



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**VULCANISMO FÉLSICO PALEOPROTEROZÓICO DO GRUPO
IRICOUMÉ, NW DO PARÁ, DOMÍNIO EREPECURU-
TROMBETAS, PROVÍNCIA AMAZÔNIA CENTRAL:
PETROGRAFIA, GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA Pb-Pb EM
ZIRCÃO E Sm-Nd EM ROCHA TOTAL**

Dissertação apresentada por:

CARLA JOANA SANTOS BARRETO

Orientador: Prof. Dr. Jean Michel Lafon (UFPA)

Coorientadora: Dra. Lúcia Travassos da Rosa-Costa (CPRM-Belém)

BELÉM

2012

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)
Biblioteca Geólogo Raimundo Montenegro Garcia de Montalvão

B273v Barreto, Carla Joana Santos

Vulcanismo félsico Paleoproterozóico do Grupo Iricoumé, NW do Pará, Domínio Erepecurutrombetas, Província Amazônia Central: Petrografia, Geoquímica e Geocronologia Pb-Pb em Zircão e Sm-Nd em rocha total / Carla Joana Santos Barreto; Orientador: Jean Michel Lafon; Coorientadora: Lúcia Travassos da Rosa-Costa – 2012

xvii, 112 f.: il.

Dissertação (mestrado em geoquímica e petrologia) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2012.

1. Geocronologia. 2. Orosiriano. 3. Cráton Amazônico. 4. Grupo Iricoumé. 5. Domínio Erepecuru-Trombetas. 6. Rochas vulcânicas I. Lafon, Jean Michel, *orient.* II. Rosa-Costa, Lúcia Travassos, *coorient.* III. Universidade Federal do Pará. IV. Título.

CDD 22º ed.: 551.7098115



Universidade Federal Do Pará
Instituto De Geociências
Programa De Pós Graduação Em Geologia E Geoquímica

**VULCANISMO FÉLSICO PALEOPROTEROZOÍCO DO
GRUPO IRICOURÉ, NW DO PARÁ, DOMÍNIO EREPECURU-
TROMBETAS, PROVÍNCIA AMAZÔNIA CENTRAL:
PETROGRAFIA, GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA Pb-Pb
EM ZIRCÃO E Sm-Nd EM ROCHA TOTAL**

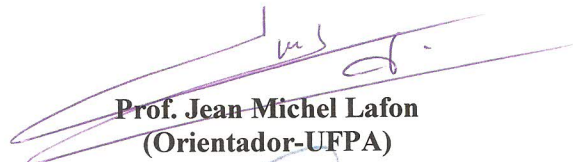
DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR

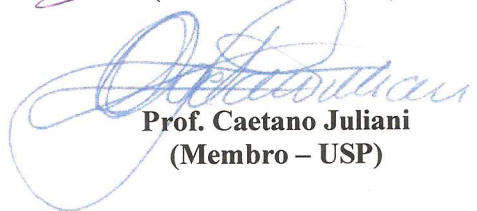
CARLA JOANA SANTOS BARRETO

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

Data de aprovação: 11 / 04 / 2012

Banca Examinadora:


Prof. Jean-Michel Lafon
(Orientador-UFPA)


Prof. Caetano Juliani
(Membro – USP)


Prof. Moacir José Buenano macambira
(Membro – UFPA)

Aos meus pais NAZARÉ BARRETO e CARLOS BARRETO,
à meu irmão PEDRO BARRETO e à meus padrinhos
EMÍLIO SOUZA (*in memorian*) e MARIA de LOURDES.

AGRADECIMENTOS

- A **Deus** pelo dom da vida, por ter possibilitado que eu chegasse até o final deste trabalho, com saúde;
- À minha família, a quem serei eternamente grata, pela educação dada e pelo incentivo desde o começo da minha jornada. Aos meus padrinhos, que nunca deixaram de acreditar no meu potencial e sempre ansiaram pelo meu sucesso. Ao meu amado irmão pelo companheirismo e amor mútuo. E ao Gustavo Viegas, pelo apoio e amor incondicionais;
- À Universidade Federal do Pará (UFPA), ao Instituto de Geociências (IG), em especial, ao Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG), pela infraestrutura disponibilizada;
- Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão da bolsa de estudos;
- Ao Prof. Dr. Jean Michel Lafon que, ao longo de todos esses anos, sempre se dispôs a me ajudar, pelos ensinamentos, incentivos, orientação e, sobretudo, à sua confiança e compreensão nos momentos mais difíceis da minha jornada;
- Ao Serviço Geológico do Brasil (CPRM-Belém), em particular a geóloga Dra. Lúcia T. Rosa-Costa, por ceder as amostras, lâminas e material cartográfico viabilizando a execução deste trabalho;
- Ao prof. Dr. Evandro F. Lima e Dr. Hilton T. Costi pelo tempo disponibilizado a me ajudar no trabalho de petrografia e discussões. E ao Prof. Dr. Carlos Sommer, que me deu todo o suporte durante a disciplina de fácies vulcânicas na UFRGS;
- Ao prof. Dr. Cláudio Lamarão pela contribuição nas discussões da geoquímica, e aos Prof. Dr. Marco Galarza e Dr. Thomas Scheller pela supervisão e orientação nas análises de Pb-Pb em zircão e Sm-Nd;
- Ao PPGG e ao GEOCIAM pelo apoio financeiro na participação de cursos em outras universidades e eventos científicos;
- À banca avaliadora desta dissertação composta pelos professores Caetano Juliani (USP) e Moacir Macambira (UFPA);
- Aos técnicos do Laboratório Pará-Iso (UFPA): Etiana Oliveira, Fabricio Lobo, Jeferson Barbosa, Izanete Melo, e a minha amiga doutoranda Elma Oliveira;
- Às amigas geólogas Aline Vieira, Érika Santiago, Luciana Pamplona e Mayara Teixeira pela amizade e companheirismo;

Enfim, às demais instituições ou pessoas que auxiliaram direta ou indiretamente na realização deste trabalho.

*"A sabedoria consiste
em compreender que
o tempo dedicado ao
trabalho nunca é perdido."
(Ralph Waldo Emerson)*

RESUMO

O Grupo Iricoumé é parte de um extenso evento vulcano-plutônico que marcou a região central do Cráton Amazônico durante o Orosiriano, o qual compreende rochas vulcânicas piroclásticas com texturas e estruturas bastante preservadas. A área de estudo localiza-se no noroeste do estado do Pará, no sudoeste do Domínio Erepecuru-Trombetas, sul do Escudo das Guianas. Essa área é limitada a sul pela cobertura paleozóica da Bacia do Amazonas e, a norte, por unidades metamórficas do embasamento. Estudos petrográficos permitiram distinguir um vulcanismo piroclástico predominante (ignimbritos, reoignimbritos, lápili-tufo de *surge* e tufo co-ignimbrítico de queda), e de maneira subordinada, rochas hipabissais (lamprófiros espessartíticos, traquito, riolito) e efusivas (fluxos de lavas andesíticas). A maioria das rochas piroclásticas exibe feições diagnósticas da deposição dos piroclastos sob altas temperaturas, sugerindo que essas rochas estão provavelmente relacionadas a ambiente de geração de caldeiras. As idades Pb-Pb de $1888 \pm 2,5$ Ma e 1889 ± 2 Ma obtidas para zircões de ignimbritos traquíticos do Grupo Iricoumé no Domínio Erepecuru-Trombetas confirmam que a maioria das rochas estudadas pertence ao Grupo Iricoumé. Por outro lado, a idade Pb-Pb em zircão de 1992 ± 3 Ma obtida para uma amostra de traquiandesito permitiu evidenciar um episódio vulcânico orosiriano subordinado mais antigo, já reconhecido de maneira localizada a sul da Bacia do Amazonas, no Domínio Tapajós. As rochas piroclásticas menos diferenciadas (composições de traquitos e dacito) possuem assinatura metaluminosa, anomalias positivas de Sr e fracas a ausentes anomalias negativas de Eu, enquanto que as mais diferenciadas (composições de riolitos) possuem assinatura levemente peraluminosa, fortes anomalias negativas de Sr, P e Ti e moderadas anomalias negativas de Eu. As rochas hipabissais mostram caráter metaluminoso a peraluminoso, fortes anomalias negativas de Sr, Ti e P para o traquito e riolito, e anomalias positivas de Sr para o lamprófiro, além disso, exibem anomalias negativas de Eu fracas a ausentes. As características geoquímicas dessas rochas sugerem que as mesmas se formaram em um ambiente tectônico pós-colisional, interpretação que vem sendo adotada para associações vulcano-plutônicas de outros domínios da porção central do Cráton Amazônico. Os traquiandesitos exibem caráter metaluminoso, com anomalias de Sr positivas e anomalias negativas de Eu inexistentes, além de afinidade com ambiente de arco vulcânico, sugerindo que essas rochas se formaram em um contexto geodinâmico relacionado à subducção. Os resultados Sm-Nd em rocha total obtidos forneceram valores de ϵ_{Nd} entre -3,04 e +2,35 e

idades T_{DM} variando de 1,98 Ga até 2,39 Ga, indicando fontes predominantemente crustais de idades Riaciana a Sideriana para os magmas parentais sem significativa contribuição crustal arqueana. Os novos resultados obtidos constituem uma evidência adicional da ampla extensão do vulcanismo Iricoumé e de vulcânicas correlatas na porção central do Cráton amazônico, e reforçam a hipótese de uma Grande Província Ígnea Félsica (SLIP) no Cráton Amazônico, como já havia sido previamente proposto por alguns autores.

Palavras-chave: Geocronologia; Orosiriano; Cráton Amazônico; Grupo Iricoumé; Domínio Erepecuru-Trombetas; rochas vulcânicas.

ABSTRACT

The Iricoumé Group is part of the Orosirian large volcano-plutonic event in the Amazonian Craton, which comprises pyroclastic volcanic rocks with well-preserved textures and structures. The study area is located in the southwestern part of the Erepecuru-Trombetas Domain in the Guyana Shield. This area is bounded by the Paleozoic cover of the Amazonas Basin to the south and by basement rocks to the north. Petrographical studies allowed the distinction of a dominant pyroclastic volcanism (ignimbrites, reoignimbrites, lapilli-tuff related to surge and fall co-ignimbrites), and subordinate hypabissal (spessartitic lamprophyres, trachyte, rhyolite) and effusive (andesitic lava flows). Pyroclastic rocks display features indicative of pyroclastic deposition at high temperatures, suggesting generation in caldera environments. Zircon Pb-Pb ages of 1888 ± 2.5 Ma e 1889 ± 2 Ma obtained in trachytic ignimbrites from the Iricoumé Group confirm that most rocks belong to this group. On the other hand, a zircon age of 1992 ± 3 Ma obtained in a trachyandesite sample allowed the identification of a subordinate late Orosirian volcanism, already identified to the South of the Amazonas Basin, in the Tapajós Domain. Less differentiated pyroclastic rocks (compositions trachyte and dacite) have metaluminous signature, Sr positive anomalies and weak to absent negative Eu anomalies, while the more differentiated pyroclastic rocks (compositions rhyolites) have slightly peraluminous signature, strong negative Sr, P and Ti anomalies, and moderate negative Eu anomalies. Hypabissal rocks display metaluminous to peraluminous characters, strong negative Sr, Ti and P anomalies in trachyte and rhyolite, and positive Sr anomalies for the lamprophyre. In addition, these hypabissal rocks show weak to absent negative Eu anomalies. The geochemical characteristics of these rocks suggest formation in a post-collisional tectonic setting. This interpretation is accepted for volcano-plutonic associations from other domains of the central portion of the Amazonian Craton. The trachyandesites display metaluminous character with positive Sr anomalies and absent Eu anomalies, as well as an affinity with a volcanic arc setting, suggesting that these rocks were formed in subduction-related geodynamic setting. Sm-Nd results yielded ϵ_{Nd} values between -3.04 and +2.35 and T_{DM} ages ranging from 1.98 Ga to 2.39 Ga, which indicate dominantly Rhyacian to Siderian crustal sources for the parental magmas without Archean crustal contributions. These new results constitute additional evidence for the large extension of the Iricoumé volcanism and for the correlate volcanic rocks in the central portion of the

Amazonian Craton, reinforcing the hypothesis of the presence of a large Felsic Igneous Province (SLIP), as already described by some authors.

Keywords: Geochronology; Orosirian; Amazonian craton; Iricoumé Group; Erepecuru-Trombetas Domain; volcanic rocks.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

CAPÍTULO I

Figura1- Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico, incluindo a localização da área de estudo_____	3
Figura 2- Províncias geocronológicas compartimentadas em domínios tectono-estratigráficos do Cráton Amazônico_____	4
Figura 3- Distribuição global das grandes províncias ígneas (LIPs)_____	6
Figura 4- Classificação das grandes províncias ígneas (LIPs), com recentes avanços incorporados no que diz respeito ao reconhecimento de antigas LIPs máficas e félsicas. Exemplos representativos dos vários tipos de LIPs também são mostrados_____	10
Figura 5- Associações tectônicas e recursos minerais do Domínio Erepecuru-Trombetas. BAM- Bacia do Amazonas; DET- Domínio Erepecuru-Trombetas; DCA- Domínio Carecuru; DPR- Domínio Paru; BLAP- Bloco Amapá)_____	17
Figura 6- Mapa geológico do médio rio Trombetas com a amostragem de rocha, localizado no sudoeste do Domínio Erepecuru-Trombetas. BAM- Bacia do Amazonas; DET- Domínio Erepecuru-Trombetas; BLAP- Bloco Amapá; DPR- Domínio Paru; DCA- Domínio Carecuru; DTJ- Domínio Tapajós; DIX- Domínio Iriri-Xingu_____	20

CAPÍTULO II

Figura 1- Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico, incluindo a localização da área de estudo_____	34
Figura 2- Províncias geocronológicas compartimentadas em domínios tectono-estratigráficos do Cráton Amazônico_____	35
Figura 3- Mapa geológico do médio rio Trombetas com a amostragem de rocha, localizado no sudoeste do Domínio Erepecuru-Trombetas. BAM- Bacia do Amazonas; DET- Domínio Erepecuru-Trombetas; BLAP- Bloco Amapá; DPR- Domínio Paru; DCA- Domínio Carecuru; DTJ- Domínio Tapajós; DIX- Domínio Iriri-Xingu_____	40
Figura 4- Aspectos de campo e macroscópicos de ignimbritos e reoignimbritos do Grupo Iricoumé: A) fragmentos de lápili e blocos sustentados por uma matriz constituída predominantemente por púmices; B) aspecto macroscópico de ignimbritos ricos em cristais; C) esferulitos inseridos na matriz de ignimbritos; D) reoignimbritos com estruturas dobradas semelhantes a foliações magmáticas típicas de lavas; E) paleopipes que indicam acentuado escape de gases durante a movimentação ou deposição do fluxo; F) reoignimbritos, em escala macroscópica, mostrando bandas intercaladas de tonalidades rosa avermelhado e cinza escuro____	42

Figura 5- Aspectos de campo e macroscópicos dos depósitos de queda e surge e das rochas efusivas. A) estratificação cruzada em lápili-tufo de depósito de surge; B) estruturas plano-paralelas sub-horizontais lenticulares a horizontais em tufo co-ignimbrítico de queda; C) aspecto macroscópico de tufo co-ignimbrítico com alternância de bandas de tonalidades rosa-avermelhado a vermelho-escuro, constituídas por partículas de granulação fina bem selecionadas; D) lamprófiros com textura panidiomórfica e porfirítica, caracterizada por fenocristais idiomórficos de anfibólio imersos em uma matriz composta por ripas de plagioclásio; E) aspecto macroscópico do andesito, caracterizado por fenocristais de plagioclásio e anfibólio, imersos em uma matriz composta por ripas de plagioclásio F) estruturas magmáticas subverticais e verticais em latitos_____

44

Figura 6- Fotomicrografias representativas dos ignimbritos e reoignimbritos. A) fragmentos de púmices em matriz de ignimbrito soldado, que englobam cristais de anfibólio, pseudomorficamente alterados para clorita e pistacita; B) fragmento de cristal rotacionado em ignimbrito reomórfico com textura parataxítica; C) fragmentos de cristais e púmices em ignimbrito soldado com textura eutaxítica; D) fragmentos de cristais em ignimbrito reomórfico com textura parataxítica; E) ignimbrito soldado rico em cristais; F) shards e fragmentos de púmices em ignimbrito soldado; G) piroclasto lítico acidental de composição intermediária; H) esferulitos do tipo “esférico”_____

46

Figura 7- Fotomicrografias representativas dos lápili-tufo, tufo co-ignimbrítico e rochas efusivas. A) fragmentos moderadamente selecionados e soldados de quartzo, plagioclásio e sanidina em lápili-tufo relacionado a surge; B) tufo co-ignimbrítico exibindo fragmentos de tamanho cinza fina, bem selecionados e arredondados de quartzo e feldspatos; C) andesitos com textura porfirítica, definida por fenocristais de plagioclásio e anfibólio imersos em uma matriz traquítica; D) lamprófiros exibindo textura panidiomórfica e porfirítica com fenocristais idiomórficos de anfibólio imersos em uma matriz traquítica; E, F) Latitos com textura glomeroporfirítica, definida por um agregado de fenocristais de sanidina ou plagioclásio imersos em uma matriz esferulítica_____

48

Figura 8- Diagramas de evaporação de Pb em zircão para as rochas vulcânicas datadas do sudoeste do Domínio Erepecuru-Trombetas. A) ignimbrito traquítico (amostra LT-09); B) ignimbrito traquítico (amostra LT-30); C) andesito (amostra LT-06). As barras de erro correspondem ao valor de idade média obtida para cada grão de zircão, sendo que as de cor vermelha representam os grãos utilizados no cálculo, e as de cor amarela os grãos eliminados_____

52

CAPÍTULO III

Figure 1- Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. The location of the studied area is shown_____

66

Figure 2- Tectono-stratigraphic domains within the geochronological provinces of the Amazonian Craton. UAD: Uatumã-Anauá Domain; ETD: Erepecuru-Trombetas Domain; TJD- Tapajós Domain; IXD- Iriri-Xingu Domain_____	67
Figure 3- Geological map of the studied area along the Trombetas River in the southwestern of Erepecuru-Trombetas Domain, with the location of the rock samples. AMB- Amazon Basin; ETD- Erepecuru-Trombetas Domain; CAD- Carecuru Domain; PRD- Paru Domain; APBL- Amapá Block; TJD- Tapajós Domain; IXD- Iriri-Xingu Domain_____	73
Figure 4- A) TAS diagram; B) AFM diagram for the volcanic rocks. The fields of the Moraes Almeida and Vila Riozinho formations, volcanic rocks of Pitinga Province and Presidente Figueiredo region are plotted for comparison_____	78
Figure 5- A) Aluminum saturation index; B) $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t+\text{MgO})$ versus SiO_2 diagram, where FeO_t denotes total iron as FeO; C) $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ versus SiO_2 diagram; D) Correlation diagram between SiO_2 and K_2O _____	80
Figure 6- Chondrite-normalized pattern for trace elements: A) Pyroclastic rocks; B) Hypabissal rocks (lamprophyre, trachyte and rhyolite); C) Effusive rocks (trachyandesitic lava flow)_____	81
Figure 7. Chondrite-normalized pattern for rare earth elements: A) Pyroclastic rocks; B) Hypabissal rocks (lamprophyre, trachyte and rhyolite); C) Effusive rocks (trachyandesitic lava flow)_____	82
Figure - A) Rb versus Y+Nb tectonic setting diagram. Syn-COLG – syn-collision granites; VAG - volcanic arc granites; WPG - within plate granites; ORG - ocean ridge granites; Post-COLG - post-collision granites; B) $(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})/\text{CaO}$ versus $\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y}$ discriminant diagram. FG - fractionated felsic granites; OGT - non-fractionated_____	83
Figure 9- A-type granitoid discriminant diagrams_____	83
Figure 10- A) $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$ versus Zr diagram, Nb and Zr contents of the samples are normalized with mantle primordial values; B) Alkali-lime index of Peacock versus silica diagram with (A) field to calc-alkaline rocks, and (B) field to metaluminous granitoids from alkaline associations. a-c – alkali-calcic; c-a – calcic-alkalic_____	84
Figure 11- ϵ_{Nd} versus time diagram showing the isotopic composition of the volcanic rocks_____	87

LISTA DE TABELAS

CAPÍTULO I

Tabela 1- Sumário dos tipos, idades e volumes das grandes províncias ígneas (LIPs) espalhadas ao redor do mundo. Abreviações: CFB, basaltos continentais; VRM, vulcânicas de margens de rifte; OP, platô oceânico_____	6
Tabela 2- Sumário das idades, volumes, dimensões e taxas de erupção das principais SLIPs_____	8
Tabela 3- Compilação de dados geocronológicos existentes para rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé e rochas vulcânicas correlatas nas províncias Amazônia Central e Tapajós-Parima/Ventuari-Tapajós_____	16

CAPÍTULO II

Tabela 1- Compilação de dados geocronológicos existentes para rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé e rochas vulcânicas correlatas nas províncias Amazônia Central e Tapajós-Parima/Ventuari-Tapajós_____	38
Tabela 2- Resultados isotópicos de evaporação de Pb em zircão para as rochas vulcânicas datadas do Domínio Erepecuru-Trombetas_____	51

CAPÍTULO III

Table 1- Available geochronological data for the volcanic rocks of the Iricoumé Group and correlated volcanic rocks in the Central Amazonian and Tapajós-Parima/Ventuari-Tapajós provinces _____	70
Table 2- Whole-rock major and trace elements for the volcanic rocks from the Iricoumé Group in the Erepecuru-Trombetas Domain_____	77
Table 3- Whole rock Sm-Nd isotopic data from volcanic rocks from the Iricoumé Group in the Erepecuru-Trombetas Domain_____	87

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA.....	iv
AGRADECIMENTOS.....	v
EPÍGRAFE.....	vi
RESUMO.....	vii
ABSTRACT.....	ix
LISTA DE ILUSTRAÇÕES.....	xi
LISTA DE TABELAS.....	xiv
 CAPÍTULO I	
1. INTRODUÇÃO.....	2
1.1 APRESENTAÇÃO.....	2
1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO.....	4
1.3 SILICIC LARGE IGNEOUS PROVINCES (SLIPS).....	5
1.3.1 Introdução.....	5
1.3.2 Definição dos termos: LIP e SLIP.....	5
1.3.3 Classificação.....	9
1.3.4 SLIPs no tempo.....	10
1.3.5 SLIPs: características petrográficas e geoquímicas.....	10
1.3.6 SLIPs: contexto geodinâmico.....	11
1.4. VULCANISMO IRICOURÉ E O MAGMATISMO ASSOCIADO.....	12
1.4.1 O magmatismo Uatumã.....	13
1.4.2 Dados geocronológicos disponíveis.....	14
1.5 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	15
1.5.1 Complexo indiferenciado.....	18
1.5.2 Grupo Iricouré.....	18
1.5.3 Suíte Intrusiva Mapuera.....	19
1.5.4 Rochas máficas indiferenciadas.....	19
1.5.5 Formação Urupi.....	19
1.6 PROBLEMÁTICA DA ÁREA DE ESTUDO.....	21
1.7 OBJETIVOS.....	21
1.8 MATERIAIS E MÉTODOS.....	22
1.8.1 Materiais.....	22
1.8.2 Métodos.....	22
1.8.2.1 Revisão bibliográfica.....	22

1.8.2.2 Atividades de campo e coleta das amostras.....	23
1.8.2.3 Petrografia.....	23
1.8.2.4 Geoquímica em rocha total.....	23
1.8.2.5 Geocronologia por evaporação de Pb em cristais de zircão.....	24
1.8.2.6 Geocronologia Sm-Nd em rocha total.....	26

CAPÍTULO II

Artigo aceito: Vulcanismo félsico Paleoproterozoico do Grupo Iricoumé, Domínio Erepecuru-Trombetas, Província Amazônia Central: dados de campo, caracterização petrográfica e geocronologia Pb-Pb em zircão.....	32
RESUMO.....	32
ABSTRACT.....	33
INTRODUÇÃO.....	33
O VULCANISMO IRICOUMÉ E MAGMATISMO ASSOCIADO.....	36
O magmatismo Uatumã.....	36
Dados geocronológicos disponíveis.....	37
CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	39
DADOS DE CAMPO DAS ROCHAS VULCÂNICAS.....	41
CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA.....	45
Vulcanismo piroclástico.....	45
Depósitos de fluxos piroclásticos.....	45
Depósitos piroclásticos tipo “surge” e de queda.....	47
Vulcanismo efusivo (fluxos de lavas coerentes) e rochas hipabissais.....	47
Andesitos.....	47
Lamprófios.....	47
Latitos.....	47
GEOCRONOLOGIA Pb-Pb EM ZIRCÃO.....	49
Procedimentos analíticos.....	49
Resultados.....	49
DISCUSSÃO.....	52
CONCLUSÕES.....	55
AGRADECIMENTOS.....	55
REFERÊNCIAS.....	56

CAPÍTULO III

Artigo a ser submetido: Sm-Nd isotopic study and geochemistry of Orosirian felsic

volcanism of Iricoumé Group, Erepecuru-Trombetas Domain, Central Amazonian Province.....	64
ABSTRACT.....	64
1. INTRODUCTION.....	65
2. IRICOUMÉ VOLCANISM AND THE ASSOCIATED OROSIRIAN MAGMATISM...	67
PREVIOUS GEOCHRONOLOGICAL RESUTS.....	68
3. REGIONAL GEOLOGICAL SETTING.....	71
4. PETROGRAPHY.....	74
4.1 IRICOUMÉ GROUP VOLCANIC ROCKS (≈ 1.89 Ga).....	74
Pyroclastic deposits.....	74
Associated hypabissal rocks.....	75
4.2 THE OLDER OROSIRIAN ANDESITES (≈ 1.99 Ga).....	75
5. GEOCHEMISTRY.....	75
5.1 EXPERIMENTAL PROCEDURES.....	75
5.2 RESULTS.....	76
The Iricoumé pyroclastic rocks and associated hypabissal rocks.....	78
The older Orosirian andesites.....	84
6. Sm-Nd GEOCHRONOLOGY.....	85
6.1 EXPERIMENTAL PROCEDURES.....	85
6.2 Sm-Nd ISOTOPIC RESULTS.....	86
7. DISCUSSION AND GEODYNAMICAL IMPLICATIONS.....	88
7.1 GEOCHEMICAL CONSTRAINTS ON THE FORMATION ENVIRONMENTS.....	88
7.2 SOURCES.....	92
7.3 AGE OF CENTRAL AMAZONIAN PROVINCE.....	94
7.4 SILICIC LARGE IGNEOUS PROVINCES (SLIPS).....	95
8. CONCLUDING REMARKS.....	96
ACKNOWLEDGMENTS.....	97
REFERENCES.....	98
 CAPÍTULO IV	
CONCLUSÕES.....	103
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	106

CAPÍTULO – 1

INTRODUÇÃO

1. INTRODUÇÃO

1.1. APRESENTAÇÃO

O Cráton Amazônico tem sido subdividido em diversas províncias tectono-geocronológicas (Figura 1) de acordo com as propostas de Tassinari & Macambira (1999, 2004) e Santos *et al.* (2000, 2006). Nessas províncias, foi estabelecida uma compartimentação tectônica que levou à individualização de diversos domínios tectono-estratigráficos (Reis *et al.* 2003, 2006, Vasquez & Rosa-Costa 2008; Figura 2). Baseado nos modelos desses autores, o Domínio Erepecuru–Trombetas (DET), no Escudo das Guianas, constitui a porção setentrional da Província Amazônia Central (Figura 1), a norte da bacia do Amazonas, a qual é considerada supostamente arqueana nos conceitos de Tassinari & Macambira (1999, 2004) e de Santos *et al.* (2000, 2006). Na porção oeste desse domínio, aflora uma extensa associação vulcano-plutônica, cujas unidades vulcânicas foram enquadradas no Grupo Iricoumé, com base na semelhança com as rochas vulcânicas que afloram em extensas áreas no Domínio Uatumã–Anauá (Reis *et al.* 2006, Vasquez & Rosa Costa 2008), a oeste do Domínio Erepecuru–Trombetas, na Províncias Ventuari–Tapajós e/ou Tapajós–Parima.

No Domínio Erepecuru–Trombetas as condições de acesso são limitadas pela vasta cobertura vegetal e ausência de estradas e/ou rodovias, o que praticamente inviabilizou, ao longo de décadas, os estudos geológicos e geocronológicos sistemáticos nessa região. Assim, apesar do Grupo Iricoumé ter sido estendido para esse domínio, a ausência de estudo de detalhe nessa área, dificulta as tentativas de correlação com as demais regiões em que ocorre o vulcanismo Iricoumé. Esses fatores justificam a relevância do tema escolhido para essa dissertação.

A presente dissertação, intitulada “*Vulcanismo félsico Orosiriano do Grupo Iricoumé, NW do Pará, Domínio Erepecuru-Trombetas, Província Amazônia Central: petrografia, geoquímica e geocronologia Pb-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total*”, foi estruturada na forma integrada de artigos científicos, de acordo com as normas gerais definidas pelo Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) da Universidade Federal do Pará (UFPA).

Este trabalho inclui inicialmente um capítulo introdutório, onde é abordada a localização da área de estudo e o contexto geológico regional, destacando-se os principais aspectos geológicos e geocronológicos do Grupo Iricoumé e de rochas vulcânicas associadas. O capítulo seguinte trata de uma revisão acerca das principais características das *Silicic Large Igneous Provinces* (SLIPs), das quais o vulcanismo Iricoumé pode ser considerado um

representante Paleoproterozoico. Em seguida é definida a principal problemática que motivou esta proposta de trabalho e os objetivos da pesquisa. Os materiais e os métodos que viabilizaram alcançar os objetivos propostos serão descritos nos capítulos subsequentes. Os resultados alcançados neste trabalho são apresentados e discutidos na forma de dois artigos científicos, intitulados “*Vulcanismo félsico Paleoproterozóico do Grupo Iricoumé, Domínio Erepecuru-Trombetas, Província Amazônia Central: dados de campo, caracterização petrográfica e geocronologia Pb-Pb em zircão*” e “*Sm-Nd isotopic study and geochemistry of Orosirian felsic volcanism of Iricoumé Group, Erepecuru-Trombetas Domain, Central Amazonian Province*” e abordados de forma integrada no capítulo final de discussões.

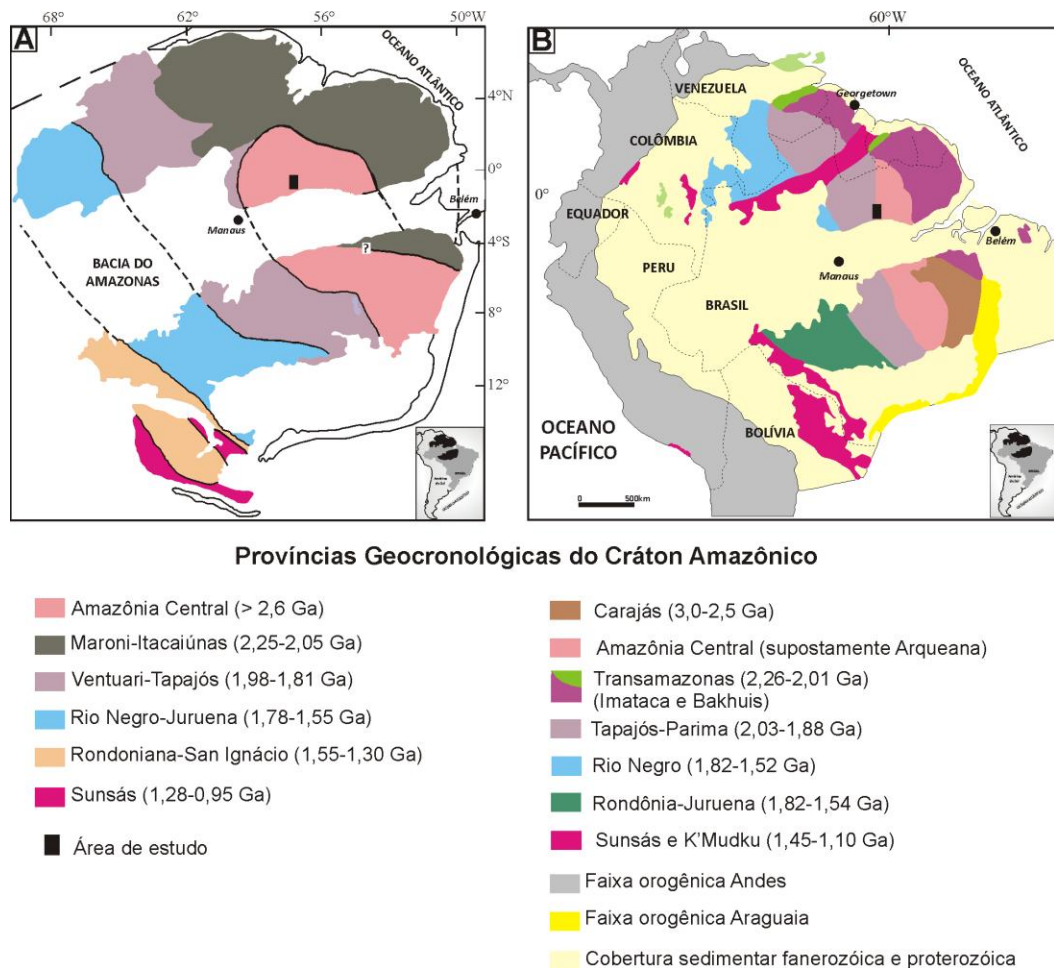


Figura 1- Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico, incluindo a localização da área de estudo, cujas idades das províncias geocronológicas foram atualizadas de acordo com Cordani et al. (2009). Fontes: A) Tassinari & Macambira (2004) e B) Santos et al. (2006).

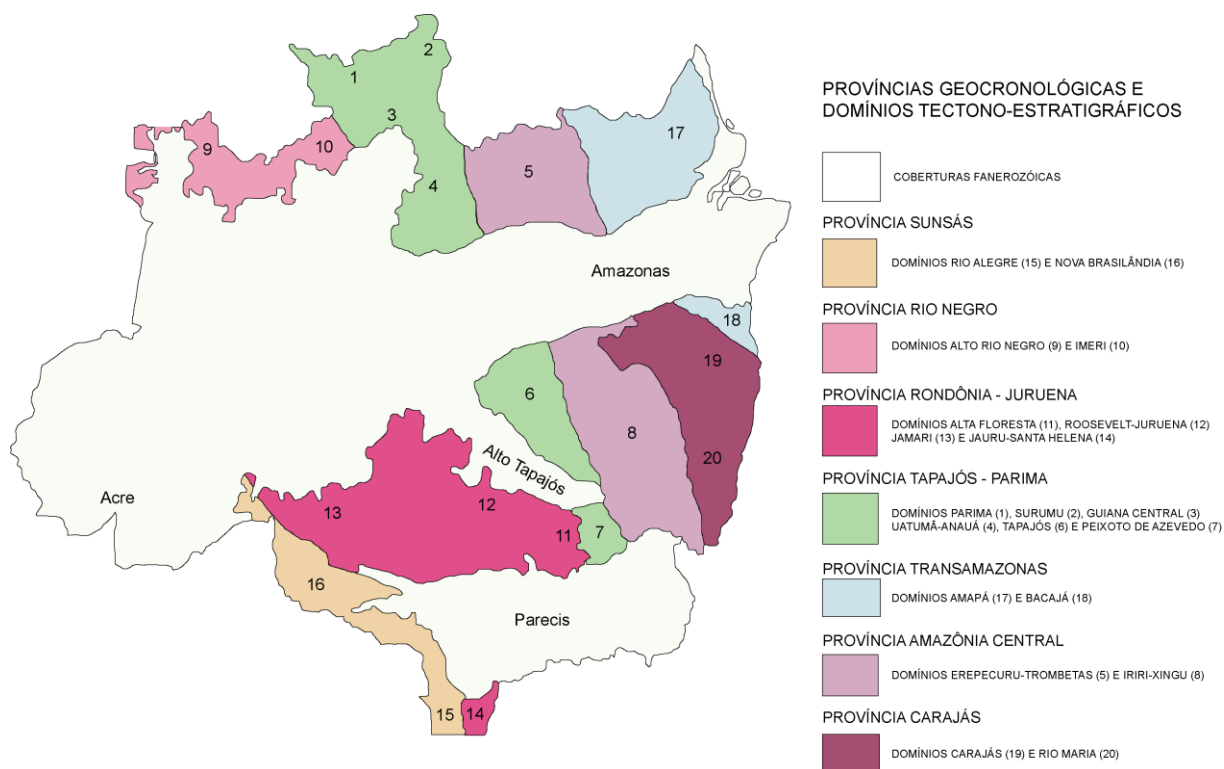


Figura 2- Províncias geocronológicas compartmentadas em domínios tectono-estratigráficos do Cráton Amazônico. Fonte: Reis et al. (2006).

1.2. LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A área escolhida para este estudo localiza-se na região de Trombetas, noroeste do estado do Pará, próximo ao povoado de Cachoeira Porteira. Compreende a área limitada pelas coordenadas 57° 30' W/ 56° 30' W e 0° 15' N/ 1° 00' S.

O acesso à região de Trombetas, a partir de Belém, é feito através de um voo comercial até o aeroporto de Trombetas, localizado no povoado de Porto Trombetas. A partir desse ponto, o deslocamento é realizado por meio de barco fretado até o povoado de Cachoeira Porteira, que é a única localidade próxima da área de estudo. Existe uma rodovia (BR-163), com orientação norte-sul, que é paralela a direção do rio Trombetas, e pode ser acessada a partir desse povoado. No entanto, a mesma localiza-se muito afastada da área de enfoque, por isso não foi utilizada como via de transporte no mapeamento realizado pela CPRM-Belém durante a execução do projeto do Mapa geológico do Estado do Pará. O percurso a partir de Cachoeira Porteira para a área de estudo foi todo realizado através de barcos a motor ao longo dos rios Trombetas e Caxipacoré. O deslocamento desde o aeroporto de Trombetas até a região estudada dura cerca de quatro dias.

1.3. SILICIC LARGE IGNEOUS PROVINCES (SLIPS)

1.3.1. Introdução

Grandes províncias vulcânicas intracontinentais, são conhecidas como “*Large Igneous Provinces*” e são comumente referidas como LIP_s. Essas províncias são tipificadas pelas províncias basálticas continentais (CFB) que foram originadas via processos diferentes do processo mais comum que é de expansão do assoalho oceânico.

Nesse contexto, *Silicic Large Igneous Provinces* (SLIPs) são parte integrante de todas as LIP_s continentais, com exemplos desde o Pré-cambriano até o Cenozóico. Essas províncias félsicas são, portanto, reconhecidamente associadas a províncias CFB (Província Paraná-Etendeka, Deccan, Karoo-Ferrar, Ontong Java e Província ígneas do Atlântico Norte), porém comparativamente são menores em termo de volume.

As SLIPs têm recebido comparativamente pouca atenção e somente alguns poucos exemplos bem preservados tem sido documentados ao redor do mundo (Pankhurst *et al.* 1998, Bryan *et al.* 2002, Ferrari *et al.* 2002, Sharma 2004). Dessa forma é de relevante importância tentar estabelecer relações de similaridade das características dessas províncias vulcânicas com as demais espalhadas ao redor do mundo. Nesse sentido, destaca-se o vulcanismo félsico intracontinental Iricoumé e os granitos contemporâneos da Suíte Mapuera que cobrem uma extensa área da porção central do Cráton Amazônico. Apesar de alguns autores já considerarem esse amplo magmatismo como representante de uma SLIP (Brito Neves 2011, Fernandes *et al.* 2011, Juliani *et al.* 2011), essa hipótese ainda carece de maiores estudos para ser consolidada.

1.3.2. Definição dos termos: LIP e SLIP

O termo “*Large Igneous Provinces*” (LIP) foi inicialmente proposto por Coffin & Eldholm (1994) para representar uma variedade de províncias ígneas máficas com extensão territorial $> 0,1\text{Mkm}^2$, curta duração ($<5\text{ Ma}$), grande volume ($\approx 10^6\text{ km}^3$) e constituídas predominantemente de rochas máficas intrusivas e extrusivas, que teriam sido originadas via processos diferentes do processo de espalhamento do assoalho oceânico (Figura 3), que é o mais comum. A maioria das LIPs é composicional e volumetricamente dominada por rochas máficas ($\text{SiO}_2 < 56\%$), que geralmente ocorrem em sucessões homogêneas de lavas basálticas toleíticas pobres em fenocristais.

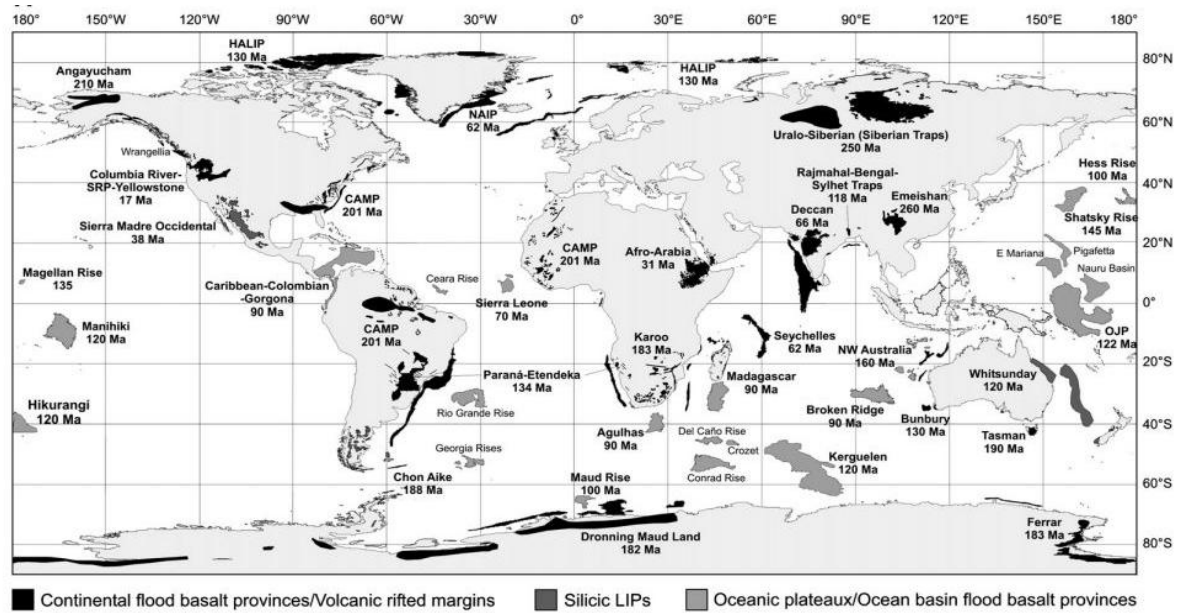


Figura 3- Distribuição global das grandes províncias ígneas (LIPs). Fonte: Bryan & Ernst (2008).

A base de dados no qual o termo LIP foi definido se resume quase que exclusivamente aos registros preservados do Mesozóico e Cenozóico, que compreendem províncias basálticas continentais em contexto de margens passivas vulcânicas, platôs oceânicos, cadeias submarinas e basaltos de assoalho oceânico (Condie 2001, Tabela 1).

Tabela 1

Sumário dos tipos, idades e volumes das grandes províncias ígneas (LIPs) espalhadas ao redor do mundo. Abreviações: CFB, basaltos continentais; VRM, vulcânicas de margens de rifte; OP, platô oceânico (Condie 2001, Bryan & Ernst 2008).

Províncias	Tipo de LIP	Idade da LIP (Ma)	Volume (km ³)	Idade dos pulsos magmáticos (Ma)	Referências
Columbia River	CFB	17–6	0,175 x10 ⁶	16,6–15,3	Hooper (1997), Chesley & Ruiz (1998)
North Atlantic	CFB/VRM	62–53	6,6 x10 ⁶	62–58, 56–53	Saunders <i>et al.</i> (1997)
Deccan Traps	CFB/VRM	67–60	8,2 x10 ⁶	66–65	Mahoney (1988)
Whitsunday	Félsica	~132–95	>1,5 x10 ⁶	~118–113, 110–105	Bryan <i>et al.</i> (1997, 2000)
Ontong Java	OP	125–119, ~90	44–57 x10 ⁶	~122, 90	Gladczenko <i>et al.</i> (1997)
Sierra Madre Occidental	Félsica	~38–20	>3,9 x 10 ⁵	32–28, 24–20	Ferrari <i>et al.</i> (2002, 2007)

Chon Aike	Félsica	188–153	$>2,3 \times 10^5$	188–178, 172–162, 157–153	Pankhurst (1998, 2000)
Kerguelen	VRM/OP	130–100	$10–15 \times 10^6$	~120–110	Frey <i>et al.</i> (2000)
Paraná-Etendeka	CFB/VRM	138–125	2×10^6	134–129, ~125	Peate (1997), Renne <i>et al.</i> (1996)
Ferrar	CFB/VRM	185–175	1×10^5	183–180	Elliot <i>et al.</i> (1999)
Karoo	CFB	190–178	$2,5 \times 10^6$	183–182	Cleverly <i>et al.</i> (1984)
Siberian Traps	CFB	254–248	4×10^6	251–249	Sharma (1997)

Desde a primeira classificação das LIPs, houve um progresso substancial no sentido de esclarecer outros registros das mesmas que ocorrem no Paleozóico, Paleoproterozóico e Arqueano. Para muitas LIPs antigas, grande parte do registro de rochas vulcânicas foi perdido devido à erosão. Assim, a classificação destas tem se baseado principalmente na área e volume das rochas intrusivas.

