7	3,74	3,73	
K ₂ O	5,16	2,38	4,87	5	4,52	4,8	4,89	4,88	4,91	4,57	5,06	4,91	5,01	4,95	4,93	4,82	4,92	4,89	4,91	5,05	5,11	4,96	4,95	
P ₂ O ₅	0,01	0,02	0,02	0,03	0,05	0,07	0,01	0,02	0,02	0,03	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,02	0,02	0,02	
PF	0,4	0,3	1	0,5	0,9	0,9	0,3	1,2	0,7	1,8	0,2	0,3	0,2	0,5	0,5	0,3	0,5	0,5	0,6	0,6	0,6	0,6	0,5	
Total	99,4	99,6	99,3	99,4	98,9	98,8	99,5	98,5	99,1	98,1	99,7	99,6	99,7	99,4	99,4	99,3	99,3	99,3	99,2	99,6	99,4	99,3	99,3	
ppm																								
Ni	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	
Zn	149	17	48	104	38	80	103	65	26	70	79	68	65	51	88	78	76	83	69	74	91	88	89	

Rb	172,6	74,6	152,2	145,2	135,7	148,1	190,7	188,2	180,1	177,8	172,6	168,7	174	166,7	177,2	157,3	162,3	159,9	188,5	166,9	169,9	168,4	158
Sr	17,4	31,9	23,9	45	59,3	44,2	12,4	9,7	6,3	14,7	17,1	16,7	6,3	4	53,6	29,2	16,7	19,4	16	6,7	22,6	27,1	19,4
Y	62,5	45,2	55	54,1	42,3	51,7	66,9	63,3	45,4	68,7	56,5	60,6	59,4	46,2	52	52,4	56,1	55,6	58,4	53,6	56,6	52	50,7
Zr	374,2	332,6	349,3	350,3	355	494,6	378,6	308,3	391,4	447,3	366,6	366,2	452,3	510,4	356	363	423,3	379,7	384,2	387,6	366,2	357,6	349,5
Nb	21,3	17,5	21,1	20,5	19,2	21,2	23,8	24	22,1	23,6	24,1	20	21,8	22,1	20,5	21,7	22,4	22,4	21,6	21,8	22,1	20,8	21,1
Cs	2,5	1,2	2,1	2,2	1,9	6,3	2	2,8	2,2	3,8	3,1	3,9	3,6	3,7	3,1	2,2	2,3	2,9	5,3	3,1	2	2,9	2,7
Ba	163	229	219	247	400	406	180	168	204	191	184	226	147	121	285	186	168	185	254	168	196	230	19,3
Hf	11,9	10,2	10,1	10,7	9,7	12	11	12,3	10,4	12,4	11,5	10,5	13	14	10,7	10,3	11,6	11,4	11,4	11,7	11,5	11,2	11
Pb																							
Ga	18,8	17,5	19,5	19,4	18,4	19,1	15,4	17,8	18,2	19,1	18,6	19,1	18,6	18,8	18,4	18	19,3	19,1	18,4	19,5	18,5	18,5	18,3
La	66,5	42	61,8	59,8	61,5	63,4	66,1	69,3	16,8	83,4	64,7	63,7	72,2	79,1	59,7	61,6	66,6	63,5	62,4	63,1	63,2	58,8	60
Ce	144,4	90,6	130,9	130,7	141,7	138,1	147,2	154,7	29,5	170,9	138,8	137,1	151,7	159,1	128,7	135,7	146,2	143,5	133,5	139,1	139,3	131,6	132,5
Pr	16,48	10,39	15,24	14,62	15,64	15,4	16,2	16,8	4,07	19,2	15,0	15,1	16,5	17,1	14,2	14,35	15,35	14,97	15,07	15,05	14,9	14,2	14,2
Nd	60,3	36,7	55,7	52,2	56,2	62,2	61,8	64	15,7	73,1	56,1	58,4	60,4	62,3	51,4	55,8	57,5	56,7	56,9	55	56,6	53,7	52,9