Em contraste às LIPs máficas reconhecidas mundialmente, o termo *Silicic Large Igneous Provinces* (SLIP) foi proposto por Bryan (2007) a partir do termo inicial de LIP, para descrever províncias vulcano–plutônicas, composicional e volumetricamente dominadas por composições ígneas félsicas ($\text{SiO}_2 > 65\%$), extensas ($>10^5 \text{ km}^2$), volumosas (10^4 até $>10^6 \text{ km}^3$) e de longa duração (10–40 Ma). Essas SLIPs apresentam as seguintes características: 1) volumes extrusivos $> 0,25 \text{ Mkm}^3$ (até $\approx 3 \text{ Mkm}^3$); 2) províncias que compreendem mais de 80% de riolitos–dacitos, geralmente com assinaturas geoquímicas de transição entre cálcio-alcalinas tipo-I e intraplaca tipo-A; 3) predominância de ignimbritos riolíticos; 4) duração da atividade ígnea até 40 Ma, porém com uma grande proporção de volume do magma extravasando durante curtos intervalos ou pulsos de 3–10 Ma; 5) formadas em contexto crustal exclusivamente continental e produzidas por anatexia em grande escala. Além disso, essas SLIPs podem estar espacial e temporalmente relacionadas a LIPs máficas e a quebra de placas continentais (supercontinentes).

A tabela 2 apresenta as características mais significativas entre os principais exemplos de SLIPs, do ponto de vista do volume total extravasado, duração da erupção, extensão e taxa de fluxo do magma.

Tabela 2

Sumário das idades, volumes, dimensões e taxas de erupção das principais SLIPs (Bryan 2007).

Província	Idade (Ma)	Volume (km ³)	Dimensões (km)	Taxa de fluxo do magma (km ³ kyr ⁻¹)*	Referências
Zona Vulcânica Taupo (Nova Zelândia)	1,6–0	~2 x 10 ⁴	300 x 60	~9,4–13	Wilson <i>et al.</i> (1995)
Sierra Madre Occidental (México)	~38–20	>3,9 x 10 ⁵	>2000 x 200–500	>22	Ferrari <i>et al.</i> (2002, 2007)
Whitsunday (leste da Austrália)	~132–95	>2,2 x 10 ⁶	>2500 x 200	>55	Bryan <i>et al.</i> (1997, 2000)
Chon Aike (América do Sul-Antarctica)	188–153	>2,3 x 10 ⁵	>3000 x 1000	>7,1	Pankhurst <i>et al.</i> (1998, 2000)
Kennedy-Connors-Auburn (NE da Austrália)	~320–280	>5 x 10 ⁵	>1900 x 300	>12,5	Bain & Draper (1997), Bryan <i>et al.</i> (2003)
Malani (Índia)	~750	~1 x 10 ⁵	-	-	Sharma (2004, 2005)
Gawler Range (Sul da Austrália)	~1592	2,5 x 10 ⁴	-	-	Allen <i>et al.</i> (2008, 2009)

Existem exemplos de SLIPs que estão espacial e temporalmente relacionadas à LIPs máficas (Bryan & Ernst 2008). A Província Chon Aike (América do Sul–Antarctica) está relacionada com as províncias basálticas do Karoo-Ferrar (Pankhurst *et al.* 1998, 2000) e a grande Província de Whitsunday (Bryan *et al.* 2000, Bryan 2007) está relacionada a LIP Ontong Java-Manihiki–Hikurangi (Taylor 2006), sendo que ambas as últimas se formaram ao mesmo tempo (≈ 120 Ma). Contudo, a associação espacial de uma província ígnea félsica com uma LIP máfica pode ser encoberta por rifteamento continental e fragmentação de continente e/ou carência de modelos de reconstruções de placas. A Província Chon Aike é um exemplo claro em que o rifteamento continental e espalhamento do assoalho oceânico resultaram no isolamento dessa SLIP em relação as províncias basálticas continentais adjacentes e contemporâneas (Karoo–Ferrar). A Província Malani, na Índia, é outro exemplo deste tipo, a qual é contemporânea ao magmatismo máfico das Seychelles, do Sul da China, da Coreia (Ogcheon) e da Austrália (Mundine Well), embora a escassez de dados paleomagnéticos não sustentem um agrupamento de todas essas províncias ígneas (Li *et al.* 2008).

É importante enfatizar que SLIPs (com até 10% de rochas máficas ígneas) e províncias CFB (com até 10% de rochas ígneas félsicas) representam membros extremos da

diferenciação, já que LIPs com proporções iguais de rochas ígneas máficas e félsicas são ausentes no registro geológico. LIPs máficas e félsicas variam em termos de proporção do volume das rochas vulcânicas e intrusivas preservadas, as quais refletem a idade da província e as condições litosféricas de colocação dos magmas.

1.3.3. Classificação

Bryan & Ernst (2008) propuseram uma revisão na definição de LIPs, a qual foi estimulada pela classificação de Sheth (2007), devido considerarem o termo LIP como uma categoria muito ampla que poderia englobar um número de províncias ígneas que inicialmente não estavam incluídas na classificação de Coffin & Eldholm (1994).

Foi enfatizado por Bryan & Ernst (2008) que a classificação de uma província ígnea como LIP baseada somente na extensão (Sheth 2007) poderia agrupar incorretamente províncias ígneas de diferentes origens, contexto tectônico, contexto geodinâmico, condições de colocação dos magmas e duração do evento ígneo. Dessa forma, volume, duração e taxas de colocação do magma são características igualmente importantes que necessitam ser levadas em conta na classificação, para que haja uma definição mais precisa das LIPs e, dessa forma, discriminar eventos de formação de LIP de outros tipos de eventos ígneos na história da Terra.

As LIPs, tanto máficas quanto félsicas, podem ser definidas ou caracterizadas por diversos outros atributos além de extensão: 1) idade (Arqueano, Proterozóico, Fanerozóico); 2) volume; 3) contexto crustal (continental *versus* oceânico); 4) contexto tectônico; 5) duração ou rapidez de colocação do magma; 6) caráter intrusivo ou extrusivo (Sheth 2007); 7) composição (félsicas ou máficas, Bryan & Ernst 2006).

Essa classificação enfatiza quatro atributos principais em adição àqueles da definição de Coffin & Eldholm (1994): volume grande, pulsos ígneos de curta duração ($\approx 1\text{--}5$ Ma), contexto tectônico intraplaca e afinidade geoquímica (Figura 4).

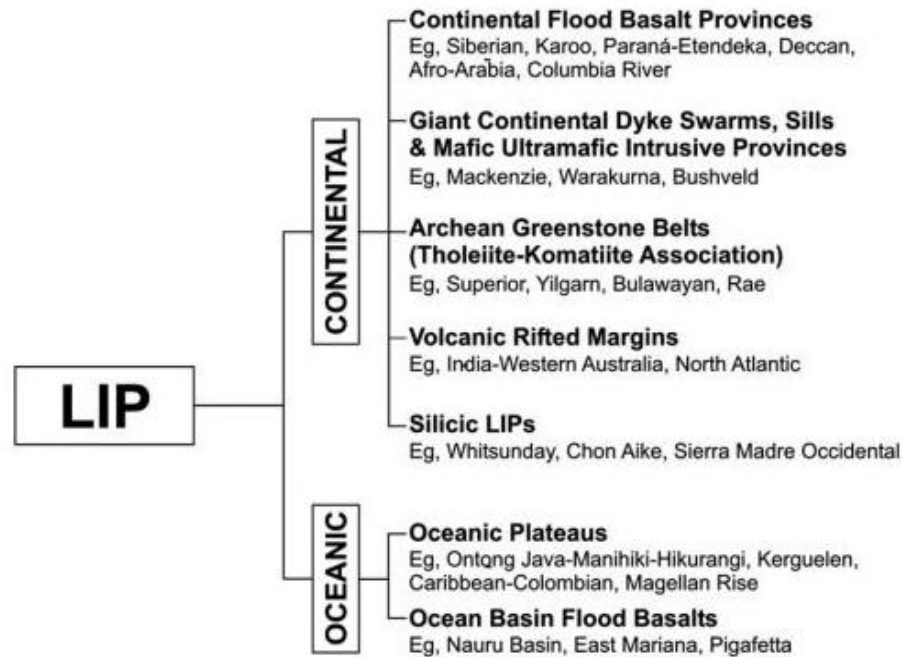


Figura 4- Classificação das grandes províncias ígneas (LIPs), baseada no trabalho inicial de Coffin & Eldholm (1994), porém com recentes avanços incorporados no que diz respeito ao reconhecimento de antigas LIPs máficas e félsicas. Exemplos representativos dos vários tipos de LIPs também são mostrados. Fonte: Bryan & Ernst (2008).

1.3.4. SLIPs no tempo

As SLIPs Mesozóicas–Cenozóicas são os exemplos mais bem preservados (Whitsunday, Sierra Madre Ocidental, Chon Aike, Zona Vulcânica Taupo) e suas características foram sumarizadas em Wilson *et al.* (1995), Pankhurst *et al.* (1998, 2000), Bryan *et al.* (2002), Ferrari *et al.* (2002) e Bryan (2007).

Estudos recentes indicam a existência de outra SLIP chamada Kennedy–Connors–Auburn de idade Permo–Carbonífera (≈ 320 – 280 Ma), na faixa dobrada do New England no leste da Austrália (Bryan *et al.* 2003). Essa província possui dimensões acima de 1900 km de comprimento e de 300 km de largura com área superior a 570.000 km² e sequências vulcânicas de até 1 km de espessura.

Além destes exemplos bem preservados de SLIP, existem quatro representantes Proterozóicos conhecidos, formados durante a aglomeração dos supercontinentes, sendo um Paleoproterozóico: Província Felsita Rooiberg ($\approx 2,1$ Ga - Skilling & Chalot-Prat 2007); dois Mesoproterozóicos: Província Vulcânica Gawler Range ($\approx 1,59$ Ga - Creaser 1995, Allen *et al.* 2008, 2009), Grupo Vulcânico North Shore (1,1 Ga - Green & Fitz 1993), e um último representante Neoproterozóico: Província Malani (≈ 750 Ma - Sharma 2004, 2005).

1.3.5. SLIPs: características petrográficas e geoquímicas

De modo geral, as SLIPs espalhadas ao redor do mundo mostram similaridades tanto do ponto de vista petrográfico quanto geoquímico.

Litologicamente essas SLIPs são predominantemente ignimbríticas, porém do ponto de vista composicional, compreendem riolitos e dacitos, e em menor quantidade, basaltos. Do ponto de vista geoquímico, mostram afinidades cálcio-alcálinas, tipo-I e alto-K, que se assemelham a rochas vulcânicas de contexto de margens de placa destrutivas modernas. Por vezes, mostram afinidade tipo-A, em contexto de ambientes continentais, quando associadas com províncias CFB (Bryan *et al.* 2002, Bryan 2007, Bryan & Ernst 2008).

1.3.6. SLIPs: contexto geodinâmico

As SLIPs são reconhecidas em dois contextos tectônicos principais (Bryan *et al.* 2002, Pankhurst *et al.* 2011): as que estão associadas a ambiente intraplaca com a quebra continental (Províncias Whitsunday e Chon Aike), e as associadas às ambientes retro-arco (Províncias Sierra Madre Ocidental e Zona Vulcânica Taupo).

As províncias associadas às margens continentais convergentes ativas estão geralmente relacionadas à extensão continental precedida de formações de bacias retro-arco. O magmatismo félsico nesse tipo de contexto comumente mostra uma mineralogia mais hidratada e composições cálcio-alcálinas tipo-I (Bryan *et al.* 2002).

O vulcanismo félsico ocorre predominantemente em contexto de margem continental ativa e em menor proporção, em interiores de continentes quando associados com as províncias CFB. Para a formação desse grande volume de rochas vulcânicas félsicas, um elevado grau de fusão parcial da crosta inferior seria necessário, o que seria controlado pelo conteúdo de água, composição da crosta e material proveniente do manto, cujos materiais fontes mais adequados seriam andesitos e/ou andesitos/anfibolitos basálticos hidratados, com afinidades cálcio-alcálinas tipo-I de alto-K (Roberts & Clemens 1993, Bryan 2007). O envolvimento de uma crosta jovem, cálcio-alcálica máfica a intermediária é fundamental para a geração dessas grandes províncias ígneas félsicas.

Subducções de longa duração promovem o desenvolvimento de crosta inferior e manto litosférico hidratados, que podem se estender nas margens convergentes ativas por centenas de quilômetros. Essa crosta e manto hidratados são mais facilmente passíveis de sofrer fusão. Assim, aquecimento e fusão parcial dessa crosta máfica hidratada geraria líquidos de composições intermediárias a félsicas (SiO_2 55–75%), que atuariam como uma barreira de densidade evitando que os magmas máficos alcançassem a superfície.

É importante apontar que o modelo de plumas mantélicas foi desenvolvido em parte pela necessidade de se explicar os grandes volumes de magmas máficos (CFB - basaltos continentais) produzidos em curtos períodos de tempo (≈ 1 Ma). Contudo, grandes províncias ígneas félsicas compreendem volumes de magma similares, porém produzidos em um tempo maior (até ≈ 40 Ma). Sendo assim, a explicação dessas províncias por plumas mantélicas parece improvável, pois a fusão parcial de crosta inferior parece ser um processo essencial.

Uma questão fundamental que perdura sobre as SLIPs é se o grande volume de magmatismo félsico representa novos pulsos de magmas mantélicos para o continente, ou se esse magmatismo é produto de fusão e reciclagem de crosta continental. Para ambos os processos, certamente a composição, estrutura e reologia da crosta devem ter sido fundamentalmente modificadas por esse magmatismo félsico, que se manteve ativo por dezenas de milhões de anos.

1.4. VULCANISMO IRICOUMÉ E O MAGMATISMO ASSOCIADO

Rochas vulcânicas félsicas foram inicialmente descritas ao longo do rio Uatumã por Oliveira *et al.* (1975), cabendo a denominação de Grupo Iricoumé a Veiga Júnior *et al.* (1979) para reunir rochas vulcânicas, *lato sensu*, envolvendo lavas ácidas a intermediárias e rochas piroclásticas de composição variada. Desde então, esse magmatismo tem sido investigado em diversos domínios da porção central do Cráton Amazônico (Costi *et al.* 2000, Reis *et al.* 2000, 2006, Klein & Vasquez 2000, Lamarão *et al.* 2002, 2005, Almeida 2006, Fernandes *et al.* 2006, 2011, Ferron *et al.* 2006, 2010, Pierosan *et al.* 2011a, 2011b, Valério *et al.* 2009, Valério 2011). A sul da bacia do Amazonas, na região de São Félix do Xingu (Domínio Irixi-Xingu) e no Domínio Tapajós, rochas vulcânicas cronocorrelatas foram reunidas no Grupo Irixi (Silva *et al.* 1974, Andrade *et al.* 1978, Klein & Vasquez 2000, Fernandes *et al.* 2006, 2011).

Rochas plutônicas associadas às rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé foram agrupadas na Suíte Intrusiva Mapuera de afinidade tipo-A (Melo *et al.* 1978, Veiga Júnior *et al.* 1979), e na Suíte Intrusiva Água Branca de afinidade cálcio-alcalina alto-K, tipo-I (Araújo Neto & Moreira 1976, Veiga Júnior *et al.* 1979, Oliveira *et al.* 1996), ambas nos domínios Uatumã-Anauá e Erepecuru-Trombetas. Além disso, rochas plutônicas correlatas no Domínio Irixi-Xingu foram agrupadas na Suíte Intrusiva Velho Guilherme (Macambira & Vale 1997). No Domínio Tapajós, as rochas plutônicas félsicas incluem suítes plutônicas cálcio-alcalinas pós-orogênicas, como as Suítes Intrusivas Tropas e Parauari (pós-orogênese Cuiú-Cuiú) e

suítes plutônicas alcalinas intracontinentais, representadas principalmente pela Suíte Intrusiva Maloquinha (Lamarão *et al.* 2002, Vasquez & Rosa-Costa 2008).

1.4.1 O magmatismo Uatumã

O vulcanismo Iricoumé tem sido incluído no magmatismo Uatumã, denominação utilizada para retratar a sucessão de eventos magmáticos orosirianos de grande escala que marcaram a porção central do Cráton Amazônico, tanto no Escudo das Guianas quanto no Escudo Brasil Central, o qual produziu principalmente rochas vulcânicas efusivas e piroclásticas de composições félsicas a intermediárias, intrusões graníticas e, subordinadamente, corpos plutônicos máficos (Jorge João *et al.* 1984). Albuquerque (1922) foi o primeiro a descrever no rio Uatumã, a presença de rochas vulcânicas, as quais foram agrupadas em seguida como série Uatumã por Oliveira & Leonardos (1943). Entretanto, a definição de sequência vulcano-plutônica de composição ácida a intermediária com intercalações locais de litotipos sedimentares, só viria na década de 70 com os estudos de Montalvão *et al.* (1975). Pessoa *et al.* (1977) denominaram de Grupo Uatumã somente as rochas vulcânicas piroclásticas e as rochas intrusivas, excluindo a cobertura sedimentar. Posteriormente, Melo *et al.* (1978) elevou a unidade à categoria de Supergrupo Uatumã.

Ainda existem controvérsias acerca do significado da denominação Supergrupo Uatumã. No entanto, à medida que novos conceitos geotectônicos foram adotados, suportados por dados geocronológicos, a concepção original de Supergrupo Uatumã vem sendo modificada, indicando que eventos com diferentes associações magmáticas, idades e assinaturas geoquímicas estavam sendo erroneamente incluídos nesse supergrupo. Dessa forma, vários pesquisadores têm alertado para a necessidade de uma redefinição dessa denominação (Dall'Agnol *et al.* 1987, 1994, 1999, Costi *et al.* 2000, Reis *et al.* 2000, 2006, Santos *et al.* 2000, Lamarão *et al.* 2002, 2005, Macambira *et al.* 2002). Atualmente a maioria dos autores reserva a designação de magmatismo Uatumã ao evento vulcano-plutônico orosiriano com idade em torno de 1,90-1,87 Ga, que gerou o vulcanismo Iricoumé, granitoides associados, e às unidades correlatas a sul da bacia do Amazonas, nos domínios Tapajós e Iriri-Xingu (Vasquez *et al.* 1999, Costi *et al.* 2000, Reis *et al.* 2006, Ferron *et al.* 2006, 2010, Juliani & Fernandes 2010, Pierosan *et al.* 2011a, 2011b). Entretanto, alguns autores ainda se referem ao Supergrupo Uatumã para descrever os episódios magmáticos orosirianos no intervalo 2,0 Ga-1,88 Ga (Brito Neves 2011, Fernandes *et al.* 2011, Juliani *et al.* 2011).

1.4.2 Dados geocronológicos disponíveis

Nas regiões de Pitinga e de Presidente Figueiredo, no Domínio Uatumã–Anauá, o Grupo Iricoumé compreende rochas efusivas, hipabissais e piroclásticas de composições ácidas e intermediárias, com idades Pb-Pb e U-Pb SHRIMP em zircão de 1,89-1,88 Ga (Costi *et al.* 2000, Santos *et al.* 2004, Ferron *et al.* 2006, Valério *et al.* 2009). Uma idade similar Pb-Pb em zircão de 1,89 Ga foi obtida no sudeste do estado de Roraima (Macambira *et al.* 2002). Na região de São Félix do Xingu, no Domínio Iriri–Xingu, rochas vulcânicas efusivas e piroclásticas forneceram idades de 1,88 Ga (Pinho *et al.* 2006, Fernandes *et al.* 2011), enquanto que na Província Aurífera Tapajós (Domínio Tapajós) foram obtidas idades entre 1,89 Ga e 1,87 Ga para a Formação Moraes Almeida e outras rochas do Grupo Iriri (Dall’Agnol *et al.* 1999, Moura *et al.* 1999, Vasquez *et al.* 1999, Santos *et al.* 2001, Lamarão *et al.* 2002). Idades mais antigas, em torno de 2,0 Ga, foram obtidas, localmente, para a Formação Vila Riozinho, sendo que estas últimas foram interpretadas como relacionadas a outro evento magmático mais antigo (Lamarão *et al.* 2002), e incluídas na orogênese Cuiú–Cuiú (Vasquez & Rosa-Costa 2008).

Os granitos da Suíte Mapuera são contemporâneos às rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé, que é evidenciado pelas idades Pb-Pb entre 1,90 Ga e 1,87 Ga, obtidas no Domínio Uatumã–Anauá, (Santos 2003, Ferron *et al.* 2006, Valério *et al.* 2009). No Domínio Iriri–Xingu, os diversos maciços plutônicos da Suíte Intrusiva Velho Guilherme possuem idades entre 1,89 Ga e 1,86 Ga (Teixeira *et al.* 2002, Pinho *et al.* 2006), enquanto que no Domínio Tapajós, as suítes intrusivas Tropas, Parauari e Maloquinha apresentam idades entre 1,91 Ga e 1,87 Ga (Brito *et al.* 1999, Vasquez *et al.* 1999, Santos *et al.* 2000, 2001, 2004, Klein & Vasquez 2000, Lamarão *et al.* 2002).

Idades modelo T_{DM} entre 2,44 Ga e 2,00 Ga, foram obtidas em rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé e plutônicas associadas das suítes Mapuera e Água Branca, do Domínio Uatumã–Anauá (Almeida 2006, Marques *et al.* 2007, Valério 2011), revelando fontes essencialmente Paleoproterozóicas para esse magmatismo. Idades modelo T_{DM} comparáveis, entre 2,49 e 2,28 Ga foram obtidas para rochas vulcânicas e plutônicas no Domínio Tapajós e apontam para as mesmas conclusões (Lamarão *et al.* 2005). No Domínio Iriri–Xingu, as rochas vulcânicas e granitos tipo-A associados mostram idades modelo T_{DM} entre 3,12 Ga e 2,49 Ga, indicando uma forte participação de crosta arqueana na gênese dessas rochas, compatível com a proximidade da província arqueana de Carajás (Fernandes *et al.* 2011). Na Tabela 1 é apresentada uma compilação dos dados geocronológicos existentes para as rochas vulcânicas relacionadas ao Grupo Iricoumé expostas na porção central do Cráton Amazônico.

1.5. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O Domínio Erepecuru–Trombetas (DET) é constituído por unidades do embasamento de idades Arqueana e/ou Paleoproterozoica, as quais compreendem um complexo gnaíssico migmatítico (Complexo Indiferenciado) e seqüências vulcanossedimentares; por unidades magmáticas Paleoproterozoicas incluindo as rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé e três suítes plutônicas distintas (Suítes Mapuera e Água Branca, e Sienito Erepecuru), e por uma unidade sedimentar (Formação Urupi; Veiga Júnior *et al.* 1979). Além disso, foram identificadas rochas máficas indiferenciadas, alguns corpos de diabásio (Quarenta Ilhas) e um corpo de nefelina-sienito. O Domínio Erepecuru–Trombetas foi dividido em subdomínios Leste e Oeste, caracterizados pela predominância das unidades do embasamento e da associação vulcano-plutônica Paleoproterozoica, respectivamente (Vasquez & Rosa-Costa 2008; Figura 5).

A área de estudo (Figura 6) localiza-se na porção meridional do subdomínio Oeste. As unidades do embasamento (Complexo Indiferenciado) ocupam a porção mais a norte da área. Rochas vulcânicas explosivas e efusivas do Grupo Iricoumé e rochas sienito a monzograníticas da Suíte Intrusiva Mapuera são as unidades de maior representação geográfica. De forma mais restrita, ocorrem rochas máficas indiferenciadas e as rochas sedimentares a vulcanoclásticas da Formação Urupi. A área é limitada a sul por rochas clásticas e químicas de idades Ordovicianas-Carboníferas da Bacia do Amazonas.

Tabela 3

Compilação de dados geocronológicos existentes para rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé e rochas vulcânicas correlatas nas províncias Amazônia Central e Tapajós-Parima/Ventuari-Tapajós

Área de ocorrência	Unidade estratigráfica	Litologia	Idade	Método	Referência
<i>Região de Roraima (DUA)</i>	Grupo Iricoumé	dacito pórfiro	1893 ± 2 Ma	Pb-Pb - zr	Macambira <i>et al.</i> (2002)
		dacito pórfiro	2,21 Ga	T _{DM} (Sm-Nd rt)	Almeida (2006)
<i>Região de Pitinga (DUA)</i>	Grupo Iricoumé	riolito	1882 ± 2 Ma	Pb-Pb - zr	Ferron <i>et al.</i> (2006)
		riodacito	1885 ± 8 Ma	Pb-Pb - zr	Ferron <i>et al.</i> (2006)
		riolito	1881 ± 2 Ma	Pb-Pb - zr	Ferron <i>et al.</i> (2006)
		ignimbrito	1890 ± 2 Ma	Pb-Pb - zr	Ferron <i>et al.</i> (2006)
		riolito	1888 ± 3 Ma	Pb-Pb - zr	Costi <i>et al.</i> (2000)
		riolito	2,19 Ga	T _{DM} (Sm-Nd rt)	Costi <i>et al.</i> (2000)
<i>Região de Presidente Figueiredo (DUA)</i>	Grupo Iricoumé	riolito pórfiro	1883 ± 4 Ma	Pb-Pb - zr	Valério <i>et al.</i> (2009)
		andesitos/riolitos	2,44–2,13 Ga	T _{DM} (Sm-Nd rt)	Marques <i>et al.</i> (2007)
<i>Região NW do Pará (DET)</i>	Grupo Iricoumé	tufo	1835 ± 35 Ma	isócrona Rb-Sr - rt	Oliveira <i>et al.</i> (1975)
		tufo	1870 ± 58 Ma	isócrona Rb-Sr - rt	Chaves <i>et al.</i> (1977)
<i>Região de Tapajós (DTJ)</i>	Formação Moraes Almeida	ignimbrito	1875 ± 4 Ma	Pb-Pb - zr	Lamarão <i>et al.</i> (2002)
		traquito	1881 ± 4 Ma	Pb-Pb - zr	Lamarão <i>et al.</i> (2002)
		riolito	1890 ± 6 Ma	Pb-Pb - zr	Lamarão <i>et al.</i> (2002)
		traquitos/ignimbritos	2,49–2,28 Ga	T _{DM} (Sm-Nd rt)	Lamarão <i>et al.</i> (2005)
	Tufo Iriri	tufo	1870 ± 8 Ma	U-Pb SHRIMP	Santos <i>et al.</i> (2001)
<i>Região de São Félix do Xingu (DIX)</i>	Formação Sobreiro	dacito porfirítico	1880 ± 6 Ma	U-Pb - zr	Pinho <i>et al.</i> (2006)
		andesito	3,11–2,49 Ga	T _{DM} (Sm-Nd rt)	Fernandes <i>et al.</i> (2011)
	Formação Santa Rosa	riolito	1879 ± 2 Ma	Pb-Pb - zr	Fernandes <i>et al.</i> (2011)
		tufo de cinzas	1884 ± 1,7 Ma	Pb-Pb - zr	Fernandes <i>et al.</i> (2011)
		riolitos	2,56–3,12 Ga	T _{DM} (Sm-Nd rt)	Fernandes <i>et al.</i> (2011)

Abreviações: zr - zircão; rt - rocha total; DET - Domínio Erepecuru-Trombetas; DUA - Domínio Uatumã-Anauá; DTJ - Domínio Tapajós; DIX - Domínio Iriri-Xingu.

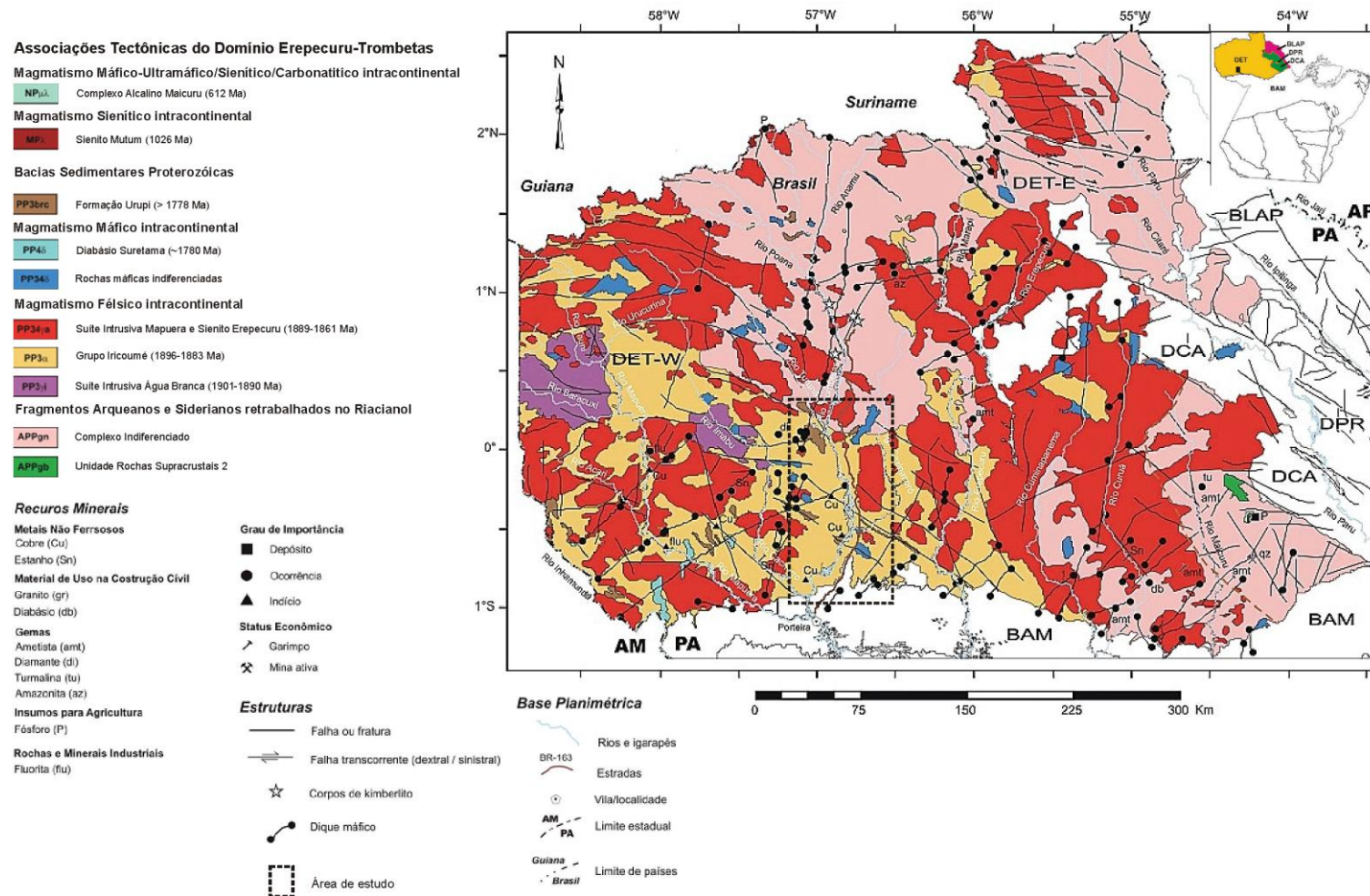


Figura 5- Associações tectônicas e recursos minerais do Domínio Erepecuru-Trombetas. BAM- Bacia do Amazonas; DET- Domínio Erepecuru-Trombetas; DCA- Domínio Carecuru; DPR- Domínio Paru; BLAP- Bloco Amapá. Fonte: Vasquez & Rosa-Costa 2008.

1.5.1. Complexo indiferenciado

Denominava-se de Complexo Guianense (Issler *et al.* 1974) a unidade mais antiga do norte da Amazônia Brasileira que consistia de um conjunto de gnaisses, migmatitos, granitóides e granulitos indiferenciados, metamorfisados na fácies anfibolito, sobre o qual as rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé repousam discordantemente. No entanto, Ricci *et al.* (2001) redefiniram a área de ocorrência do Complexo Guianense e a consideraram como restrita ao domínio tectônico do Bloco Amapá. Essa restrição somada à carência de dados geológicos sistemáticos no Domínio Erepecuru-Trombetas, levou Vasquez & Rosa-Costa (2008) a adotar a designação informal de Complexo Indiferenciado, com o intuito de agrupar as rochas do embasamento.

As informações sobre o complexo gnaíssico migmatítico são restritas e a cartografia é baseada na interpretação de produtos de sensores remotos e em informações geológicas de campo oriundas de mapeamentos anteriores (Oliveira *et al.* 1975, Araújo *et al.* 1976, Jorge João *et al.* 1984). De acordo com Vasquez & Rosa-Costa (2008), essa unidade poderia representar o prolongamento para oeste dos domínios adjacentes: Bloco Arqueano Amapá e Domínio Paleoproterozoico Carecuru (Figura 5).

1.5.2. Grupo Iricoumé

O Grupo Iricoumé foi descrito no Domínio Erepecuru–Trombetas com uma predominância composicional de riolitos a dacitos, com subordinados andesitos, latitos e traquitos, colocados como lavas e rochas piroclásticas (Oliveira *et al.* 1975, Jorge João *et al.* 1984, Vasquez & Rosa-Costa 2008), ambas com padrões texturais excepcionalmente bem preservados, se considerada a idade Paleoproterozoica. A noroeste da região estudada, ao longo dos rios Mapuera e Cachorro, foram obtidas isócronas Rb-Sr em rocha total de 1835 ± 35 Ma (Oliveira *et al.* 1975) e 1870 ± 58 Ma (Chaves *et al.* 1977), interpretadas como idades de cristalização destas rochas vulcânicas.

1.5.3. Suíte Intrusiva Mapuera

A Suíte Intrusiva Mapuera compreende corpos batolíticos e *stocks* monzograníticos a sienograníticos, e de feldspato alcalino granitos, que afloram por toda a área estudada, mantendo relações de intrusão com as rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé (Vasquez & Rosa-Costa 2008). No DET, os únicos dados geocronológicos foram obtidos pelo método Rb-Sr em rocha total, indicando as respectivas idades de 1773 ± 53 Ma (Oliveira *et al.* 1975) e 1750 ± 30 Ma (Jorge João *et al.* 1984) para granitos dessa suíte.

1.5.4. Rochas máficas indiferenciadas

Os diversos corpos de rochas máficas, intrusivos no Grupo Iricoumé e na Suíte Intrusiva Mapuera, foram individualizados a partir de interpretações de produtos de sensores remotos aliados às informações de campo. São corpos gabróicos alongados, sem direção preferencial, que apresentam cristas tabulares a levemente arredondadas e baixa densidade de drenagem. Esta unidade não possui dados geocronológicos, e foi tentativamente interpretada por Vasquez & Rosa-Costa (2008) como magmatismo máfico intracontinental relacionado à extensão Orosiriana ($\approx 1,88$ Ga) ou Estateriana ($\approx 1,78$ Ga).

1.5.5. Formação Urupi

A Formação Urupi ocorre na área de estudo como serras alongadas com direção NW-SE e consiste de quartzo arenitos, arenitos arcoseanos, arcóseos e siltitos, intercalados com rochas vulcanoclásticas (Valério *et al.* 2009, Ferron *et al.* 2010, Pierosan *et al.* 2011a, 2011b). A idade máxima para essa formação foi estabelecida na região de Pitinga, em *c.a.* 1,88 Ga pelas rochas vulcânicas subjacentes do Grupo Iricoumé, enquanto que a idade mínima foi estabelecida em 1,78 Ga pela datação U-Pb SHRIMP em zircões de *sill* máfico da Formação Quarenta Ilhas, intrusivos na Formação Urupi (Santos *et al.* 2002).

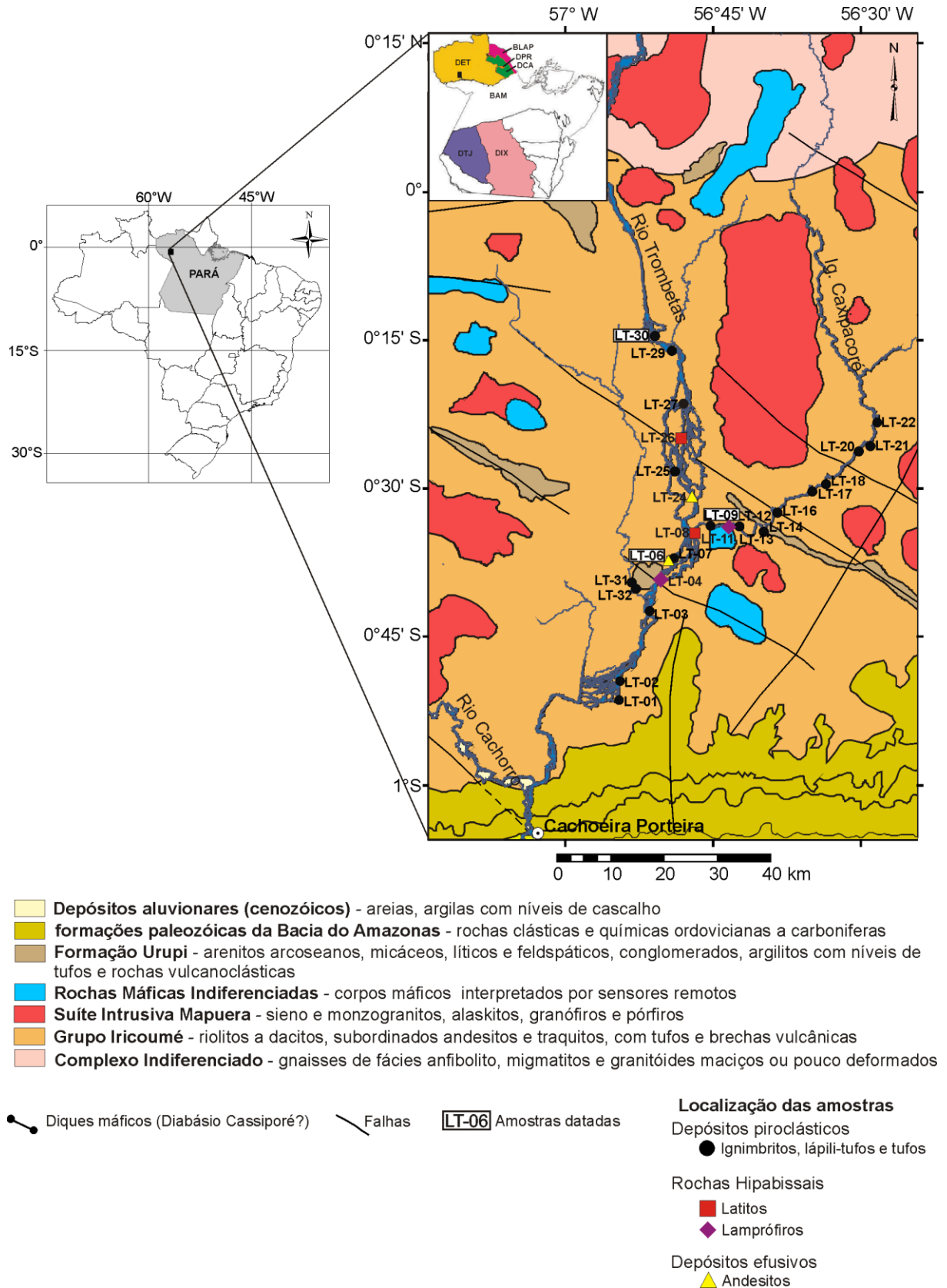


Figura 6- Mapa geológico do médio rio Trombetas com a amostragem de rocha, localizado no sudoeste do Domínio Erepecuru-Trombetas. BAM- Bacia do Amazonas; DET- Domínio Erepecuru-Trombetas; BLAP- Bloco Amapá; DPR- Domínio Paru; DCA- Domínio Carecuru; DTJ- Domínio Tapajós; DIX- Domínio Iriti-Xingu. Fonte: Vasquez & Rosa-Costa (2008).

1.6. PROBLEMÁTICA DA ÁREA DE ESTUDO

A problemática que envolve o Domínio Erepecuru-Trombetas está relacionada à carência de informações geológicas acerca das rochas deste domínio, assim como à fragilidade dos dados geocronológicos, obtidos por métodos sensíveis e com erro elevado, como é o caso de duas únicas idades existente para esta região, obtidas por isócronas Rb-Sr em rocha total de 1835 ± 35 Ma (Oliveira *et al.* 1975) e 1870 ± 58 Ma (Chaves *et al.* 1977). Essa escassez de informações dificulta um melhor conhecimento desta área e as consequentes correlações com as demais áreas em que ocorre o vulcanismo Iricoumé.

Outra questão a ser discutida é quanto ao contexto geodinâmico de formação das rochas vulcânicas desse domínio, pois diferentes modelos de evolução, desde aqueles envolvendo ambientes pós-colisionais até de arco magmático, têm sido propostos para explicar a formação dessas rochas.

O questionamento sobre a existência de crosta continental arqueana na Província Amazônia Central ainda enfrenta bastante controvérsia (Tassinari & Macambira 1999, 2004, Santos *et al.* 2000, 2006), pois apesar de dados isotópicos Sm-Nd com idades T_{DM} entre 2,44 e 2,85 Ga e ϵ_{Nd} entre -7,10 e -12,38 (Sato & Tassinari 1997) indicarem fontes crustais continentais arqueanas para as rochas do Escudo das Guianas, rochas arqueanas conhecidas são expostas exclusivamente no Complexo Imataca (Venezuela), Província Carajás (sudeste do estado do Pará, Escudo Brasil Central) e na região central do Amapá. Aliado a isso, existem diversas áreas na Província Amazônia Central, com escassez de informações geológicas, que é o caso do Domínio Erepecuru-Trombetas, o que pode explicar a aparente ausência de rochas arqueanas na superfície. Dessa forma, essa investigação favorece estudos neste sentido.

1.7. OBJETIVOS

Nessa dissertação de mestrado pretende-se estudar mais detalhadamente as rochas vulcânicas efusivas e explosivas do Grupo Iricoumé na porção oeste do domínio Erepecuru-Trombetas, no intuito de realizar um trabalho pioneiro na região, tendo como base a caracterização petrográfica, geoquímica e geocronológica (métodos Pb-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total).

Como objetivo principal, pretende-se contribuir para um melhor entendimento do posicionamento estratigráfico e cronológico das rochas vulcânicas do Domínio Erepecuru-

Trombetas e, conseqüentemente, desse domínio na evolução geodinâmica da Província Amazônica Central. Para atingir tal meta foram traçados os seguintes objetivos específicos:

- Estabelecer a cronologia do vulcanismo fortemente predominante na área através de datações Pb-Pb em zircão;
- Determinar as idades dos episódios de formação de crosta continental através do método Sm-Nd em rocha total com a obtenção de idades modelo T_{DM} ;
- Entender o contexto geodinâmico de formação das rochas vulcânicas desse domínio e identificar possíveis registros de componentes crustais arqueanos seja com zircões herdados, seja com idades modelo T_{DM} que indiquem fonte arqueana, com o objetivo de discutir processos de retrabalhamento crustais *versus* acreção paleoproterozoica;
- Estabelecer correlações entre as rochas desse domínio e as rochas das demais áreas de ocorrência do magmatismo Iricoumé.

1.8. MATERIAIS E MÉTODOS

1.8.1. Materiais

A área de estudo é constituída predominantemente por depósitos explosivos, representados por rochas piroclásticas (ignimbritos, reoignimbritos, lápili-tufo relacionado a depósito tipo *surge* e tufos co-ignimbriticos de queda), além de depósitos efusivos (fluxos de lavas andesíticas) e rochas hipabissais (lamprófiros e latitos). Para a realização desse estudo foram utilizadas 32 amostras, provenientes de perfis realizados ao longo dos rios Trombetas e Caxipacoré, sendo que, 30 amostras foram utilizadas para o estudo petrográfico, 21 para a caracterização geoquímica, três para o estudo geocronológico Pb-Pb em zircão e nove para a geocronologia Sm-Nd em rocha total.

1.8.2. Métodos

1.8.2.1. Revisão bibliográfica

Foi realizada uma análise bibliográfica sobre grandes províncias ígneas félsicas (SLIPs) e trabalhos prévios relevantes ao contexto geológico regional, evolução geodinâmica e geocronologia do Domínio Erepecuru-Trombetas. Além disso, pesquisou-se acerca das relações texturais e petrográficas de rochas vulcânicas, tratamento de dados geoquímicos destas rochas, e princípios básicos e aplicações dos métodos radiométricos Pb-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total.

1.8.2.2. Atividades de campo e coleta das amostras

As amostras utilizadas neste estudo foram coletadas durante a execução do projeto do Mapa geológico do Estado do Pará (Vasquez & Rosa-Costa 2008) e cedidas pela CPRM-Belém. Os perfis foram realizados ao longo dos rios Trombetas e Caxipacoré e foram coletadas apenas amostras das rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé (Figura 6), em decorrência das dificuldades de acesso aos granitos da Suíte Intrusiva Mapuera e às unidades do embasamento. Essas dificuldades foram ocasionadas pela densa cobertura vegetal e ausência de estradas e/ou rodovias próximas, que tornam a logística da campanha de campo bastante onerosa, o que inviabilizou uma nova viagem ao local de estudo, no âmbito desta dissertação. Espacialmente, os diferentes litotipos distribuem-se de forma intercalada, ora ocorrendo às variedades efusivas e rochas hipabissais, ora as variedades piroclásticas, que são predominantes.

1.8.2.3. Petrografia

As análises petrográficas foram realizadas no laboratório de Microscopia Óptica do PPGG, do Instituto de Geociências da UFPA. Para este estudo, as lâminas delgadas, bem como suas respectivas amostras de mão foram cedidas pela CPRM-Belém, as quais representam as variações composicionais e distribuição geográfica das rochas na área de estudo. As descrições macro- e microscópicas visam obter informações acerca da composição mineralógica, textural, granulométrica e grau de alteração das rochas vulcânicas, permitindo a identificação dos diferentes litotipos.

1.8.2.4. Geoquímica em rocha total

Para a caracterização geoquímica, as amostras foram previamente preparadas na Oficina de Preparação de Amostras (OPA), a qual compreendeu as etapas de trituração, pulverização, homogeneização e quarteamento. Posteriormente estas amostras foram encaminhadas para um laboratório comercial (ACME Analytical Laboratories - Acmelabs), com a finalidade de serem realizadas as análises químicas dos elementos maiores, menores, traços, incluindo os elementos terras raras.

A Acmelabs utilizou para este estudo o pacote Grupo 4A + 4B para análise litogeoquímica de óxidos maiores, determinados por *Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometry* (ICP-AES), e elementos traços incluindo os elementos terras raras, determinados por *Inductively Coupled Plasma Atomic Mass Spectrometry* (ICP-MS). Esses

procedimentos analíticos são descritos em detalhes no folder da empresa, disponível no site www.acmelab.com, que inclui também os limites de detecção e a precisão analítica para cada elemento. A análise total de uma amostra (Grupo 4A+4B) requer 10 mg de amostra pulverizada.

Os resultados geoquímicos obtidos são tratados utilizando o *software* GeoChemical Data toolkit v. 2.3 (disponível em <http://www.gcdkit.org/gcdkit-publications/>) e posteriormente plotados em diagramas de classificação.

1.8.2.5. Geocronologia por evaporação de Pb em cristais de zircão

Para o estudo geocronológico Pb-Pb em zircão foram selecionadas três amostras de rochas vulcânicas, representativas do Grupo Iricoumé, sendo duas de ignimbritos traquíticos (amostras LT-09, LT-30) e uma de andesito (amostra LT-06).

a) Princípios do método Pb-Pb em zircão:

Este método baseia no princípio de que o zircão é capaz de preservar informações isotópicas (U-Pb) do momento da sua cristalização, resistindo a eventos como a alteração hidrotermal e o metamorfismo. Além disso, este mineral apresenta uma alta razão U-Pb, não existindo praticamente nenhum Pb inicial (Pb comum). Esta característica, juntamente com o fato de que as constantes de desintegração dos isótopos do elemento U são conhecidas com bastante precisão, faz com que o zircão seja um ótimo geocronômetro para a determinação da idade de formação de rochas.

Kober (1986, 1987) foi quem desenvolveu o método para a obtenção de idades a partir da evaporação direta do Pb radiogênico contido no zircão. De acordo com esse autor, o método de evaporação de Pb em etapas sucessivas permite obter um conjunto de idades pela razão do $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$ (* = radiogênico) a partir de domínios distintos do cristal, desde a borda até o centro, sendo que nas etapas de baixa temperatura, as idades são geralmente mais baixas, correspondendo às bordas do cristal, enquanto que nas etapas de temperaturas mais elevadas, as quais correspondem às porções internas (núcleo dos cristais, por exemplo), as idades também são mais altas. Essas diferenças de idade são interpretadas normalmente como sendo derivadas da perda de Pb radiogênico nas porções periféricas do cristal enquanto que, nas porções internas, o sistema permanece preservado. Nessas condições somente o Pb extraído nas etapas de alta temperatura deve ser utilizado para o cálculo das idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$.

A principal limitação do método Pb-Pb por evaporação em monocristais de zircão é que a idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtida é aparente, pois a razão U-Pb não é determinada e, portanto,

não se pode construir o diagrama concórdia, que permite avaliar o grau de discordância dos pontos analíticos e identificar situações em que ocorre a perda de Pb pelo processo de metamictização ou, ainda, a presença de Pb herdado. Os resultados mais confiáveis são encontrados quando o conjunto de cristais de uma amostra fornece idade semelhante em todas as etapas de evaporação, o que ocorre com maior frequência em rochas magmáticas.

b) Procedimento experimental:

Para a determinação da idade de cristalização, o procedimento experimental prévio consistiu nas etapas de britagem, peneiramento para a obtenção das frações granulométricas 180–125 µm e 125–75 µm e elutriação em água corrente. Em seguida, os minerais pesados das amostras foram concentrados com o separador magnético *Isodynamic Frantz* e líquidos pesados (bromofórmio) para a concentração de minerais com densidade acima de 2,85 g/cm³. A partir desse concentrado, foi realizada uma triagem e separação manual dos cristais de zircão com auxílio de uma lupa binocular.

Os cristais selecionados foram fotografados e logo em seguida depositados em um filamento de rênio em formato de canoa. Normalmente os cristais considerados adequados para a datação são aqueles que não apresentam fraturas ou inclusões, ou evidências de metamictização, que ocorre devido aos efeitos radioativos do urânio sobre a estrutura cristalina, provocando a perda de Pb*. Para a obtenção das composições isotópicas, os cristais selecionados foram colocados em um espectrômetro de massa FINNIGAN modelo MAT262, instalado no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) do Instituto de Geociências da UFPA.

A técnica posiciona frente a frente dois filamentos, sendo um filamento de evaporação, onde o zircão é depositado, e um filamento de ionização, a partir do qual o Pb é analisado. Geralmente, são realizadas até três etapas de evaporação ou aquecimento a temperaturas de 1450°C, 1500°C e 1550°C, com duração de 5 minutos de evaporação em cada etapa, dependendo da quantidade de Pb contida no zircão. Esgotado o tempo de evaporação, o filamento é desligado e o filamento de ionização é aquecido a uma temperatura em torno de 1050 °C e o Pb ali depositado é então ionizado.

Em cada ionização são obtidos, em geral, 5 blocos de dados (análise em modo monocoletor). A partir das médias das razões ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb dos blocos, corrigidas de um fator de discriminação de massa de 0,12 ± 0,03% define-se uma idade para cada etapa de evaporação. Em seguida, os dados isotópicos são processados no programa ISOPLOT versão 3.1 (Ludwig 2004), o qual permitiu os cálculos das idades e suas representações gráficas.

As idades calculadas são representadas em um diagrama Idade (Ma) vs. etapa de aquecimento. Quando as idades de diferentes etapas são similares, a idade do grão é calculada a partir da média dessas idades. Senão, apenas a idade obtida na etapa de mais alta temperatura é considerada para a idade do grão, eliminando-se dessa forma as etapas de mais baixa temperatura. Os resultados são apresentados com desvio padrão de 2σ e as correções do Pb comum (Pb não radiogênico) foram feitas mediante o uso do modelo de evolução de Pb em estágio duplo proposto por Stacey & Kramers (1975). As idades obtidas foram tratadas estatisticamente segundo alguns critérios (Gaudette *et al.* 1998), tais como: blocos com razões isotópicas $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ superiores a 0,0004 são desprezados, tornando mínima a correção do Pb de contaminação ou inicial; são eliminados blocos com desvios superiores a 2σ , em relação a média das idades dos cristais de zircão; é realizada uma eliminação subjetiva que despreza blocos, etapas de evaporação e/ou cristais que apresentem idades discordantes da média das idades obtidas nas temperaturas mais altas da maioria das análises.

Os critérios para considerar as idades fornecidas pelos zircões como verdadeiras consistem principalmente em o cristal de zircão não ter sofrido perda de Pb após a sua cristalização. Como as razões U/Pb não são determinadas, a idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ mais antiga deve ser considerada apenas como uma idade mínima. Contudo, a obtenção de idades similares em várias etapas de aquecimento de um cristal e em vários cristais de uma mesma amostra, é um forte argumento para interpretar a idade resultante como de cristalização do zircão (Kober *et al.* 1989, Karabinos & Gromet 1993, Kröner *et al.* 1999).

As idades obtidas dependem do comportamento do Pb no zircão e dos processos de difusão deste elemento. Eventos posteriores à cristalização do zircão, como metamorfismo e hidrotermalismo, podem perturbar o sistema isotópico U-Pb levando a perda de Pb radiogênico (Kroner *et al.* 1994, Paquette *et al.* 1994). Nestes casos a idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtida é rejuvenescida e deve ser interpretada como idade mínima de cristalização, caso tenha ocorrido somente uma perturbação parcial do sistema isotópico. No entanto, se o evento ocasionou uma perda total de Pb*, zerando o sistema U-Pb, a idade será do evento perturbador (Kober 1986, 1987, Karabinos & Gromet 1993). Além disso, idades mais antigas podem estar relacionadas a problemas de herança, no qual xenocristais do embasamento, rochas encaixantes ou de pulsos magmáticos anteriores são incorporados à rocha datada.

1.8.2.6. Geocronologia Sm-Nd em rocha total

Foram analisadas pelo método geocronológico Sm-Nd em rocha total, nove amostras representativas dos principais litotipos. A preparação das amostras para o estudo isotópico

Sm-Nd foi realizada em conjunto com a preparação das amostras para o estudo geoquímico, obedecendo aos procedimentos convencionais na obtenção das frações de pó representativas de rocha total.

a) Princípios do método Sm-Nd em rocha total

O princípio básico do método radiométrico Sm-Nd consiste na desintegração do ^{147}Sm em ^{143}Nd , através da emissão espontânea de uma partícula alfa (α) com uma meia vida de 106 Ga. A constante de desintegração do ^{147}Sm é igual a $6,54 \times 10^{-12}/\text{ano}$ (DePaolo 1988).

O cálculo de idades modelo Sm-Nd em rocha total tem por objetivo estimar o tempo em que uma rocha teve sua composição isotópica similar a da sua fonte (DePaolo 1981, 1988, Arndt & Goldstein 1987). A determinação dessas idades é realizada comparando-se os resultados isotópicos obtidos para as rochas crustais com os modelos de evolução isotópica dos prováveis reservatórios fontes dessas rochas (DePaolo 1981, 1988).

As idades modelo $T_{(\text{DM})}$ podem coincidir com a idade de cristalização de um evento conhecido, datado pelos métodos U-Pb e Pb-Pb em zircão, que pode ser interpretado como indicativo do tempo da diferenciação manto-crosta, como é o caso de rochas ígneas de origem mantélica juvenil. Por outro lado, se as idades modelo $T_{(\text{DM})}$ forem intermediárias entre grupos de idades de formação de rochas e não coincidirem com nenhum evento conhecido, as mesmas devem ser interpretadas como uma idade média de uma fonte mista (Patchett 1992).

A razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de uma rocha no tempo de sua cristalização (t) é definida pelo parâmetro ϵ_{Nd} , o qual fornece informações acerca da fonte que originou essa rocha (DePaolo 1981, 1988, Faure 1986). DePaolo (1988) propôs que valores positivos de ϵ_{Nd} para uma rocha indicam que na época de sua formação a fonte magmática possuía uma razão Sm/Nd mais elevada do que aquela calculada para os condritos, ou seja, sua fonte seria mantélica. Por outro lado, se os valores de ϵ_{Nd} forem negativos, indicam que durante a formação da rocha a fonte magmática possuía uma razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ menor que a do condrito, o que evidencia uma fonte de origem crustal. Quanto maior a contribuição crustal no processo de formação das rochas, mais negativos serão os valores de ϵ_{Nd} . Há casos em que duas fontes participam da formação das rochas, o que provoca variação dos valores entre positivos e negativos, dependendo do maior ou menor grau de participação dessas fontes. A interpretação dessas idades é complexa, e pode indicar um modelo de mistura de fontes.

Para as rochas que possuem grandes quantidades de minerais acessórios, tais como granada ou allanita, o Sm fraciona muito fortemente em relação ao Nd, sendo que na allanita a

razão Sm/Nd diminui significativamente. Nesses casos, as idades-modelo em um único estágio de evolução em Nd, no tempo geológico, não teriam nenhum significado. Se variados graus de fracionamento entre Sm e Nd ocorrerem, uma isócrona Sm-Nd de boa qualidade pode ser construída, porém como as rochas sofreram fracionamento após a separação do magma mantélico para a crosta, não poderão ser mais utilizadas para cálculos de idade T_{DM} , segundo a evolução de Nd em estágio único (Sato & Tassinari 1997). O modelo de evolução em estágio duplo de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ em função do tempo geológico poderá minimizar o erro ocasionado por problemas de fracionamento na obtenção da idade T_{DM} se forem conhecidas as idades de cristalização da rocha, pelo método U-Pb em zircão, e a razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, que pode ser estimada tomando-se um valor médio de várias determinações na região (Sato & Tassinari 1997).

b) Procedimento experimental

O procedimento analítico adotado na aplicação da metodologia Sm-Nd em rocha total está descrito em Gioia & Pimentel (2000) e foi implantado com algumas modificações no laboratório Pará-Iso por Oliveira *et al.* (2008). O procedimento para análise inclui basicamente três etapas: dissolução de amostras; separação química e depósito nos filamentos dos elementos Sm e Nd. A etapa de dissolução das amostras consiste em inicialmente pesar aproximadamente 100 mg de amostra e misturá-la a 100 mg de traçador misto $^{149}\text{Sm}/^{150}\text{Nd}$ em um cadinho de Teflon Savillex para posteriormente serem atacadas utilizando os ácidos HNO_3 , HF e HCl com o objetivo de recuperar os elementos terras raras (ETR), onde estão presentes os elementos Sm e Nd.

A etapa seguinte consiste na extração dos elementos Sm e Nd a partir da solução de ETRs anteriormente separada e evaporada, utilizando técnicas convencionais de troca catiônica em colunas de Teflon contendo resina Eichron[®] Ln-Spec. A última etapa consiste no depósito dos concentrados de Sm e Nd das amostras, os quais após a secagem são dissolvidos em uma solução de 1 ml de HNO_3^{**} e, posteriormente, depositados em filamento duplo de Ta-Re.

As análises Sm-Nd foram realizadas no espectrômetro de massa TIMS marca FINNIGAN modelo MAT 262, com sete coletores, e parte das amostras foram analisadas no espectrômetro de massa ICP-MS Finnigan Neptune, ambos instalados no Pará-Iso. A reprodutibilidade dos resultados isotópicos tem sido avaliada por repetidas análises do padrão La Jolla e os padrões de rocha internacionais BHVO-1 e BCR-1. Os brancos de química de Sm e Nd são insignificantes considerando a concentração das amostras. A razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$

foi normalizada para $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$ para a correção de massa, utilizando a lei exponencial (Russell *et al.* 1978), e a constante de decaimento usada foi o valor revisado por Lugmair & Marti (1978) de $6,54 \times 10^{-12}/\text{ano}$.

As idades modelo Nd foram calculadas de acordo com o modelo de evolução isotópica do Nd do manto empobrecido (*Depleted Mantle* - DM) de DePaolo (1981), que considera que o manto superior tenha sofrido sucessivos episódios de diferenciação e fracionamento, tornando-se gradativamente mais empobrecido em Nd, o que provoca um aumento da razão Sm/Nd, uma vez que o Nd é mais incompatível que o Sm durante a fusão. Desta forma, uma idade modelo representa o tempo em que a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de uma rocha era semelhante à razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ do DM, ou seja, a época em que o protólito crustal de uma rocha diferenciou-se do manto (DePaolo 1981, 1988, Faure 1986). Contudo, a validade da idade modelo depende da razão Sm-Nd não ter sido modificada por processos intracrustais.

CAPÍTULO - 2

VULCANISMO FÉLSICO PALEOPROTEROZÓICO DO GRUPO IRICOUMÉ, DOMÍNIO EREPECURU-TROMBETAS, PROVÍNCIA AMAZÔNIA CENTRAL: DADOS DE CAMPO, CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E GEOCRONOLOGIA Pb-Pb EM ZIRCÃO

Carla Joana Santos Barreto

Jean-Michel Lafon

Lúcia Travassos da Rosa-Costa

Evandro Fernandes de Lima

Aprovado para publicação: REVISTA GEOLOGIA USP (Série Científica).

Artigo aprovado - Barreto et al.

IGc/USP - Seção de Publicações [Adicionar a contatos](#)
Para Carla Barreto

De: **IGc/USP - Seção de Publicações** (publigc@usp.br) 

Enviada: quarta-feira, 24 de outubro de 2012 20:23:02

Para: Carla Barreto (carlabarreto.geo@hotmail.com)

Ref.: trabalho "Vulcanismo félsico Paleoproterozoico do Grupo Iricoumé,
Domínio Erepecuru-Trombetas, Província Amazônia Central: dados de campo,
caracterização petrográfica e geocronologia Pb-Pb em zircão"

Prezados Autores,

Temos o prazer de informar que o artigo em questão foi aprovado para
publicação na Geologia USP. Série Científica, v. 13, n. 1, previsto para
março/2013.

Atenciosamente,

Nanci Iurico Assakura
Chefe de Seção
Publicações - IGc/USP
Tel./Fax: (11) 3091-3973
publigc@usp.br

Vulcanismo félsico Paleoproterozoico do Grupo Iricoumé, Domínio Erepecuru-Trombetas, Província Amazônia Central: dados de campo, caracterização petrográfica e geocronologia Pb-Pb em zircão

Paleoproterozoic felsic volcanism of Iricoumé group, Erepecuru-Trombetas domain, Amazonian central province: Field and petrographic characterization and Pb-Pb zircon geochronology

Carla Joana S. Barreto^{1,2*} (carlabarreto.geo@hotmail.com), Jean Michel Lafon² (lafonjm@ufpa.br),
Lúcia Travassos da Rosa Costa³ (lucia.costa@cprm.gov.br), Evandro Fernandes Lima⁴
(evandro.lima@ufrgs.br)

¹ Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica - Instituto de Geociências – UFPA
R. Augusto Corrêa 1, CEP 66075-110, Belém, PA, BR.

² Laboratório de Geologia Isotópica - Instituto de Geociências - UFPA, Belém, PA, BR

³ Serviço Geológico do Brasil - CPRM, Belém, PA, BR

⁴ Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica - Instituto de Geociências - UFRGS, Porto Alegre, RS, BR

* autor correspondente. Tel.: +91 32017483; +51 81964610

Título curto: Grupo Iricoumé, NW Pará: campo, petrografia, idade

Palavras: resumo (239), abstract (244), corpo do texto (10042, incluindo referências), legendas (602).

Total: 2 tabelas e 8 figuras

RESUMO

O Grupo Iricoumé compreende rochas vulcânicas efusivas e piroclásticas, com texturas e estruturas bastante preservadas, que pertence a um extenso evento vulcano-plutônico que marcou a região central do Cráton Amazônico durante o Orosiriano. Tais rochas estão expostas no noroeste do Estado do Pará, na porção meridional do sudoeste do Domínio Erepecuru-Trombetas, sul do Escudo das Guianas. Estudos petrográficos permitiram distinguir um vulcanismo explosivo, predominante e representado por rochas piroclásticas (ignimbritos, reoignimbritos, tufo co-ignimbrito de queda e lápili-tufo relacionado a *surge*), e um efusivo, subordinado, representado por fluxos de lavas coerentes e rochas hipabissais (andesitos, lamprófiros espessartíticos e latitos). A maioria das rochas piroclásticas exibe feições diagnósticas da deposição dos piroclastos sob altas temperaturas, sugerindo que as rochas vulcânicas estão provavelmente relacionadas a ambientes de geração de caldeiras. As idades Pb-Pb de $1888 \pm 2,5$ Ma e 1889 ± 2 Ma obtidas em zircão de ignimbritos dacíticos confirma que a maioria das rochas estudadas pertence ao Grupo Iricoumé. Por outro lado, a idade Pb-Pb de 1992 ± 3 Ma obtida em zircão de um andesito evidencia um episódio vulcânico efusivo orosiriano mais antigo, já reconhecido, localmente, mais a sul, no Domínio Tapajós. Os dados obtidos demonstram a ampla extensão do vulcanismo Iricoumé e rochas vulcânicas correlatas na porção central do Cráton amazônico, e constituem argumentos favoráveis para associar esse episódio vulcânico e rochas magmáticas correlatas a uma *Silicic Large Igneous Province* (SLIP), como já vem sendo descrito por alguns autores.

Palavras-chave: Orosiriano; Cráton Amazônico; Grupo Iricoumé; Domínio Erepecuru-Trombetas; rochas vulcânicas.

ABSTRACT

The Iricoumé group consists of very well-preserved pyroclastic and effusive volcanic rocks as a part of an extensive volcano-plutonic event which marked the central part of the Amazonian craton during the Orosirian. Such rocks occur in the southern part of the southwestern of Erepecuru-Trombetas Domain (NW of the Pará state), south of the Guyana Shield. Petrographic study allows distinction of two volcanic types. A dominant explosive volcanism is characterized by pyroclastic rocks (ignimbrites, rheoignimbrites, lapilli-tuff related to surge deposit, and co-ignimbrite fall tuff) while a subordinated effusive volcanism is represented by coherent lavas flows and hypabissal rocks (andesites, lamprophyres and latites). Most of the pyroclastic rocks exhibit features of deposition under high temperature suggesting formation in a caldera-related environment. Pb-Pb zircon ages of 1888 ± 2.5 Ma and 1889 ± 2 Ma have been obtained for the formation of dacitic ignimbrites and confirm that the dominant volcanism is part of the Iricoumé group. The Pb-Pb zircon age of 1992 ± 3 Ma yielded by an andesite points to the occurrence in the area of an older Orosirian magmatic episode, which has been previously recognized locally southward in the Tapajós domain. These new results constitute a further evidence of the wide extent of the Iricoumé group and correlated volcanic rocks in the central part of the Amazonian craton, and reinforce the assumption that this volcanic episode and correlated magmatism may be considered as a Silicic Large Igneous Province (SLIP), as previously proposed by some authors.

Keywords: Orosirian; Amazonian Craton; Iricoumé Group; Erepecuru-Trombetas Domain; volcanic rocks.

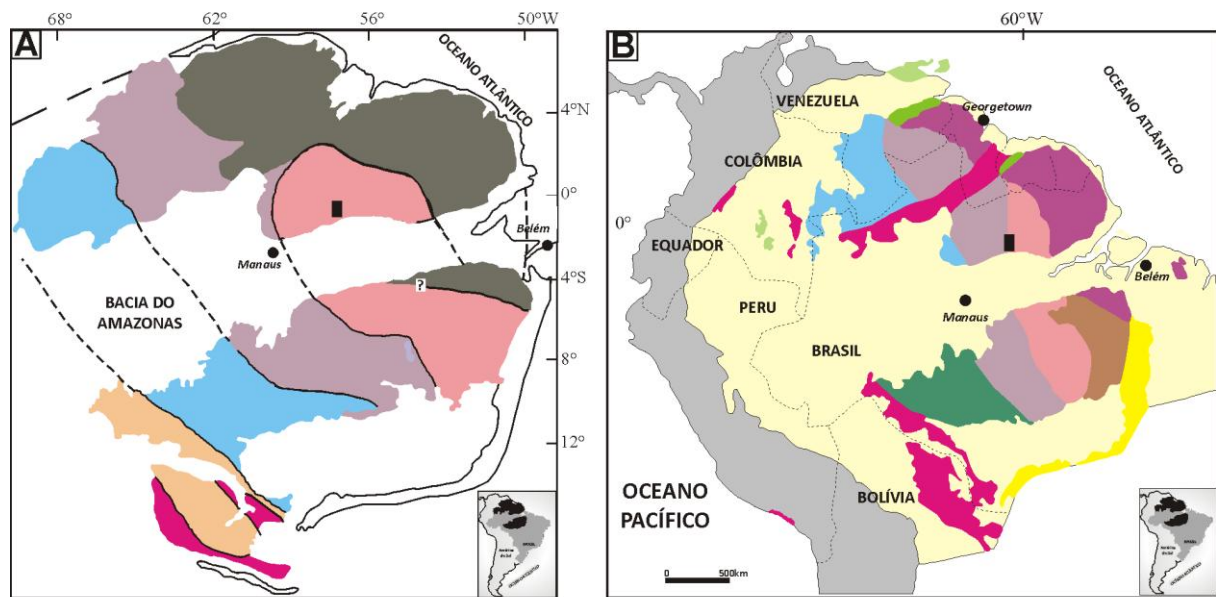
INTRODUÇÃO

O Cráton Amazônico tem sido subdividido em diversas províncias tectono-geocronológicas (Figura 1) de acordo com as propostas de Tassinari e Macambira (1999, 2004), e Santos et al. (2000, 2006). Nessas províncias, foram estabelecidas compartimentações tectônicas que levaram à individualização de diversos domínios tectono-estratigráficos (Reis et al., 2003, 2006; Vasquez e Rosa-Costa, 2008; Figura 2). Baseado nas propostas desses autores, o Domínio Erepecuru–Trombetas, no Escudo das Guianas, constitui a porção setentrional da Província Amazônia Central (Figura 1), ao norte da bacia do Amazonas, a qual é considerada supostamente arqueana nos modelos de Santos et al. (2000, 2006) e de Tassinari e Macambira (2004). Na porção oeste desse domínio, aflora uma extensa associação vulcano-plutônica, cujas unidades vulcânicas têm sido atribuídas ao Grupo Iricoumé, com base na continuidade física do terreno, com as rochas vulcânicas que afloram a oeste em extensas áreas no Domínio Uatumã–Anauá (Reis et al., 2006; Vasquez e Rosa Costa, 2008), na Província Ventuari–Tapajós/Tapajós–Parima.

No Domínio Erepecuru–Trombetas as condições de acesso são limitadas pela vasta cobertura vegetal e ausência de estradas e/ou rodovias, o que praticamente inviabilizou, ao longo de décadas, os estudos geológicos sistemáticos nessa região. Assim, a ausência de estudo de detalhe nessa área, dificulta as tentativas de correlação do vulcanismo Iricoumé com as demais regiões em que ocorre. Como área de estudo, foi selecionada a porção sudoeste do Domínio Erepecuru–Trombetas, por sua vez situado no noroeste do estado do Pará, ao qual se teve acesso pelo rio Trombetas, a partir da localidade de Porto Trombetas. A área é limitada a sul pela cobertura paleozóica da bacia do Amazonas e, a norte, por unidades metamórficas indiscriminadas. O Grupo Iricoumé é a unidade predominante e exhibe rochas vulcânicas efusivas e piroclásticas com texturas e estruturas muito bem preservadas.

Este trabalho tem por objetivo o reconhecimento e descrição dos estilos de erupções e mecanismos de transporte das rochas vulcânicas por meio da caracterização petrográfica, bem como determinar a idade do vulcanismo predominante na região estudada com utilização da geocronologia Pb-Pb em zircão. Finalmente, busca consolidar as relações cronoestratigráficas

entre esse vulcanismo e as demais unidades vulcânicas relacionadas ao Grupo Iricoumé de outros domínios da porção central do Cráton Amazônico.



Províncias Geocronológicas do Cráton Amazônico

- | | |
|---------------------------------------|--|
| Amazônia Central (> 2,6 Ga) | Carajás (3,0-2,5 Ga) |
| Maroni-Itacaiúnas (2,25-2,05 Ga) | Amazônia Central (supostamente Arqueana) |
| Ventuari-Tapajós (1,98-1,81 Ga) | Transamazonas (2,26-2,01 Ga) (Imataca e Bakhuis) |
| Rio Negro-Juruena (1,78-1,55 Ga) | Tapajós-Parima (2,03-1,88 Ga) |
| Rondoniana-San Ignacio (1,55-1,30 Ga) | Rio Negro (1,82-1,52 Ga) |
| Sunsás (1,28-0,95 Ga) | Rondônia-Juruena (1,82-1,54 Ga) |
| ■ Área de estudo | Sunsás e K'Mudku (1,45-1,10 Ga) |
| | Faixa orogênica Andes |
| | Faixa orogênica Araguaia |
| | Cobertura sedimentar fanerozoica e proterozóica |

Figura 1- Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico, incluindo a localização da área de estudo, cujas idades das províncias geocronológicas foram atualizadas de acordo com Cordani et al. (2009). Fonte: A) Tassinari e Macambira (2004) e B) Santos et al. (2006).

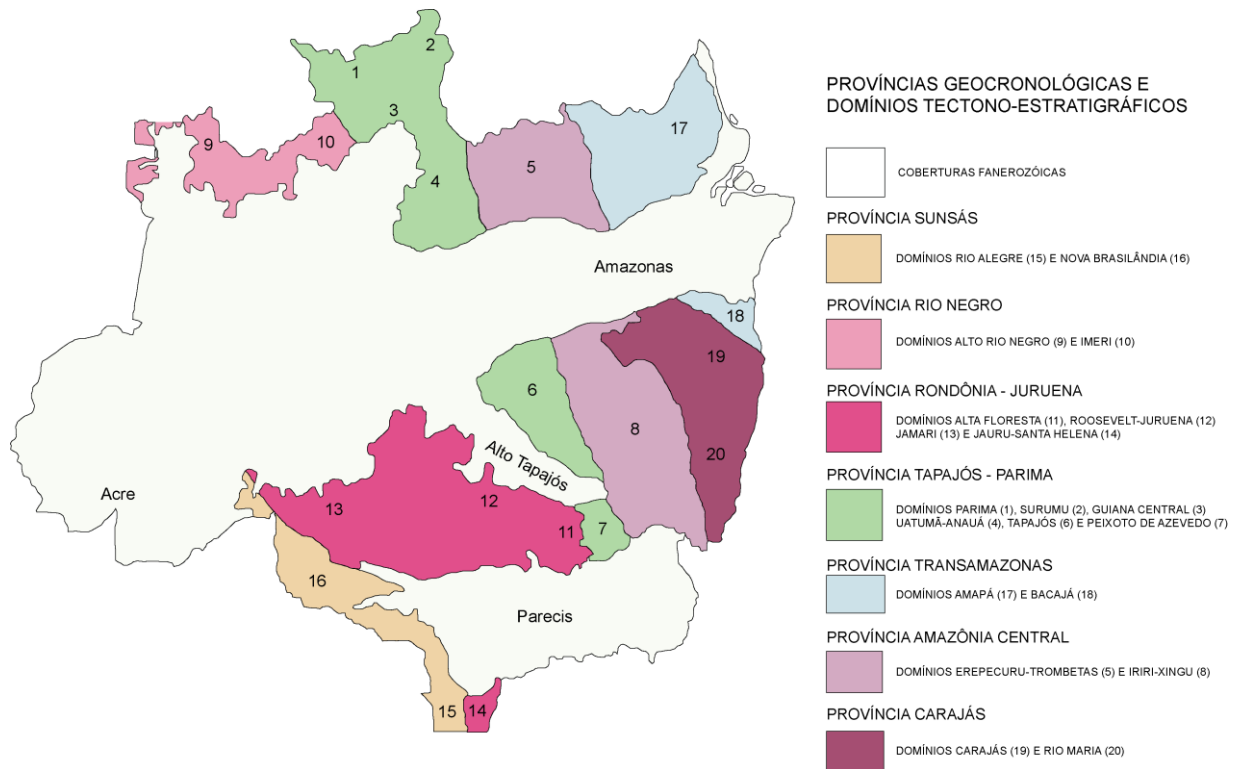


Figura 2- Províncias geocronológicas compartmentadas em domínios tectono-estratigráficos do Cráton Amazônico. Fonte: Reis et al. (2006).

O VULCANISMO IRICOURÉ E MAGMATISMO ASSOCIADO

Rochas vulcânicas félsicas foram inicialmente descritas ao longo do rio Uatumã por Oliveira et al. (1975), cabendo a denominação de Grupo Iricouré a Veiga Júnior et al. (1979) para reunir rochas vulcânicas, *lato sensu*, envolvendo lavas ácidas a intermediárias e rochas piroclásticas de composição variada. Desde então, esse magmatismo tem sido investigado em diversos domínios da porção central do Cráton Amazônico (Costi, Dall'Agnol, Moura, 2000; Reis et al., 2000, 2006; Klein e Vasquez, 2000; Lamarão et al., 2002; Lamarão, Dall'Agnol, Pimentel, 2005; Almeida, 2006; Fernandes, Lamarão, Teixeira, 2006; Ferron et al., 2006, 2010; Fernandes et al., 2011; Pierosan et al., 2011a, 2011b; Valério, Souza, Macambira, 2009; Valério, 2011). A sul da bacia do Amazonas, na região de São Félix do Xingu (Domínio Irixi-Xingu) e no Domínio Tapajós, rochas vulcânicas cronocorrelatas foram reunidas no Grupo Irixi (Silva et al., 1974; Andrade et al., 1978; Klein e Vasquez, 2000; Fernandes, Lamarão, Teixeira, 2006; Fernandes et al., 2011).

Rochas plutônicas associadas às rochas vulcânicas do Grupo Iricouré foram agrupadas na Suíte Intrusiva Mapuera de afinidade tipo-A (Melo et al., 1978; Veiga Júnior et al., 1979), e na Suíte Intrusiva Água Branca de afinidade cálcio-alcálica alto-K, tipo-I (Araújo Neto e Moreira, 1976; Veiga Júnior et al., 1979; Oliveira et al., 1996), ambas nos domínios Uatumã-Anauá e Erepecuru-Trombetas. Além disso, rochas plutônicas correlatas no Domínio Irixi-Xingu foram agrupadas na Suíte Intrusiva Velho Guilherme (Macambira e Vale, 1997). No Domínio Tapajós, as rochas plutônicas félsicas incluem suítes plutônicas cálcio-alcálicas pós-orogênicas, como as Suítes Intrusivas Tropas e Parauari (pós-orogênese Cuiú-Cuiú) e suítes plutônicas alcálicas intracontinentais, representadas principalmente pela Suíte Intrusiva Maloquinha (Lamarão et al., 2002; Vasquez e Rosa-Costa, 2008).

O magmatismo Uatumã

O vulcanismo Iricouré tem sido incluído no magmatismo Uatumã, denominação utilizada para retratar a sucessão de eventos magmáticos orosirianos de grande escala que marcou a porção central do Cráton Amazônico, tanto no Escudo das Guianas quanto no Escudo Brasil Central, o qual produziu principalmente rochas vulcânicas efusivas e piroclásticas de composições félsicas a intermediárias, intrusões graníticas e, subordinadamente, corpos plutônicos máficos (Jorge João, Santos, Faraco, 1984). Albuquerque (1922) foi o primeiro a descrever no rio Uatumã, a presença de rochas vulcânicas, as quais foram agrupadas em seguida como série Uatumã por Oliveira e Leonardos (1943). Entretanto, a definição de sequência vulcano-plutônica de composição ácida a intermediária com intercalações locais de litotipos sedimentares, só viria na década de 70 com os estudos de Montalvão et al. (1975). Pessoa et al. (1977) denominaram de Grupo Uatumã somente as rochas vulcânicas piroclásticas e as rochas intrusivas, excluindo a cobertura sedimentar. Posteriormente, Melo et al. (1978) elevou a unidade à categoria de Supergrupo Uatumã.

Ainda existem controvérsias acerca do significado da denominação Supergrupo Uatumã. No entanto, à medida que novos conceitos geotectônicos foram adotados, suportados por dados geocronológicos, a concepção original de Supergrupo Uatumã vem sendo modificada, indicando que eventos com diferentes associações magmáticas, idades e assinaturas geoquímicas estavam sendo erroneamente incluídos nesse supergrupo. Dessa forma, vários pesquisadores têm alertado para a necessidade de uma redefinição dessa denominação (Dall'Agnol et al., 1987; Dall'Agnol, Lafon, Macambira, 1994; Dall'Agnol, Silva, Scheller, 1999; Costi, Dall'Agnol, Moura, 2000; Reis et al., 2000, 2006; Santos et al., 2000; Lamarão et al., 2002; Macambira, Almeida, Santos, 2002; Lamarão, Dall'Agnol, Pimentel, 2005). Atualmente a maioria dos autores reserva a designação de magmatismo

Uatumã ao evento vulcano-plutônico orosiriano com idade em torno de 1,89-1,88 Ga, que gerou o vulcanismo Iricoumé e granitoides associados, e às unidades correlatas a sul da bacia do Amazonas, nos domínios Tapajós e Iriri–Xingu (Vasquez et al., 1999; Costi, Dall’Agnol, Moura, 2000; Reis et al., 2006; Ferron et al., 2006, 2010; Juliani e Fernandes, 2010; Pierosan et al., 2011a, 2011b), apesar de alguns autores ainda se referirem ao Supergrupo Uatumã para descrever os episódios magmáticos orosirianos no intervalo 2,0 Ga-1,88 Ga (Brito Neves, 2011; Fernandes et al., 2011; Juliani et al., 2011).

Dados geocronológicos disponíveis

Nas regiões de Pitinga e de Presidente Figueiredo, no Domínio Uatumã–Anauá, o Grupo Iricoumé compreende rochas efusivas, hipabissais e piroclásticas de composições ácidas e intermediárias, com idades Pb-Pb e U-Pb SHRIMP em zircão de 1,89-1,88 Ga (Costi, Dall’Agnol, Moura, 2000; Santos et al., 2004; Ferron et al., 2006; Valério, Souza, Macambira, 2009). Uma idade similar Pb-Pb em zircão de 1,89 Ga foi obtida no sudeste do estado de Roraima (Macambira, Almeida, Santos, 2002). Na região de São Félix do Xingu, no Domínio Iriri–Xingu, rochas vulcânicas efusivas e piroclásticas forneceram idades de 1,88 Ga (Pinho et al., 2006; Fernandes et al., 2011), enquanto que na Província Aurífera Tapajós, Domínio Tapajós, foram obtidas idades entre 1,89 e 1,87 Ga para a Formação Moraes Almeida e outras rochas do Grupo Iriri (Dall’Agnol, Silva, Scheller, 1999; Moura, Gorayeb, Matsuda, 1999; Vasquez et al., 1999; Santos et al., 2001; Lamarão et al., 2002). Idades mais antigas, em torno de 2,0 Ga, foram obtidas, localmente, para a Formação Vila Riozinho, sendo que estas últimas foram interpretadas como relacionadas a outro evento magmático mais antigo (Lamarão et al., 2002), e incluídas na orogênese Cuiú–Cuiú (Vasquez e Rosa-Costa, 2008).

Os granitos da Suíte Mapuera são contemporâneos às rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé, que é evidenciado pelas idades Pb-Pb entre 1,90 e 1,87 Ga, obtidas no Domínio Uatumã–Anauá, (Santos, 2003; Ferron et al., 2006; Valério, Souza, Macambira, 2009). No Domínio Iriri–Xingu, os diversos maciços plutônicos da Suíte Intrusiva Velho Guilherme possuem idades entre 1,89 e 1,86 Ga (Teixeira et al., 2002; Pinho et al., 2006), enquanto que no Domínio Tapajós, as suítes intrusivas Tropas, Parauari e Maloquinha apresentam idades entre 1,91 e 1,87 Ga (Brito et al., 1999; Vasquez et al., 1999; Santos et al., 2000, 2001, 2004; Klein e Vasquez, 2000; Lamarão et al., 2002).

Idades modelo T_{DM} entre 2,44 e 2,00 Ga, foram obtidas em rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé e plutônicas associadas das suítes Mapuera e Água Branca, do Domínio Uatumã–Anauá (Almeida, 2006; Marques et al., 2007; Valério, 2011), revelando fontes essencialmente paleoproterozóicas para esse magmatismo. Idades modelo T_{DM} comparáveis, entre 2,49 e 2,28 Ga foram obtidas para rochas vulcânicas e plutônicas no Domínio Tapajós e apontam para as mesmas conclusões (Lamarão, Dall’Agnol, Pimentel, 2005). No Domínio Iriri–Xingu, as rochas vulcânicas e granitos tipo-A associados mostram idades modelo T_{DM} entre 3,12 e 2,49 Ga, indicando uma forte participação de crosta arqueana na gênese dessas rochas, compatível com a proximidade da província arqueana de Carajás (Fernandes et al., 2011). Na Tabela 1 é apresentada uma compilação dos dados geocronológicos existentes para as rochas vulcânicas relacionadas ao Grupo Iricoumé expostas na porção central do Cráton Amazônico.

Tabela 1

Compilação de dados geocronológicos existentes para rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé e rochas vulcânicas correlatas nas províncias Amazônia Central e Tapajós-Parima/Ventuari-Tapajós.

Área de ocorrência	Unidade estratigráfica	Litologia	Idade	Método	Referência
<i>Região de Roraima (DUA)</i>	Grupo Iricoumé	dacito pórfiro	1893 ± 2 Ma	Pb-Pb - zr	Macambira et al. (2002)
		dacito pórfiro	2,21 Ga	T _{DM} (Sm-Nd rt)	Almeida (2006)
<i>Região de Pitinga (DUA)</i>	Grupo Iricoumé	riolito	1882 ± 2 Ma	Pb-Pb - zr	Ferron et al. (2006)
		riodacito	1885 ± 8 Ma	Pb-Pb - zr	Ferron et al. (2006)
		riolito	1881 ± 2 Ma	Pb-Pb - zr	Ferron et al. (2006)
		ignimbrito	1890 ± 2 Ma	Pb-Pb - zr	Ferron et al. (2006)
		riolito	1888 ± 3 Ma	Pb-Pb - zr	Costi et al. (2000)
		riolito	2,19 Ga	T _{DM} (Sm-Nd rt)	Costi et al. (2000)
<i>Região de Presidente Figueiredo (DUA)</i>	Grupo Iricoumé	riolito pórfiro	1883 ± 4 Ma	Pb-Pb - zr	Valério et al. (2009)
		andesitos/riolitos	2,44–2,13 Ga	T _{DM} (Sm-Nd rt)	Marques et al. (2007)
<i>Região NW do Pará (DET)</i>	Grupo Iricoumé	tufo	1835 ± 35 Ma	isócrona Rb-Sr - rt	Oliveira et al. (1975)
		tufo	1870 ± 58 Ma	isócrona Rb-Sr - rt	Chaves et al. (1977)
<i>Região de Tapajós (DTJ)</i>	Formação Moraes Almeida	ignimbrito	1875 ± 4 Ma	Pb-Pb - zr	Lamarão et al. (2002)
		traquito	1881 ± 4 Ma	Pb-Pb - zr	Lamarão et al. (2002)
		riolito	1890 ± 6 Ma	Pb-Pb - zr	Lamarão et al. (2002)
		traquitos/ignimbritos	2,49–2,28 Ga	T _{DM} (Sm-Nd rt)	Lamarão et al. (2005)
		tufo	1870 ± 8 Ma	U-Pb SHRIMP	Santos et al. (2001)
	Tufo Iriri	tufo	1870 ± 8 Ma	U-Pb SHRIMP	Santos et al. (2001)
<i>Região de São Félix do Xingu (DIX)</i>	Formação Sobreiro	dacito porfirítico	1880 ± 6 Ma	U-Pb - zr	Pinho et al. (2006)
		andesito	3,11–2,49 Ga	T _{DM} (Sm-Nd rt)	Fernandes et al. (2011)
	Formação Santa Rosa	riolito	1879 ± 2 Ma	Pb-Pb - zr	Fernandes et al. (2011)
		tufo de cinzas	1884 ± 1,7 Ma	Pb-Pb - zr	Fernandes et al. (2011)
		riolitos	2,56–3,12 Ga	T _{DM} (Sm-Nd rt)	Fernandes et al. (2011)

Abreviações: zr - zircão; rt - rocha total; DET - Domínio Erepecuru-Trombetas; DUA - Domínio Uatumã-Anauá; DTJ - Domínio Tapajós; DIX - Domínio Iriri Xingu.

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O Domínio Erepecuru–Trombetas (DET) é constituído por unidades do embasamento de idades arqueana e/ou paleoproterozoica, as quais compreendem um complexo gnaíssico migmatítico (Complexo Indiferenciado) e seqüências vulcanossedimentares; por unidades magmáticas paleoproterozoicas incluindo as rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé e três suítes plutônicas distintas (Suítes Mapuera e Água Branca e Sienito Erepecuru), e por uma unidade sedimentar (Formação Urupi; Veiga Jr. et al., 1979). Além disso, foram identificadas rochas máficas indiferenciadas, alguns corpos de diabásio (Quarenta Ilhas) e um corpo de nefelina-sienito. O Domínio Erepecuru–Trombetas foi dividido em subdomínios Leste e Oeste, caracterizados pela predominância das unidades do embasamento ou da associação vulcano-plutônica paleoproterozoica, respectivamente (Vasquez e Rosa-Costa, 2008).

A área de estudo (Figura 3) localiza-se na porção meridional do subdomínio Oeste. As unidades do embasamento (Complexo Indiferenciado) ocupam a porção mais a norte da área. Rochas vulcânicas explosivas e efusivas do Grupo Iricoumé e rochas sieno a monzograníticas da Suíte Intrusiva Mapuera são as unidades de maior representação geográfica. De forma mais restrita, ocorrem rochas máficas indiferenciadas e as rochas sedimentares a vulcanoclásticas da Formação Urupi. A área é limitada a sul por rochas clásticas e químicas de idades ordovicianas-carboníferas da Bacia do Amazonas.

As informações sobre o complexo gnaíssico migmatítico são restritas e a cartografia é baseada na interpretação de produtos de sensores remotos e em informações geológicas de campo oriundas de mapeamentos anteriores (Oliveira et al., 1975; Araújo et al., 1976; Jorge João, Santos, Faraco, 1984). De acordo com Vasquez e Rosa-Costa (2008), essa unidade poderia representar o prolongamento para oeste dos domínios adjacentes: Bloco Arqueano Amapá e Domínio Paleoproterozoico Carecuru (Figura 2).

O Grupo Iricoumé foi descrito no Domínio Erepecuru–Trombetas com uma predominância composicional de riolitos a dacitos, com subordinados andesitos, latitos e traquitos, colocados como lavas e rochas piroclásticas (Oliveira et al., 1975; Jorge João, Santos, Faraco, 1984; Vasquez e Rosa-Costa, 2008), ambas com padrões texturais excepcionalmente bem preservados, se considerada a idade paleoproterozoica. A noroeste da região estudada, ao longo dos rios Mapuera e Cachorro, foram obtidas isócronas Rb-Sr em rocha total de 1835 ± 35 Ma (Oliveira et al., 1975) e 1870 ± 58 Ma (Chaves et al., 1977), interpretadas como idades de cristalização destas rochas vulcânicas.