Sm	11,68	7,32	10,61	10,25	10,22	10,5	11,1	11,5	3,36	12,8	10,4	10,8	11,5	10,4	10,1	10,56	10,82	10,88	10,27	10,63	10,5	10,4	10,2
Eu	0,52	0,43	0,59	0,56	0,77	1,27	0,49	0,45	0,2	0,55	0,46	0,53	0,44	0,42	0,55	0,47	0,46	0,49	0,58	0,46	0,51	0,56	0,47
Gd	10,9	6,32	9,12	8,95	8,19	9,75	10,1	10,1	4,37	11,8	9,53	9,22	9,86	7,8	8,74	8,94	9,4	9,27	9,34	9,09	9,24	8,75	8,89
Tb	1,85	1,2	1,6	1,59	1,4	1,54	1,81	1,8	0,97	2,01	1,64	1,67	1,7	1,34	1,58	1,58	1,69	1,66	1,62	1,61	1,66	1,61	1,56
Dy	10,41	7,46	9,36	9,4	7,71	9,16	10,5	10,5	6,83	11,5	9,76	9,86	9,66	7,24	8,81	9,52	10,11	9,49	9,5	9,38	9,81	9,21	9,21
Ho	2,19	1,59	1,9	1,98	1,57	1,8	2,19	2,16	1,55	2,32	2,02	2,01	1,98	1,4	1,88	1,96	2,08	2,06	1,92	1,93	2,02	1,92	1,88
Er	6,6	5,18	5,93	6,15	4,73	5,42	6,7	6,54	5,26	6,98	6,33	6,37	6,29	4,65	5,96	6,15	6,37	6,27	6,02	5,92	6,35	5,93	5,97
Tm	0,97	0,8	0,91	0,93	0,72	0,81	1	1	0,82	1,06	0,97	0,96	0,92	0,7	0,89	0,9	0,98	0,93	0,92	0,9	0,95	0,9	0,9
Yb	6,36	5,38	5,89	5,88	4,69	5,77	6,89	6,89	5,51	6,99	5,93	6,12	6,06	4,81	5,84	5,89	6,14	6,18	6,24	5,8	6,12	5,91	5,78
Lu	0,95	0,8	0,87	0,88	0,74	0,89	0,99	0,97	0,82	1,01	0,87	0,92	0,92	0,75	0,86	0,87	0,93	0,93	0,91	0,87	0,92	0,85	0,84
Na ₂ O+K ₂ O	8,7	7,25	8,76	8,67	8,94	8,59	8,65	8,61	8,42	8,35	8,84	8,85	8,77	8,68	8,71	8,57	8,61	8,55	8,7	8,76	8,81	8,7	8,68
FeO _t /(FeO _t +MgO)	0,99	0,99	0,97	0,97	0,98	0,97	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,98	0,99	0,99	0,92	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,98	0,99
(La/Yb) _N	8,81	7,34	9,01	8,96	9,12	8,82	8,73	8,69	8,52	8,41	8,92	9,0	8,8	8,72	9,51	8,64	8,65	8,62	8,80	8,80	8,8	8,83	8,76
(La/Sm) _N	0,1	0,11	0,10	0,10	0,08	0,10	0,11	0,11	0,09	0,13	0,09	0,1	0,10	0,09	0,09	0,10	0,11	0,11	0,10	0,10	0,1	0,10	0,09
(Gd/Yb) _N	0,11	0,14	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,12	0,12	0,12	0,11	0,1	0,11	0,11	0,10	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,1	0,11	0,11
Zr+Nb+Ce+Y	5,57	2,7	5,89	5,53	5,47	5,77	5,2	6,1	5,63	6,4	5,28	5,22	5,22	5,46	5,45	5,13	5,43	5,4	5,54	5,66	5,73	5,58	5,47
Eu/Eu*	0,70	0,74	0,85	0,82	1,14	1,81	0,68	0,62	0,46	0,71	0,66	0,75	0,61	0,62	0,81	0,68	0,65	0,70	0,84	0,66	0,73	0,81	0,69

Tabela 6 – Geoquímica das rochas efusivas do Grupo Surumu (Reis e Fraga, 1996; Fraga et al., 2010; Bezerra, 2010).