A Suíte Intrusiva Mapuera compreende corpos batolíticos e *stocks* monzograníticos a sienograníticos, e de feldspato alcalino granitos, que afloram por toda a área estudada, mantendo relações de intrusão com as rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé (Vasquez e Rosa-Costa, 2008). No DET, os únicos dados geocronológicos foram obtidos pelo método Rb-Sr em rocha total, indicando as respectivas idades de 1773 ± 53 Ma (Oliveira et al., 1975) e 1750 ± 30 Ma (Jorge João, Santos, Faraco, 1984) para granitos dessa suíte.

Os diversos corpos de rochas máficas, intrusivos no Grupo Iricoumé e na Suíte Intrusiva Mapuera, foram individualizados a partir de interpretações de produtos de sensores remotos aliados às informações de campo. São corpos gabróicos alongados, sem direção preferencial, que apresentam cristas tabulares a levemente arredondadas e baixa densidade de drenagem. Esta unidade não possui dados geocronológicos, e foi tentativamente interpretada por Vasquez e Rosa-Costa (2008) como magmatismo máfico intracontinental relacionado à extensão orosiriana ($\approx 1,88$ Ga) ou estateriana ($\approx 1,78$ Ga).

A Formação Urupi ocorre na área de estudo como serras alongadas com direção NW-SE e consiste de quartzo arenitos, arenitos arcoseanos, arcóseos e siltitos, intercalados com rochas vulcanoclásticas (Valério, Souza, Macambira, 2009; Ferron et al., 2010; Pierosan et al., 2011a, 2011b). A idade máxima para essa formação foi estabelecida na região de Pitinga, em *c.a.* 1,88 Ga pelas rochas vulcânicas subjacentes do Grupo Iricoumé, enquanto que a idade mínima foi

estabelecida em 1,78 Ga pela datação U-Pb SHRIMP em zircões de *sill* máfico da Formação Quarenta Ilhas, intrusivos na Formação Urupi (Santos et al., 2002).

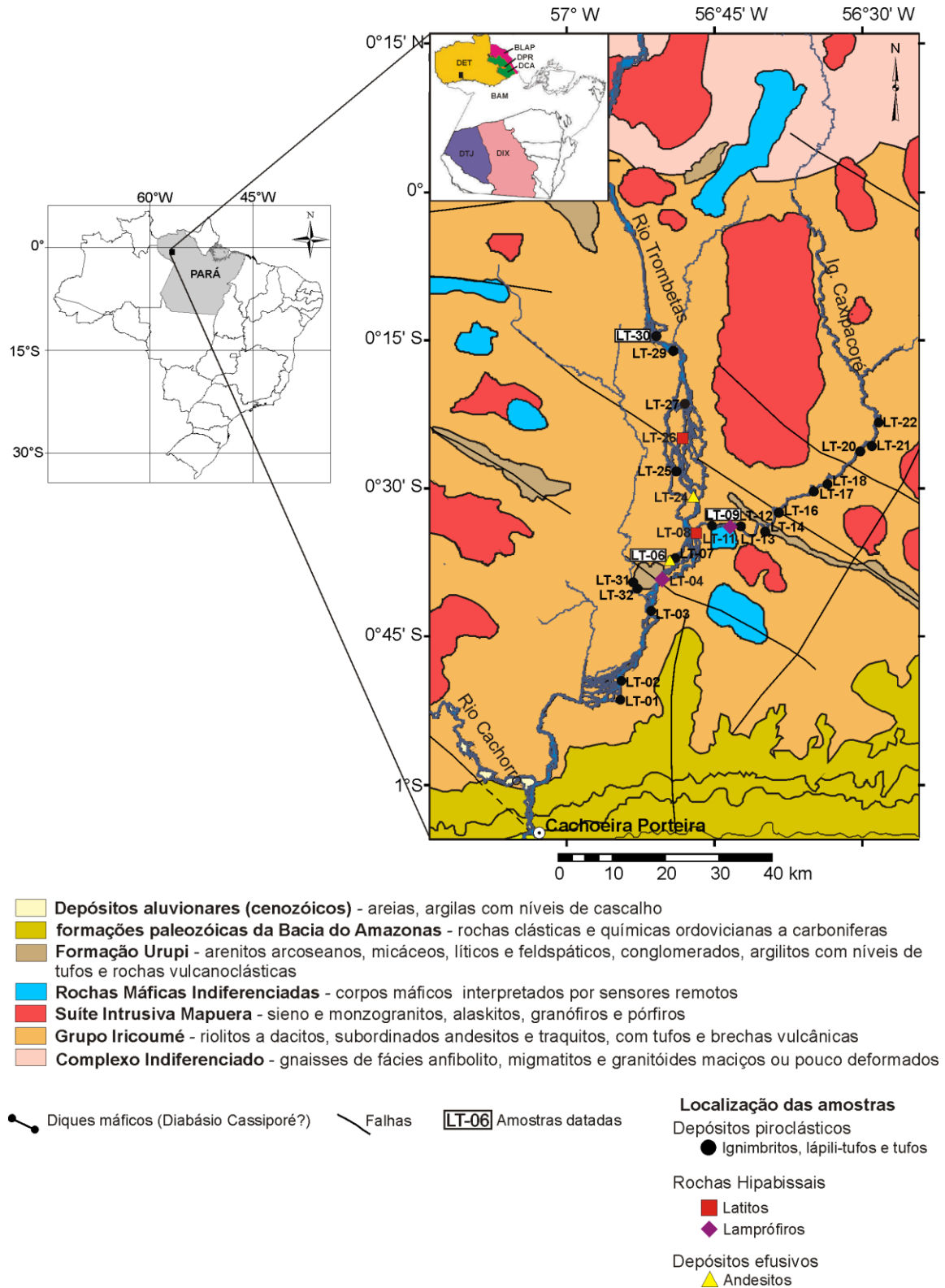


Figura 3- Mapa geológico do médio rio Trombetas com a amostragem de rocha, localizado no sudoeste do Domínio Erepecuru-Trombetas. BAM- Bacia do Amazonas; DET- Domínio Erepecuru-Trombetas; BLAP- Bloco Amapá; DPR- Domínio Paru; DCA- Domínio Carecuru; DTJ- Domínio Tapajós; DIX- Domínio Iriri-Xingu. Fonte: Vasquez e Rosa-Costa (2008).

DADOS DE CAMPO DAS ROCHAS VULCÂNICAS

As amostras utilizadas neste estudo foram coletadas durante a execução do projeto Mapa Geológico do Estado do Pará (Vasquez e Rosa-Costa, 2008) e cedidas pela CPRM-Belém. Os perfis foram realizados ao longo dos rios Trombetas e Caxipacoré e a coleta das amostras restringiu-se as rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé (Figura 3), em decorrência das dificuldades de acesso aos granitos da Suíte Intrusiva Mapuera e às unidades do embasamento. Espacialmente, os diferentes litotipos distribuem-se de forma intercalada, ora ocorrendo as variedades efusivas (derrames) e rochas hipabissais, ora as variedades explosivas (rochas piroclásticas), em que predominam estas últimas. Contudo, até o momento, não foi possível identificar no campo os limites entre os tipos de rocha.

Depósitos piroclásticos correspondem a um dos tipos de depósitos vulcanoclásticos, sendo caracteristicamente primários e constituídos por conteúdos de piroclastos > 75%. Estes foram gerados em erupções explosivas e depositados por mecanismos de fluxo de massa, suspensão e tração (Fisher, 1961; McPhie, Doyle, Allen, 1993). Os mecanismos de transporte e deposição dos fragmentos (Sparks e Walker, 1973) são determinantes na classificação e organização dos piroclastos. Os fluxos de massa piroclásticos geraram ignimbritos e reoignimbritos, a suspensão produziu os depósitos piroclásticos de queda e a tração os depósitos de *surge*.

Nas manifestações efusivas foram identificadas fácies coerente e autoclástica geradas por derrames e domos de lavas. Nessas manifestações são importantes as propriedades físicas dos magmas, como temperatura, composição, viscosidade, conteúdo de voláteis e de fenocristais (McPhie, Doyle, Allen, 1993). As rochas hipabissais possuem, em geral, granulação média, formadas pelo resfriamento magmático em ambiente de cristalização próximo a superfície. As rochas efusivas estudadas foram classificadas como fluxos de lavas (andesitos) e as rochas hipabissais como lamprófiros e latitos.

Os ignimbritos são volumetricamente dominantes e caracterizam-se por uma baixa seleção no tamanho dos fragmentos, onde lúpilis e blocos são sustentados por uma matriz constituída predominantemente por púmices (Figura 4A). De forma subordinada, ocorre uma variedade de ignimbritos e reoignimbritos rica em cristais, com abundantes fragmentos de cristais de quartzo e feldspatos (Figura 4B). Devitrificações de alta temperatura geraram principalmente esferulitos, que estão inseridos na matriz e que podem ser observados localmente (Figura 4C). O elevado grau de soldagem dessas rochas gerou uma textura eutaxítica, cuja compactação produziu uma foliação paralela ao acamadamento, reconhecida, em escala de afloramento, como camadas horizontais a subhorizontais que se alternam cor rosa-avermelhado, cinza-esbranquiçado, cinza-escuro até preto. As tonalidades avermelhadas refletem mudanças relacionadas à oxidação e os tons escuros refletem a baixa cristalinidade dos constituintes. Em escala macroscópica, os ignimbritos mostram textura porfirítica aparente (McPhie, Doyle, Allen, 1993), caracterizada por fragmentos de plagioclásio, feldspato alcalino e menor quantidade de quartzo, imersos em uma matriz soldada.

Nos reoignimbritos é típica a presença de uma textura parataxítica, cujo achatamento dos constituintes durante o movimento do fluxo e/ou após o *emplacement* gera um padrão de estruturas semelhante a foliações magmáticas típicas de lavas. O fluxo desloca-se como um fluido viscoso e coerente, capaz de produzir dobramentos (Figura 4D) e outras estruturas internas (McPhie, Doyle, Allen, 1993). O aspecto fragmentário dos constituintes e a presença de *paleopipes* (Figura 4E) demonstram a natureza explosiva desses depósitos. Os *pipes* indicam o escape acentuado de gases durante a movimentação ou deposição do fluxo, sendo também responsável pela elutriação da fração fina dominada por *shards*. Em escala macroscópica, os reoignimbritos apresentam as mesmas características que os ignimbritos, diferindo apenas pela presença de bandas intercaladas de tonalidades rosa-avermelhado e cinza-escuro (Figura 4F).

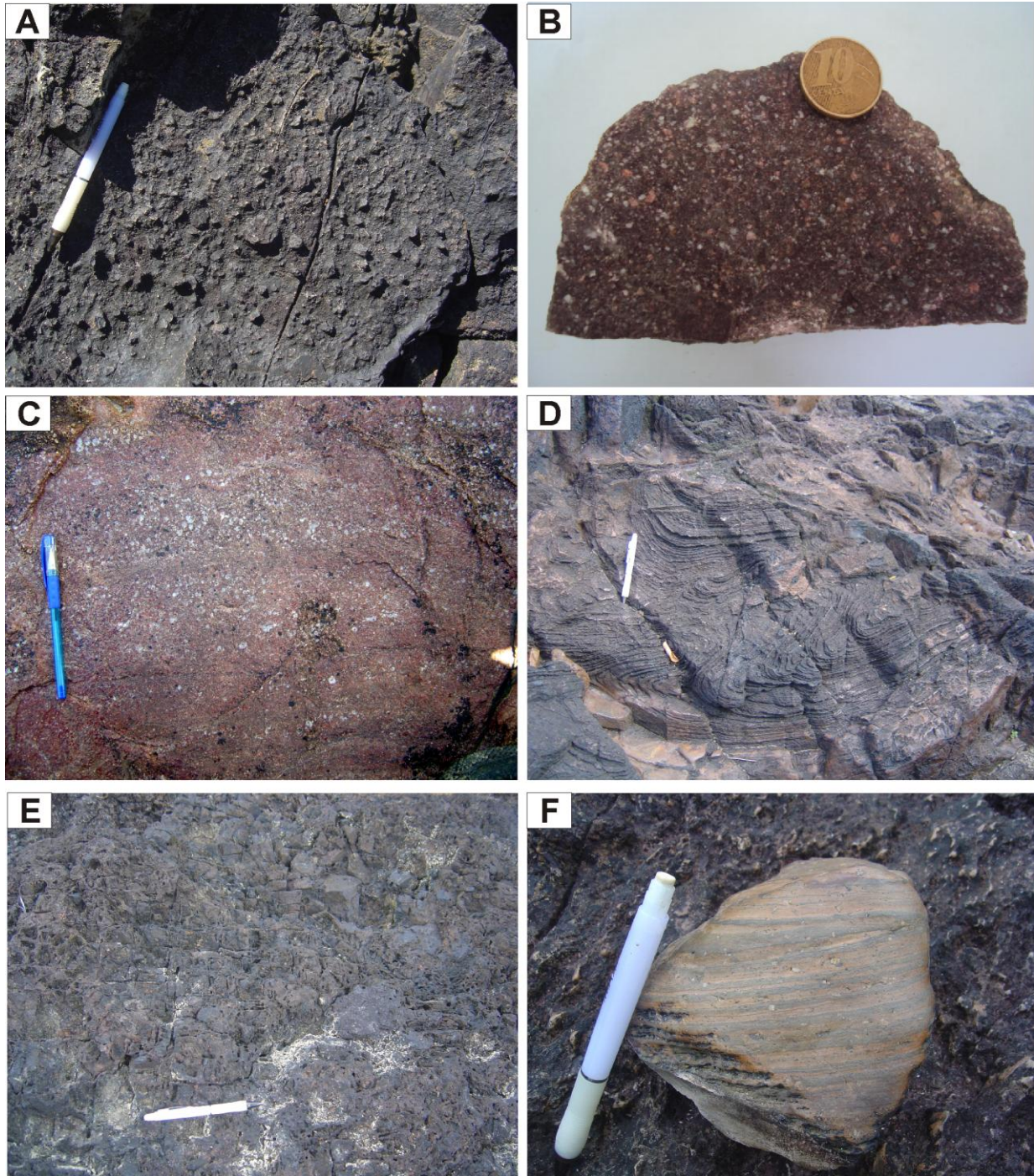


Figura 4- Aspectos de campo e macroscópicos de ignimbritos e reoignimbritos do Grupo Iricoumé: A) fragmentos de lápili e blocos sustentados por uma matriz constituída predominantemente por púmpices; B) aspecto macroscópico de ignimbritos ricos em cristais; C) esferulitos inseridos na matriz de ignimbritos; D) reoignimbritos com estruturas dobradas semelhantes a foliações magmáticas típicas de lavas; E) *paleopipes* que indicam acentuado escape de gases durante a movimentação ou deposição do fluxo; F) reoignimbritos, em escala macroscópica, mostrando bandas intercaladas de tonalidades rosa avermelhado e cinza escuro.

O depósito tipo *surge* corresponde granulometricamente a um lápili-tufo com estruturas onduladas e estratificações cruzadas (Figura 5A), típicas de fluxos com baixa concentração de partículas, intensamente fluidizados, com um regime de fluxo turbulento, cujo transporte é predominantemente por tração (McPhie, Doyle, Allen, 1993). Em escala macroscópica, mostram cor rosa-avermelhado e estrutura levemente orientada.

Identificou-se um depósito de queda, bem selecionado, com estruturas plano-paralelas horizontais a subhorizontais lenticulares, o qual foi classificado como tufo co-ignimbrítico (Figura 5B). Este litotipo foi gerado pela elutriação das partículas finas durante o deslocamento dos fluxos piroclásticos. O material fino se desprende do fluxo principal em uma pluma secundária e é depositado por suspensão (McPhie, Doyle, Allen, 1993). Do ponto de vista macroscópico, exibe uma intercalação de bandas com cor desde rosa-avermelhado a vermelho-escuro (Figura 5C), as quais são constituídas por partícula de granulação fina mais bem selecionadas que as dos depósitos de fluxo piroclástico e tipo *surge*.

Os lamprófiros são rochas mesocráticas de cor rosa-avermelhado a cinza-esbranquiçado, com estrutura isotrópica, e textura panidiomórfica a porfírica, caracterizada por fenocristais idiomórficos de anfibólio imersos em uma matriz fanerítica fina composta por ripas de plagioclásio (Figura 5D).

Os andesitos distinguem-se dos lamprófiros pela quantidade significativa de fenocristais de plagioclásio, que também ocorrem como ripas na matriz (Figura 5E).

Nos latitos as estruturas magmáticas observadas são subverticais a verticais (Figura 5F) e podem ser interpretadas como raízes de sistemas fissurais de alimentação de lavas ou domos de lavas com características exógenas. Este tipo de estruturação magmática tem sido discutido em modelos de organização de domos de lavas (Fink, 1983; Lima et al., 2011). Macroscopicamente, os latitos exibem cor rosa-avermelhado a cinza-escuro, estrutura orientada, além de textura porfírica definida por fenocristais de plagioclásio e/ou feldspato alcalino envoltos por uma matriz afanítica.

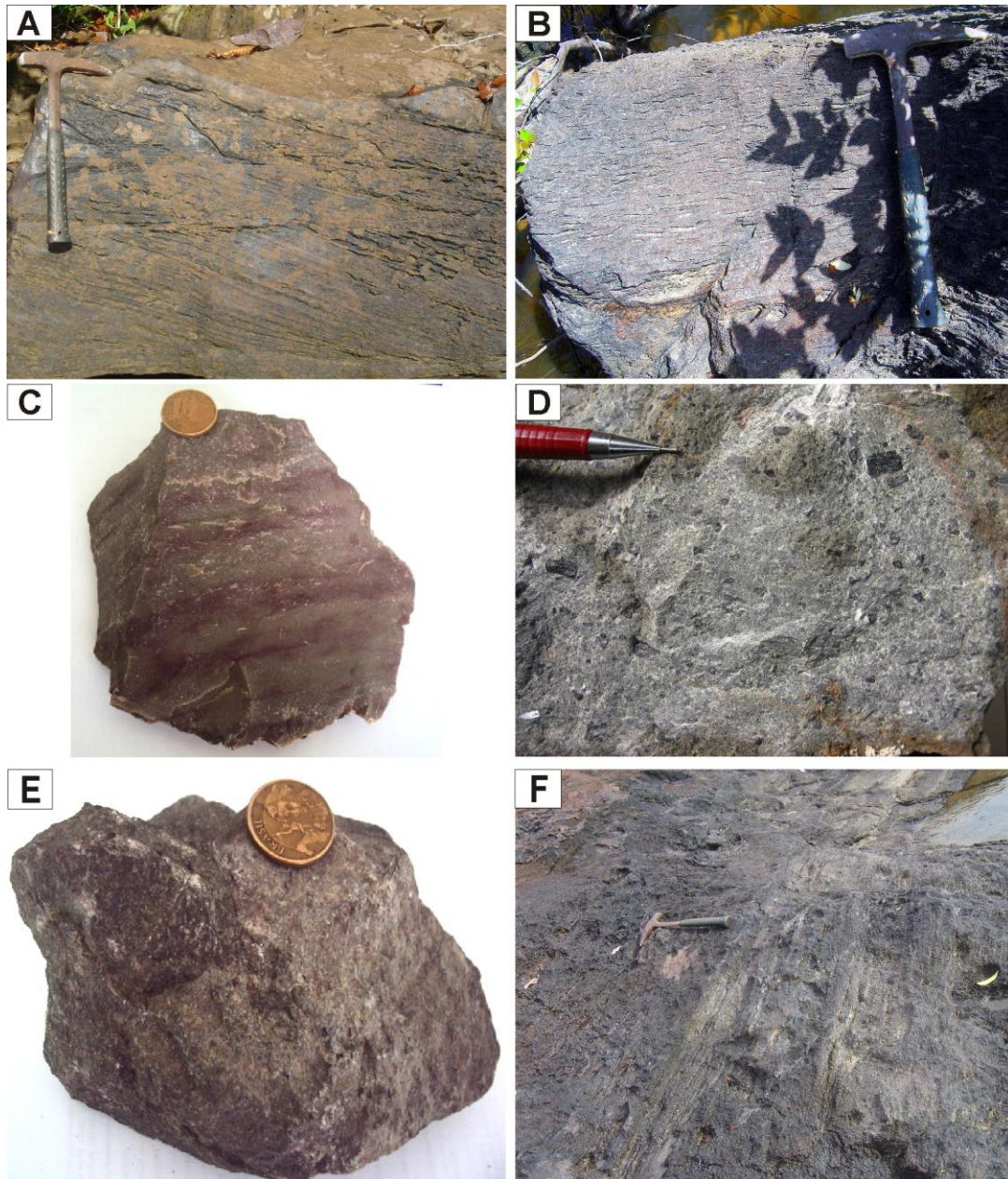


Figura 5- Aspectos de campo e macroscópicos dos depósitos de queda e *surge* e das rochas efusivas. A) estratificação cruzada em lápili-tufo de depósito de *surge*; B) estruturas plano-paralelas sub-horizontais lenticulares a horizontais em tufo co-ignimbrítico de queda; C) aspecto macroscópico de tufo co-ignimbrítico com alternância de bandas de tonalidades rosa-avermelhado a vermelho- escuro, constituídas por partículas de granulação fina bem selecionadas; D) lamprófiros com textura panidiomórfica e porfirítica, caracterizada por fenocristais idiomórficos de anfibólio imersos em uma matriz composta por ripas de plagioclásio; E) aspecto macroscópico do andesito, caracterizado por fenocristais de plagioclásio e anfibólio, imersos em uma matriz composta por ripas de plagioclásio F) estruturas magmáticas subverticais e verticais em latitos.

CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA

A investigação de 30 lâminas delgadas em microscópio petrográfico de luz transmitida permitiu a caracterização mineralógica e textural das rochas do estudo, na qual se adotou as definições e recomendações de Fisher e Schminckle (1984), Cas e Wright (1987), McPhie, Doyle e Allen (1993) e Le Maitre (2002).

Vulcanismo piroclástico

Depósitos de fluxos piroclásticos

Foram classificados como ignimbritos riolíticos e dacíticos, os fluxos piroclásticos compostos predominantemente por púmices com fenocristais e/ou cristaloclastos fragmentados de plagioclásio, feldspato alcalino (sanidina) e quartzo, e quantidades subordinadas de anfibólio e biotita. Os fragmentos possuem dimensões que variam desde cinza até lápili, os quais são sustentados por uma matriz soldada com textura eutaxítica, por vezes microcristalina a vitrofírica e localmente esferulítica. Os limites fragmentados dos cristais sem terminações euedrais são resultantes da ação explosiva e fluxo turbulento. De acordo com o tamanho dos clastos (Le Maitre, 2002), os ignimbritos são classificados como tufos a lápili-tufos, apesar da matriz soldada encobrir as dimensões originais dos púmices.

Os ignimbritos mostram moderado a intenso achatamento de fragmentos de púmices (*fiamme*; Figura 6A) ou *shards*, bem como uma rotação de cristaloclasto de plagioclásio (Figura 6B), o que sugere a atuação de processos de soldagem (Smith, 1960; Cas e Wright, 1987; McPhie, Doyle, Allen, 1993). A soldagem por compactação promove o desenvolvimento e alinhamento dos *fiamme* (vitroclastos e púmices achatados) em uma foliação planar paralela ao acamamento, denominada de textura eutaxítica (Figura 6C). Nos ignimbritos reomórficos domina a textura parataxítica, com o desenvolvimento de uma foliação planar (Figuras 6B e 6D), com clastos rotacionados, indicando reomorfismo durante e/ou após a colocação do fluxo. Tanto nos ignimbritos como nos reoignimbritos ricos em cristais (Figura 6E), pode ter ocorrido a elutriação da fração fina (Cas e Wright, 1987) nas porções altamente fluidizadas do fluxo ou mesmo na coluna de erupção, permitindo a acumulação da fração densa (cristais + fragmentos líticos) e extração dos finos em plumas secundárias durante a erupção e transporte do fluxo piroclástico.

Nos ignimbritos moderadamente soldados, os *shards* estão distribuídos na matriz com morfologia tabular a cuspide, gerando fragmentos em “Y” ou meia-lua (Figura 6F), os quais representam remanescentes da junção de três bolhas ou duas placas côncavas que formavam a parede das bolhas adjacentes (Fisher e Schminckle, 1984). Ocorrem também fragmentos epiclásticos de rochas e piroclastos líticos acidentais de composição intermediária (Figura 6G) e cognatos de composição ácida. São observados na matriz abundantes esferulitos dos tipos “esférico” e “leque” (cf. McPhie, Doyle, Allen, 1993; Figura 6H) e axiolitos, como feições indicativas de processos de devitrificação de vidro félsico em altas temperaturas (700-450 °C; Logfren, 1971a, 1971b).

Alguns ignimbritos mostram cristaloclastos de quartzo com feições de bordas com golfos de corrosão arredondados, indicando reabsorção magmática parcial do mineral em contato com a matriz. Essa feição é comum em rochas de composição ácida, pois durante a ascensão e erupção do magma rico em fenocristais de quartzo, a solubilidade da sílica no líquido aumenta conforme a pressão diminui, e como resultado, fenocristais de quartzo que estavam inicialmente em equilíbrio com o líquido são parcialmente reabsorvidos (McPhie, Doyle, Allen, 1993).

Anfibólio é o principal mineral varietal e está pseudomorficamente alterado para clorita e pistacita (Figura 6A), enquanto que biotita ocorre de maneira muito subordinada e é totalmente alterada para clorita. Minerais opacos, anatásio, argilominerais, sericita e carbonato ocorrem como minerais secundários. Observa-se nas amostras a presença de microvenulações de quartzo, carbonato, clorita e titanita.

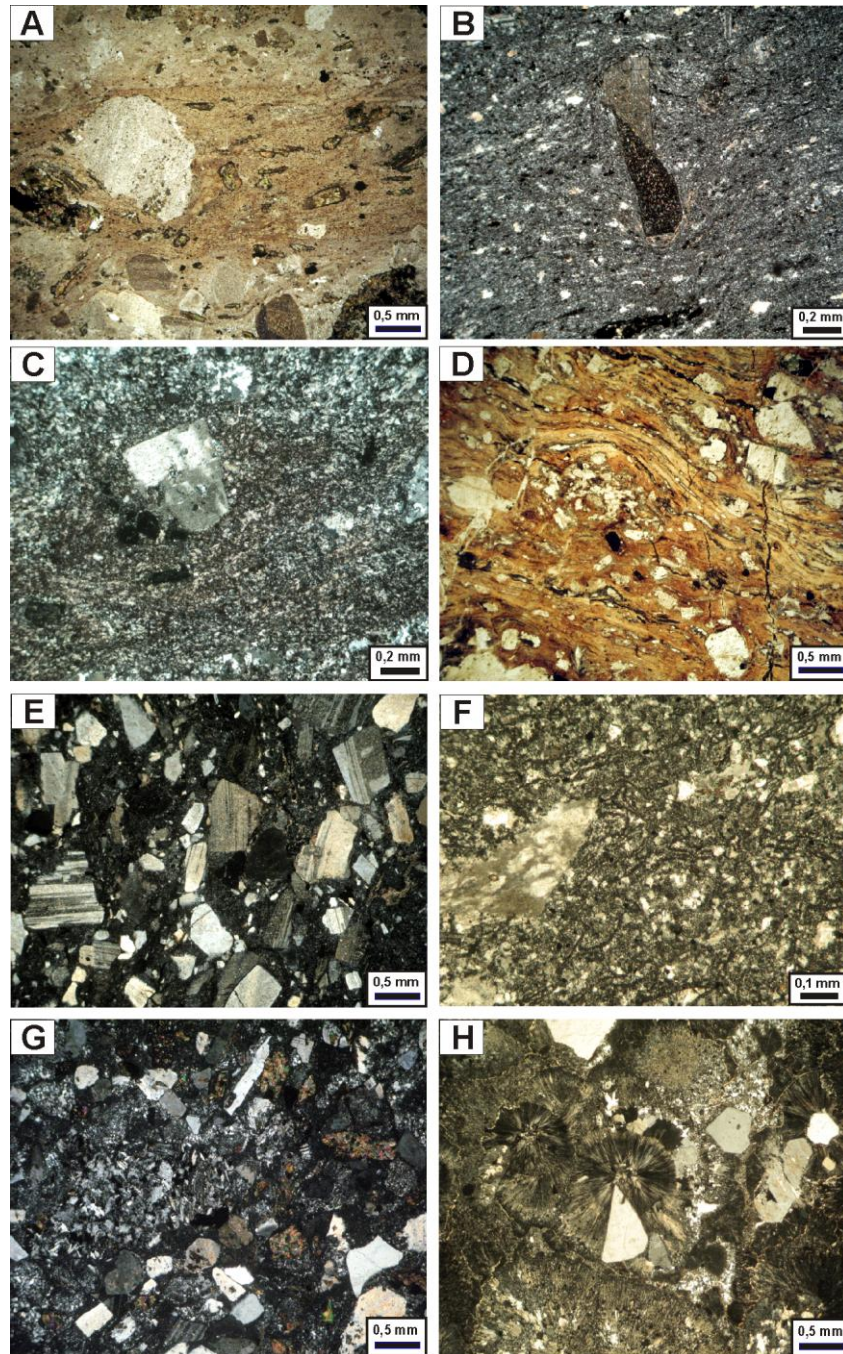


Figura 6- Fotomicrografias representativas dos ignimbritos e re-ignimbritos. A) fragmentos de púmices em matriz de ignimbrito soldado, que englobam cristais de anfibólio, pseudomorficamente alterados para clorita e pistacita; B) fragmento de cristal rotacionado em ignimbrito reomórfico com textura parataxítica; C) fragmentos de cristais e púmices em ignimbrito soldado com textura eutaxítica; D) fragmentos de cristais em ignimbrito reomórfico com textura parataxítica; E) ignimbrito soldado rico em cristais; F) *shards* e fragmentos de púmices em ignimbrito soldado; G) piroclasto lítico acidental de composição intermediária; H) esferulitos do tipo “esférico”.

Depósitos piroclásticos tipo “surge” e de queda

A amostra representativa do depósito tipo *surge* (amostra LT-07) tem uma granulometria compatível com lápili-tufo. Essa rocha é composta por cristaloclastos moderadamente selecionados e arredondados de quartzo, plagioclásio e sanidina (Figura 7A). Possuem como piroclastos juvenis, *shards* na matriz, além de piroclastos líticos acidentais, de composição intermediária. Titanita é o principal mineral acessório, contudo, de maneira subordinada, ocorrem cristais de anatásio disseminados na matriz.

O depósito de queda de cinzas também é representado por uma única amostra de tufo co-ignimbrítico (amostra LT-13). Microscopicamente, essa rocha exhibe cristaloclastos de tamanho cinza fina, bem selecionados e arredondados de quartzo e feldspatos (Figura 7B), sendo que não foram observados piroclastos juvenis e/ou cognatos. Essa rocha apresenta-se bastante cisalhada com material sericítico preenchendo microvênulas.

Vulcanismo efusivo (fluxos de lavas coerentes) e rochas hipabissais

Andesitos

Duas amostras petrograficamente classificadas como andesitos (LT-06, LT-24) exibem textura porfirítica definida por fenocristais de plagioclásio e anfibólio, imersos em uma matriz microcristalina a fracamente traquítica, marcada por agregados feldspáticos e ripas de plagioclásio fracamente orientadas, respectivamente (Figura 7C). Os fenocristais de plagioclásio são subédricos com maclamentos polissintéticos e estão fortemente alterados para argilominerais, carbonato e epidoto. Os fenocristais de anfibólio são subédricos, com maclamento simples e estão em parte ou totalmente alterados para clorita e minerais opacos (Figura 7C). Esses andesitos estão bastante fraturados e possuem quartzo tardio formando vênulas, as quais preenchem as fraturas.

Lamprófiros

Gümbel (1874 in Rock, 1991) definiu os lamprófiros como um grupo de rochas “exóticas”, caracterizadas pela presença de fenocristais de biotita e/ou hornblenda e associadas a pequenas intrusões. Segundo Mitchell (1994), o termo lamprófiro é descritivo e não leva em consideração o significado genético. Lamprófiros cálcio-alcálinos constituem um grupo de rochas que incluem espessartitos (hornblenda-plagioclásio), minettes (flogopita-feldspato potássico), vogesitos (anfibólio-feldspato potássico) e kersantitos (flogopita-plagioclásio), os quais são associados com rochas plutônicas e subvulcânicas (Rock, 1987).

As duas amostras classificadas como lamprófiros (LT-04, LT-11) possuem texturas panidiomórfica, porfirítica a glomeroporfirítica, definida por fenocristais idiomórficos de anfibólio envolvidos por uma matriz traquítica, constituída por micrólitos e ripas de plagioclásio orientados (Figura 7D). A textura dominante e a mineralogia permitem classificar os lamprófiros da região estudada como espessartíticos, de acordo com a classificação da IUGS (Streckeisen, 1976).

Os fenocristais euédricos a subarredondados de anfibólio ocorrem como grãos zonados e maclados, e em alguns casos como agregados (Figura 7D). Apresentam borda de oxidação em torno da maioria dos fenocristais, que por vezes, estão parcial a totalmente substituídos por minerais opacos (Figura 7D). O fato de não haver fenocristais de fases félsicas nos lamprófiros resulta, provavelmente, da elevada atividade de voláteis no magma, responsável pela inibição da cristalização de feldspatos, instabilidade do clinopiroxênio com o avanço da diferenciação e cristalização precoce de anfibólio (Rock, 1991). A matriz é constituída de micrólitos e ripas de plagioclásio, fracamente alterados para argilominerais e epidoto.

Latitos

As duas amostras (LT-08, LT-26) petrograficamente definidas como latitos possuem textura porfirítica a glomeroporfirítica definida por um agregado de fenocristais de sanidina ou plagioclásio, imersos em uma matriz esferulítica (Figuras 7E e 7F).

Os fenocristais de plagioclásio são subédricos a euédricos, com maclamentos polissintéticos e estão leve a moderadamente alterados para argilominerais e sericita (Figura 7E). Os fenocristais de sanidina são subédricos, e por vezes, arredondados, resultado do processo de reabsorção parcial que modificou a forma original dos fenocristais para limites arredondados e embaiados (McPhie, Doyle, Allen, 1993). Mostram maclas do tipo Carlsbad, intercrescimento perítico e estão fraca a moderadamente alterados para sericita (Figura 7F). A matriz é composta predominantemente por esferulitos dos tipos “esférico” e “*Fan*” (Figuras 7E e 7F), além de axiolitos, os quais sugerem processos de devitrificação. Cristais de quartzo foram descritos apenas como fase tardia ou mesmo preenchendo vênulas.

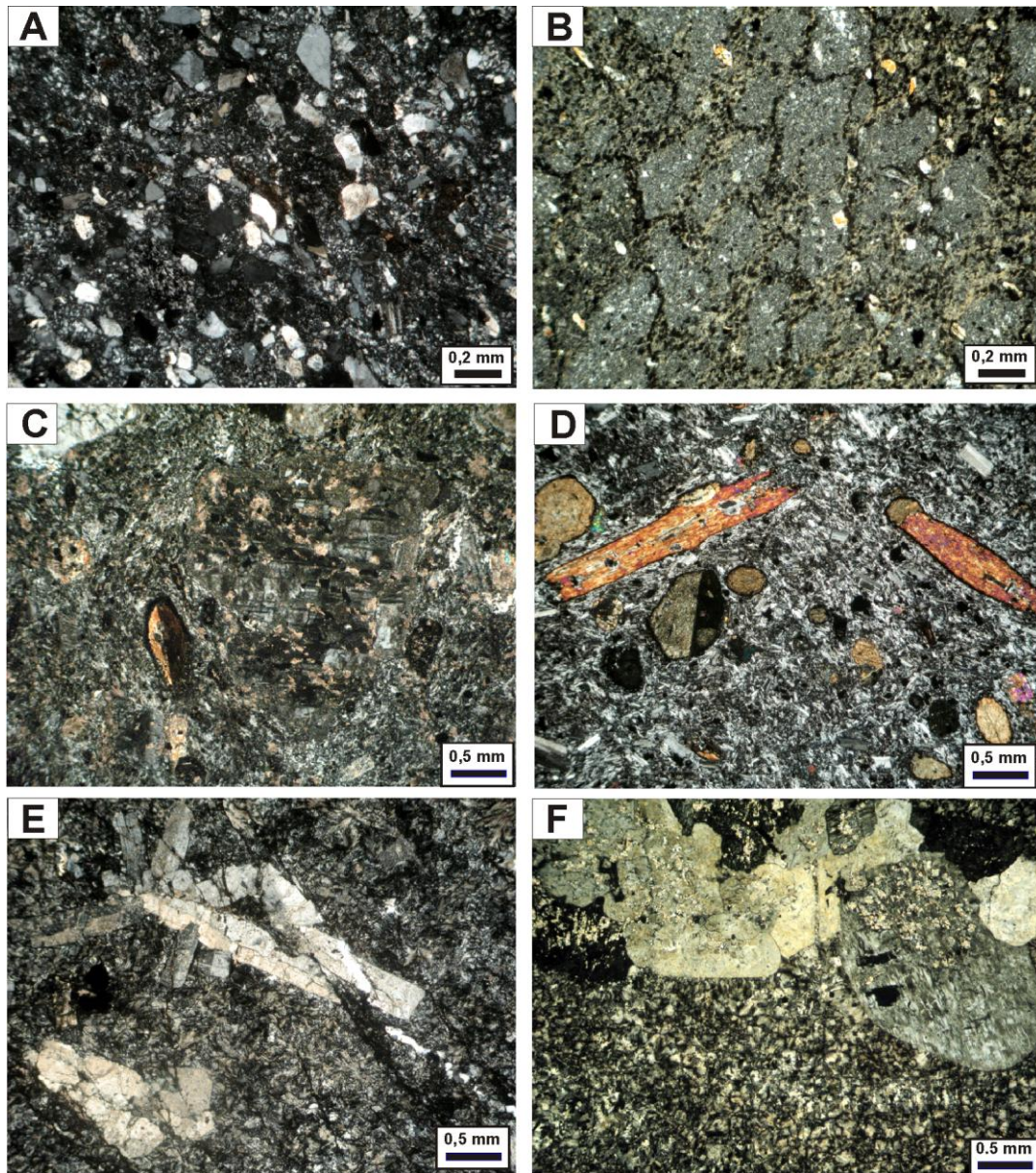


Figura 7- Fotomicrografias representativas dos lápili-tufo, tufo co-ignimbrítico e rochas efusivas. A) fragmentos moderadamente selecionados e soldados de quartzo, plagioclásio e sanidina em lápili-tufo relacionado a *surge*; B) tufo co-ignimbrítico exibindo fragmentos de tamanho cinza fina, bem selecionados e arredondados de quartzo e feldspatos; C) andesitos com textura porfirítica, definida por fenocristais de plagioclásio e anfibólio imersos em uma matriz traquítica; D) lamprófiros exibindo textura panidiomórfica e porfirítica com fenocristais idiomórficos de anfibólio imersos em uma matriz traquítica; E, F) Latitos com textura glomeroporfirítica, definida por um agregado de fenocristais de sanidina ou plagioclásio imersos em uma matriz esferulítica.

GEOCRONOLOGIA Pb-Pb EM ZIRCÃO

Três amostras de rochas vulcânicas foram selecionadas para a geocronologia, sendo dois ignimbritos traquíticos (amostras LT-09, LT-30) e um andesito (amostra LT-06) (Figura 3), com quantidade processada em torno de 3 kg.

Procedimentos analíticos

A preparação das amostras para as análises isotópicas consistiu nas etapas de britagem, peneiramento nas frações granulométricas 180-125 μm e 125-75 μm e elutriação em água corrente. Em seguida, as amostras foram processadas com o separador magnético *Isodynamic Frantz* e líquidos pesados (bromofórmio) para posterior triagem manual dos cristais de zircão com auxílio de uma lupa binocular, priorizando-se os grãos mais límpidos, com o mínimo de inclusões, fraturas ou evidências de metamictização.

Os dados geocronológicos foram obtidos pelo método de evaporação de Pb em cristais de zircão (Kober, 1986, 1987) no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará. As determinações isotópicas foram realizadas utilizando o espectrômetro de massa *Finnigan MAT 262*, em modo dinâmico e com um sistema de contador de íons. As composições isotópicas de Pb foram determinadas por meio de várias análises de cristais de zircão em até três etapas de evaporação à temperaturas de 1450, 1500 e 1550°C. Em cada etapa de evaporação, cinco blocos de dados são em geral obtidos a partir dos quais uma razão média $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ é definida e uma idade média é calculada. As razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ foram corrigidas por um fator de discriminação de massa de $0,12\% \pm 0,03 \text{ amu}^{-1}$. A correção do Pb comum inicial foi realizada utilizando o modelo de evolução de Pb de Stacey e Kramers (1975) e todos os erros são apresentados com desvios de 2σ . Análises com razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ menores que 2500 foram eliminadas para minimizar os efeitos da correção de Pb comum nas razões dos isótopos radiogênicos e não são mostradas na tabela de dados. Os dados isotópicos foram tratados estatisticamente de acordo com os procedimentos de Gaudette et al. (1998) e Avelar (2002), e processados no programa ISOPLOT versão 3.1 (Ludwig, 2004) para o cálculo da idade.

Resultados

Os resultados analíticos das três amostras de rochas vulcânicas selecionadas para este estudo são apresentados na Tabela 2, que inclui as razões isotópicas obtidas em cada etapa de aquecimento e a temperatura da etapa. Os diagramas de evaporação de Pb das amostras são mostrados na Figura 8.

O ignimbrito de composição traquidácica (amostra LT-09) exhibe cristais de zircão com coloração marrom-amarelada a incolor, prismáticos bipiramidais, por vezes com terminações quebradas, micro-fraturados e localmente metamícticos, com algumas inclusões minerais. Para esta amostra, quinze grãos forneceram resultados isotópicos satisfatórios. Foram eliminados os grãos LT09/3 e LT09/20 por fornecerem idades significativamente mais jovens (1867 Ma e 1872 Ma, respectivamente), provavelmente devido à perda de Pb radiogênico. Os treze grãos restantes apresentam idades no intervalo entre 1884 Ma e 1915 Ma, e definem uma idade média de $1891 \pm 5 \text{ Ma}$ (MSWD=17). O valor elevado da MSWD é condicionado pelos dois grãos LT09/12 e LT09/14 que forneceram idades um pouco mais antigas (1909 Ma e 1915 Ma). Um novo cálculo foi realizado, sem esses dois cristais de zircão e uma idade média de $1888 \pm 2,5 \text{ Ma}$ (MSWD= 3,5) foi determinada. Esses cristais com idades levemente mais antigas poderiam representar “*antecristais*” de zircão que cristalizaram no interior da câmara magmática em pulsos anteriores e que foram incorporados em pulsos mais tardios da atividade vulcânica. O baixo valor de MSWD junto com a similaridade de idades em um número elevado de grãos (onze grãos) e em várias etapas de um mesmo grão permitem considerar a idade média de $1888 \pm 2,5 \text{ Ma}$ (MSWD= 3,5) como sendo de cristalização deste ignimbrito (Figura 8A).

A outra amostra de ignimbrito traquítico (LT-30) mostra cristais de zircão com coloração amarelada a incolor, prismáticos bipiramidais, micro-fraturados com algumas inclusões minerais e zoneamento magmático. Para esta amostra, onze grãos forneceram resultados isotópicos satisfatórios no espectrômetro de massa. Foi eliminado o grão LT30/5, por fornecer idade crescente nas três etapas de aquecimento, com um valor de 1952 Ma na etapa de mais alta temperatura, indicando um provável componente de Pb herdado. Os dez cristais restantes apresentaram idades similares entre si e alguns nas diversas etapas de aquecimento (grãos LT30/1, LT30/7, LT30/13 e LT30/14) e uma idade média de 1889 ± 2 Ma (MSWD= 2,2) foi determinada (Figura 8B). O baixo valor de MSWD e a similaridade de idades em um número elevado de grãos (dez cristais) e em várias etapas de um mesmo grão permitem considerar a idade média de 1889 ± 2 Ma como sendo de cristalização deste ignimbrito. Essa idade é similar, dentro do erro, à idade de $1888 \pm 2,5$ Ma fornecida pela outra amostra de ignimbrito (amostra LT-09).

Os cristais de zircão do andesito (amostra LT-06) são translúcidos, de coloração amarronzada a amarelada, prismáticos bipiramidais, fracamente arredondados, por vezes, mostram terminações quebradas, microfraturas e inclusões minerais, e localmente são metamícticos. Para esta amostra, quinze cristais forneceram resultados isotópicos aproveitáveis. Dentre estes, onze grãos mostraram idades entre 1975 e 2001 Ma e determinaram um valor médio de 1989 ± 4 Ma (MSWD= 6,7). Após eliminação dos cristais que forneceram as idades mais novas (1975–1985 Ma), relacionadas possivelmente a perda de Pb radiogênico, uma idade média de 1992 ± 3 Ma (MSWD= 2,6) foi determinada para sete grãos. O baixo valor de MSWD e o número elevado de grãos permitem considerar essa idade como sendo de cristalização do andesito (Figura 8C).

Foram eliminados os grãos LT06/2 e LT06/5 que forneceram idades em torno de 12 Ma mais antigas (2039–2031 Ma), os quais poderiam constituir “*antecristais*” ou xenocristais como no caso da amostra de ignimbrito (LT-09). Zircões herdados ou componentes herdados paleoproterozoicos em torno de 2,14–2,12 Ga foram encontrados no grão LT06/9 e na primeira etapa do grão LT06/7.

Em alguns cristais das amostras analisadas foi observada uma variação nas razões isotópicas $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$; grãos LT09/15, LT30/2 (Tabela 2), fornecendo idades mais antigas na etapa de mais baixa temperatura de aquecimento (1450°C) em relação às etapas de mais alta temperatura (1500°C). Este comportamento incomum já foi descrito anteriormente e tem sido explicado pela distribuição heterogênea de Pb herdado nos cristais de zircão e pelo processo de extração de Pb durante a etapa de evaporação em cristais de tamanho pequeno (Avelar et al., 2003).

Tabela 2

Resultados isotópicos de evaporação de Pb em zircão para as rochas vulcânicas datadas do Domínio Erepecuru-Trombetas.

Zircão	T (°C)	Razões	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	(²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb) _c	2σ	(²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb) _c	2σ	Idade etapas (Ma)	2σ	Idade zircão (Ma)	2σ
Ignimbrito traquítico (amostra LT-09)											
LT09/1	1500	12	10101	0,19955	0,00155	0,11539	0,00069	1886	11	1886	11
LT09/3	*1550	8	4808	0,18191	0,00323	0,11418	0,00122	1867	19		
LT09/5	*1450	6	>1000000	0,29414	0,01604	0,18799	0,00109	2725	10		
	1500	6	>1000000	0,23095	0,00111	0,11651	0,00056	1904	9		
	1550	38	12821	0,17865	0,00135	0,11604	0,00032	1896	5	1898	6
LT09/7	1500	28	4237	0,20497	0,00072	0,11526	0,00081	1884	13	1884	13
LT09/9	1550	12	3717	0,12545	0,00176	0,11558	0,00072	1889	11	1889	11
LT09/11	1500	8	4292	0,20335	0,00113	0,11577	0,00070	1892	11	1892	11
LT09/12	*1450	34	29412	0,23474	0,00722	0,18854	0,00048	2730	4		
	1550	22	4525	0,15897	0,00313	0,11725	0,00113	1915	17	1915	17
LT09/14	1550	16	31250	0,17526	0,00324	0,11684	0,00023	1909	3	1909	3
LT09/15	1500	8	2778	0,28641	0,00172	0,11681	0,00057	1908	9		
	1550	28	5814	0,18230	0,00050	0,11541	0,00017	1887	3	1892	12
LT09/19	1450	38	5556	0,17967	0,00051	0,11564	0,00018	1890	3		
	1500	34	18868	0,18356	0,00207	0,11504	0,00026	1881	4	1887	9
LT09/20	*1500	8	2786	0,19086	0,00199	0,11446	0,00083	1872	13		
LT09/21	1500	30	9804	0,18463	0,00059	0,11531	0,00014	1885	2	1885	2
LT09/22	1450	36	5952	0,19001	0,00060	0,11573	0,00031	1892	5		
	1500	36	20408	0,17805	0,00075	0,11554	0,00015	1889	2	1889	2
LT09/23	1500	12	27778	0,17850	0,00224	0,11600	0,00035	1896	5	1896	5
LT09/25	1450	38	5682	0,19270	0,00185	0,11543	0,00039	1887	6		
	1500	36	34483	0,17993	0,00040	0,11574	0,00017	1892	3	1891	4
Idade (Zr1+Zr5+Zr7+Zr9+Zr12+Zr14+Zr15+Zr19+Zr21+Zr22+Zr23+Zr25 - MSWD = 17)										1891 ± 5 Ma	
Idade média (Zr1+Zr5+Zr7+Zr9+Zr15+Zr19+Zr21+Zr22+Zr23+Zr25 - MSWD = 3,5)										1888 ± 2,5 Ma	
Ignimbrito traquítico (amostra LT-30)											
LT30/1	1450	30	17241	0,19479	0,00136	0,11574	0,00023	1892	4		
	1500	40	9615	0,17107	0,00086	0,11478	0,00066	1877	10		
	1550	34	10309	0,17307	0,00042	0,11506	0,00020	1881	3	1885	8
LT30/2	1450	34	8929	0,18690	0,00081	0,11585	0,00029	1893	5	1893	5
	*1500	36	4484	0,16297	0,00089	0,11364	0,00027	1859	4		
	*1550	34	3546	0,16271	0,00278	0,11350	0,00039	1857	6		
LT30/4	1500	28	3115	0,20061	0,00053	0,11547	0,00031	1887	5	1887	5
LT30/5	*1450	32	13158	0,16735	0,00530	0,11608	0,00046	1897	7		
	*1500	40	52632	0,15115	0,00043	0,11671	0,00017	1907	3		
	*1550	20	21739	0,18416	0,00695	0,11970	0,00091	1952	14		
LT30/7	1500	34	16949	0,19190	0,00131	0,11657	0,00103	1905	16		
	1550	34	18868	0,19704	0,00050	0,11568	0,00037	1891	6	1894	4
LT30/13	1450	34	7299	0,18507	0,00113	0,11522	0,00047	1884	7		
	1500	36	29412	0,20116	0,00061	0,11581	0,00039	1893	6		
	1550	30	16667	0,20970	0,00049	0,11628	0,00023	1900	4	1892	9
LT30/14	1450	30	9434	0,18816	0,00069	0,11539	0,00064	1886	10		
	1550	40	16949	0,18164	0,00069	0,11569	0,00032	1891	5	1890	4
LT30/15	1500	32	11364	0,18781	0,00064	0,11571	0,00032	1891	5	1891	5
LT30/16	1500	32	35714	0,17757	0,00051	0,11544	0,00052	1887	8	1887	8
LT30/17	1500	30	8621	0,16258	0,00038	0,11543	0,00015	1887	2	1887	2
LT30/18	1500	36	17857	0,29269	0,00425	0,11573	0,00019	1892	3	1892	3
Idade média (Zr1+Zr2+Zr4+Zr7+Zr13+Zr14+Zr15+Zr16+Zr17+Zr18 - MSWD = 2,2)										1889 ± 2 Ma	
Andesito (amostra LT-06)											
LT06/1	1500	36	12500	0,15939	0,00039	0,12162	0,00030	1980	4	1980	4
LT06/2	*1500	6	32258	0,19364	0,00198	0,12574	0,00060	2039	8		
LT06/5	*1550	20	2545	0,04986	0,00070	0,12516	0,00042	2031	6		
LT06/6	1500	22	8065	0,15948	0,00376	0,12126	0,00068	1975	10	1975	10
LT06/7	*1450	6	> 1000000	0,20569	0,01998	0,13304	0,00495	2139	65		
	1500	40	17544	0,19037	0,00102	0,12306	0,00046	2001	7	2001	7
LT06/8	1450	6	> 1000000	0,18744	0,00267	0,12162	0,00041	1980	6		
	1500	38	26316	0,17929	0,00116	0,12219	0,00037	1989	5	1985	8
LT06/9	*1500	32	19608	0,14832	0,00086	0,13059	0,00102	2106	14		
LT06/12	1500	16	4808	0,12831	0,00115	0,12174	0,00029	1982	4	1982	4
LT06/15	*1450	36	6849	0,22599	0,00140	0,18118	0,00032	2664	3		
	1500	34	32258	0,14251	0,00034	0,12237	0,00027	1991	4	1991	4
LT06/20	1500	24	5263	0,15495	0,00192	0,12217	0,00046	1988	7	1988	7
LT06/24	1500	26	2890	0,20016	0,00068	0,12268	0,00028	1996	4	1996	4
LT06/27	1550	28	6329	0,13283	0,00039	0,12226	0,00023	1990	3	1990	3
LT06/29	1550	34	4405	0,22645	0,00056	0,12225	0,00020	1990	3	1990	3
LT06/32	1500	6	2646	0,17827	0,00092	0,12259	0,00133	1994	19	1994	19
LT06/33	*1450	34	5650	0,20575	0,00083	0,18864	0,00079	2731	7		
	*1500	30	9901	0,20872	0,00069	0,18944	0,00066	2738	6		
Idade (Zr1+Zr6+Zr7+Zr8+Zr12+Zr15+Zr20+Zr24+Zr27+Zr29+Zr32 - MSWD = 6,7)										1989 ± 4 Ma	
Idade média (Zr7+Zr15+Zr20+Zr24+Zr27+Zr29+Zr32 - MSWD = 2,6)										1992 ± 3 Ma	

Valores em negrito foram incluídos nos cálculos das idades com erros de 2σ

* excluído subjetivamente do cálculo da idade

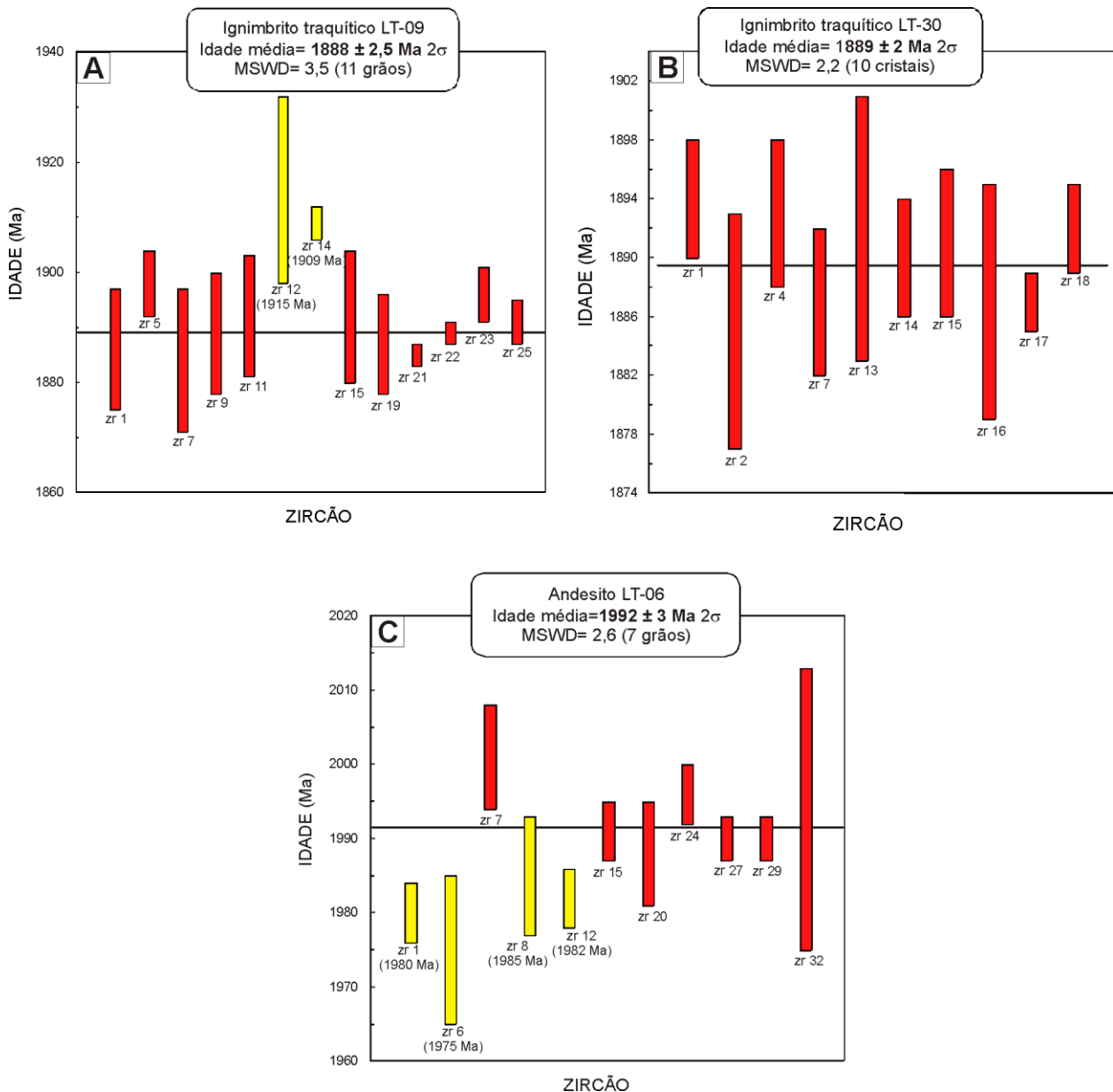


Figura 8- Diagramas de evaporação de Pb em zircão para as rochas vulcânicas datadas do sudoeste do Domínio Erepecuru-Trombetas. A) ignimbrito traquítico (amostra LT-09); B) ignimbrito traquítico (amostra LT-30); C) andesito (amostra LT-06). As barras de erro correspondem ao valor de idade média obtida para cada grão de zircão, sendo que as de cor vermelha representam os grãos utilizados no cálculo, e as de cor amarela os grãos eliminados.

DISCUSSÃO

Os dados de campo e petrográficos permitiram a identificação de fases efusivas e explosivas no vulcanismo félsico paleoproterozoico do Grupo Iricoumé, no noroeste do Pará. A fase explosiva compreende fluxos piroclásticos (ignimbritos, reoignimbritos), queda de tufos co-ignimbriticos, e depósito de *surge* (lápili-tufo). A fase efusiva é representada por derrames de andesitos e rochas subvulcânicas (lamprófiros espessartíticos e latitos). Essas rochas se revelaram bastante preservadas, levando em consideração a sua idade paleoproterozoica, em decorrência da predominância de rochas piroclásticas de fluxo soldadas (alta temperatura) e lavas intercaladas com depósitos de queda e *surge*, o que permitiu a "fossilização" e a preservação de estruturas diagnósticas. Adicionalmente, de acordo com Juliani e Fernandes (2010), a cobertura relativamente

rápida dessas sequências vulcânicas por sedimentos ou unidades sedimentares posteriores, aliada à estabilidade termo-tectônica do Cráton Amazônico desde o Paleoproterozoico, poderiam ter contribuído para a preservação das estruturas e texturas dessas rochas vulcânicas.

A ocorrência de depósitos piroclásticos de fluxo é especialmente importante para auxiliar na reconstrução do ambiente deposicional de formação das sucessões vulcânicas, pois os componentes juvenis desse tipo de depósito fornecem informações diretas do estilo eruptivo e o contexto da fonte desses vulcões (McPhie, Doyle, Allen, 1993). Na área estudada foi observada uma predominância de litotipos piroclásticos de fluxo (ignimbritos), moderadamente a fortemente soldados, indicando que a maioria das rochas podem ter se formado em ambiente de deposição subaéreo. A elevada concentração de púmices achatados (*fiamme*), zonas de liberação de gases (*paleopipes*), registros de devitrificação (esferulitos e axiolitos) e *shards* deformados plasticamente, indicam a condição de alta temperatura de colocação dos ignimbritos. Nessas rochas, os fenocristais são em geral quebrados, mal-selecionados e mal-arredondados, com distribuição heterogênea. Nas lavas e rochas hipabissais, os fenocristais, diferentemente, tendem a ser subédricos a euédricos e de tamanho mais uniforme.

É comum que associados a depósitos de fluxo piroclásticos ocorram depósitos de queda de cinzas co-ignimbríticas e tipo *surge*, evidentes na área de estudo pela presença, em escala de afloramento, de estratificações plano-paralelas e cruzadas de baixo ângulo, respectivamente. Os depósitos de queda são formados pela extração de partículas finas por elutriação a partir de uma nuvem de cinzas (pluma) turbulenta durante o deslocamento do fluxo piroclástico. Estas partículas podem, no topo do fluxo de púmices, se separar de forma ascendente pelo ar+gases em torno do fluxo, que se torna mais quente, diminuindo a densidade desta pluma, que ascende e cai posteriormente pela gravidade (Cas e Wright, 1987). Os depósitos tipo *surge* podem estar relacionados tanto a base quanto ao topo dos ignimbritos, onde o ar é incorporado durante o movimento expandido de tal forma que o espaço entre os fragmentos é modificado de regime de fluxo de massa para fluxos trativos.

Erupções explosivas de grandes proporções e de alta temperatura estão geralmente relacionadas a grandes caldeiras félsicas (Gudmundsson, 2008 in Gottsmann e Marti, 2008). Essa interpretação pode ser adotada para a região estudada, apesar de um sistema de caldeiras ainda não ter sido descrito no Domínio Erepecuru–Trombetas, a exemplo do que foi proposto para as regiões do Pitinga (Ferron et al., 2002, 2010) e do Tapajós (Juliani et al., 2005, 2011).

No entanto, o grande volume de rochas piroclásticas com características de elevado grau de soldagem e reomorfismo de parte destas, aliado a abundância de fragmentos juvenis e cognatos, registros de devitrificação de alta temperatura, piroclastos termalmente oxidados e estruturas de escape de gases, indicam, possivelmente, que a deposição dos piroclastos ocorreu sob temperaturas superiores à mínima de soldagem, de 600°C (Quane e Russell, 2005). De acordo com Dingwell e Webb (1990) esta temperatura representaria o limite cinético entre um “líquido” (sistema viscoso) e um sólido (elástico) em resposta ao esforço mecânico aplicado, sendo que acima da temperatura de transição, as partículas serão viscosamente deformadas permitindo a soldagem, e abaixo da mesma, a soldagem é inibida. Esse tipo de interpretação tem sido discutido nos depósitos dos platôs do Taquarembó e Ramada, Escudo Sul-Rio-Grandense (Sommer et al., 2011).

As feições de alta temperatura observadas sugerem pouca perda de calor entre a origem e a deposição final dos piroclastos destes fluxos, indicando que as rochas vulcânicas estudadas estão relacionadas provavelmente à ambientes de geração de caldeiras, onde são baixas as colunas de erupção, permitindo uma maior preservação de calor dos constituintes (Cas e Wright, 1987; Lowell, 1991).

As datações radiométricas Pb-Pb em zircão forneceram idades de $1888 \pm 2,5$ Ma e 1889 ± 2 Ma em ignimbritos traquíticos e 1992 ± 3 Ma em andesito, as quais foram interpretadas como de cristalização desses vulcanitos, evidenciando a ocorrência de dois eventos vulcânicos distintos separados por ~ 100 Ma.

As idades de 1,89 Ga obtidas para duas amostras de ignimbritos, litotipo predominante na área de estudo, permite confirmar que a maioria das rochas estudadas pode ser relacionada ao Grupo Iricoumé no Domínio Erepecuru–Trombetas, como já havia sido proposto (Vasquez e Rosa-Costa, 2008).

A idade de 1,99 Ga do andesito indica que parte das rochas vulcânicas está relacionada a outro evento magmático efusivo mais antigo. Uma alternativa para a interpretação da idade de 1,99 Ga seria que os zircões analisados representem xenocristais do embasamento e/ou de rochas encaixantes, considerando para o Grupo Iricoumé na área estudada um embasamento similar ao do Domínio Uatumã–Anauá (Reis et al., 2006; Almeida, Macambira, Oliveira, 2007; Valério, Souza, Macambira, 2009). Nesse caso, o andesito poderia ter se formado durante o mesmo episódio que as rochas ignimbríticas (~1,89 Ga). No entanto, o fato de os dados geocronológicos apontarem para uma boa reprodutibilidade da idade, em um número elevado de cristais de zircão, sem evidências de cristais ou parte de cristais com idades mais novas (~1,89 Ga), torna pouco provável que todos os zircões datados sejam xenocristais, sem nenhum zircão magmático. Esse vulcanismo mais antigo é de extensão limitada na área, considerando que as rochas efusivas ocorrem de maneira subordinada, porém a sua extensão real pode ter sido mascarada pelo depósito das rochas ignimbríticas.

As idades em torno de 1,89 Ga indicam que as rochas vulcânicas explosivas do Domínio Erepecuru–Trombetas correspondem aquelas do Grupo Iricoumé. As lavas andesíticas foram originadas durante um evento vulcânico orosiriano mais antigo, não evidenciado até o momento nesse domínio, porém reconhecido de forma pontual no Domínio Tapajós, em que rochas vulcânicas da Formação Vila Riozinho, ocorrem localmente junto com as rochas vulcânicas do grupo Iriri e apresentam idades de 2,0 Ga (Lamarão et al., 2002). Eventos magmáticos com idades próximas as obtidas nesse estudo são registrados no norte do Domínio Uatumã–Anauá, como os granitóides das Suítes Serra Dourada e Martins Pereira, com idades entre 1,96 e 1,98 Ga (Almeida, Macambira, Oliveira, 2007), e os granitos da Suíte Pedra Pintada, no norte do Estado de Roraima, com idade de 1,96 Ga (Santos, 2003). Entretanto, a ausência de dados geoquímicos para os andesitos do Domínio Erepecuru–Trombetas e a diferença de idade, pequena, mas significativa, não permitem estabelecer possíveis correlações entre esses eventos magmáticos.

Aparentemente, os dois eventos definidos são caracterizados por modalidades diferentes de vulcanismo na área estudada, sendo o evento de 1,89 Ga de natureza explosiva e o de 1,99 Ga de natureza efusiva. Entretanto essa diferença é provavelmente apenas fortuita, considerando o número restrito de amostras datadas e a área limitada de investigação. No Domínio Uatumã–Anauá, riolitos coexistem com ignimbritos durante o evento de 1,88 Ga (Costi, Dall’Agnol, Moura, 2000; Ferron et al., 2006; Valério, Souza, Macambira, 2009). No Domínio Iriri–Xingu, foram descritos dacitos, riolitos e tufo que também coexistem a 1,88 Ga (Pinho et al., 2006; Fernandes et al., 2011). No Domínio Tapajós, o evento mais novo (~1,87–1,89 Ga), inclui tanto rochas explosivas quanto efusivas (traquitos, riolitos e ignimbritos) e o mais antigo (~1,98–2,0 Ga), apenas rochas efusivas traquíticas (Lamarão et al., 2002).

Apesar de geocronologicamente terem sido caracterizados dois eventos distintos, não foi possível separar a área de ocorrência e extensão das rochas representativas dos mesmos no campo, devido a quantidade reduzida de amostras datadas e a extensão relativamente limitada da área de estudo em relação à área de ocorrência das rochas vulcânicas. Nesse sentido, são necessárias campanhas de mapeamento geológico em escala de detalhe, com boas seções geológicas contínuas, geoquímica e caracterização geocronológica sistemática.

Recentemente, alguns autores (Schobbenhaus e Brito Neves, 2003; Brito Neves, 2011; Fernandes et al., 2011; Juliani et al., 2011) têm descrito o extenso vulcano-plutonismo félsico orosiriano que ocorre na região central da Amazônia, tanto no Escudo das Guianas, quanto no Escudo Brasil-Central, como representando uma *Silicic Large Igneous Province* (SLIP; Bryan et al., 2002; Bryan, 2007; Bryan e Ernst, 2006, 2008), em virtude desse magmatismo apresentar todas as características de uma SLIP, em termos de extensão, volume, composição e de contexto

geodinâmico. Porém em termo de duração, as SLIPs geralmente são eventos de curta duração, na maioria de 3 a 5 Ma, até excepcionalmente 30–40 Ma (Bryan, 2007; Bryan e Ernst, 2008). Levando em consideração o fato de os dois eventos magmáticos constituírem episódios distintos com uma diferença de idade de 100 Ma, sugere-se limitar o termo SLIP ao Grupo Iricoumé e vulcano-plutonismo correlato, com idade de 1,88–1,89 Ga, excluindo-se o magmatismo mais antigo de 1,98–2,0 Ga.

CONCLUSÕES

A caracterização petrográfica das rochas vulcânicas da porção sudoeste do Domínio Erepecuru–Trombetas permitiu distinguir duas modalidades de vulcanismo em condições subaéreas: um vulcanismo explosivo, representado por rochas piroclásticas (ignimbritos, reoignimbritos, lápili-tufo relacionado a *surge*, tufo co-ignimbritico de queda), e um efusivo, representado por fluxos de lavas coerentes e rochas hipabissais (andesitos, lamprófiros e latitos). Espacialmente, as variedades explosivas predominam, enquanto que as variedades efusivas ocorrem apenas localmente na área.

Associado aos depósitos piroclásticos de fluxo (ignimbritos), ocorrem os depósitos piroclásticos de queda de cinzas co-ignimbriticas e tipo *surge*, evidentes na área de estudo pelas características em escala meso e microscópica. O grande volume de ignimbritos com moderado a elevado grau de soldagem, aliado a abundância de fragmentos juvenis e cognatos, registros de devitrificação de alta temperatura (700–450°C) e estruturas de escape de gases, indicam pouca perda de calor entre a origem e a deposição final dos piroclastos destes fluxos. A manutenção de temperaturas elevadas nos piroclastos envolve mecanismo de explosão com baixas colunas de erupção, típica de ambientes vulcânicos de caldeiras.

As idades de $1888 \pm 2,5$ Ma e 1889 ± 2 Ma obtidas para duas amostras de ignimbritos traquíticos, permitem confirmar que as rochas vulcânicas explosivas podem ser relacionadas ao Grupo Iricoumé, como já havia sido sugerido por Vasquez e Rosa-Costa (2008), mantendo forte correlação com o Grupo Iriri ao sul da Bacia do Amazonas.

A idade de 1992 ± 3 Ma para a formação de um andesito indica que parte das rochas vulcânicas está relacionada a outro episódio vulcânico orosiriano mais antigo, já reconhecido localmente no Domínio Tapajós por Lamarão et al. (2002).

Os dados obtidos reforçam dessa forma, a ampla extensão do vulcanismo Iricoumé e de rochas vulcânicas correlatas na porção central do Cráton amazônico, como nos domínios Uatumã–Anauá, Iriri–Xingu e Tapajós.

O Vulcano-plutonismo orosiriano da porção central do Craton Amazônico apresenta as principais características de uma *Silicic Large Igneous Province* (SLIP), cuja inclusão nessa categoria já vem sendo proposta por alguns autores. As idades obtidas nesse estudo são mais um argumento geocronológico para relacionar definitivamente o magmatismo Uatumã a uma SLIP. Contudo, sugere-se, neste trabalho, limitar o termo SLIP ao vulcanismo Iricoumé e vulcano-plutonismo correlato, com idade de 1,88–1,89 Ga, excluindo-se o magmatismo mais antigo de 1,98–2,0 Ga.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao CNPq pela concessão das bolsas de mestrado da primeira autora e de produtividade (Evandro F. de Lima e Jean Michel Lafon), e à CPRM por ter cedido as amostras para este estudo. Os autores agradecem também ao Dr. Hilton T. Costi (Museu Paraense Emílio Goeldi), pela importante contribuição na caracterização petrográfica e discussões. Ao Dr. Marco Antônio Galarza e Dr. Marcos Scheller (Laboratório Pará-Iso, UFPA) pela supervisão e sugestões fornecidas durante as análises isotópicas Pb-Pb em zircão, e ao técnico Jeferson Barbosa pelo suporte durante as etapas laboratoriais. Os autores agradecem também aos revisores Nelson

Joaquim Reis e Evandro Luiz Klein, cujos comentários valiosos aprimoraram significativamente a qualidade do artigo. Este trabalho é uma contribuição ao projeto GEOCIAM.

REFERÊNCIAS

ALBUQUERQUE, O.R. Reconhecimentos Geológicos no vale do Amazonas: campanhas de 1918 a 1919. In: BOLETIM DO SERVIÇO GEOLÓGICO E MINERAL BRASILEIRO, 1922. v. 3, p. 1-84.

ALMEIDA, M.E. *Evolução Geológica da porção Centro-Sul do Escudo das Guianas com base no estudo geoquímico, geocronológico e isotópico dos granitóides paleoproterozóicos do Sudeste de Roraima, Brasil*. 2006. 227 f. Tese (Doutorado) - Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.

ALMEIDA, M.E.; MACAMBIRA, M.J.B.; OLIVEIRA, E.C. Geochemistry and zircon geochronology of the I-type high-K calc-alkaline and S-type granitoid rocks from southeastern Roraima, Brazil: Orosirian collisional magmatism evidence (1.97–1.96 Ga) in central portion of Guyana Shield. *Precambrian Research*, v. 155, n. 1-2, p. 69-97, 2007.

ANDRADE, A.F.; SANTIAGO, A.F.; MELO, C.F.; BIZINELLA, G.A.; MOREIRA, H.L.; SANTOS, J.O.S.; OLIVEIRA, J.R.; MOURA, P.A.; LOPES, R.C.; ROSA FILHO, S.F.; NEVES, S.A.V. Projeto Tapajós-Sucunduri: Relatório de Integração Geológica. Manaus: DNPM/CPRM, 3 v. (Relatório Inédito), 1978.

ARAÚJO NETO, H.; MOREIRA, H.L. Projeto Estanho do Abonari. Manaus, Convênio DNPM/CPRM, Relatório Final, 2v. 1976.

ARAÚJO, J.F.V.; MONTALVÃO, R.M.G.; LIMA, M.I.C.; FERNANDES, P.E.C.A.; CUNHA, F.M.B.; FERNANDES, C.A.C.; BASEI, M.A.S. Geologia. Projeto Radambrasil. Folha SA. 21 - Santarém: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro: DNPM, 1976. p. 19-122.

AVELAR, V.G. *Geocronologia Pb-Pb em zircão e Sm-Nd rocha total da porção centro-norte do Estado do Amapá-Brasil: implicações para a evolução geodinâmica do setor oriental do escudo das Guianas*. 2002. 213 f. Tese (Doutorado) - Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.

AVELAR, V.G.; LAFON, J.M.; DELOR, C.; GUERROT, C.; LAHONDÈRE, D. Archean crustal remnants in the easternmost part of the Guiana Shield: Pb-Pb and Sm-Nd geochronological evidence for Mesoarchean versus Neoarchean signatures. *Geology of France and Surrounding Areas- Special Guiana Shield*, n. 2-3-4, p. 83-99, 2003.

BRITO NEVES, B.B. The Paleoproterozoic in the South-American continent: Diversity in the geologic time. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 32, p. 270-286, 2011.

BRITO, M.F.L.; ALMEIDA, M.E.; MACAMBIRA, M.J.B. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of calc-alkaline rapakivi granite in Tapajós Gold Province, Amazon Craton - Brazil. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 2., 1999. Córdoba. *Anais...* Córdoba: 1999. p. 40-43.

BRYAN, S.E. Silicic Large Igneous Provinces. *Episodes*, v. 30, p. 20-31, 2007.

BRYAN, S.E.; ERNST, R.E. Proposed Revision to Large Igneous Province Classification. 2006. Disponível em: <<http://www.mantleplumes.org/LIPClass2.html>>. Acesso em: 25 jun. 2010.

BRYAN, S.E.; ERNST, R.E. Revised definition of Large Igneous Provinces (LIPs). *Earth Sciences Reviews*, v. 86, p. 175-202, 2008.

BRYAN, S.E.; RILEY, T.R.; JERRAM, D.A.; LEAT, P.T.; STEPHENS, C.J. Silicic volcanism: an undervalued 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. Geological Society of America Special Paper*, 2002. v. 362, p. 99-120.

CAS, R.A.F.; WRIGHT, J.V. 1987. *Volcanic succession, modern and ancient: a geological approach to processes, products and successions*. London, 1987. 528p.

CHAVES, O.A.; HAGE, A.J.J.; MACHADO, J.I.L.; SERIQUE, J.S.C.B.; LISBOA, L.G.S.; SERFATY, S.; SILVA, G.G.; ALMARÁZ, J.S.; SANTOS, J.M.S.; DUTRA, C.V.; MOUTINHO, L.A. Projeto Trombetas-Erepecuru: pesquisa mineral. Relatório final de reconhecimento. Belém: Sudam/Idesp, v. 1, 216 p., Il, 1977.

CORDANI, U.G.; TEIXEIRA, W.; D'AGRELLA-FILHO, M.S.; TRINDADE, R.I. The position of the Amazonian Craton in supercontinents. *Gondwana Research*, v. 15, p. 396-407, 2009.

COSTI, H.T.; DALL'AGNOL, R.; MOURA, C.A.V. Geology and Pb-Pb geochronology of Paleoproterozoic volcanic and granitic rocks of Pitinga Province, Amazonian Craton, northern Brazil. *International Geology Review*, v. 42, n. 9, p. 832-849, 2000.

DALL'AGNOL, R.; BETTENCOURT, J.S.; JORGE JOÃO, X.S.; MEDEIROS, H.; COSTI, H.T.; MACAMBIRA, M.J.B. Granitogenesis in the northern Brazilian region - A review. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 17, p. 382-403, 1987.

DALL'AGNOL, R.; LAFON, J.M.; MACAMBIRA, M.J.B. Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: geochronological, petrological and geochemical aspects. *Mineralogy and Petrology*, v. 50, n. 1-3, p. 113-138, 1994.

DALL'AGNOL, R.; SILVA, C.M.G.; SCHELLER, T. Fayalite-hedenbergite rhyolites of the Iriri formation, Tapajós Gold Province, Amazonian Craton: implications for the Uatumã volcanism. In: SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 1., 1999. Gramado. *Anais...* Gramado: 1999. p. 31.

DINGWELL, D.B.; WEBB S.L. Relaxation in silicate melts. *European Journal of Mineralogy*, v. 2, p. 427-449, 1990.

FERNANDES, C.M.D.; JULIANI, C.; MONTEIRO, L.V.S.; LAGLER, B.; MISAS, C.M.E. 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*, v. 32, p. 351-368, 2011.

FERNANDES, C.M.D.; LAMARÃO, C.N.; TEIXEIRA, N.P. O vulcanismo bimodal do tipo Uatumã da região de São Félix do Xingu (PA), Província Mineral de Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 36, p. 565-576, 2006.

FERRON, J.M.T.M.; BASTOS NETO, A.C.; LIMA, E.F.; COSTI, H.T.; MOURA, C.; PRADO, M.; GALARZA, M. Geologia e geocronologia Pb-Pb de rochas graníticas e vulcânicas ácidas a intermediárias Paleoproterozóicas da Província Pitinga, Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 36, n. 3, p. 499-512, 2006.

FERRON, J.M.T.M.; BASTOS NETO, A.C.; LIMA, E.F.; NARDI, L.V.S.; COSTI, H.T.; PIEROSAN, R.; PRADO, M. 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*, v. 29, p. 483-497, 2010.

FERRON, J.M.T.M.; BASTOS NETO, A.C.; ROLIM, S.B.A.; HOFF, R.; UMANN, L.V.; MINUZZI, O.R.R. 2002. Reconhecimento de uma mega-estrutura no distrito mineiro de Pitinga-AM: dados preliminares a partir da aplicação de técnicas de processamento digital de imagens ETM+ Landsat 7. In: SIMPÓSIO DE

VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 2., 2002. Belém. Anais eletrônicos... Belém: 2002. CD-ROM.

FINK, J. H. Structure and emplacement of a rhyolitic obsidian flow: Little Glass Mountain, Medicine Lake Highland, northern California. *Geological Society of America Bulletin*, v. 94, n. 3, p. 362-380, 1983.

FISHER, R.V. Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. *Geological Society of America Bulletin*, v. 72, p. 1409-1414, 1961.

FISHER, R.V.; SCHMINCKE, H. U. 1984. *Pyroclastic rocks*. SpringerVerlag eds., Berlin, 1984. 462 p. Disponível em: <<http://www.volcanoes.usgs.gov>>. Acesso em: 20 mar. 2011.

GAUDETTE, H.E.; LAFON, J.M.; MACAMBIRA, M.J.B.; MOURA, C.A.V.; SCHELLER, T. Comparison of single filament Pb evaporation/ionization zircon ages with conventional U-Pb results: Examples from the Precambrian of Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 11, p. 351-363, 1998.

GUDMUNDSSON, A. Magma-chamber geometry, fluid transport, local stresses, and rock behaviour during collapse-caldera formation. In: GOTTSMANN, J.; MARTI, J. *Caldera Volcanism: Analysis, Modelling and Response*. Elsevier, Amsterdam, Developments in Volcanology, 2008. v. 10, p. 313-349.

JORGE JOÃO, X.S.; SANTOS, C.A.; FARACO, M.T.L. Projeto Trombetas-Mapuera: relatório final. Belém, DNPM/CPRM, v. I e II. (Texto e anexos), 1984.

JULIANI, C.; FERNANDES, C.M.D. Well-preserved Late Paleoproterozoic volcanic centers in the São Félix do Xingu region, Amazonian Craton, Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 191, p.167-179, 2010.

JULIANI, C.; FERNANDES, C.M.D.; MONTEIRO, L.V.S.; LAGLER, B.; MISAS, C.M.E. Very low-grade metamorphism and very well preserved epithermal mineralization in the Paleoproterozoic Uatumã LIP, southern Amazonian craton, Brazil. In: EUROPEAN GEOSCIENCES UNION. 2011. Austria. *Geophysycal Research Abstracts...* Austria: 2011. v. 13, p. 11815.

JULIANI, C.; RYE, R.O.; NUNES, C.M.D.; SNEE, L.W.; CORREA SILVA, R.H.; MONTEIRO, L.V.S.; BETTENCOURT, J.S.; NEUMANN, R.; NETO, A.A. Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajós gold province, Amazonian Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age, and stable-isotope constraints. *Chemical Geology*, v. 215, p. 95-125, 2005.

KLEIN, E.L.; VASQUEZ, M.L. Geologia e recursos minerais da Folha Vila Riozinho – SB.21-Z-A: Estado do Pará. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós). Brasília, CPRM, 2000. Escala 1:250.000. CD-ROM.

KOBER, B. Whole grain evaporation for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age investigations on single zircons using a double filament source. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 93, p. 482-490, 1986.

KOBER, B. Single grain evaporation combined with Pb emitter bedding for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ investigations using thermal ion masss spectrometry, and implications for zirconology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 96, p. 63-71, 1987.

LAMARÃO, C.N.; DALL'AGNOL, R.; LAFON, J.M.; LIMA, E.F. Geology, geochemistry, and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, v. 119, p. 189-223, 2002.

LAMARÃO, C.N.; DALL'AGNOL, R.; PIMENTEL, M.M. 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*, v. 18, p. 277-292, 2005.

- LE MAITRE, R.W. *A classification of igneous rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the international union of geological sciences subcommission of the systematic of igneous rocks*. Cambridge University Press, 2nd edition, 2002. 252 p.
- LIMA, E.F.; RIZZON, G.C.; PHILIPP, R.P. Sistema de alimentação dos fluxos ácidos da Formação Serra Geral na região de São Marcos (RS). In: SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 5., 2011. Goiás. *Anais...* Goiás: 2011. p. 03.
- LOGFREN, G. Experimentally produced devitrification textures in natural rhyolitic glass. *Geological Society of America Bulletin*, v. 82, p. 111-114, 1971a.
- LOGFREN, G. Spherulitic textures in glassy and crystalline rocks. *Journal of Geophysical Research*, v. 76, p. 5635-5648, 1971b.
- LOWELL, R.P. Modeling continental and submarine hydrothermal systems. *Reviews of Geophysics*, v. 29, p. 457-476, 1991.
- LUDWIG, K.R. User's manual for ISOPLOT/EX: a geochronological toolkit for Microsoft Excel (version 3.1). Berkeley Geochronology Center. *Special Publication*, v. 4, 71 p., 2004.
- MACAMBIRA, M.J.B.; ALMEIDA, M.E.; SANTOS, L.S. 2002. Idade de zircão das vulcânicas Iricoumé do Sudeste de Roraima: contribuição para a redefinição do Supergrupo Uatumã. In: SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 2., 2002. Belém. *Anais...* Belém: 2002. p. 22.
- MACAMBIRA, E.M.B.; VALE, A.G. São Félix do Xingu: folha SB.22-Y-B, Estado do Pará, escala 1:250.000: Texto Explicativo. Brasília, CPRM, 1997. 344 p.
- MARQUES, S.N.S.; NASCIMENTO, R.S.C.; SOUZA, V.S.; DANTAS, E.L. 2007. Características geoquímicas das rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé, em perfis estratigráficos, na região de Presidente Figueiredo-AM. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 10., 2007. Porto Velho. *Anais...* Porto Velho: 2007. p. 221-224.
- McPHIE, J.; DOYLE, M.; ALLEN, R. 1993. *Volcanic Textures: A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. Tasmania: 1993. 191 p.
- MELO, A.F.F.; SANTOS, A.J.; CUNHA, M.T.P.; CAMPOS, M.J.; D'ANTONA, R.J.G. Projeto Molibdênio em Roraima: relatório final. Manaus, DNPM/CPRM, 1978, v. I-A e B, il.
- MITCHELL, R.H. The Lamprophyre facies. *Mineralogy and Petrology*, v. 51, p. 137-146, 1994.
- MONTALVÃO, R.M.G.; BEZERRA, P.E.L.; ISSLER, R.S.; DALL'AGNOL, R.; LIMA, M.I.C.; FERNANDES, C.A.C.; SILVA, C.G. Folha NA.20-Boa Vista e parte das folhas NA.21-Tumucumaque, NB.20-Roraima e NB.21. In: B.D.N.D.P.M.P. (Ed.), Projeto RADAMBRASIL, Geologia, Rio de Janeiro, 1975.
- MOURA, C.A.V.; GORAYEB, P.S.S.; MATSUDA, N.S. Geocronologia Pb-Pb em zircão do riolito Vila Raiol, Formação Iriri – sudoeste do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6., 1999. Manaus. *Anais...* Manaus: SBG, 1999. p. 475-477.
- OLIVEIRA, A.I.; LEONARDOS, O.H. Geologia do Brasil. Ed. Rio de Janeiro, Serv. Inf. Agrícola, 813 p., 1943. (Série Didática).
- OLIVEIRA, M.J.R.; ALMEIDA, M.E.; LUZARDO, R.; FARIA, M.S.G. 1996. Litogeoquímica da Suíte Intrusiva Água Branca - SE de Roraima. In: SBG, CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 39., 1996. Salvador. *Anais...* Salvador. 1996. v.2, p. 213-216.

OLIVEIRA, A.S.; FERNANDES, C.A.C.; ISSLER, R.S.; MONTALVÃO, R.M.G.; TEIXEIRA, W. Geologia da Folha NA.21-Tumucumaque e parte da Folha NB.21. Rio de Janeiro, DNPM, 1975. Projeto RADAMBRASIL (Levantamento de Recursos Minerais, 9). p. 21-118.

PESSOA, M.R.; ANDRADE, A.F.; NASCIMENTO, J.O.; SANTOS, J.O.S.; OLIVEIRA, J.R.; LOPES, R.C.; PRAZERES, W.V. Projeto Jamanxim: relatório final. Manaus, CPRM/DNPM, 1977. v. 3, 614 p.

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. Geochemistry of Palaeoproterozoic volcanic rocks of the Iricoumé Group, Pitinga Mining District, Amazonian craton, Brazil. *International Geology Review*, v. 53, p. 946-979, 2011a.

PIEROSAN, R.; LIMA, E.F.; NARDI, L.V.S.; CAMPOS, C.P.; BASTOS NETO, A.C.; FERRON, J.M.T.M.; PRADO, M. Paleoproterozoic (~1.88Ga) felsic volcanism of the Iricoumé Group in the Pitinga Mining District area, Amazonian Craton, Brazil: insights in ancient volcanic processes from field and petrologic data. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 83, p. 921-937, 2011b.

PINHO, S.C.C.; FERNANDES, C.M.D.; TEIXEIRA, N.P.; PAIVA JR., A.L.; CRUZ, V.L.; LAMARÃO, C.N.; MOURA, C.A.V. O magmatismo paleoproterozóico da região de São Félix do Xingu, Província Estanífera do Sul do Pará: Petrografia e geocronologia. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 36, p. 793-802, 2006.

QUANE, S.L.; RUSSELL, J.K. Welding: insights from high-temperature analogue experiments. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 142, p. 67-87, 2005.

REIS, N.J.; ALMEIDA, M.E.; RIKER, S.R.L.; FERREIRA, A.L. Geologia e Recursos minerais do Estado do Amazonas. Manaus, CPRM, 2006 (Convênio CPRM/CIAMA). Escala 1:1.000.000, 125 p., il.

REIS, N.J.; FARIA, M.S.G.; FRAGA, L.M.; HADDAD, R.C. Orosirian calc-alkaline volcanism and the Orocaima event in the northern Amazonian craton, eastern Roraima state, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, n. 3, p. 380-383, 2000.

REIS, N.J.; FRAGA, L.M.; FARIA, M.S.G.; ALMEIDA, M.E. Geologia do Estado de Roraima, Brasil. Geologia do Estado de Roraima, Brasil. Geology of France and Surrounding Areas- Special Guiana Shield, n. 2-3-4, p. 121-134, 2003.

ROCK, N.M.S. The nature and origin of lamprophyres: an overview. In: FITTON, J.G.; UPTON, B.G.J. *Alkaline igneous rocks*. Geological Society Special Publications, v. 30, p. 191-226, 1987.

ROCK, N.M.S. *Lamprophyres*. London: Great Britain, 1991. 285 p.

SANTOS, J.O.S. Geotectônica dos Escudos das Guianas e Brasil Central. In: BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R.M.; GONÇALVES, J.H. *Geologia, tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. Brasília: CPRM, 2003. p. 198.

SANTOS, J.O.S.; BREEMEN, O.B.V.; GROVES, D.I.; HARTMANN, L.A.; ALMEIDA, M.E.; McNAUGHTON, N.J.; FLETCHER, I.R. Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U-Pb geochronology. *Precambrian Research*, v. 13, p. 73-109, 2004.

SANTOS, J.O.S.; GROVES, D.I.; HARTMANN, L.A.; MOURA, M.A.; McNAUGHTON, N.J. Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta Domains, Tapajós-Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil. *Mineralium Deposita*, v. 36, n. 3-4, p. 279-299, 2001.

SANTOS, J.O.S.; HARTMANN, L.A.; FARIA, M.S.; RIKER, S.R.; SOUZA, M.M.; ALMEIDA, M.E.; MCNAUGHTON, N.J. A compartimentação do cráton amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000–2006. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 9., Belém. *Anais...* Belém: 2006.

SANTOS, J.O.S.; HARTMANN, L.A.; GAUDETTE, H.E.; GROVES, D.I.; MCNAUGHTON, N.J.; FLETCHER, I.R. New understanding of the Amazon Craton provinces, based on field work and radiogenic isotope data. *Gondwana Research*, v. 3, n. 4, p. 453-488, 2000.