Rochas	Reis e Fraga (1996)				Bezerra (2010)		Fraga et al. (2010)	
	Andesito	Dacito	Traquito	Dacito	Riolito	Riodacito	Dacito	Riolito

Amostras	SR-171	SR-163	SR-204	SR-205	SR-164A	SR178 A	NR-35	SR-174	SR-172A	NR-138	NR-110A	SR-206B	SR-37A	LM-221	STM-3A	STM-7	ST-02	ST-10	HG-206	MF-73	MF-110A	LM-70A	HG-159A	MF-10A	
(wt.%)																									
SiO ₂	56,2	58,4	58,8	60,2	64,4	66,4	67,7	68,9	69,6	70,3	70,4	71,4	72,5	74	69,19	69,49	66,66	67,57	66,42	67,55	71,15	73,34	68,53	69,94	
TiO ₂	0,86	0,55	0,78	0,56	0,46	0,56	0,57	0,57	0,49	0,44	0,26	0,33	0,33	0,2	0,34	0,29	0,56	0,58	0,52	0,56	0,29	0,23	0,43	0,39	
Al ₂ O ₃	16,3	15,6	15	12,4	15,9	16,3	16,2	15	15,4	14,6	15,5	14,7	13,8	12,1	14,98	13,49	13,04	13,06	16,09	14,85	14,26	13,78	15,93	14,83	
Fe ₂ O ₃	3,3	4,1	3,1	3,1	2,8	1,9	0,88	3	3	1,5	0,91	1,9	0,56	3	2,9	2,5	6,05	6,32	3,37	3,04	2,31	1,6	2,36	2,28	
MnO	0,42	0,18	0,22	0,24	0,15	0,16	0,22	0,15	0,17	0,25	0,14	0,14	0,18	0,1	0,06	0,09	0,21	0,18	0,16	0,12	0,04	0,04	0,04	0,07	
MgO	2,6	5	3,8	3	1,4	0,89	0,56	1,3	0,73	0,4	0,21	0,71	0,46	0,18	0,88	0,81	0,18	0,3	0,71	0,81	0,57	0,23	0,63	0,54	
CaO	4,6	5,6	6,4	9,1	3,7	2,7	2	2	3,2	1,2	2,3	2,5	0,37	0,28	2,14	2,37	1,33	1,83	1,99	2,17	1,53	0,9	2,5	1,44	
Na ₂ O	2,4	2,9	3,8	2,4	2,9	3,3	4,1	3,9	2,9	4,3	3,4	3,2	3,1	4,3	3,86	3,6	3,78	4,22	4,41	4,46	4,03	3,23	3,67	4,15	
K ₂ O	3,6	0,99	2,1	1,7	3,1	4,8	4,6	2,3	2,6	4,1	4,7	3,3	6,2	4,4	4,31	5,23	6,12	4,77	4,7	3,85	3,85	5,27	4,5	4,87	
P ₂ O ₅	0,33	0,17	0,2	0,12	0,12	0,16	0,13	0,13	0,17	0,1	0,08	0,08	0,1	0,02	0,09	0,08	0,1	0,14	0,19	0,21	0,09	0,05	0,08	0,11	
PF	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,6	1,8	0,7	0,4	1,1	1,8	1,6	1	1,1	1,1	
Total	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	98,75	97,95	99,06	99,28	99,66	99,78	99,72	99,67	99,77	99,72	
Ppm																									
V	159	107	146	117	56	43	22	67	47	35	16	23	5	-	-	-	-	-	38	28	23	5	30	25	
Ni	184	153	41	58	35	34	39	38	88	85	39	29	59	-	20	20	20	20	5	5	5	8	5	5	
Zn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	36	55	4,7	67	63	76	50	24	37	39	
Rb	81	34	43	33	114	115	121	70	77	94	175	94	168	-	138,2	140,1	119,2	136,7	133,6	98,6	145,5	196,8	155,3	122,7	
Sr	671	766	616	588	486	522	358	402	723	334	381	309	131	-	370,3	220,5	26	79,7	375,9	360,4	248,3	187,6	496,4	228,5	
Y	17	8	24	7	18	21	33	36	49	34	25	28	41	-	18,5	18,6	48,7	48,5	40	40,8	35,8	24,7	19,7	97,7	
Zr	203	133	239	110	199	289	337	361	460	361	231	224	330	-	173,9	154,5	453,2	417,9	420,4	350,3	214,6	263,5	259,5	3470	
Nb	-	-	10	10	-	13	15	-	-	15	16	20	18	-	11,7	12,7	16,4	19,1	18,5	16	12,7	11,6	11,9	15,4	
Cs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2,5	2,8	3,6	4	1,8	2,2	2,8	2,7	4,5	1,5	
Ba	1469	587	535	623	902	1329	1401	991	1344	1619	924	1031	879	-	904	707	667	752	1099,9	1628,7	1097,2	1496,3	1378,4	1896,7	
Hf	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5,2	4,7	11,5	10	11	9,8	6,1	7,5	7	8,7	
Pb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	10,4	14,2	7,8	19,8	9	9,6	
Ga	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	19,1	17,7	19,2	19	20,8	19,1	16,1	15,1	18,1	16,8	