SANTOS, J.O.S.; HARTMANN, L.A.; MCNAUGHTON, N.J.; FLETCHER, I.R. Timming of mafic magmatism in the Tapajós Province (Brazil) and implications for the evolution of the Amazon Craton: evidence from baddeleyite and zircon U-Pb SHRIMP geochronology. *Journal of South America Earth Sciences*, v. 15, p. 409-429, 2002.

SCHOBENHAUS, C.; BRITO NEVES, B.B. A Geologia do Brasil no Contexto da Plataforma Sul-Americana. In: BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R.M.; GONÇALVES, J.H. *Geologia, tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. Brasília: CPRM, 2003. p. 5-53.

SILVA, G.H.; LEAL, J.W.L.; SALUM, O.A.L.; DALL'AGNOL, R.; BASEI, M.A.S. Esboço geológico de parte da Folha SC.21 Jurueña. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29., 1974. Porto Alegre. *Anais...* Porto Alegre: SBG, 1974. v. 4, p. 309-320.

SMITH, R.L. Ash flows. *Geological Society of America Bulletin*, v. 71, p. 795-842, 1960.

SOMMER, C.A.; LIMA, E.F.; PIEROSAN, R.; MACHADO, A. Reoignimbritos e ignimbritos de alto grau do vulcanismo Acampamento Velho, RS: origem e temperatura de formação. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 41, n. 3, p. 420-435, 2011.

SPARKS, R.S.J.; WALKER, G.P.L. The ground surge deposit: a third type of pyroclastic rock. *Nature Physics of Sciences*, v. 241, p. 62-64, 1973.

STACEY, J.S.; KRAMERS, J.D. Approximation of terrestrial lead isotopic evolution by a two stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 26, p. 207-221, 1975.

STRECKEISEN, A. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, v. 12, p. 1-33, 1976.

TASSINARI, C.C.G.; MACAMBIRA, M.J.B. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, v. 22, n. 3, p. 174-182, 1999.

TASSINARI, C.C.G.; MACAMBIRA, M.J.B. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: MANTESSO-NETO, V. et al. (Ed.). *Geologia do continente Sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, 2004. p. 471-485.

TEIXEIRA, N.P.; FERNANDES, C.M.D.; MOURA, C.A.V.; PINHO, S.C.C. Geologia, geoquímica, geocronologia e isótopos de Sm-Nd de rochas vulcânicas paleoproterozóicas do Grupo Uatumã ocorrentes na região de São Félix do Xingu, Província Mineral de Carajás, Cráton Amazônico, Brasil. In: SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 2., 2002. Belém. *Anais...* Belém: SBG/PRONEX-UFPA, 2002. p. 28.

VALÉRIO, C.S. *Petrologia e tectônica de granitos Paleoproterozóicos das Suítes Água Branca e Mapuera, sul do Domínio Uatumã-Anauá, NE do Amazonas*. 2011. 139 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.

VALÉRIO, C.S.; SOUZA, V.S.; MACAMBIRA, M.J.B. 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*, v. 28, n. 3, p. 304-320, 2009.

VASQUEZ, M.L.; KLEIN, E.L.; QUADROS, M.L.E.S.; BAHIA, R.B.C.; SANTOS, A.; RICCI, P.S.F.; SACHETT, C.R.; SILVA, C.M.G.; MACAMBIRA, M.J.B. Magmatismo Uatumã na Província Tapajós: Novos dados geocronológicos. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6., 1999. Manaus, *Anais...*, Manaus: SBG/Núcleo Norte, 1999. p. 471-474.

VASQUEZ, M.L.; ROSA-COSTA, L.T. Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. Projeto Geologia e Recursos Minerais do Para – Sistema de Informações Geográficas: texto-explicativo. Belém, CPRM, 2008. Mapa, col. Escala 1:1.000.000. 1 CD-ROM.

VEIGA JÚNIOR, J.P.; NUNES, A.C.B.; FERNANDES, A.S.; AMARAL, J.E.; PESSOA, M.R.; CRUZ, S.A.S. Projeto Sulfetos de Uatumã. Relatório Final. Manaus, CPRM, 1979. v. 7.

CAPÍTULO - 3

**Sm-Nd ISOTOPIC STUDY AND GEOCHEMISTRY OF OROSIRIAN
FELSIC VOLCANISM OF IRICOUMÉ GROUP, EREPECURU-
TROMBETAS DOMAIN, CENTRAL AMAZONIAN PROVINCE**

Carla Joana Santos Barreto

Jean-Michel Lafon

Lúcia Travassos da Rosa-Costa

Artigo a ser submetido

Sm-Nd isotopic study and geochemistry of Orosirian felsic volcanism of Iricoumé Group, Erepecuru-Trombetas Domain, Central Amazonian Province

CARLA JOANA S. BARRETO^{1,2*}, JEAN MICHEL LAFON², LÚCIA TRAVASSOS DA ROSA COSTA³

¹ Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica - Instituto de Geociências – UFPA

R. Augusto Corrêa 1, CEP 66075-110, Belém, PA, BR.

² Laboratório de Geologia Isotópica – Instituto de Geociências - UFPA, Belém, PA, BR

³ Geological Survey of Brazil - CPRM, Belém, PA, BR

*Corresponding author: ph.: +55 32017483; e-mail address: carlabarreto.geo@hotmail.com

ARTIGO A SER SUBMETIDO

Words: abstract (187), body text (11554, including references), figure captions (455).

Total: 3 tables and 11 figures

ABSTRACT

Explosive volcanic rocks of the Iricoumé Group crop out in the Western Erepecuru-Trombetas Domain, in the Central Amazonian province, south of Guyana Shield. They are part of an extensive volcano-plutonic event which marked the central part of the Amazonian craton during the Orosirian. These volcanic rocks, formed around 1.89 Ga, mainly consist of pyroclastic rocks (ignimbrites, rheoignimbrites, surge-related lapilli-tuff, co-ignimbrite fall tuff), and subordinate hypabissal rocks (spessartitic lamprophyres and latites). An older episode, with age around 1.99 Ga, occurs locally represented by trachyandesitic lava flows. The geochemical characteristics of the Iricoumé volcanic rocks suggest that they formed in a post-collisional tectonic environment, while those of the older trachyandesitic rocks suggest a subduction-related geodynamic setting. ϵNd values between -3.04 and +2.35 and T_{DM} model ages ranging from 2.39 Ga to 1.98 Ga indicate dominant Rhyacian to Siderian crustal sources for the parental magmas without significant Archean crustal contribution. These new results furnished further evidence of the wide extent of the Iricoumé Group and coeval volcano-plutonic associations and reinforce the assumption that this magmatism constitutes a Silicic Large Igneous Province (SLIP) in the central part of the Amazonian Craton.

Keywords: Orosirian; Amazonian Craton; Iricoumé Group; volcanic rocks.

1. INTRODUCTION

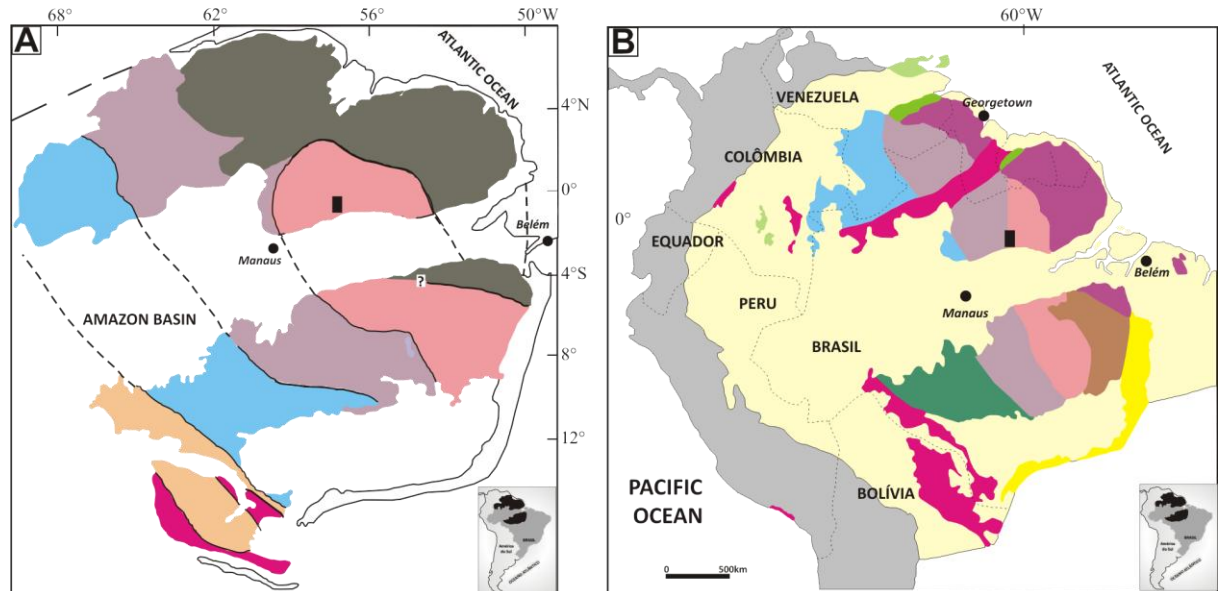
The Iricoumé Group consists of explosive and effusive volcanic rocks that outcrop in the Guyana Shield, as a part of a widespread volcano-plutonic event in the central portion of the Amazonian Craton (Almeida et al. 1981). This craton has been subdivided into several tectono-geochronological provinces (Figure 1) according to Tassinari & Macambira (2004) and Santos et al. (2000, 2006) models. In these provinces, a tectonic partitioning led to individualization of several tectonic-stratigraphic domains (Reis et al. 2003, 2006, Vasquez & Rosa-Costa 2008; Figure 2). Based on this proposal, the Erepecuru-Trombetas Domain represents the northern portion of Central Amazonian Province, at north of the Amazon basin (Figure 1), which is considered supposedly Archean (Santos et al. 2000, 2006, Tassinari & Macambira 2004). The limited access due to the dense rainforest cover and lack of roads hampered for many years any systematic geological and geochronological studies in the Erepecuru-Trombetas Domain. However, the large volcanic unit which crops out in the western portion of this domain have been included in the Iricoumé Group based on similarity with volcanic rocks from several regions of the adjacent Uatumã-Anauá Domain (Reis et al. 2006, Vasquez & Rosa-Costa 2008), located in the Ventuari-Tapajós and/or Tapajós-Parima Province (Figure 2).

The southwestern portion of Erepecuru-Trombetas Domain was selected as the studied area in this paper. This area is limited to the south by the Paleozoic cover of the Amazon Basin and to the north by metamorphic units of the basement. The Iricoumé Group is the predominant geological unit and displays effusive and explosive volcanic rocks with textures and structures very well preserved, especially in the pyroclastic rocks. Dating of volcanic rocks in this region yielded Pb-Pb zircon ages of 1.89 Ga, that reinforced the correlation with other regions where the Iricoumé Group have been studied (Barreto et al. in press).

An important issue is the formation environment of the Iricoumé Group and correlated volcano-plutonic associations from different regions of the central part of the Amazonian craton. These rocks display geochemical affinity of I-type and A-type magmatism and suggest different tectonic settings, ranging from subduction-related to post-collisional contexts. Another issue is the nature and age of the magmatic sources and the existence or not of an Archean basement for these Orosirian volcano-plutonic associations in the Central Amazonian Province, at north of the Amazon Basin.

In this paper, we present the first geochemical results and whole-rock Sm-Nd radiometric data in order to better constrain the geodynamical setting of the volcanic rocks

from the Iricoumé Group of the Erepecuru-Trombetas Domain and to discuss the age and nature of the sources of this magmatism. In addition, this new set of results will help to establish comparisons with other regions of the Amazonian Craton where the Iricoumé volcanism and correlate magmatism were already described.



Geochronological Provinces of the Amazonian Craton

- | | |
|---------------------------------------|--|
| Central Amazonian (> 2.6 Ga) | Carajás (3.0-2.5 Ga) |
| Maroni-Itacaiúnas (2.25-2.05 Ga) | Central Amazonian (supposedly Archean) |
| Ventuari-Tapajós (1.98-1.81 Ga) | Transamazonas (2.26-2.01 Ga) (Imataca and Bakhuis) |
| Rio Negro-Juruena (1.78-1.55 Ga) | Tapajós-Parima (2.03-1.88 Ga) |
| Rondoniana-San Ignacio (1.55-1.30 Ga) | Rio Negro (1.82-1.52 Ga) |
| Sunsás (1.28-0.95 Ga) | Rondônia-Juruena (1.82-1.54 Ga) |
| ■ Studied area | Sunsás and K'Mudku (1.45-1.10 Ga) |
| | Andes orogenic belt |
| | Araguaia orogenic belt |
| | Proterozoic and Phanerozoic sedimentary cover |

Figure 1- Geochronological Provinces of the Amazonian Craton, with ranges of age updated according to Cordani et al. (2009). The location of the studied area is shown. Source: A) Tassinari & Macambira (2004) and B) Santos et al. (2006).

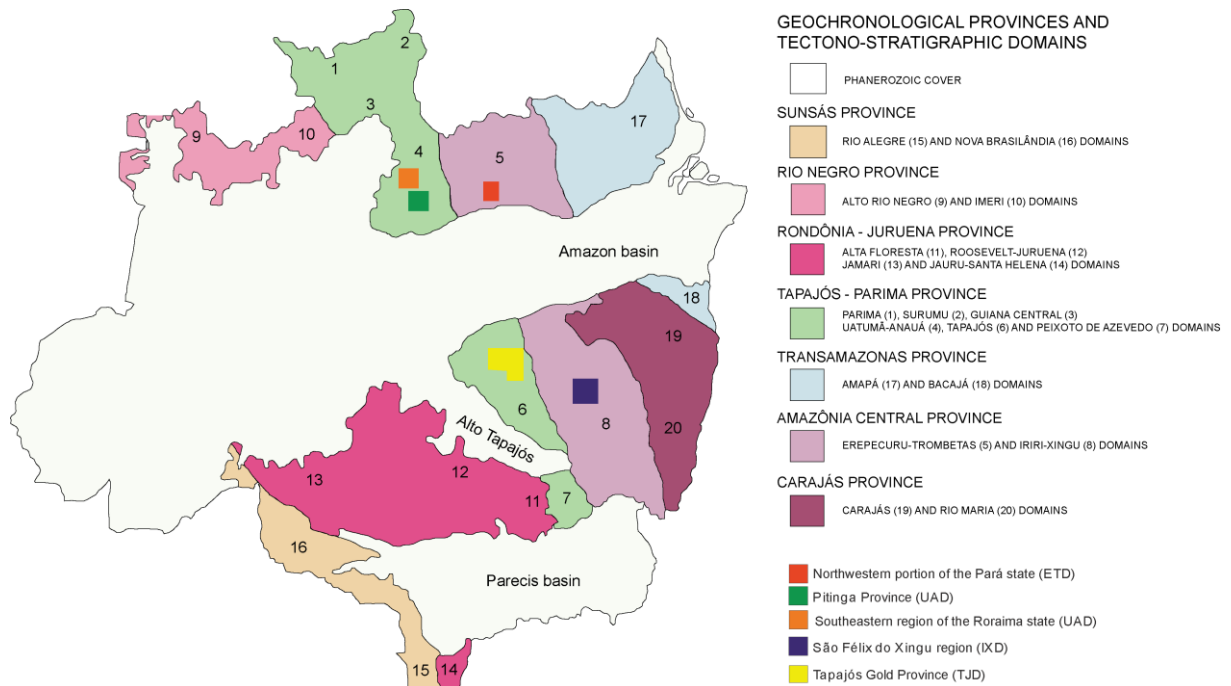


Figura 2- Tectono-stratigraphic domains within the geochronological provinces of the Amazonian Craton. UAD: Uatumã-Anauá Domain; ETD: Erepecuru-Trombetas Domain; TJD- Tapajós Domain; IXD- Iriri-Xingu Domain. Source: Reis et al. (2006).

2. IRICOURÉ VOLCANISM AND THE ASSOCIATED OROSIRIAN MAGMATISM

Felsic volcanic rocks were recognized for the first time in the Uatumã river by Oliveira et al. (1975). The name Iricouré Group had been proposed by Veiga Júnior et al. (1979) for a set of volcanic rocks, *latu senso*, involving acid lava flows to intermediate and pyroclastic rocks with a wide range of compositions. This magmatism has been studied in detail in several domains of the central portion of the Amazonian Craton (Costi et al. 2000, Reis et al. 2000, 2006, Klein & Vasquez 2000, Lamarão et al. 2002, 2005, Almeida 2006, Fernandes et al. 2006, 2011, Ferron et al. 2006, 2010, Pierosan et al. 2011a, 2011b, Valério et al. 2009, Valerio 2011). The designation of Iricouré Group is used for the volcanic rocks which crop out in the Erepecuru-Trombetas and Uatumã–Anauá domains, at north of the Amazon basin. To the south of this basin, correlated volcanic rocks in the São Félix do Xingu region (Iriri-Xingu Domain) were included in the Sobreiro (Silva et al. 1974) and Santa Rosa formations (Fernandes et al. 2006, 2011), while in the Tapajós Domain, the volcanic rocks constituted the Iriri Group (Andrade et al. 1978, Klein & Vasquez 2000).

Felsic plutonic rocks coeval to the Iricouré volcanics were grouped in the Mapuera Intrusive Suite with A-type affinity (Melo et al. 1978, Veiga Júnior et al. 1979), and Água

Branca Intrusive Suite with high-K calc-alkaline affinity and I-type (Araújo Neto & Moreira 1976, Veiga Júnior et al. 1979, Oliveira et al. 1996), both located in the Uatumã–Anauá and Erepecuru–Trombetas domains. Related plutonic rocks in the Iriri–Xingu Domain were included in the Velho Guilherme Intrusive Suite (Macambira & Vale 1997). In the Tapajós Domain, the felsic plutonic rocks are inserted in the post-orogenic calc-alkaline Parauari Intrusive Suite and the alkaline intracontinental Maloquinha Suite (Lamarão et al. 2002, Vasquez & Rosa-Costa 2008).

The Iricoumé volcanism over the years has been considered as part of the Uatumã Supergroup. This latter designation, firstly proposed by Melo et al. (1978), has been widely used to explain the succession of Orosirian large-scale magmatic events in the central portion of Amazonian Craton, in both Guyana Shield and Central Brazilian shields, which produced mainly effusive and pyroclastic volcanic rocks of felsic to intermediate compositions, granitic plutons and subordinate mafic plutonic bodies (Jorge João et al. 1984). There are many controversies about the meaning of Uatumã Supergroup designation. The increase of geological knowledge supported by robust radiometric data demonstrated that events with different magmatic associations, ages and geochemical signatures have been incorrectly included in this supergroup. Thus, many researchers have warned of the need for a redefinition of the term (Dall’Agnol et al. 1987, 1994, 1999, Costi et al. 2000, Reis et al. 2000, 2006, Santos et al. 2000, Lamarão et al. 2002, 2005, Macambira et al. 2002). Currently most authors employs the designation of Uatumã magmatism for Orosirian volcano-plutonic event with age at about 1.90-1.87 Ga, which generated the Iricoumé volcanism and associated granitoids, and the correlate units in the southern of Amazon basin, in the Tapajós and Iriri-Xingu domains (Vasquez et al. 1999, Costi et al. 2000, Ferron et al. 2006, 2010, Reis et al. 2006, Juliani & Fernandes 2010, Pierosan et al. 2011a, 2011b). Nevertheless, some authors still refer to the Uatumã Supergroup to describe the Orosirian magmatic episodes from 2.0 Ga to 1.88 Ga (Brito Neves 2011, Fernandes et al. 2011, Juliani et al. 2011).

PREVIOUS GEOCHRONOLOGICAL RESULTS

In the Uatumã–Anauá Domain, the Iricoumé volcanics located in the Pitinga and Presidente Figueiredo regions furnished Pb-Pb and U-Pb SHRIMP zircon ages of 1.89-1.88 Ga (Costi et al. 2000, Santos et al. 2004, Ferron et al. 2006, Valério et al. 2009). A similar Pb-Pb zircon age of 1.89 Ga was obtained in the southeastern region of Roraima state (Macambira et al. 2002). In the São Félix do Xingu region, (Iriri-Xingu Domain), effusive and pyroclastic volcanic rocks of Sobreiro and Santa Rosa formations also furnished Pb-Pb zircon

ages of 1.88 Ga (Pinho et al. 2006, Fernandes et al. 2011), while in the Tapajós Gold Province (Tapajós Domain), ages between 1.89 Ga and 1.87 Ga were obtained for the Moraes Almeida Formation and other volcanic rocks of the Iriri Group (Dall'Agnol et al. 1999, Moura et al. 1999, Vasquez et al. 1999, Santos et al. 2001, Lamarão et al. 2002). Moreover, in the Tapajós Domain, volcanic rocks of the Vila Riozinho Formation have Pb-Pb zircon ages around 2.0 Ga, indicating that this unit is older and related to another magmatic event.

A compilation of available radiometric data for the Iricoumé volcanics and correlated volcanics units from the Central Amazonian Province and Ventuari-Tapajós/Tapajós-Parima provinces is presented in Table 1.

The felsic plutonic rocks associated to the Iricoumé volcanics, in the Uatumã-Anauá Domain display Pb-Pb zircon ages between 1.90 Ga and 1.87 Ga (Santos 2003, Ferron et al. 2006, Valério et al. 2009). In the Iriri-Xingu Domain, several massive plutons of the Velho Guilherme Intrusive Suite show ages between 1.89 Ga and 1.86 Ga (Teixeira et al. 2002, Pinho et al. 2006). In the Tapajós Domain, the Maloquinha and Parauari Intrusive Suites exhibit ages between 1.89 Ga and 1.87 Ga (Brito et al. 1999, Vasquez et al. 1999, Klein & Vasquez 2000, Santos et al. 2000, 2001, 2004, Lamarão et al. 2002).

Table 1

Available geochronological data for the volcanic rocks of the Iricoumé Group and correlated volcanic rocks in the Central Amazonian and Tapajós-Parima/Ventuari-Tapajós provinces.

Occurrence area	Stratigraphic units	Rock type	Age	Method	Reference
<i>Roraima region (UAD)</i>	Iricoumé Group	dacite porphyry	1893 ± 2 Ma	Pb-Pb - zr	Macambira et al. (2002)
		dacite porphyry	2.21 Ga	T _{DM} (Sm-Nd wr)	Almeida (2006)
<i>Pitinga Province (UAD)</i>	Iricoumé Group	rhyolite	1882 ± 2 Ma	Pb-Pb - zr	Ferron et al. (2006)
		rhyodacite	1885 ± 8 Ma	Pb-Pb - zr	Ferron et al. (2006)
		rhyolite	1881 ± 2 Ma	Pb-Pb - zr	Ferron et al. (2006)
		ignimbrite	1890 ± 2 Ma	Pb-Pb - zr	Ferron et al. (2006)
		rhyolite	1888 ± 3 Ma	Pb-Pb - zr	Costi et al. (2000)
		rhyolite	2.19 Ga	T _{DM} (Sm-Nd wr)	Costi et al. (2000)
<i>Presidente Figueiredo region (UAD)</i>	Iricoumé Group	rhyolite porphyry	1883 ± 4 Ma	Pb-Pb - zr	Valério et al. (2009)
		andesites/rhyolites	2.44 - 2.13 Ga	T _{DM} (Sm-Nd wr)	Marques et al. (2007)
<i>Northwestern region of Pará state (ETD)</i>	Iricoumé Group	tuff	1835 ± 35 Ma	isócrona Rb-Sr - wr	Oliveira et al. (1975)
		trachytic ignimbrite	1888 ± 2.5 Ma	Pb-Pb - zr	Barreto et al. (in press)
		trachytic ignimbrite	1889 ± 2 Ma	Pb-Pb - zr	Barreto et al. (in press)
		andesite	1992 ± 3 Ma	Pb-Pb - zr	Barreto et al. (in press)
		ignimbrites/andesite/lamprophyre/latite	1.98 - 2.39 Ga	T _{DM} (Sm-Nd wr)	This study
<i>Tapajós Province (TJD)</i>	Moraes Almeida Formation	ignimbrite	1875 ± 4 Ma	Pb-Pb - zr	Lamarão et al. (2002)
		trachyte	1881 ± 4 Ma	Pb-Pb - zr	Lamarão et al. (2002)
		rhyolite	1890 ± 6 Ma	Pb-Pb - zr	Lamarão et al. (2002)
		trachytes/ignimbrites	2.49 - 2.28 Ga	T _{DM} (Sm-Nd wr)	Lamarão et al. (2005)
<i>São Félix do Xingu region (IXD)</i>	Sobreiro Formation	dacite	1880 ± 6 Ma	Pb-Pb - zr	Pinho et al. (2006)
		andesite	3.11 - 2.49 Ga	T _{DM} (Sm-Nd wr)	Fernandes et al. (2011)
	Santa Rosa Formation	rhyolite	1879 ± 2 Ma	Pb-Pb - zr	Fernandes et al. (2011)
		ash tuffs	1884 ± 2 Ma	Pb-Pb - zr	Fernandes et al. (2011)
		rhyolites	2.56 - 3.12 Ga	T _{DM} (Sm-Nd wr)	Fernandes et al. (2011)

Key to abbreviations: zr - zircon; wr - whole rock; DUA - Uatumã-Anauá domain; ETD - Erepecuru-Trombetas Domain; TJD - Tapajós Domain; IXD - Iriri-Xingu Domain.

3. REGIONAL GEOLOGICAL SETTING

The Erepecuru-Trombetas Domain is made up of basement units of Archean or Paleoproterozoic ages (Undifferentiated Complex and volcano-sedimentary sequences), and Paleoproterozoic magmatic units, including the volcanic rocks of Iricoumé Group (Veiga Jr. et al. 1979), three distinct plutonic suites (Mapuera and Água Branca Suites, Erepecuru Syenite) and a sedimentary unit (Urupi Formation; Veiga Jr. et al. 1979). Undifferentiated mafic rocks and some bodies of diabase and nepheline-syenite have also been described. This domain was divided into western and eastern Subdomains, characterized by the dominance of basement units and Paleoproterozoic volcano-plutonic associations, respectively (Vasquez & Rosa-Costa 2008). The studied area (Figure 3) is located in the southern portion of the western Subdomain.

In the northern part of the domain, the geological knowledge about the basement units is still limited and the mapping is based on interpretations of remote sensing products and field informations derived from previous mapping projects (Oliveira et al. 1975, Araújo et al. 1976, Jorge João et al. 1984). According to Vasquez & Rosa-Costa (2008), this unit could represent the westward extension of the adjacent domains, i.e., the Archean Amapá Block and/or the Paleoproterozoic Carecuru Domain (Rosa-Costa et al. 2006).

Felsic volcanic rocks of the Iricoumé Group and granites of the Mapuera Suite predominate in the studied area and are considered coeval (Figure 3). The volcanic rocks are composed of felsic to intermediate effusive, pyroclastic, and hypabissal rocks, which show very well preserved textures and structures. Volcanic rocks yielded a whole rock Rb-Sr isochron of 1835 ± 35 Ma (Oliveira et al. 1975). However, recent zircon Pb-evaporation dating of volcanic rocks from the studied area furnished ages of $1888 \pm 2,5$ Ma and 1889 ± 2 Ma for dominant ignimbrites and 1992 ± 3 Ma for locally outcropping andesite, identifying the existence of an older magmatic event (Barreto et al. in press).

The granitic rocks of Mapuera Suite widely outcrop in the area and encompass monzogranite and syenogranite batholiths and alkali-feldspar granite stocks. In the Erepecuru-Trombetas Domain, the available radiometric data for these granites are limited to whole rock Rb-Sr ages of 1773 ± 53 Ma (Oliveira et al. 1975) and 1750 ± 30 Ma (Jorge João et al. 1984),

Field data and remote sensing interpretations allowed identification of several mafic rock bodies intrusive into the Iricoumé volcanics and Mapuera granites. They are elongated bodies with tabular to slightly rounded crests, little drainage density and no preferred orientation. No geochronological data are available for this unit which has been tentatively

interpreted by Vasquez & Rosa-Costa (2008) as an intracontinental mafic magmatism related to either Orosirian (≈ 1.88 Ga) or Staterian (≈ 1.78 Ga) extension.

The Urupi Formation occurs as elongated ridges with direction NW-SE and includes quartz sandstones, arkosian sandstones, arkoses and siltstones, intercalated with volcanoclastic rocks (silicified tuffs and ignimbrites). A maximum age for this formation has been established at ca. 1.89 Ga in the Pitinga region by the age of the underlying Iricoumé volcanic rocks, while U-Pb SHRIMP dating of zircons from mafic dykes of Quarenta Ilhas Formation, which are intrusive into the Urupi Formation, yielded a minimum age of 1.78 Ga (Santos et al. 2002).

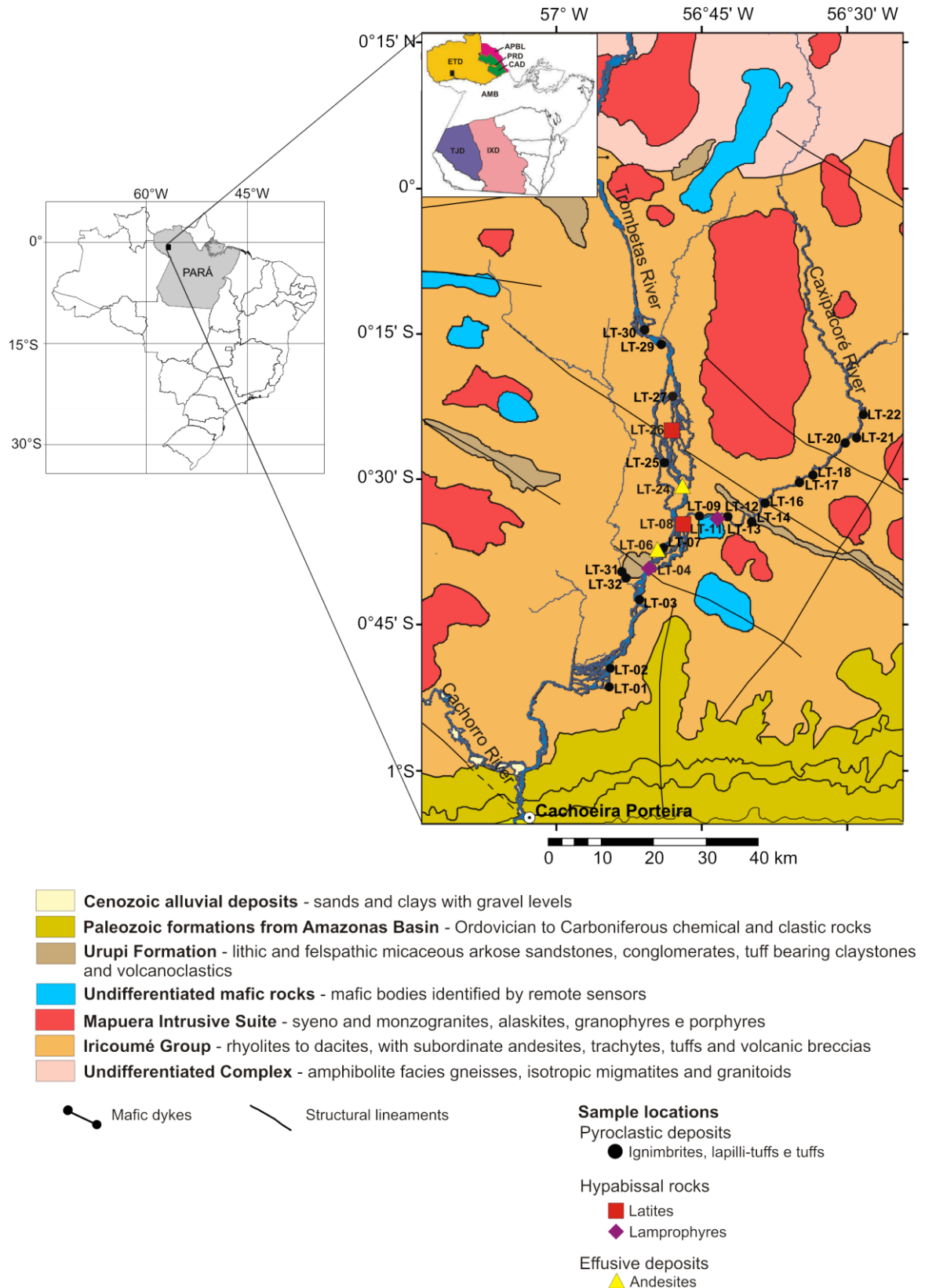


Figure 3- Geological map of the studied area along the Trombetas River in the southwestern of Erepecuru-Trombetas Domain, with the location of the rock samples. AMB- Amazon Basin; ETD- Erepecuru-Trombetas Domain; CAD- Carecuru Domain; PRD- Paru Domain; APBL- Amapá Block; TJD- Tapajós Domain; IXD- Iriri-Xingu Domain. Source: Vasquez & Rosa-Costa (2008).

4. PETROGRAPHY

A detailed petrography of the volcanic rocks was performed by Barreto et al. (in press). Therefore, only a brief summary of the main petrographical features is described herein.

The Iricoumé Group (≈ 1.89 Ga) is the dominant volcanism and is mostly made up of explosive deposits (pyroclastic rocks), mainly ignimbrites and rheoignimbrites, which show eutaxitic texture, folding and paleopipes in field aspects. Co-ignimbritic fall tuff and lapilli-tuff related to surge are spatially associated to ignimbrites and display, respectively, cross-bedding stratification, which suggests transportation dominantly by traction, and plane-parallel stratification, indicating transportation by suspension (McPhie et al. 1993). Minor occurrences of hypabissal rocks (lamprophyres and latites) have been also described in close association with pyroclastic rocks, which exhibit in field aspects, vertical to subvertical flow foliations, suggesting that these rocks represent dykes. For this reason, they have been considered coeval to the explosive rocks of the Iricoumé Group. The volcanics of the older episode (≈ 1.99 Ga) are subordinate and constituted by andesitic lava flows.

4.1. THE IRICOUMÉ VOLCANICS AND ASSOCIATED HYPABISSAL ROCKS (≈ 1.89 Ga)

Pyroclastic deposits

The ignimbrites are the dominant pyroclastic lithotypes. They are composed mainly of fragmented crystals of sanidine, plagioclase and quartz into a groundmass rich in flattened pumice fragments and glassy components (shards) that consist of stretched fiamme characterizing a eutaxitic texture, which suggest welding process by load. In the rheoignimbrites, the parataxitic texture dominates, characterized by a planar foliation with rotated clasts, indicating that the rheomorphic processes occur during and/or after the emplacement flow. Cognate and accidental lithic fragments are frequently observed. The high amounts of dense fragments (crystals) in some ignimbrites and rheoignimbrites (samples LT-09, LT-12, LT-29, LT-30, LT-32) reaching around 35 vol. wt. %, suggest the existence of elutriation processes of the fine fraction in portions highly fluidized of the flow or even in the eruption column, allowing accumulation of crystals + lithic fragments and extraction of fine-down into secondary plumes during pyroclastic flow eruption and transport (Cas & Wright 1987). Spherulites and axiolites are evidence of high temperature (700-450°C) devitrification processes (Logfren 1971a, 1971b). These rocks show scarce biotite crystals entirely

pseudomorphosed by iron oxides. The plagioclase and sanidine fragments are partially replaced by sericite, carbonate and clay minerals.

Fall and surge deposits are spatially associated to ignimbrites and consist of co-ignimbritic tuff and lapilli-tuff, respectively. They are quartz-feldspathic in composition, moderately rounded and well sorted, and have cognate and intermediate lithic fragments.

Associated hypabissal rocks

Lamprophyres exhibit panidiomorphic granular and porphyritic textures with phenocrysts of zoned amphibole in a pilotaxitic groundmass, characterized by microlites and slats of oriented plagioclase. The amphibole phenocrysts are moderate-to completely replaced by opaque minerals.

The latites show glomeroporphyritic texture, with rounded shapes and resorption features of sanidine and plagioclase, with no quartz. These rocks exhibit spherulitic texture in the aphanitic groundmass, which suggests that devitrification processes did occur.

4.2. THE OLDER OROSIRIAN ANDESITES (≈ 1.99 Ga)

Andesites have porphyritic texture, with phenocrysts of plagioclase and hornblende immersed into a microgranular and/or pilotaxitic groundmass. The plagioclase phenocrysts are moderate to completely replaced by epidote, clay minerals and carbonate, while amphibole phenocrysts are pseudomorphosed or completely replaced by chlorite and opaque minerals.

5. GEOCHEMISTRY

5.1. EXPERIMENTAL PROCEDURES

Whole rock chemical analyses of the samples have been performed at ACME Laboratories Ltd (Vancouver, Canadá). Major oxides were analyzed by Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometry (ICP-AES), while trace elements, including rare earth elements (REE) were analyzed by Inductively Coupled Plasma Atomic Mass Spectrometry (ICP-MS). The analytical protocol at ACME laboratory included the analysis of standard STD SO-18 and BLK, and of three sample duplicates (LT-03, LT-13, LT-32). The representative geochemical results are presented in table 2 and plotted in diagrams in figures 4 to 10 using the software GeoChemical Data toolkit v. 2.3 (available in <http://www.gcdkit.org/gcdkit-publications/>).

5.2. RESULTS

Sixteen samples from pyroclastic rocks were analyzed. In addition, three from hypabissal rocks (latites and lamprophyre) and two of the older (i.e. 1.99 Ga) effusive rocks (andesitic lava flows) were also analyzed. Furthermore, the field for samples of volcanic rocks correlated to the Iricoumé Group which occur in the Tapajós Domain (Moraes Almeida Formation; Lamarão et al. 2002), Pitinga Province (Ferron et al. 2010) and Presidente Figueiredo region (Valério et al. 2009) were added for comparison. In addition, the field of the Vila Riozinho Formation from the Tapajós Domain (Lamarão et al. 2002) is shown to compare with the older andesitic flow.

The pyroclastic rocks display a relatively wide range of SiO_2 (64.11-77.33 wt. %), MgO (0.12-1.98 wt. %) and CaO (0.34-2.98 wt. %) contents with low concentration of TiO_2 (0.13-0.80 wt. %) and variable concentration of Al_2O_3 (12.11-16.13 wt. %). These rocks exhibit moderate to high K_2O contents (3.54-6.17 wt. %), as well as moderate Na_2O contents (3.35-5.00 wt. %), with $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratios between 0.71 and 1.62. The hypabissal rocks (lamprophyre and latites) have a silica range from 54.86 to 72.09 wt. %. TiO_2 (0.35-0.77 wt. %) and Al_2O_3 (14.57-16.23 wt. %) values are in the same range than for the previous rocks. These rocks display low to moderate K_2O contents (2.03-5.72 wt. %) and moderate Na_2O contents (4.16-4.96 wt. %), with $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratios between 0.45 and 1.37, similar to pyroclastic rocks. The latites display MgO (0.13-1.34 wt. %) and CaO (0.05-1.42 wt. %) contents within the range of the pyroclastic rocks, while the lamprophyre have values significantly higher of MgO (6.90 wt. %) and CaO (5.18 wt. %).

The two effusive rock samples exhibit similar chemical composition, with silica contents of 57.90 and 58.66 wt. %, and TiO_2 (0.67 and 0.68 wt. %) and Al_2O_3 (15.31 and 15.45 wt. %) values in the same range that all the previous rocks. However, MgO (3.30-3.45 wt. %) and CaO (3.72-4.77 wt. %) values are significantly higher than the pyroclastic rocks and hypabissal felsic rocks and are similar to hypabissal lamprophyre. The K_2O (3.41-3.71 wt. %) and Na_2O (3.83-4.97 wt. %) concentrations are moderate, with $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratios of 0.69 and 0.97, similar to other rocks. As LOI values of these two samples as well as of the lamprophyre sample ($\text{LOI} > 3$ wt %) are very high, the geochemical characteristics of these rocks must be taken under caution.

Table 2
Whole-rock major and trace elements for the volcanic rocks from the Iricoumé Group in the Erepecuru-Trombetas Domain.

Deposit type	Pyroclastic																Hypabissal			Effusive		
Rock type	Ignimbrite																LAT	CIT	LAM			
Composition	Trachyte								Rhyolite								Basaltic		Rhyolite	Trachyte	Trachyandesite	
																	trachyandesite					
Sample	LT-01	LT-09	LT-12	LT-16	LT-29	LT-30	LT-31	LT-32	LT-03	LT-18	LT-20	LT-21	LT-22	LT-25	LT-07B	LT-13	LT-11	LT-08	LT-26	LT-06	LT-24	
Major elements (wt. %)																						
SiO ₂	67.48	66.25	65.45	67.69	65.84	65.31	64.11	69.38	73.78	73.64	73.48	73.51	72.82	72.43	71.51	77.33	54.86	72.09	64.67	58.66	57.9	
TiO ₂	0.57	0.35	0.34	0.5	0.37	0.41	0.8	0.33	0.29	0.24	0.13	0.19	0.22	0.4	0.28	0.15	0.77	0.35	0.64	0.67	0.68	
Al ₂ O ₃	15.96	15.24	15.59	15.27	15.73	15.35	16.13	14	13.72	13.88	14.6	13.58	13.71	14.3	14.5	12.11	14.57	14.74	16.23	15.31	15.45	
Fe ₂ O ₃	3.27	3.06	2.79	2.52	3.15	3.55	4.63	3.13	1.53	1.6	1.8	2.08	2.05	1.77	2	1.14	7.04	1.92	4	4.81	6.04	
MnO	0.02	0.05	0.06	0.07	0.06	0.19	0.08	0.06	0.07	0.04	0.06	0.06	0.05	0.05	0.07	0.04	0.12	0.06	0.08	0.08	0.1	
MgO	0.41	1.23	1.26	0.43	1.34	1.98	0.7	1.44	0.24	0.25	0.12	0.15	0.14	0.23	0.51	0.22	6.9	0.13	1.34	3.45	3.3	
CaO	0.34	2.25	2.69	1.46	2.98	1.49	2.05	2.03	0.6	0.72	0.53	0.53	0.62	0.46	0.68	0.76	5.18	0.05	1.42	3.72	4.77	
Na ₂ O	4.47	5	4.43	4.56	4.72	4.65	3.78	3.79	3.35	4.38	4.51	3.5	4.4	4.74	4.66	3.7	4.5	4.16	4.96	4.97	3.83	
K ₂ O	6.17	3.54	3.61	5.48	3.72	4.39	5.96	3.92	5.42	4.26	3.95	5.54	4.47	4.81	4.62	3.75	2.03	5.72	4.38	3.41	3.71	
P ₂ O ₅	0.19	0.18	0.18	0.11	0.2	0.21	0.29	0.18	0.04	0.05	0.03	0.02	0.04	0.05	0.06	0.04	0.45	0.04	0.23	0.37	0.36	
LOI	0.8	2.5	3.2	1.6	1.5	2.1	1.1	1.4	0.8	0.7	0.6	0.5	1.2	0.5	0.9	0.7	3	0.5	1.7	4.1	3.4	
Total	99.68	99.65	99.6	99.69	99.61	99.63	99.63	99.66	99.84	99.76	99.81	99.66	99.72	99.74	99.79	99.94	99.42	99.76	99.65	99.55	99.54	
ASI	1.09	0.94	0.97	0.95	0.93	1.02	0.98	0.99	1.10	1.06	1.15	1.07	1.04	1.03	1.04	1.05	0.77	0.12	1.05	0.82	0.81	
K ₂ O/Na ₂ O	1.38	0.71	0.81	1.20	0.79	0.94	1.58	1.03	1.62	0.97	0.88	1.58	1.02	1.01	0.99	1.01	0.45	1.37	0.88	0.69	0.97	
FeO _t /(FeO _t +MgO)	0.88	0.69	0.66	0.84	0.68	0.62	0.86	0.66	0.85	0.85	0.93	0.92	0.93	0.87	0.78	0.82	0.48	0.93	0.73	0.56	0.62	
MALI	10.40	6.48	5.53	8.75	5.54	7.70	7.77	5.74	8.25	7.97	8.01	8.55	8.33	9.18	8.69	6.76	1.39	9.93	8.08	4.85	2.88	
Trace elements (ppm)																						
Mo	0.3	0.2	0.2	0.3	0.2	0.2	0.4	0.2	0.4	0.3	0.2	0.3	1	0.3	0.2	0.3	0.2	0.2	0.5	0.1	0.4	
Cu	6.7	4.4	2.7	7.5	2.4	23.5	8.9	31	3.4	4.2	3.1	3.5	3.7	6	7.1	5.7	102.2	2.5	21.9	2.3	40.6	
Pb	5.8	6.6	7.2	4.4	3.5	2.2	5	8.2	3.1	5.5	4.1	3.8	42.7	10.7	13.9	13.1	2.6	10.4	9.3	3.4	3.9	
Zn	40	40	19	29	35	48	67	39	6	40	7	37	52	39	47	17	82	31	58	62	59	
Ni	4.2	11.7	5.1	1.4	9.1	9.8	2.2	9.5	1.5	1.4	1	1.5	0.8	1.4	3	1.5	119.7	1	2.4	43.1	17.9	
Sc	7	5	5	8	6	7	10	6	5	3	6	7	7	6	5	3	18	8	9	10	15	
Ba	1605	1859	2213	1649	1557	2106	1761	2109	491	1631	1348	2365	2268	1156	842	258	1211	423	2077	2118	1779	
Be	2	2	1	2	2	2	3	2	2	1	2	2	3	2	4	3	2	2	2	1	1	
Co	13.8	17.5	11.3	12.9	15.3	14.3	13.6	15.5	8.7	9.9	8.6	13.5	7.4	13.6	11.3	12.1	40	6.1	11.4	21.1	29.8	
Cs	2.4	1.7	1.8	2.2	0.7	1	1.9	1	3.2	1	3.5	2.7	2.6	1.9	2.6	3.4	0.4	2.4	1.7	0.8	1.5	
Ga	14.3	18.1	18.6	15.1	19.3	17.5	18.5	16.4	17.8	15.8	17.3	15.3	15.2	11.9	18	11.2	19	17.8	18	19.3	18.8	
Hf	7.3	4.1	4.1	10.8	3.7	4.2	13	4	8.5	6.2	6.3	6.3	6.7	8.8	7.2	4.2	4.5	11.6	7.7	4.8	4.7	
Nb	13.4	5.4	4.7	10.7	6.4	6.5	20.3	5.3	16.6	9.9	10.3	11.5	11.2	14.2	17	15.5	5.7	16.2	11.5	5.6	6.8	
Rb	197.7	77.4	78.3	120.6	83.7	105.3	188.4	100	166.6	108	131.5	173.8	138.1	129.6	136.6	149	32.3	172.3	110.7	60	75.1	
Sr	283.1	969.7	1094.3	254	1180.8	574.3	346.7	767.2	183.2	195.6	121.5	100.7	125.8	182.3	254	135.5	1837.3	44.4	315.4	1103.4	1218.5	
Ta	0.9	0.4	0.2	0.7	0.5	0.5	1.2	0.5	1.2	0.6	0.8	0.7	0.9	1	1.2	1.4	0.3	1.1	0.7	0.3	0.4	
Th	14	6.4	5.9	12.5	8.6	7.4	19.5	7.9	19.7	18.9	20.5	19.3	21.5	15.4	20.1	28.4	3.7	20.9	11.9	3.6	6.1	
U	6.2	2	1.5	3.6	2.5	2.4	4.3	2.6	3.3	3.9	2.9	5.9	5.7	4.1	5	7.5	0.9	3.7	3	0.9	1.6	
V	44	50	47	30	54	51	49	52	-	8	-	-	-	11	20	-	167	-	63	108	126	
W	67.9	69.7	35.1	83	76	50.2	60.8	62.9	72.1	79.5	62.9	101.8	67.6	108.7	68.5	100.5	26.5	53.1	46.7	39.7	50.3	
Zr	288.5	149.1	141	451.7	127.2	157.2	507	141.3	279	237.2	184.6	248.3	240.3	330.6	220.6	115.6	155	434.1	270.2	183.3	176.3	
Y	19.5	21.1	11.1	31	9.2	11.2	37	9.1	30.6	27.9	26.6	24.7	33.2	27.4	34	25.2	22	77.9	25.2	13.6	16.7	
La	48.2	35.6	31.9	63.2	37.5	33.6	75.2	29.9	53.2	58.4	49	45.8	63.3	60.1	43.9	36.4	38.4	206.6	48.8	43	36.6	
Ce	101.6	71.8	65.7	134.3	73.4	68.5	161.8	60.7	114	96.2	94.9	90.7	102.4	116.9	94.8	78	85.6	229.2	103	93.2	79.4	
Pr	10.97	8.56	7.02	15.09	7.91	7.45	17.88	6.54	13.14	11.91	10.79	9.89	13.13	13.73	10.73	8.74	10.58	51.76	11.67	11.49	9.41	
Nd	38.4	32.5	25.4	54.8	28.1	27	65.7	23.4	49	42.4	37.2	35.3	47.8	49.4	37.5	30.3	43.5	175.6	43	44.3	37.1	
Sm	5.78	5.2	3.67	8.44	4.09	4.08	10.4	3.53	8.07	6.45	6.38	5.88	7.67	7.59	6.73	5.27	7.4	24.15	7.01	6.71	5.96	
Eu	1.2	1.37	0.9	1.55	0.99	0.94	1.8	0.92	0.78	1.31	0.57	1.54	2.07	1.33	0.8	0.45	1.89	3.57	1.45	1.71	1.49	
Gd	4.17	4.2	2.37	6.25	2.52	2.73	7.83	2.29	6.14	5.27	4.87	4.74	6.36	5.69	5.55	4.1	5.68	16.98	5.27	4.29	4.34	
Tb	0.63	0.59	0.3	0.94	0.33	0.38	1.19	0.32	0.95	0.78	0.79	0.72	0.98	0.86	0.94	0.67	0.76	2.56	0.8	0.54	0.59	
Dy	3.28	3.13	1.44	5.39	1.68	2.03	6.59	1.56	5.22	4.44	4.52	4.26	5.32	4.69	5.18	3.82	3.76	13.22	4.38	2.47	3.01	
Ho	0.64	0.66	0.27	1.02	0.3	0.38	1.28	0.3	1.07	0.87	0.89	0.77	1.07	0.95	1.09	0.79	0.71	2.46	0.86	0.45	0.56	
Er	1.86	1.84	0.74	3.01	0.87	1.09	3.8	0.86	3.26	2.78	2.69	2.28	3.06	2.74	3.3	2.44	1.91	6.87	2.55	1.22	1.58	
Tm	0.3	0.29	0.1	0.46	0.14	0.17	0.58	0.13	0.52	0.4	0.43	0.36	0.46	0.43	0.54	0.42	0.27	1.04	0.4	0.19	0.25	
Yb	2.04	1.74	0.77	2.96	0.91	1.13	3.74	0.96	3.61	2.64	2.74	2.47	3.1	2.81	3.61	2.85	1.67	6.64	2.54	1.17	1.56	
Lu	0.31	0.27	0.12	0.47	0.14	0.17	0.57	0.15	0.55	0.38	0.42	0.37	0.46	0.43	0.55	0.43	0.25	0.97	0.39	0.18	0.24	
ΣREE	219.38	167.75	140.7	297.88	158.88	149.65	358.36	131.56	259.51	234.23	216.19	205.08	257.18	267.65	215.22	174.68	202.38	741.62	232.12	210.92	182.09	
(La/Sm) _N	5.25	4.31	5.47	4.71	5.77	5.18	4.55	5.33	4.15	5.70	4.83	4.90	5.19	4.98	4.10	4.34	3.26	5.38	4.38	4.03	3.86	
(Gd/Yb) _N	1.65	1.95	2.48	1.70	2.23	1.95	1.69	1.92	1.37	1.61	1.43	1.55	1.66	1.63	1.24	1.16	2.74	2.06	1.67	2.96	2.24	
(La/Yb) _N	15.93	13.79	27.9.																			

The Iricoumé pyroclastic rocks and associated hypabissal rocks

According to the TAS diagram (Le Maitre et al. 1989) the investigated volcanic associations have distinct compositions (Figure 4A), as already suggested by petrographical and field observations (Barreto et al. in press). The pyroclastic rocks have chemical compositions of trachyte, dacite and rhyolite, Most of them located within the sub-alkaline field, although four samples of trachyte are located in the alkaline field (LT-01, LT-16, LT-30, LT-31). For the hypabissal rocks, the two latite samples are geochemically classified as trachyte and rhyolite, and spessartitic lamprophyre sample has a composition of basaltic trachyandesite. These three hypabissal rocks are positioned in the alkaline field long to the boundary with the subalkaline field.

In the AFM diagram (Irvine & Baragar 1971; Figure 4B) the pyroclastic rocks are grouped near the A ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) apex. The trachytic/rhyolitic hypabissal rocks are also close to A apex, while the lamprophyre sample is positioned in the calc-alkaline series trend.

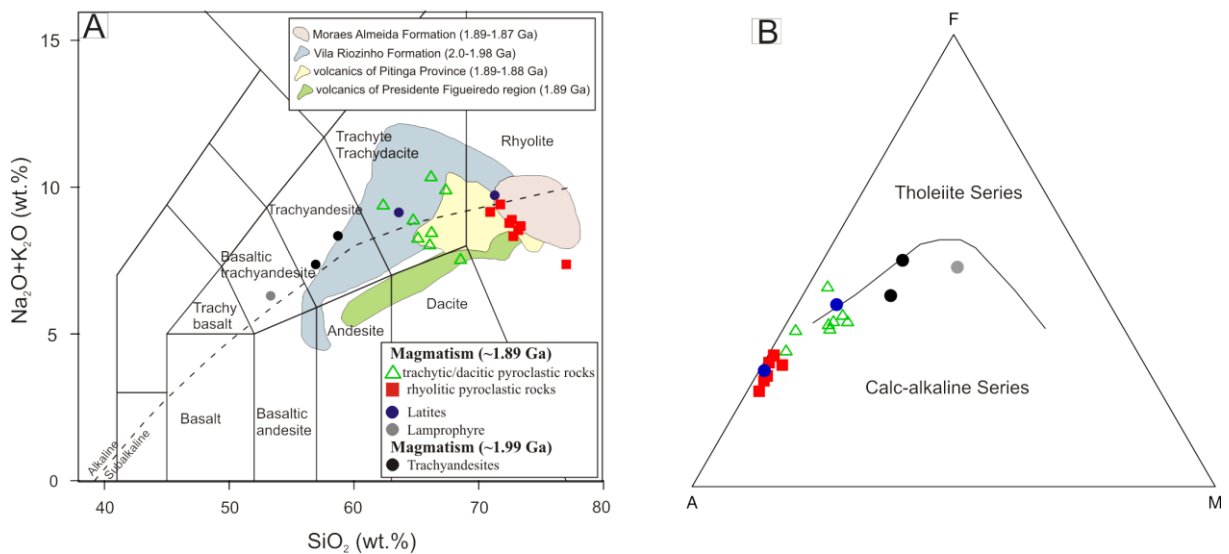


Figure 4- A) TAS diagram (Le Maitre et al. 1989); B) AFM diagram for the volcanic rocks (Irvine & Baragar 1971). The fields of the Moraes Almeida and Vila Riozinho formations (Lamarão et al. 2002), volcanic rocks of Pitinga Province (Ferron et al. 2010) and Presidente Figueiredo region (Valério et al. 2009) are plotted for comparison.

In the A/CNK versus A/NK diagram (Maniar & Piccoli 1989; Figure 5A), the pyroclastic rocks with trachytic/dacitic compositions have a metaluminous character, while those with rhyolitic compositions and two trachytic samples (LT-01, LT-30) have a peraluminous character. The trachytic/rhyolitic hypabissal rocks are peraluminous, while the lamprophyre sample shows metaluminous affinity.

In the $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t+\text{MgO})$ versus SiO_2 diagram (Frost et al. 2001; Figure 5B), the trachytic/dacitic pyroclastic rocks plot within the magnesian field, while the others samples of rhyolitic pyroclastic rocks are within the ferroan field as well as three trachytic samples (LT-01, LT-16, LT-31). In relation to hypabissal rocks, the trachyte and lamprophyre plot within the magnesian field and the rhyolite is located in the ferroan field.

In the $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ versus SiO_2 diagram (Frost et al. 2001; Figure 5C), the pyroclastic rocks display a modified alkali-lime index (MALI) that range from 5.53 to 10.40. Four samples of trachytic pyroclastic rocks plot within the alkali field (LT-01, LT-16, LT-30, LT-31) and the other three ones together with the dacitic sample, are within the calc-alkalic field. The rhyolitic pyroclastic rocks are mostly positioned into the alkali-calcic field, excepting one sample with plot in the calcic field. The lamprophyre sample is located within the alkali-calcic field while the hypabissal trachyte and rhyolite samples plot in the alkalic field.

In the K_2O versus SiO_2 diagram (Le Maitre 2002), all rocks have a high-K signature (Figure 5D) with values of K_2O from 2.03 wt. % for the lamprophyre sample up to 6.17 wt. % for the pyroclastic rock samples.

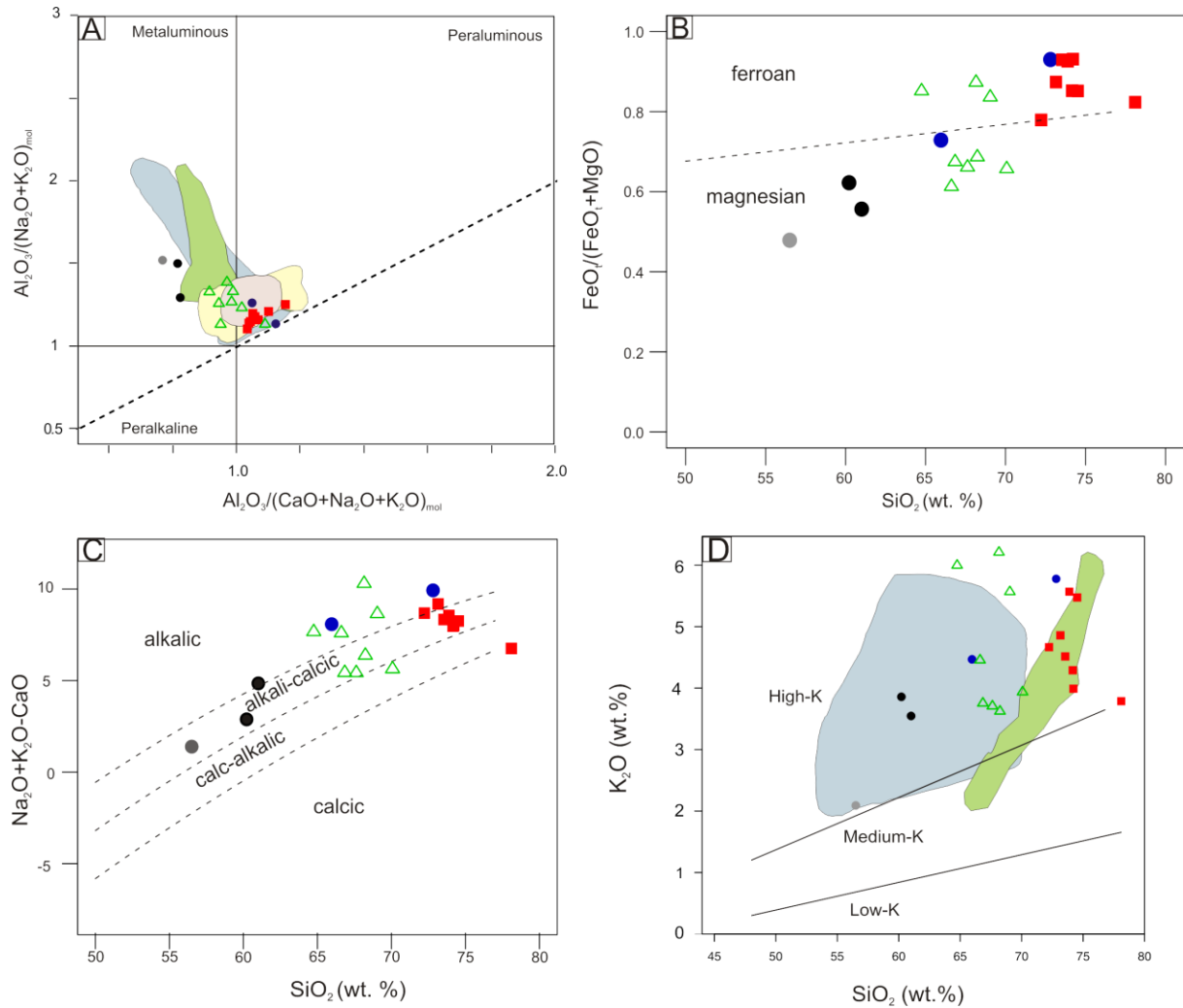


Figure 5- A) Aluminum saturation index (Maniar & Piccoli 1989); B) $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t+\text{MgO})$ versus SiO_2 diagram (Frost et al. 2001), where FeO_t denotes total iron as FeO ; C) $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ versus SiO_2 diagram (Frost et al. 2001); D) Correlation diagram between SiO_2 and K_2O (Peccerillo & Taylor 1976). Symbols and fields as in Figure 4.

Chondrite-normalized trace elements revealed two different patterns (Thompson 1982) for the pyroclastic rocks (Figure 6A). The first one is defined by the rhyolitic pyroclastic rocks and three trachytic samples (LT-01, LT-16 and LT-31) displaying high values of Rb, Th, Nb, Ta, La, Ce, Sm, Zr, Hf, Tb, Tm, Yb, with strong negative anomalies of Sr, P, and Ti. A negative anomaly of Nb and Ta is also observed. The second one is defined by the other four samples of trachytic composition and by the sample of dacitic pyroclastic rock, which exhibit lower values of Rb, Th, Nb, Ta, La, Ce, Tb, Y, Tm, Yb, and less prominent anomaly of Ti when compared with the previous pyroclastic rocks. These rocks do not show negative anomalies of Sr and P.

The hypabissal rocks also exhibit two different patterns (Figure 6B): the lamprophyre sample has low values of Rb, Th, K, Nb, Ta, La, Ce, Zr, Hf, Y, Tm, Yb with positive Sr anomaly and negative Nb, Ta and Ti anomalies, while the trachyte/rhyolite shows higher values of these elements and negative Sr, P, Nb, Ta and Ti anomalies.

All lithotypes of pyroclastic, hypabissal and effusive rocks exhibit enriched LREE in relation to HREE in the Rare Earth element diagram normalized to chondrite (Boynton 1984). The pyroclastic rocks display total REE contents range from 131.56 to 358.36 ppm and a steeper pattern $[(La/Yb)_N=8.20-27.93]$, which four trachytic pyroclastic rock samples and one dacitic have weak-to inexistent negative Eu anomalies $[(Eu/Eu^*)_{\mathcal{N}}=0.81-0.93]$, and the rhyolitic pyroclastic rocks and three trachytic (LT-01, LT-16, LT-31) exhibit weak- to moderate negative Eu anomalies $[(Eu/Eu^*)_{\mathcal{N}}=0.29-0.88]$ (Figure 7A). The hypabissal rocks have total REE contents ranging from 202.38 ppm for the lamprophyre up to 741.62 ppm for the rhyolite sample, with a steeper pattern $[(La/Yb)_N=12.95-20.98]$, and the lamprophyre sample displaying inexistent negative Eu anomaly $[(Eu/Eu^*)_{\mathcal{N}}=0.86]$ and the trachyte/rhyolite have weak- to moderate negative Eu anomalies $[(Eu/Eu^*)_{\mathcal{N}}=0.51-0.70]$ (Figure 7B). The hypabissal rhyolite sample reveals unusual negative Ce-anomaly ($Ce/Ce^*=0.62$) which could reflect hydrothermal alteration, where Ce^{3+} have been mobilized in its 4+ oxidation state (Rollinson 1993). This is evidenced in the sample by an almost completely devitrification and replacement by spherulites. Moreover, this anomalous sample has also the higher total REE contents (742 ppm), suggesting a distinct source in relation to the other rocks.

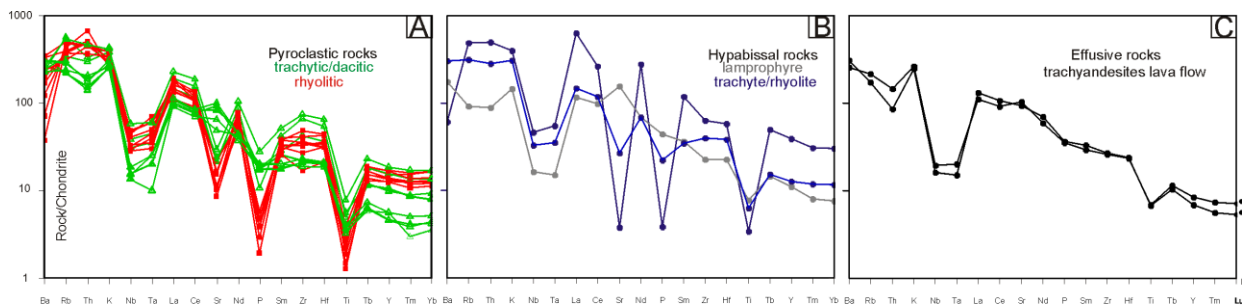


Figure 6- Chondrite-normalized pattern for trace elements (Thompson 1982): A) Pyroclastic rocks; B) Hypabissal rocks (lamprophyre, trachyte and rhyolite); C) Effusive rocks (trachyandesitic lava flow).

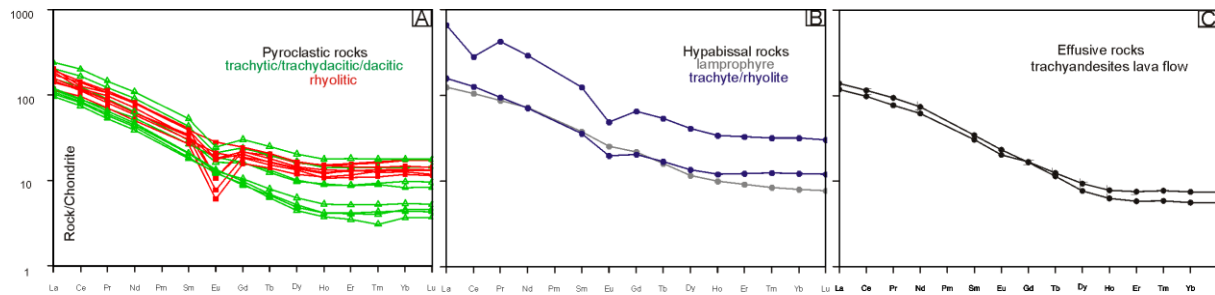


Figure 7- Chondrite-normalized pattern for rare earth elements (Boynton, 1984): A) Pyroclastic rocks; B) Hypabissal rocks (lamprophyre, trachyte and rhyolite); C) Effusive rocks (trachyandesitic lava flow).

In the Rb versus (Y+Nb) diagram, almost all volcanic rock samples are located in the post-collisional field (Figure 8A) described by Pearce (1996). However, the samples of trachytic/dacitic pyroclastic rocks which defined the second pattern in the Chondrite-normalized trace elements diagram (Figure 6A) have lower (Y+Nb) contents and plot toward the volcanic arc field. In relation to hypabissal rocks, the lamprophyre and trachyte are located in the volcanic arc and post-colisional fields, respectively, while the rhyolite sample plots in the within-plate granite (WPG) field.

In the $(K_2O+Na_2O)/CaO$ versus $Zr+Nb+Ce+Y$ diagram (Whalen et al. 1987; Figure 8B), the samples of trachytic/dacitic pyroclastic rocks with volcanic arc affinity in the previous diagram plot in the non-fractionated field, while two rhyolitic pyroclastic rock samples (LT-13, LT-20) are within the fractionated felsic field, and the other trachytic/rhyolitic pyroclastic rocks share similarity with A-type granites. The lamprophyre shares similarity with the non-fractionated field, whilst the trachyte and rhyolite are located in the A-type granites field. The samples of rhyolitic pyroclastic rocks and trachytic/rhyolitic hypabissal rocks with A-type affinity can be classified as A₂-type (Figure 9), normally described for post-collisional settings (Eby 1992).

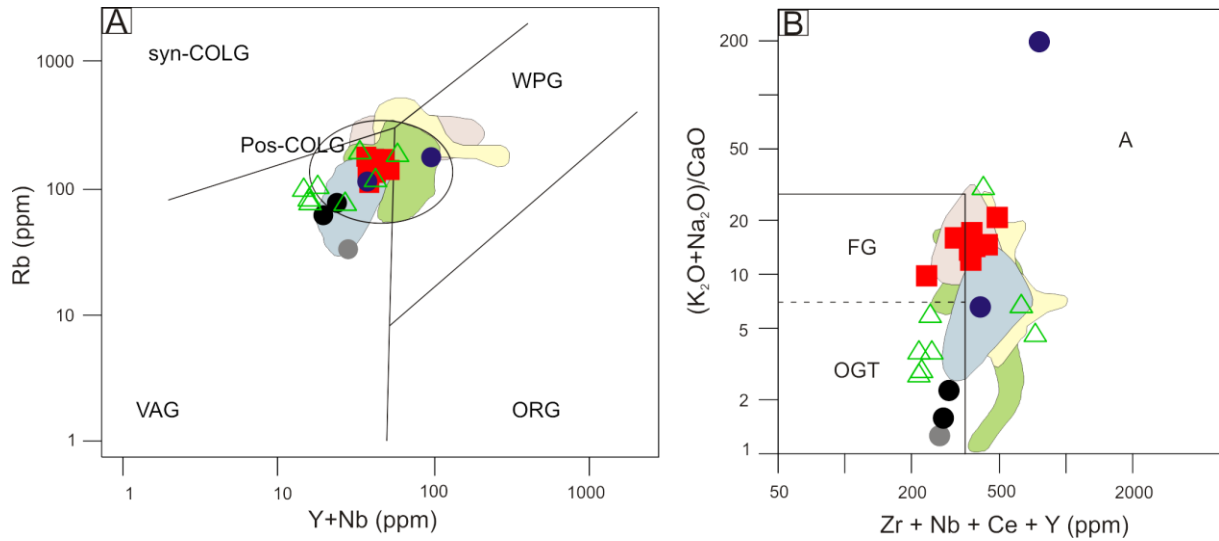


Figure 8- A) Rb versus Y+Nb tectonic setting diagram (Pearce 1996). Syn-COLG – syn-collision granites; VAG - volcanic arc granites; WPG - within plate granites; ORG - ocean ridge granites; Post-COLG - post-collision granites; B) $(K_2O+Na_2O)/CaO$ versus $Zr+Nb+Ce+Y$ discriminant diagram (Whalen et al. 1987). FG - fractionated felsic granites; OGT - non-fractionated. Symbols and fields as in Figure 4.

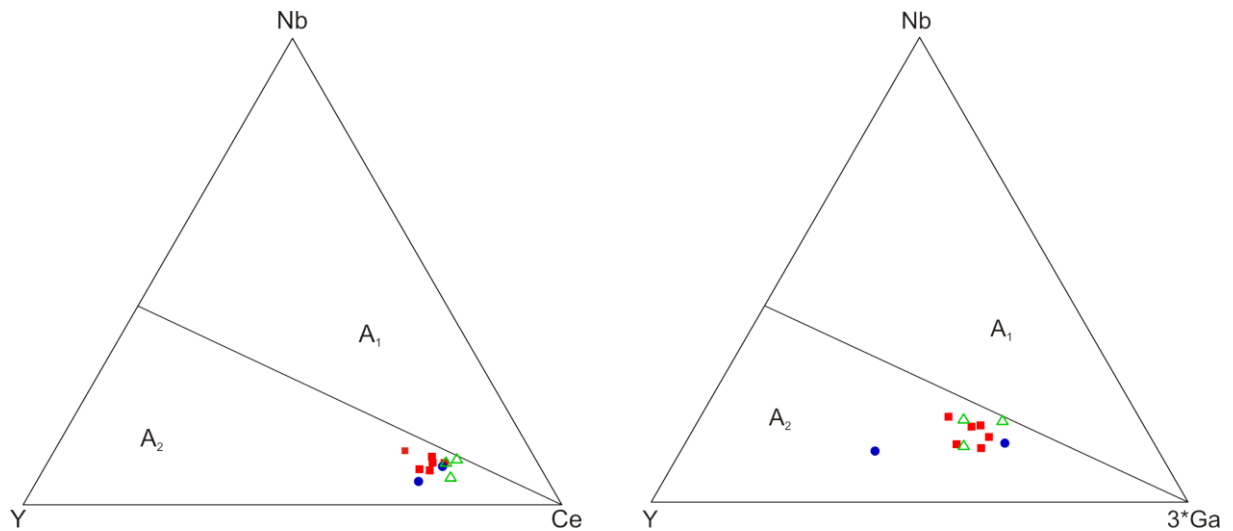


Figure 9- A-type granitoid discriminant diagrams from Eby (1992). Symbols as in Figure 4.

In the $(Nb/Zr)_N$ versus Zr diagram (Thieblémont & Tegye 1994; Figure 10A), the pyroclastic rocks have variable $(Nb/Zr)_N$ ratios between 0.37 and 2.11. Once again, the five samples of trachytic/dacitic pyroclastic rocks with volcanic arc affinity plot within the subduction-related field and behave distinctly from the other trachytic/rhyolitic pyroclastic rocks which are located in the collisional calc-alkaline to alkaline A_2 -type field. The

hypabissal rocks show $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$ ratios between 0.58 and 0.67, which the lamprophyre sample plots in the subduction-related field and the trachyte/rhyolite show similarities with the collisional calc-alkaline to alkaline A_2 -type field.

In the $\log [\text{CaO}/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})]$ versus SiO_2 diagram of Brown (1981; Figure 10B), three samples of trachytic pyroclastic rocks (LT-09, LT-12, LT-29) and one from dacitic (LT-32) display calc-alkaline trends that are similar to a normal continental arc. On the other hand, the rhyolitic pyroclastic rocks and the other three trachytic samples (LT-16, LT-30, LT-31) occupy the field defined by Nardi (1991) for metaluminous granitic rocks of alkaline associations that indicate mature arc series. The hypabissal lamprophyre also is located in the calc-alkaline trend field, while the sample of trachyte is located in the alkaline association field. The rhyolite sample does not appear in the diagram, because it exhibits $\log [\text{CaO}/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})]$ values significantly lower (-2.29), extrapolating the values defined for the diagram.

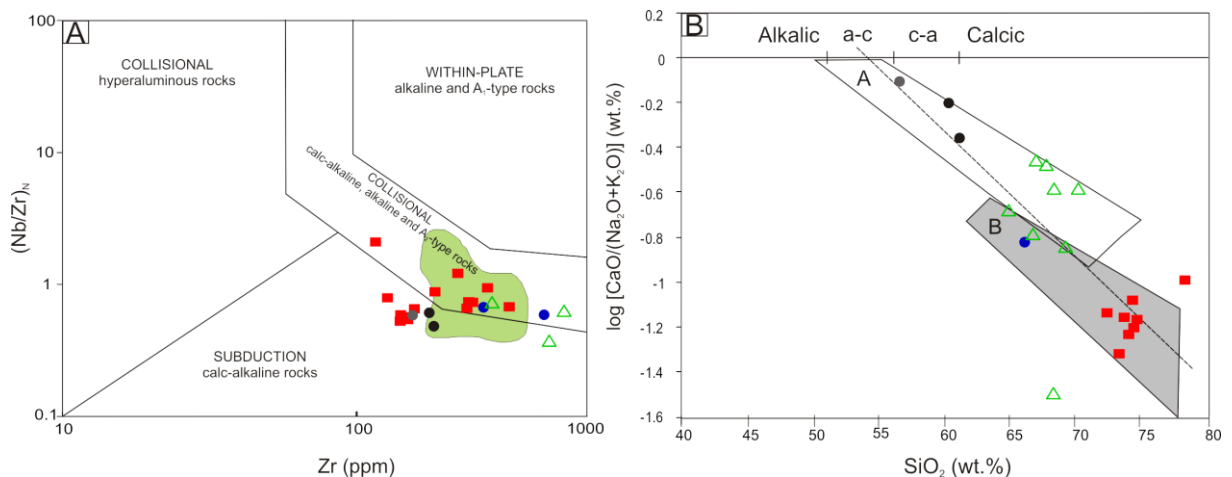


Figure 10- A) $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$ versus Zr diagram (Thiéblemont & Tegye 1994), Nb and Zr contents of the samples are normalized with mantle primordial values (average of Hoffman 1988); B) Alkali-lime index of Peacock versus silica diagram with (A) field to calc-alkaline rocks, from Brown (1981) and (B) field to metaluminous granitoids from alkaline associations, from Nardi (1991). a-c – alkali-calcic; c-a – calcic-alkali. Symbols and fields as in Figure 4.

The older Orosirian andesites

In the TAS diagram (Le Maitre et al. 1989; Figure 4A) the andesite samples exhibit trachyandesitic compositions and they are also positioned in the alkaline field close to the boundary with the subalkaline field. In the AFM diagram a non-tholeiitic trend is observed for these trachyandesites, with subordinate iron enrichment (Irvine & Baragar 1971; Figure 4B). In the A/CNK versus A/NK diagram (Maniar & Piccoli 1989; Figure 5A), the rocks have a

metaluminous character. In the $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t+\text{MgO})$ versus SiO_2 diagram (Frost et al. 2001; Figure 5B), both trachyandesites plot within the magnesian field, while in the $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ versus SiO_2 diagram (Frost et al. 2001; Figure 5C), the two trachyandesite samples have a MALI of 2.88 and 4.85, with one sample plotting within the alkalic-calcic and the other located at the boundary of the alkalic-calcic with the alkalic field. As for the Iricoumé volcanics, the rocks point to a high-K signature in the K_2O versus SiO_2 diagram (Le Maitre 2002; Figure 5D).

In the chondrite-normalized trace elements (Thompson 1982), the trachyandesite samples show low values of Th, Nb, Ta, Ti, negative Nb, Ta and Ti anomalies, and do not show negative anomalies of Sr and P (Figure 6C). The trachyandesites exhibit enriched LREE in relation to HREE in the Rare Earth element diagram normalized to chondrite (Boynnton 1984). Total REE contents are in the same range than those of the Iricoumé volcanics and associated hypabissal rocks, between 182 and 211 ppm, with a steep pattern $[(\text{La}/\text{Yb})_N=15.82-24.78]$, and weak to inexistent negative Eu anomalies $[(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_N=0.86-0.91]$ (Figure 7C).

In the Rb versus (Y+Nb) diagram of Pearce (1996), the two trachyandesite samples plot together in the volcanic arc field (Figure 8A) and within the non-fractionated field in the $(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})/\text{CaO}$ versus $\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y}$ diagram (Whallen et al. 1987; Figure 8B). The trachyandesites also show affinity with the subduction-related field in the $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$ versus Zr diagram (Thieblémont & Tegye 1994; Figure 10A). Finally, the trachyandesites also exhibit calc-alkaline trends in the $\log [\text{CaO}/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})]$ versus SiO_2 diagram of Brown (1981; Figure 10B).

6. Sm-Nd GEOCHRONOLOGY

6.1. EXPERIMENTAL PROCEDURES

Sm-Nd isotopic analyses were carried out at the Geochronology Laboratory of the Federal University of Pará (UFPA), following the procedure described by Gioia & Pimentel (2000), with modifications. Whole rock powders (ca. 50 to 100 mg) were mixed with a $^{149}\text{Sm}/^{150}\text{Nd}$ spike solution and dissolved in Savillex[®] capsules. Sm and Nd extraction of whole rock samples followed conventional cation exchange techniques, using Teflon columns containing Ln-Spec Eichron[®] resin.

The isotopic measurements of Sm and Nd were performed for part of the samples on a Finnigan MAT 262 multi-collector mass spectrometer in static mode, using a Ta-Re double filament and, for the other part of the samples, on a Thermo Neptune multi-collector ICP mass spectrometer. Uncertainties for Sm/Nd and $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ratios are better than $\pm 0.5\%$ (2σ) and $\pm 0.005\%$ (2σ), respectively, based on repeated analyses of international rock standards BHVO-1 and BCR-1. The $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratio was normalized using $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ and the decay constant used was the value revised by Lugmair & Marti (1978) of $6.54 \times 10^{-12}/\text{y}$. The Nd model ages were calculated according to the DePaolo (1981) model for a depleted mantle evolution (T_{DM}).

6.2. Sm-Nd ISOTOPIC RESULTS

For Sm-Nd whole-rock determination and T_{DM} age calculation, nine samples representative of the different types of rocks have been analyzed: a) six from the pyroclastic rocks, including trachytes (samples LT-09, LT-30 and LT-31), rhyolites (sample LT-20, LT-22) and one andesite basaltic (sample LT-27), b) two from hypabissal rocks (samples LT-08, LT-11) and c) one from the older trachyandesite (sample LT-06).

The Sm-Nd isotopic results are given in table 3, which also includes initial ϵ_{Nd} values calculated at the time of emplacement yielded by the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ zircon ages obtained for three samples of the studied area (Barreto et al. in press). For the samples from the pyroclastic volcanics and hypabissal rocks, the emplacement/formation age was assumed to be of 1.89 Ga, and for the sample of trachyandesite an emplacement age was assumed as being of 1.99 Ga.

The set of results provided a moderate range of T_{DM} model ages from 1.98 Ga up to 2.39 Ga and ϵ_{Nd} values slightly negative to positive between -3.04 and +2.35.

All the samples displayed homogeneous $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ratios ranging from 0.083 to 0.107, which are inside the range of 0.080-0.120, normally considered favorable for T_{DM} age calculation. The $f_{\text{Sm/Nd}}$ values (-0.45 to -0.58) suggest that no significant Sm/Nd fractionation occurred during the formation of these rocks.

In the ϵ_{Nd} versus time diagram (Figure 11), which also display the Nd isotopic evolution with time of the Paleoproterozoic and Archean crusts, all the samples plot within of the Paleoproterozoic crust, indicating a dominantly crustal source of Rhyacian-Siderian ages for the parental magmas.

Table 3

Whole rock Sm-Nd isotopic data from volcanic rocks from Iricoumé Group in the Erepecuru-Trombetas Domain.

Deposit type	Rock type	Composition	Sample	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$f(\text{Sm/Nd})$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	2σ	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2σ	Age (Ga) Pb-Pb $\pm$ z	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	T_{DM} (Ga)
Pyroclastic	Ignimbrites	Andesite basaltic	LT-27	5.56	31.39	-0.455	0.10715	0.00039	0.511523	0.000056	1.89 ^b	-0.02	2.18
			LT-09	5.12	31.41	-0.499	0.09850	0.00017	0.511329	0.000006	1.89 ^a	-1.72	2.28
		Trachyte	LT-30	4.52	29.50	-0.529	0.09258	0.00014	0.511316	0.000009	1.89 ^a	-0.53	2.18
			LT-31	9.96	57.66	-0.469	0.10439	0.00140	0.511335	0.000066	1.89 ^b	-3.04	2.39
		Rhyolite	LT-20	6.44	38.64	-0.488	0.10074	0.00078	0.511522	0.000051	1.89 ^b	1.52	2.06
			LT-22	8.76	52.23	-0.485	0.10135	0.00024	0.511323	0.000008	1.89 ^b	-2.53	2.34
Hypabissal	Rhyolite	Rhyolite	LT-08	22.35	162.79	-0.578	0.08300	0.00154	0.511344	0.000031	1.89 ^b	2.35	1.98
	Lamprophyre	Basaltic trachyandesite	LT-11	7.96	44.88	-0.455	0.10717	0.00045	0.511501	0.000014	1.89 ^b	-0.46	2.21
Effusive	Andesite	Trachyandesite	LT-06	6.75	45.15	-0.541	0.09037	0.00087	0.511325	0.000048	1.99 ^a	1.57	2.13

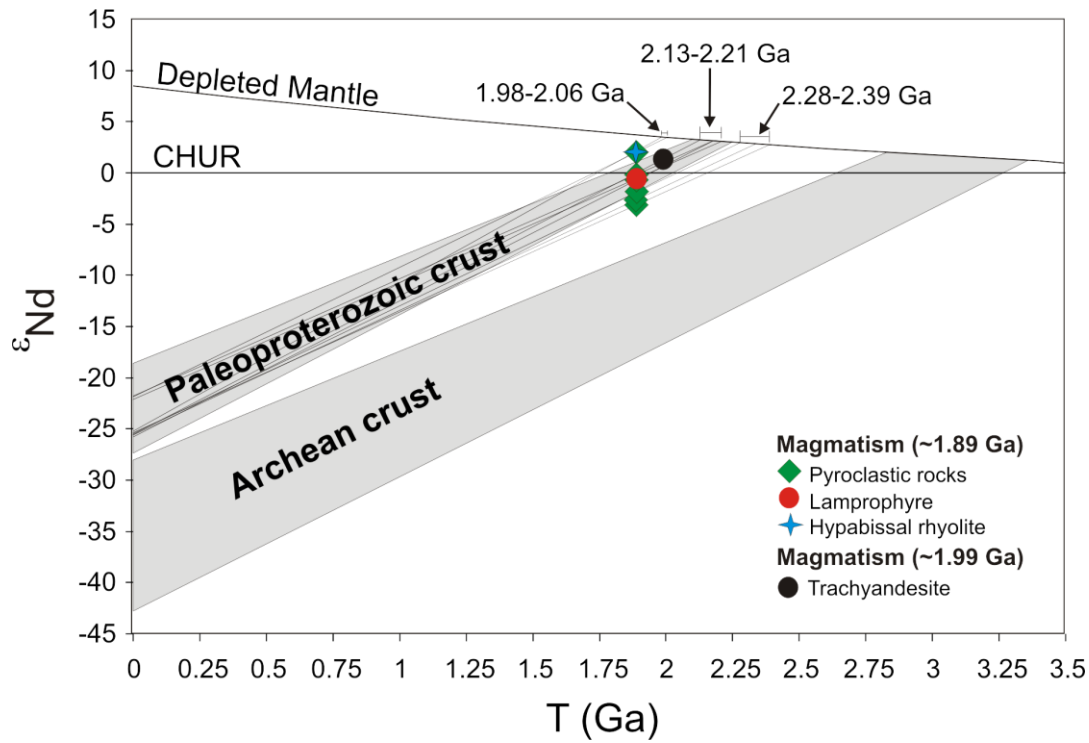
 T_{DM} ages were calculated using the DePaolo (1981) model for Nd evolution of the depleted mantle.^a Barreto et al. (in press)^b Assumed age

Figure 11- ϵ_{Nd} versus time diagram showing the isotopic composition of the volcanic rocks. The Nd evolution ranges for Archean and Paleoproterozoic crusts are based on Avelar et al. (2003) and Rosa-Costa et al. (2006).

7. DISCUSSION AND GEODYNAMICAL IMPLICATIONS

7.1. GEOCHEMICAL CONSTRAINTS ON THE FORMATION ENVIRONMENTS

The volcanic rocks of Iricoumé Group in Erepecuru-Trombetas Domain include predominantly pyroclastic rocks with compositions from trachyte to rhyolite that can be divided into two groups with distinct geochemical signatures.

The first group is represented by pyroclastic rocks with compositions of trachyte and dacite, which exhibit mainly metaluminous character, affinity with the magnesian field, and the less prominent anomalies of P and Ti. Furthermore these rocks show positive Sr anomalies, weak- to strongly fractionated REE patterns, weak- to inexistent negative Eu anomalies, affinity with volcanic-arc and I-type.

The second group is constituted by the most differentiated pyroclastic rocks, with rhyolitic composition, and part of the trachytic volcanic rocks. They display high-K and peraluminous character, affinity with the ferroan field, and strong negative anomalies of Sr, P, and Ti. Moreover, they show weak- to moderately negative Eu anomalies. However the trachytic volcanics display more alkaline character than the rhyolitic ones in the TAS and Na₂O+K₂O-CaO versus SiO₂ diagrams (Figures 4A and 5C).

Both groups have affinity with post-collisional settings, although the second one exhibit more typical A-type character, classified in A2-type, and the first one display some I-type and subduction-related characteristics.

Actually, in the petrography section was described that the some trachytic (LT-09, LT-12, LT-29, LT-30) and dacitic (LT-32) pyroclastic rocks are ignimbrites rich in crystal (crystals + lithic fragments), suggesting that these rocks have been affected by elutriation processes and that most of the fine particles were removed, leaving only the heavy fraction (feldspars), which behaves as a “cumulated”. Such a process may have provoked a significant modification of the chemical composition in relation to the original magma.

The pattern of the rhyolitic pyroclastic rocks and some trachytic is usually observed in A-type granites (Whalen et al. 1987). In spite of rocks with A-type affinities being originally thought to form in rift zones or stable continental blocks (Loiselle & Wones 1979), it is now generally accepted that they can form in both post-orogenic and anorogenic settings (Whalen et al. 1987, Sylvester 1989, Bonin 1990, Eby 1992, Pitcher 1997). Eby (1992) subdivided the A-type rocks into A1 and A2 domains. The A1 group is mantle-derived and emplaced in anorogenic settings, such as continental rifts or other within-plate environments. The A2 group is formed by melting of continental crust or underplated mafic crust and can be

emplaced in a variety of tectonic settings. According to this geochemical subdivision, the pyroclastic and hypabissal rocks with A-type affinity belong to A2-sub type (Figure 9). This character is confirmed in the Thieblémont & Téguy diagram (Figure 10A), where the rhyolitic pyroclastic rocks and trachyte/rhyolite hypabissal rocks are located in the collisional field described for calc-alkaline to alkaline A2-type rocks.

The hypabissal rocks share geochemical characteristics with both groups. The trachyte/rhyolite samples have peraluminous character, affinity with the magnesian and ferroan fields and the alkalic field, and show strong negative anomalies of Sr, P, and Ti. Moreover, they exhibit weak- to moderately negative Eu anomalies, further the rhyolitic sample exhibit negative Ce anomaly. The lamprophyre sample display the same geochemical pattern of the second group of pyroclastic rocks with metaluminous character, affinity with the magnesian field, low values of Rb, Th, Nb, Ta, La, Ce, Tb, Y, Tm, Yb, less prominent anomalies of P and Ti, positive Sr anomalies, weak- to strongly fractionated REE patterns, and inexistent negative Eu anomaly.

Felsic volcanic units correlated to the Iricoumé Group have been well documented in other domains of the central part of the Amazonian craton, and the geodynamic evolution of these associations are also reported from different tectonic settings, ranging from subduction-related to post-collisional.

In the Pitinga province, the Iricoumé-Mapuera volcano-plutonic association has been described with ages ca. 1.89-1.87 Ga and with typical A-type affinity or related to silica-saturated alkaline series (Costi et al. 2000, Ferron et al. 2010, Pierosan et al. 2011a). These authors proposed a post-collisional setting for this region, where extensional tectonic was predominant, and this hypothesis is consistent with the occurrence of one or more regional scale-orogenic cycles involving subduction of oceanic lithosphere between 2.1 Ga and 1.9 Ga (Transamazonian cycle). In several geochemical diagrams (Figures 4A, 5A, 5D, 8A, 8B), the rocks from the Pitinga Province present A-type affinities more prominent than the volcanic sequence of the studied area.

In the Presidente Figueiredo region, close to Pitinga Province, Valério et al. (2009) also described a volcano-plutonic association with ages of 1.89-1.88 Ga, which shows a geochemical contrast between I-type high-K calc-alkaline granitoids of Água Branca Suite and A-type volcanic rocks. For this reason, these authors suggest a tectonic evolution model involving two distinct magmatic events within post-collisional tectonic setting. As well as the Pitinga Province rocks, these volcanic rocks show ages (Table 1) and geochemical similarities

(Figures 4A, 5A, 5D, 8A, 8B, 10A) with the Iricoumé Group rocks of the Erepecuru-Trombetas Domain.

In the southeastern portion of Roraima state, Almeida (2006) described scarce Jatapu volcanic rocks considered coeval to predominant high-K calc-alkaline granitoids of Água Branca Suite with ages around 1.90-1.89 Ga, which are close to the age of Iricoumé volcanism. Almeida (2006) proposed that these granitoids could be associated with the latest subduction related processes (?) on a continental margin of 2.1 Ga, or, alternatively, represented a transition for more stable tectonic crustal conditions.

These volcanic units and associated granites have their counterpart in the Central Brazil Shield, in the Tapajós and Irixi-Xingu domains. Lamarão et al. (2002, 2005) recognized in the Vila Riozinho region a similar volcano-plutonic association (Moraes Almeida Formation and Maloquinha Intrusive Suite) with ages between 1.89 Ga and 1.87 Ga. The ~1.88 Ga Moraes Almeida sequence is geochemically similar to the evolved leucogranites of the Maloquinha granite suite and has aluminous A-type affinity. Thus, Lamarão et al. (2002) proposed that these A-type rocks are related to intracontinental environment in an extensional regime and suggested that they could register the beginning of the taphrogenesis that marked the Amazonian craton throughout the Mesoproterozoic. In this model, the felsic Maloquinha granites and the Moraes Almeida volcanic sequence correspond to melts derived by anatexis of the older crustal rocks. In the several geochemical diagrams (Figures 4A, 5A, 5D, 8A, 8B), the Moraes Almeida volcanics exhibit similarities mainly with the more evolved pyroclastic rocks and trachytic/rhyolitic hypabissal rocks of the studied area.

In the Irixi-Xingu Domain the volcano-plutonic units consist of a bimodal association, which includes the Sobreiro and Santa Rosa formations (volcanic units) and the Velho Guilherme Suite (plutonic unit), with ages around 1.88-1.86 Ga (Teixeira et al. 2002, Pinho et al. 2006, Fernandes et al. 2011). The two volcanic units have different geochemical characteristics, despite the close ages of both units. Fernandes et al. (2011) proposed a geodynamic evolution for the São Félix do Xingu volcano-plutonism, driven by flat subduction, which could explain the subduction-related chemical signature of the 1.88 Ga Sobreiro Formation with suggestive assimilation of Archean crust within the Central Amazon. The ~1.87 Ga A-type fissure-controlled magmatism of the Santa Rosa Formation could be explained by a Paleoproterozoic extensional episode represented by dyke swarms, bimodal volcanism and taphrogenic basins that extend until late Mesoproterozoic in the Amazonian craton.

Even though the geochemical characteristics of volcanic rocks of Iricoumé Group in the Erepecuru-Trombetas Domain have sometimes ambiguous character, the geochemical and geochronological similarities between the rocks of this region and volcano-plutonic associations of the Uatumã-Anauá, Tapajós and Iriri-Xingu Domains permit to suggest a post-collisional tectonic environment in an extensional regime, resulting in pyroclastic rock eruptions and emplacement of hypabissal rocks (lamprophyre, trachyte and rhyolite). In geotectonic discrimination diagrams (Figure 7A, 7B), most of the pyroclastic and hypabissal rocks plot within the post-collisional field, although for Pearce (1996) there are classification problems with this field, because post-collisional melts could plot within the volcanic arc or even in within-plate fields.

Alternatively, the trachytic/dacitic pyroclastic rocks and lamprophyre may have been formed in a subduction setting with a geodynamic evolution driven by flat subduction, such as in the Iriri-Xingu Domain, which is supported by the volcanic arc signatures in some geochemical diagrams similar to those of the Sobreiro Formation (Figures 8A, 10A, 10B). However, the characterization of a subduction environment, I-type affinity, high Sr values and absence of negative Eu anomaly is considered preferably as the result of the elutriation processes rather than reflecting the geodynamical context of the Iricoumé trachytic/dacitic pyroclastic rocks. Moreover, the lack of intermediate rocks and arc-related sedimentation, the absence of compressive structures, and the fact that the large volume of pyroclastic volcanic rocks has been associated with a caldera setting (Barreto et al. in press) point to the hypothesis of a post-collisional environment.

Even though only two samples of the older trachyandesite with high LOI values have been analyzed, the geochemical results suggest that these rocks have affinities with volcanic arc granites, subduction field and calc-alkaline rocks similar to a normal continental arc.

The age of 1.99 Ga of the trachyandesites is close to the crystallization ages interval (1.98-1.96 Ga) of Martins Pereira and Serra Dourada granitoids in Uatumã-Anauá Domain (Almeida 2006). These rocks present I-type high-K calc-alkaline signatures, which led Almeida (2006) to propose a collisional setting, with an evolution related to the final stages of a Paleoproterozoic orogeny on a continental margin of 2.1 Ga. In the Tapajós Domain, trachytes of the Vila Riozinho volcanic sequence also yield similar crystallization ages (2.0-1.99 Ga). These rocks are composed of a high-K calc-alkaline to shoshonitic transitional series, and display affinity with volcanic arc setting, which led Lamarão et al. (2002) to propose a subduction-related magmatism model for this unit, older than the Iricoumé-Mapuera magmatism.

Similar geochemical behavior to the studied trachyandesites has been observed in calc-alkaline rocks originated in both subduction-related and post-collisional tectonic environments (Brown et al. 1984, Pearce 1996, Barbarin 1999). The geochemical characteristics of these rocks with subduction-related signatures observed in various diagrams (Figures 8A, 8B, 10A, 10B) suggest a subduction-related geodynamic setting, also supported by the geochemical and geochronological similarities with 2.0-1.96 Ga-old volcano-plutonic associations of the Tapajós and Uatumã-Anauá domains that have been interpreted in the same way.

7.2. SOURCES

The positive to slightly negative $\epsilon_{\text{Nd(T)}}$ values between +2.35 and -3.04, and T_{DM} model ages ranging from 2.39 Ga to 1.98 Ga of the volcanic rocks exposed in the Erepecuru-Trombetas Domain, indicate that the original magmas may have derived from remelting of slightly older Paleoproterozoic sialic crust, suggesting a dominantly Rhyacian to Siderian crustal source for the parental magmas without any significant Archean crustal contribution. This hypothesis is supported by the probable crustal origin of the volcanic rocks of Iricoumé Group and similar rocks of the central part of the Amazonian craton (Costi et al. 2000, Lamarão et al. 2002, Ferron et al. 2006, 2010, Valério et al. 2009, Pierosan et al. 2011a, 2011b). In some experimental models, high-K associations are derived from remelting of the continental crust (Roberts & Clemens 1993, Clemens 1999).

The heat for melting could be derived from the underplating of mafic magmas at the base of lithosphere and/or crust, which has been admitted either in post-collisional/post-orogenic (Whalen et al. 1996, Bonin 1998, 2007) or anorogenic settings (Dall'Agnol et al. 2005). Similar interpretation has been described in the Uatumã-Anauá Domain, where Almeida (2006) proposed a petrogenetic model based on melting of tonalites, andesites, and/or amphibolites originated from juvenile sources contaminated by metavolcano-sedimentary sequences and by Archean sources in small amounts. The sample of lamprophyre with negative $\epsilon_{\text{Nd(T)}}$ value (-0.46) and T_{DM} model age of 2.21 Ga also points to this Rhyacian crustal source.

The positive $\epsilon_{\text{Nd(T)}}$ value (+1.57) and T_{DM} model age of 2.13 Ga are in favor of a juvenile nature for the trachyandesites with crystallization age ca. 1.99 Ga. This same nature is exhibited by the hypabissal rhyolite, which has positive $\epsilon_{\text{Nd(T)}}$ value (+2.39) and T_{DM} model

age of 1.98 Ga, clearly indicating a juvenile source signature with significant contribution of mantle magmas.

Alternatively, two distinct sources could have been mixed. In this case, Paleoproterozoic mantle-derived magmas were variably contaminated by an assimilation of Archean crust or an interaction with magmas derived from an Archean source. Thus, the model ages and $\epsilon_{\text{Nd(T)}}$ should represent intermediate values between young T_{DM} values with corresponding positive $\epsilon_{\text{Nd(T)}}$ that represents juvenile accretion, and old model ages with strongly negative $\epsilon_{\text{Nd(T)}}$, suggesting reworking of older rocks. This hypothesis could not be confirmed in the studied samples due to lack of inherited Archean zircon grains in the zircon Pb-Pb evaporation method (Barreto et al. in press).

The Nd isotope pattern showed by Erepecuru-Trombetas Domain volcanic rocks is better explained by the melting of older crust than by a Paleoproterozoic mantle-derived mixing with magmas originated from an Archean source, because the T_{DM} model ages are predominantly Rhyacian without indication of significant Archean contribution, and the $\epsilon_{\text{Nd(T)}}$ values are positive to slightly negative. Therefore, the regional crustal melting was the dominant magmatic process in this region, and the Rhyacian crust could be related to the Maroni Itacaiúnas Province (2.26-1.95 Ga), a widespread domain extending over the easternmost region of the Guyana Shield and strongly marked by Transamazonian Orogeny. Therefore, we suggest the existence of a Rhyacian crust in the Erepecuru-Trombetas Domain, similar to the crust of the Maroni Itacaiúnas Province (2.26-1.95 Ga), a widespread domain extending over the easternmost region of the Guyana Shield and strongly marked by Transamazonian Orogeny (Tassinari & Macambira 2004). Nevertheless it is still necessary to acquire more $T_{\text{DM}} (\text{Nd})$ data, mainly from the basement units, that to confirm this hypothesis.

The Nd isotopic signatures obtained for the Erepecuru-Trombetas Domain are in agreement with those obtained for the Uatumã-Anauá Domain (Pitinga Province, Presidente Figueiredo region and southeastern portion of Roraima state). In these areas, T_{DM} model ages are all Paleoproterozoic and $\epsilon_{\text{Nd(T)}}$ values are either positive or slightly negative, suggesting that Archean terrains did not extended to the northern portion of the Amazonian craton. In the Uatumã-Anauá Domain, volcano-plutonic associations yield T_{DM} model ages between 2.47 Ga and 2.0 Ga and $\epsilon_{\text{Nd(T)}}$ values range from -4.27 to +1.97, which indicate mainly Paleoproterozoic sources for the Iricoumé-Mapuera magmatism (Costi et al. 2000, Almeida 2006, Marques et al. 2007, Valério 2011).

A similar scenario is pointed out in the Tapajós Domain, as granitoids and volcanic rocks that show Paleoproterozoic T_{DM} model ages (2.46-2.28 Ga) and several negative ϵ_{Nd} values (from -1.01 to -5.19), indicating that the original magmas were not produced by reworking or remelting of Archean sialic crust but dominantly of Paleoproterozoic sources that interacted with older crust or post- to late-orogenic melting of an old Paleoproterozoic arc, containing some Archean material (Lamarão et al. 2005). These authors discarded a juvenile origin and pointed to an Andean-type magmatic arc setting where the magmas could be modified by interaction with crust.

The Nd isotopic signatures obtained herein and in the Uatumã-Anauá and Tapajós domains for the volcano-plutonic rocks (Costi et al. 2000, Lamarão et al. 2005, Almeida 2006, Marques et al. 2007, Valério 2011) are only different in relation to the Iriri-Xingu Domain, which volcanic associations reveal Archean T_{DM} model ages (3.12-2.49 Ga) and strongly negative $\epsilon_{Nd(T)}$ values from -11.39 to -4.56 (Fernandes et al. 2011). In the São Félix do Xingu region, plausible protoliths for these volcanics could be the Archean basement constituted by the Arco Verde tonalite, Rio Maria granodiorite, and mafic metavolcanics of the Tucumã Group, from the adjacent Carajás Province (Avelar et al. 1999, Dall'Agnol et al. 1999a, Teixeira et al. 2002). Fernandes et al. (2011) proposed a dominantly Archean crustal source for the Sobreiro and Santa Rosa formations, although a minor mantle contribution should not be ruled out.

7.3. AGE OF CENTRAL AMAZONIAN PROVINCE

The Amazonian craton has been partitioned into large geochronological provinces with distinctive ages, structural patterns and geodynamic evolution. Two main tectonic models (Figure 1) have been discussed, with the first one being initially proposed by Cordani et al. (1979) and then refined by many authors (Teixeira et al. 1989, Sato & Tassinari 1997, Tassinari & Macambira 1999, Tassinari et al. 2000, Tassinari & Macambira 2004), while the other was proposed by Santos et al. (2000, 2006).

Both models considered that Central Amazonian Province probably has an Archean age. According to Tassinari & Macambira (2004) model, the Paleoproterozoic magmatic associations of the northern part of the Central Amazonian Province, in the Guyana Shield, should derive from the melting of an Archean crust at depth. On the other hand, Santos et al. (2000, 2006) model discussed that known Archean rocks in the Amazonian Craton are exposed exclusively in the Imatoca Complex (Venezuela) and Carajás Province (southeast

Pará state, Brazil) and that there are large areas poorly known in the Central Amazonian province, which may explain the apparent lack of Archean rocks on surface.

Based on both models, Archean T_{DM} model ages would be expected for the Paleoproterozoic volcano-plutonic associations in the Erepecuru-Trombetas Domain, located within the limits of the Central Amazonian province. However, the Nd isotopic signature indicates that the magma sources in the Erepecuru-Trombetas Domain are dominantly Rhyacian crustal, estimated via Nd-model ages at around 2.39-1.98 Ga, with limited Archean contribution, if any.

Therefore, the Nd signature (this work) and for zircon Pb-Pb ages (Barreto et al. in press) do not support the existence of Archean rocks in the northern part of the Central Amazonian Province. At the present time, the Archean fingerprinting (T_{DM} and/or U-Pb and Pb-Pb zircon ages) is restricted to southern part of the province, in Brazil central Shield (Teixeira et al. 2002, Fernandes et al. 2011). An alternative would be to consider that the studied region (northwestern part of Pará state) is part of Tapajós-Parima Province instead of Central Amazonian Province. This is supported by similar Nd isotopic signature with positive to slightly negative ϵ_{Nd} values (between -3.73 and +1.93) and Paleoproterozoic Nd T_{DM} ages (from 2.44 to 2.01 Ga) yielded by volcano-plutonic rocks from the Presidente Figueiredo region (Marques et al. 2007, Valério 2011), Pitinga Province (Costi et al. 2000), and southeastern portion of Roraima state (Almeida 2006), all located in the Tapajós-Parima (Santos et al. 2000) or Ventuari-Tapajós (Tassinari & Macambira 2004) provinces, northern of Amazonian Craton.

7.4. SILICIC LARGE IGNEOUS PROVINCES (SLIPs)

Bryan et al. (2002) defined the term “silicic LIP” (SLIP) to describe volcano-plutonic provinces with the following characteristics: 1) extrusive volumes $> 0.25 \text{ Mkm}^3$; 2) comprising $> 80\%$ by volume of dacite-rhyolite, with transitional calc-alkaline I-type to A-type intraplate signatures; 3) lithologically dominated by rhyolitic ignimbrites; 4) duration of igneous activity is up to 40 Myr, but with short intervals or pulses of 3-10 Myr; 5) crustal setting, because felsic LIPs are exclusively continental. Bryan et al. (2002) describe that Phanerozoic SLIPs could occur in two different geodynamical contexts: an intraplate environment and a back-arc environment. Both types are driven by thermal and mass transfer into the crust by hot mantle upwelling, and are often accompanied by lithospheric extension.

Relatively few examples of silicic volcanic LIPs (SLIPs) have been documented worldwide. Of those, only three have Proterozoic ages and were formed during supercontinent

assembly: Rooiberg Felsite (Twist & French 1983, Skilling & Chalot-Prat 2007), Gawler Range Volcanics (Creaser 1995, Allen & McPhie 2002), North Shore Volcanic Group (Green & Fitz 1993).

Bryan & Ernst (2008) described that an important issue in identifying SLIPs and determining their original attributes (area, volume, duration, magmatic pulses, and setting) is that many become fragmented due to intense and/or long-lived erosion, and this can occur soon after the LIP event. In these cases, paleomagnetic, geochemical and especially geochronological techniques are required to show that dykes, sills, plutonic and volcanic rocks that were emplaced synchronously and have geochemical similarity, are therefore, likely to belong to the same SLIP event.

Large regions of the central portion of the Amazonian craton, in both Guyana and Central Brazil Shields, are covered by the volcano-plutonic magmatism of predominantly felsic composition, and subordinate plutonic mafic bodies. In several domains such as the Erepecuru-Trombetas, Uatuma-Anauá, Tapajós and Iriri-Xingu, volcanic and plutonic rocks yield ages between 1.90 Ga and 1.87 Ga, and exhibit similar transitional geochemical signatures between calc-alkaline I-type and A-type within-plate, generally in a continental setting (Costi et al. 2000, Santos et al. 2000, 2004, Lamarão et al. 2002, 2005, Macambira et al. 2002, Almeida 2006, Fernandes et al. 2006, 2011, Ferron et al. 2006, 2010, Pinho et al. 2006, Pierosan et al. 2011a, 2011b, Valério et al. 2009, Valério 2011, Barreto et al. in press).

The short range of the ages, the geochemical signature and the large extension of this magmatism support the hypothesis that the different volcanic-plutonic associations described in the central part of the Amazonian Craton belong to the same magmatic event generated on a short time interval (1.90-1.87 Ga). These evidences justify the proposal of a SLIP in the Amazonian craton. Some authors (Schobbenhaus & Brito Neves 2003, Brito Neves 2011, Fernandes et al. 2011, Juliani et al. 2011) have cited a LIP in the Amazonian Craton, although some of them have linked this LIP to the Uatuma supergroup. However, considering that the typical SLIPs have a short duration, it is necessary to restrict this SLIP to a volcanic-plutonic event with ages around 1.90-1.87 Ga, as already pointed out Barreto et al. (in press).

8. CONCLUDING REMARKS

Even though the geochemical characteristics of volcanic rocks of Iricoumé Group (1.89 Ga) in the Erepecuru-Trombetas Domain have sometimes ambiguous character, the geochemical and geochronological similarities between the rocks of this region and volcano-

plutonic associations of the Uatumã-Anauá and Tapajós-Parima Domains allow suggesting that they are related to a post-collisional tectonic environment in an extensional regime. Moreover, the geochemical characteristics of older trachyandesitic rocks (1.99 Ga) with typical subduction-related signatures suggest a subduction-related geodynamic setting.

The positive to slightly negative $e_{\text{Nd(T)}}$ values between +2.35 and -3.04, and T_{DM} model age range from 2.39 Ga to 1.98 Ga of the volcanic rocks exposed in the Erepecuru-Trombetas Domain, indicate that the original magmas may have derived from remelting of slightly older Paleoproterozoic sialic crust, suggesting a dominantly Rhyacian to Siderian crustal source for the parental magmas without any significant Archean crustal contribution. Therefore, the Nd signature (this work) and zircon Pb-Pb ages (Barreto et al. in press) do not support the existence of Archean basement in the northern part of the Amazonian Central Province.

The data obtained in this work together with the available data in the literature allows the enlargement of the Iricoumé Group areal extension in Guyana Shield and consolidate the large extension of 1.89 Ga magmatism in the central portion of the Amazonian craton. The large extension of this magmatism coupled with ages and geochemical signatures support the proposal of a SLIP in Amazonian craton. However, considering that the typical SLIPs have a short duration (3-10 Myr), we suggest the restriction of the term SLIP to volcanic-plutonic event with ages around 1.90-1.87 Ga.

ACKNOWLEDGMENTS

We acknowledge the Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) for the research scholarship granted to the first author and to CNPq/Universal project (Process 484571/2007-9) for financial support. In addition, the authors are grateful to CPRM for taking the samples used in this study and to technical team of geochronological laboratory of Federal University do Pará (UFPA) for the acquisition of the Sm-Nd isotopic data, in special to the technicians Etiana Oliveira, Jeferson Barbosa and Izanete Melo. To Dr. Marco Galarza and Dr. Thomas Scheller (Pará-Iso Laboratory, UFPA), for supervision and suggestions provided during the Sm-Nd isotopic analyses. We thanks to Dr. Evandro F. Lima (UFRGS), who contributed significantly to the petrography descriptions and discussion, and to Dr. Caetano Juliani and Moacir Macambira, whose suggestions and corrections improved the manuscript. This is a contribution to Geociam project.

REFERENCES

- Allen S.R. & McPhie J. 2002. The Eucarro Rhyolite, Gawler Range Volcanics, South Australia: A >675 km³ compositionally zoned felsic lava of Mesoproterozoic age. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **114**:1592–1609.
- Almeida M.E. 2006. Evolução Geológica da porção Centro-Sul do Escudo das Guianas com base no estudo geoquímico, geocronológico e isotópico dos granitóides paleoproterozóicos do Sudeste de Roraima, Brasil. Tese de Doutorado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 227 p.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck, R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Sci. Rev.*, **17**:1–29.
- Araújo Neto H. & Moreira H.L. 1976. Projeto Estanho do Abonari. Manaus, Convênio DNPM/CPRM, Relatório Final, 2v.
- Araújo J.F.V., Montalvão R.M.G., Lima M.I.C., Fernandes P.E.C.A., Cunha F.M.B., Fernandes C.A.C., Basei M.A.S. 1976. Geologia. Projeto Radambrasil. Folha SA. 21 - Santarém: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, DNPM, p. 19–122.
- Avelar V.G., Lafon J.M., Correia Júnior F.C., Macambira E.M.B. 1999. O Magmatismo arqueano da região de Tucumã - Província Mineral de Carajás: novos resultados geocronológicos. *Rev. Bras. Geoc.*, **29**:454–460.
- Avelar V.G., Lafon J.M., Delor C., Guerrot C., Lahondère D. 2003. Archean crustal remnants in the easternmost part of the Guiana Shield: Pb-Pb and Sm-Nd geochronological evidence for Mesoarchean versus Neoarchean signatures. In: Rossi P., Lafon J.M., Vasquez M.L. *Géologie de la France*, **2-3-4**, Éditions brgm Press, p.: 83–100.
- Barbarin B. 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, **46**:605–626.
- Barreto C.J.S., Lafon J.M., Rosa-Costa L.T., Lima E.F. Vulcanismo félsico Paleoproterozóico do Grupo Iricoumé, Domínio Erepecuru-Trombetas, Província Amazônia Central: dados de campo, caracterização petrográfica e geocronologia Pb-Pb em zircão. *Rev. Geol. USP*. (in press).
- Bonin B. 1990. From orogenic to anorogenic settings: evolution of granitoid suites after a major orogenesis. *Geol. J.*, **25**:261–270.
- 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. 2007. A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects. *Lithos*, **97**:1–29.
- Boydton W.V. 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P. (Ed.). *Rare earth element geochemistry*. Elsevier, **63**:114 p.
- Brito Neves B.B. 2011. The Paleoproterozoic in the South-American continent: Diversity in the geologic time. *J. S. Am. Earth Sci.*, **32**:270–286.
- Brito M.F.L., Almeida M.E., Macambira M.J.B. 1999. ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb age of calc-alkaline rapakivi granite in Tapajós Gold Province, Amazon Craton - Brazil. In: South American Symposium on Isotope Geology, 2, *Atas*, p. 40–43.
- Brown G.C. 1981. Space and time in granite plutonism. In: *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A301*, p. 321–336.
- Brown G.C., Thorpe R.S., Webb P.C. 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on source magmas. *J. Geol. Soc. Lond.*, **141**:413–426.
- Bryan S.E. & Ernst R.E. 2008. Revised definition of Large Igneous Provinces (LIPs). *Earth Sci. Rev.*, **86**:175–202.
- 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*. *Geol. Soc. Am. Special Paper*, 362, p.:99–120.
- Cas R.A.F. & Wright J.V. 1987. Volcanic succession, modern and ancient: a geological approach to processes, products and successions. London, 528pp.
- Clemens J.D. 1999. Origins of high-K granitic magmas: constraints from experimental petrology. In: Barbarin B. (Ed.). *The Origin of Granites and Related Rocks*. Hutton Symposium, 4, Abstr. Documents du BRGM, p. 49.
- 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: *Cong. Geol. Chileno*, 2, *Actas*, p. 137–148.
- 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. *Int. Geol. Rev.*, **42**:832–849.
- Creaser R.A. 1995. Neodymium isotopic constraints for the origin of Mesoproterozoic silicic magmatism, Gawler Craton, South Australia. *Can. J. Earth Sci.*, **32**:469–471.
- Dall'Agnol R., Bettencourt J.S., Jorge João X.S., Medeiros H., Costi H.T., Macambira M.J.B. 1987. Granitogenesis in the northern Brazilian region - A review. *Rev. Bras. Geoc.*, **17**:382–403.
- Dall'Agnol R., Lafon J.M., Macambira M.J.B. 1994. Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: geochronological, petrological and geochemical aspects. *Min. Petrol.*, **50**:113–138.
- Dall'Agnol R., Teixeira N.P., Ramo O.T., Moura C.A.V., Macambira M.J.B., Oliveira D.C. 2005. Petrogenesis of the Paleoproterozoic rapakivi A-type granites of the Archean Carajás metallogenic province, Brazil. *Lithos*, **80**:101–129.

- Dall'Agnol R., Silva C.M.G., Scheller, T. 1999. Fayalite-hedenbergite rhyolites of the Iriri formation, Tapajós Gold Province, Amazonian Craton: implications for the Uatumã volcanism. *In: Simp. Vulc. Amb. Assoc.*, 1, *Atas*, p. 31.
- DePaolo D.J. 1981. Nd isotopic studies: Some new perspectives on Earth Structure and Evolution. *EOS*, **62**:137-145.
- Eby G.N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geol.*, **20**:641-644.
- 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?. *J. S. Am. Earth Sci.*, **32**:351-368.
- 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. *Rev. Bras. Geoc.*, **36**:565-576.
- Ferron J.M.T.M., Bastos Neto A.C., Lima E.F., Costi H.T., Moura C., Prado M., Galarza M. 2006. Geologia e geocronologia Pb-Pb de rochas graníticas e vulcânicas ácidas a intermediárias Paleoproterozóicas da Província Pitinga, Cráton Amazônico. *Rev. Bras. Geoc.*, **36**: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. *J. S. Am. Earth Sci.*, **29**:483-497.
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. 2001. A Geochemical classification for granitic rocks. *J. Petrol.*, **42**:2033-2048.
- Gioia S.M.C.L. & Pimentel M.M. 2000. The Sm-Nd isotopic method in the geochronology laboratory of the University of Brasília. *An. Acad. Bras. Cienc.*, **72**:220-245.
- Green J.C. & Fitz T.J. 1993. Extensive felsic lavas and rheognimbrites in the Keweenaw Midcontinent Rift plateau volcanics, Minnesota: petrographic and field recognition. *J. Volcanol. Geoth. Res.*, **54**:177-196.
- Hofmann A.W. 1988. Chemical differentiation of the Earth. The relationship between mantle, continental crust and oceanic crust. *Earth Planet. Sc. Lett.*, **90**:297-314.
- Irvine T.N. & Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, **8**:523-547.
- Jorge João X.S., Santos C.A., Faraco M.T.L. 1984. Projeto Trombetas–Mapuera: relatório final. Belém, DNPM/CPRM, v. I e II. (Texto e anexos).
- Juliani, C. & Fernandes, C.M.D. 2010. Well-preserved Late Paleoproterozoic volcanic centers in the São Félix do Xingu region, Amazonian Craton, Brazil. *J. Volcanol. Geoth. Res.*, **191**:167-179.
- Juliani C., Fernandes C.M.D., Monteiro L.V.S., Lagler B., Misas C.M.E. 2011. Very low-grade metamorphism and very well preserved epithermal mineralization in the Paleoproterozoic Uatumã LIP, southern Amazonian craton, Brazil. *In: European Geosciences Union General Assembly, Abstracts*, p. 11815.
- Klein E.L. & Vasquez M.L. Geologia e recursos minerais da Folha Vila Riozinho – SB.21-Z-A: Estado do Pará. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós). Brasília, CPRM, Escala 1:250.000. CD-ROM.
- 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 Res.*, **119**:189-223.
- 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. *J. S. Am. Earth Sci.*, **18**:277-292.
- Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lemeyre J., Le Bassabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Wooley A.R., Zanettin B. 1989. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Blackwell, Oxford, 193 pp.
- Logfren G. 1971a. Experimentally produced devitrification textures in natural rhyolitic glass. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **82**:111-114.
- Logfren G. 1971b. Spherulitic textures in glassy and crystalline rocks. *J. Geophys. Res.*, **76**:5635-5648.
- Loiselle M. C. & Wones D. R. 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. Geological Society of America, Abstracts, v. 11, p. 468.
- Lugmair G.W. & Marti, K. 1978. Lunar initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: Differential evolution of the lunar crust and mantle. *Earth Planet. Sc. Lett.*, **39**:349-357.
- Macambira M.J.B., Almeida M.E., Santos L.S. 2002. Idade de zircão das vulcânicas Iricoumé do Sudeste de Roraima: contribuição para a redefinição do Supergrupo Uatumã. *In: Simp. Vulc. Amb. Assoc.*, 2, *Atas*, p. 22.
- Macambira E.M.B. & Vale A.G. 1997. São Félix do Xingu: folha SB.22-Y-B, Estado do Pará, escala 1:250.000: Texto Explicativo. Brasília, CPRM, 344 p.
- Maniar P.D. & Piccoli P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **101**:635-643.

- Marques S.N.S., Nascimento R.S.C., Souza V.S., Dantas E.L. 2007. Características geoquímicas das rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé, em perfis estratigráficos, na região de Presidente Figueiredo-AM. *In: Simp. Geol. Amaz.*, 10, **Atas**, p. 221-224.
- McPhie J., Doyle M., Allen R. 1993. *Volcanic Textures: A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. Tasmania, 191 pp.
- Melo A.F.F. et al. 1978. Projeto Molibdênio em Roraima: relatório final. Manaus, DNPM/CPRM, v. I-A e B, il.
- Montalvão R.M.G. 1975. Grupo Uatumã no Cráton Guianês. *In: DNPM Conferência Geológica Interguianas*, 10, **Atas**, p. 286-339.
- Moura C.A.V., Gorayeb P.S.S., Matsuda, N.S. 1999. Geocronologia Pb-Pb em zircão do riolito Vila Raiol, Formação Iriri – sudoeste do Pará. *In: Simp. Geol. Amaz.*, 6, **Atas**, p. 475-477.
- Nardi L.V.S. 1991. Caracterização Petrográfica e Geoquímica dos Granitos Metaluminosos da Associação Alcalina: Revisão. *Rev. Pesquisas*, **18**:44-57.
- Oliveira M.J.R., Almeida M.E., Luzardo R., Faria M.S.G. 1996. Litogeoquímica da Suíte Intrusiva Água Branca - SE de Roraima. *In: SBG, Cong. Bras. Geol.*, 39, **Atas**, p. 213-216.
- Oliveira A.S., Fernandes C.A.C., Issler R.S., Montalvão R.M.G., Teixeira, W. 1975. Geologia da Folha NA.21-Tumucumaque e parte da Folha NB.21. Rio de Janeiro, DNPM, Projeto RADAMBRASIL 9, 21-118 p.
- Pearce J.A. 1996. Source and settings of granitic rocks. *Episodes*, **19**:120-125.
- Peccerillo A. & Taylor S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline rocks from Kastamonu area, Northern Turkey. *Contrib. Miner. Petrol.*, **58**:63-81.
- Pessoa M.R., Andrade A.F., Nascimento J.O., Santos J.O.S., Oliveira J.R., Lopes R.C., Prazeres W.V. 1977. Projeto Jamanxim: relatório final. Manaus, CPRM/DNPM 3, 614 p.
- 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^a. Geochemistry of Palaeoproterozoic volcanic rocks of the Iricoumé Group, Pitinga Mining District, Amazonian craton, Brazil. *Int. Geol. Rev.*, **53**:946-979.
- Pierosan R., Lima, E.F., Nardi L.V.S., Campos C.P., Bastos Neto A.C., Ferron J.M.T.M., Prado M. 2011^b. Paleoproterozoic (~1.88Ga) felsic volcanism of the Iricoumé Group in the Pitinga Mining District area, Amazonian Craton, Brazil: insights in ancient volcanic processes from field and petrologic data. *An. Acad. Bras. Cienc.*, **83**:921-937.
- Pinho S.C.C., Fernandes C.M.D., Teixeira N.P., Paiva Jr. A.L., Cruz V.L., Lamarão C.N., Moura C.A.V. 2006. O magmatismo paleoproterozóico da região de São Félix do Xingu, Província Estanífera do Sul do Pará: Petrografia e geocronologia. *Rev. Bras. Geoc.*, **36**:793-802.
- Pitcher W.S. 1997. *The Nature and Origin of Granite*. Chapman & Hall, London.
- 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. *Rev. Bras. Geoc.*, **30**:380-383.
- Roberts M.P. & Clemens J.D. 1993. Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids. *Geol.*, **21**:825-828.
- Rollinson H.R. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Prentice Hall, London, 352 pp.
- Rosa-Costa L.T., Lafon J.M., Delor C. 2006. Zircon geochronology and Sm-Nd isotopic study: further constraints for the geodynamical evolution during Archean and Paleoproterozoic in the Southeast of Guiana Shield, north of Brazil. *Gondwana Res.*, **2**:277-300.
- Santos J.O.S. 2003. Geotectônica dos Escudos das Guianas e Brasil Central. *In: BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R.M.; GONÇALVES, J.H. Geologia, tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. Brasília: CPRM, p. 198.
- Santos J.O.S., Breemen O.B.V., Groves D.I., Hartmann L.A., Almeida M.E., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2004. Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U-Pb geochronology. *Precambrian Res.*, **13**:73-109.
- Santos J.O.S., Groves D.I., Hartmann L.A., Moura M.A., McNaughton N.J. 2001. Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta Domains, Tapajós-Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil. *Miner. Deposita.*, **36**:279-299.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Faria M.S., Riker S.R., Souza M.M., Almeida M.E., McNaughton N.J. 2006. A compartimentação do cráton amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000–2006. *In: Simp. Geol. Amaz.*, 9, **Atas**.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2000. New understanding of the Amazon Craton provinces, based on field work and radiogenic isotope data. *Gondwana Res.*, **3**:453-488.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2002. Timing of mafic magmatism in the Tapajós Province (Brazil) and implications for the evolution of the Amazon Craton: evidence from baddeleyite and zircon U-Pb SHRIMP geochronology. *J. S. Am. Earth Sci.*, **15**:409-429.
- Sato, K. & Tassinari C.C.G. 1997. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade-modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. *In: Costa M.L.C. & Angélica R.S. Contribuição à Geologia da Amazônia*. Coord. SBG-NO, p.: 91-142.

- Schobbenhaus C. & Brito Neves B.B. 2003. A Geologia do Brasil no Contexto da Plataforma Sul-Americana. In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. Geologia, tectônica e Recursos Minerais do Brasil. Brasília, p.: 5-53.
- Silva G.H., Leal, J.W.L., Salum O.A.L., Dall'Agnol R., Basei M.A.S. 1974. Esboço geológico de parte da Folha SC.21 Juruena. In: Cong. Bras. Geol., 29, Atas, p. 309-320.
- Skilling I.P. & Chalot-Prat F. 2007. Physical volcanology of large-volume rhyolitic lava flows: Rooiberg Group, South Africa. *J. Volcanol. Geoth. Res.*, **172**:148-161.
- Sylvester P.J. 1989. Post-collisional alkaline granites. *J. Geol.*, **97**:261–280.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22**:174-182.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Mantesso-Neto, V. et al. (Ed.). Geologia do continente Sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo, Beca, p.: 471-485.
- Teixeira N.P., Fernandes C.M.D., Moura C.A.V., Pinho S.C.C. 2002. Geologia, geoquímica, geocronologia e isótopos de Sm-Nd de rochas vulcânicas paleoproterozóicas do Grupo Uatumã ocorrentes na região de São Félix do Xingu, Província Mineral de Carajás, Cráton Amazônico, Brasil. In: Simp. Vulc. Amb. Assoc., 2, Atas, p. 28.
- Thiéblemont D. & Tegye M. 1994. Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d'origine et de situation tectonique des magmas calco-alkalins. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, **319**:87-94.
- Thompson R.N. 1982. British Tertiary volcanic province. *Scot. J. Geol.*, **18**:49-107.
- Twist D. & French B.M., 1983. Voluminous acid volcanism in the Bushveld Complex: a review of the Rooiberg Felsite. *Bull. Volcano*, **46**:225-242.
- Valério C.S. 2011. Petrologia e tectônica de granitos Paleoproterozóicos das Suítes Água Branca e Mapuera, sul do Domínio Uatumã-Anauá, NE do Amazonas. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 139 p.
- 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. *J. S. Am. Earth Sci.*, **28**:304-320.
- Vasquez M.L., Klein E.L., Quadros M.L.E.S., Bahia R.B.C., Santos A., Ricci P.S.F., Sachett C.R., Silva C.M.G., Macambira M.J.B. 1999. Magmatismo Uatumã na Província Tapajós: Novos dados geocronológicos. In: Simp. Geol. Amaz., 6, Atas, p. 471-474.
- Veiga Jr. J.P., Nunes A.C.B., Fernandes A.S., Amaral J.E., Pessoa M.R., Cruz S.A.S. 1979. Projeto Sulfetos de Uatumã. Relatório Final. Manaus, CPRM 7.
- Whallen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. 1987. A-type granites: Geochemical characteristics, discriminations and petrogenesis. *Cont. Miner. Petrol.*, **95**:407-419.

CAPÍTULO – 4

CONCLUSÕES

CONCLUSÕES

A caracterização petrográfica das rochas vulcânicas do sudoeste do Domínio Erepecuru-Trombetas permitiu distinguir rochas piroclásticas (ignimbritos, reoignimbritos, lápili-tufo relacionado a surge, tufo co-ignimbritico de queda), hipabissais (lamprófiros espessartíticos, traquito e riolito) e efusivas (fluxos de lavas andesíticas). Especialmente, as variedades piroclásticas predominam, enquanto que as variedades efusivas e hipabissais ocorrem de forma bastante subordinada.

Associado aos depósitos piroclásticos de fluxo (ignimbritos) predominante, ocorrem os depósitos piroclásticos de queda de cinzas co-ignimbriticas e do tipo *surge*, evidentes na área de estudo pelas características em escala meso e microscópica. O grande volume de ignimbritos com moderado a elevado grau de soldagem, aliado a abundância de fragmentos juvenis e cognatos, registros de devitrificação de alta temperatura (700-450°C) e estruturas de escape de gases, indicam pouca perda de calor entre a origem e a deposição final dos piroclastos destes fluxos, sugerindo que as rochas vulcânicas estudadas foram formadas em um ambiente de caldeiras, no qual as baixas colunas de erupção permitem a manutenção de temperaturas elevadas nos piroclastos.

Datações radiométricas Pb-Pb em zircão forneceram idades de $1888 \pm 2,5$ Ma e 1889 ± 2 Ma em duas amostras de ignimbritos traquíticos, e 1992 ± 3 Ma em uma amostra de traquiandesito, as quais foram interpretadas como de cristalização desses vulcanitos, evidenciando dois episódios vulcânicos distintos separados por ~ 100 Ma.

As idades obtidas de 1,89 Ga permitem confirmar que as rochas vulcânicas explosivas do Domínio Erepecuru-Trombetas pertencem, de fato, ao Grupo Iricoumé, como já havia sido sugerido por Vasquez & Rosa-Costa (2008). Por outro lado, a idade de 1,99 Ga aponta para outro episódio vulcânico Orosiriano mais antigo, não evidenciado até o momento do Domínio Erepecuru-Trombetas, porém já reconhecido localmente no Domínio Tapajós (Lamarão *et al.* 2002).

As rochas piroclásticas são geoquimicamente classificadas em traquitos, dacito e riolitos. Associadas as estas rochas, foram descritos diques de lamprófiros e latitos, os quais possuem composição de traquiandesito basáltico, traquito e riolito, respectivamente. As rochas piroclásticas riolíticas, o riolito e traquito hipabissais possuem assinatura de alto-K, caráter peraluminoso, afinidade com o campo ferroan e fortes anomalias negativas de Sr, P e Ti. Além disso, exibem fracas a moderadas anomalias negativas de Eu. A maioria dessas rochas exibe afinidade com contexto pós-colisional e uma afinidade tipo-A.

As rochas piroclásticas de composições traquítica e dacítica e os lamprófiros espessartíticos possuem assinatura de alto-K, caráter metaluminoso, afinidade com o campo magnesian e anomalias menos proeminentes de P e Ti. Além disso, estas rochas mostram anomalias positivas de Sr, fracas a ausentes anomalias negativas de Eu, e afinidade com ambiente de arco vulcânico e tipo-I.

Apesar de apenas duas amostras dos traquiandesitos mais antigos com altos valores de LOI terem sido analisadas, as características geoquímicas mostram assinatura alto-K, caráter metaluminoso, afinidade com o campo magnesian, anomalias menos proeminentes de P e Ti, anomalias positivas de Sr e anomalias negativas ausentes de Eu. Essas características sugerem que estas rochas possuem afinidade com ambiente de arco vulcânico.

Os valores de ϵ_{Nd} positivos a ligeiramente negativos entre +2,35 e -3,04, e as idades modelo T_{DM} entre 2,39 e 1,98 das rochas vulcânicas expostas no Domínio Erepecuru-Trombetas, indicam que os magmas originais podem ter derivado da refusão de crosta siálica Paleoproterozóica ligeiramente mais antiga, sugerindo uma fonte predominantemente crustal Riaciana a Sideriana para os magmas parentais sem significativa contribuição crustal arqueana. As assinaturas de Nd obtidas possuem implicações para a idade da Província Amazônia Central, pois de acordo com os modelos de Tassinari & Macambira (2004) e Santos *et al.* (2000, 2006), seriam esperadas a norte da Bacia do Amazonas, idades modelo T_{DM} arqueanas para o substrato dessa província, como já foi evidenciado a Sul, na Província Carajás. No entanto, as assinaturas de Nd deste trabalho e as idades Pb-Pb em zircão (Barreto *et al.* no prelo) não suportam a existência de um embasamento arqueano na porção norte da Província Amazônia Central.

As idades e as assinaturas isotópicas e geoquímicas da maioria das rochas estudadas (explosivas) reforçam a ampla extensão do vulcanismo Iricoumé (1,89 Ga) e de vulcânicas correlatas na porção central do Cráton amazônico, tais como nos Domínios Uatumã-Anauá (Costi *et al.* 2000, Macambira *et al.* 2002, Ferron *et al.* 2006, 2010, Marques *et al.* 2007, Valério *et al.* 2009, Pierosan *et al.* 2011a, Valério 2011), Iriri-Xingu (Fernandes *et al.* 2006, 2011, Juliani *et al.* 2008, Juliani & Fernandes 2010) e Tapajós (Lamarão *et al.* 2002, 2005). Por outro lado, o magmatismo mais antigo é esporádico, embora não possa ser descartada que a sua extensão real tenha sido mascarada pela deposição das rochas piroclásticas.

Os dados obtidos nesse trabalho aliado aos dados disponíveis na literatura permitem ampliar a extensão do Grupo Iricoumé no Escudo das Guianas e consolidar a grande extensão desse magmatismo de 1,89 Ga na porção central do Cráton Amazônico. As assinaturas químicas em conformidade com o restrito intervalo de idades suportam a proposta de uma

SLIP no Cráton Amazônico. Contudo, considerando que típicas SLIPs possuem um curto intervalo de duração (3-10 Ma, até excepcionalmente 40 Ma), nós sugerimos a restrição desse termo SLIP ao evento vulcano-plutônico com idades em torno de 1,90-1,87 Ga.

REFERÊNCIAS

- Albuquerque O.R. 1922. Reconhecimentos Geológicos no vale do Amazonas: campanhas de 1918 a 1919. In: *Boletim do Serviço Geológico e Mineral Brasileiro*, 3:1-84.
- 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.
- Allen S.R., McPhie J., Simpson C., Kamenetsky V., Chambefort I., Agangi A., Bath A., Garner A., Morrow N. 2009. A Mesoproterozoic silicic LIP in South Australia: the Gawler Range Volcanics and Hiltaba Suite Disponível em: <http://www.largeigneousprovinces.org/09feb.html>. Acessado em: 15 jun. 2010.
- Almeida M.E. 2006. Evolução Geológica da porção Centro-Sul do Escudo das Guianas com base no estudo geoquímico, geocronológico e isotópico dos granitóides paleoproterozóicos do Sudeste de Roraima, Brasil. Tese de Doutorado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 227 p.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck, R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Sci. Rev.*, 17:1-29.
- Almeida M.E., Macambira M.J.B., Oliveira E.C. 2007. Geochemistry and zircon geochronology of the I-type high-K calc-alkaline and S-type granitoid rocks from southeastern Roraima, Brazil: Orosirian collisional magmatism evidence (1.97-1.96 Ga) in central portion of Guyana Shield. *Precambrian Res.*, 155:69-97.
- Araújo Neto H. & Moreira H.L. 1976. Projeto Estanho do Abonari. Manaus, Convênio DNPM/CPRM, Relatório Final, 2v.
- Araújo J.F.V., Montalvão R.M.G., Lima M.I.C., Fernandes P.E.C.A., Cunha F.M.B., Fernandes C.A.C., Basei M.A.S. 1976. Geologia. Projeto Radambrasil. Folha SA. 21 - Santarém: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, DNPM, p. 19-122.
- Arndt N. T. & Goldstein S. L. 1987. Use and abuse of crust formation ages. *Geology*, 15:893-895.
- Avelar V.G. 2002. Geocronologia Pb-