Th	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	11,5	10,4	11,3	14,7	15,7	13	
U	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3,2	2,8	3,5	5,1	3,9	3,8	
La	30,8	15,3	23,8	14,9	37,7	40,5	43,2	38,7	40,5	42,8	45,2	36,4	35,1	-	27,8	33,9	49,8	53,4	62,1	45,3	58,3	55,1	38,9	109	
Ce	73,5	38,1	64,6	35,9	83,7	85,3	118	90,4	98,1	108	96,6	95,3	88,1	-	68,7	72,7	109,4	122,6	-	-	-	-	-	-	
Pr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	6,35	7,57	13,85	13,4	14,57	12,05	13,58	12,46	8,97	16,18	
Nd	31,9	16,1	35,3	18,9	31,5	41,7	45,9	34,2	38,6	56,1	48,6	43,3	41,6	-	22,4	26,7	53,9	51,7	56,9	45,7	48,6	45,3	29,8	58,4	
Sm	5,92	3	4,84	2,66	6,57	5,31	5,93	8,17	7,61	5,68	6,75	5,73	5,54	-	3,87	4,61	10,2	9,54	9,4	7,8	7,6	8	5,6	9,6	
Eu	1,39	0,74	1,15	0,64	1,16	1,13	1,25	1,43	1,45	1,31	1,1	0,87	0,78	-	0,73	0,7	2,14	2,08	1,67	1,66	1,3	0,99	1,24	2,28	
Gd	4,65	2,34	3,96	2,27	3,95	4,3	4,55	5,11	5,29	4,39	4,41	4,39	4,41	-	3,09	3,38	8,7	8,53	6,95	6,58	5,89	5,21	3,34	12,41	
Tb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,52	0,57	1,5	1,46	1,22	1,22	0,93	0,84	0,64	1,75	
Dy	3,65	1,9	3,24	2,03	2,72	3,55	3,42	4,57	4,07	4,88	3,59	4,01	3,98	-	2,98	3,15	9,03	8,36	6,71	6,55	5,27	4,43	3,05	10,22	
Ho	0,71	0,38	0,63	0,43	0,52	0,75	0,68	0,93	0,78	1	0,77	0,84	0,83	-	0,62	0,64	1,74	1,69	1,37	1,31	0,99	0,84	0,65	2,54	
Er	1,83	1,07	1,63	1,25	1,32	2,22	1,81	2,6	1,95	2,8	2,38	2,44	2,46	-	1,97	2,04	4,98	5,12	3,79	3,88	2,96	2,42	2,05	7,35	
Tm	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,31	0,32	0,8	0,79	0,61	0,69	0,5	0,38	0,3	1,04	
Yb	1,17	0,84	1,25	1,01	1,01	2	1,48	2,32	1,34	2,51	1,7	2,22	2,38	-	2,06	2,08	5,54	5,47	3,96	3,78	3,07	2,36	2,02	6,41	
Lu	0,15	0,12	0,16	0,15	0,14	0,28	0,25	0,34	0,2	0,34	0,25	0,3	0,3	-	0,32	0,32	0,85	0,83	0,59	0,66	0,5	0,38	0,26	1,01	
Na ₂ O+K ₂ O	6	3,89	5,9	4,1	6	8,1	8,7	6,2	5,5	8,4	8,1	6,5	9,3	8,7	8,17	8,83	9,9	8,99	9,11	8,31	7,88	8,5	8,17	9,02	

FeO _i /(FeO _i +Mg O)	0,559	0,450	0,449	0,508	0,6666	0,681	0,611	0,697	0,8042	0,789	0,8125	0,7279	0,549	0,9434	0,7672	0,755	0,971	0,954	0,825	0,789	0,80208	0,8743	0,7892976	0,8085
(La/Yb) _N	10,727	8,6339	13,132	8,0677	9	11,894	14,236	8,8866	6,8383	10,64	9,96923	8,9289	16,939	9,222	10,649	11,690	10,194	9,4167	11,029	10,524	9,82442	9,7218	10,350974	11,156
(La/Sm) _N	0,0139	0,0139	0,0121	0,0185	0,0155	0,0235	0,0175	0,0382	0,0292	0,0319	0,02508	0,0336	0,0177	-	0,0300	0,0273	0,0833	0,0881	0,0534	0,0627	0,05089	0,0390	0,0251184	0,0905
(Gd/Yb) _N	0,0932	0,1158	0,0761	0,1239	0,11111	0,08407	0,0702	0,1125	0,14623	0,0939	0,10031	0,112	0,0590	-	0,0939	0,0855	0,0980	0,1061	0,0906	0,0950	0,10179	0,10286	0,09660926	0,08964
Zr+Nb+Ce+Y	162,93	108,16	148,3	118,82	59,22	47,96	26,73	69,43	49,77	39,2	20,78	26,38	11,3	4,42	5	7,11	6,92	5,31	43,99	33,86	28,54	11,32	35,68	31,08
Eu/Eu*	2,7208	2,0374	2,4704	1,8395	2,25592	2,32215	2,4552	2,4783	2,55861	2,6256	2,08258	1,73892	1,5743	-	1,7619	1,5722	3,1414	3,1278	2,6229	2,7926	2,25143	1,72258	2,61526783	3,14728
			9	7			9	5		5			5			8	8	6	2	3				

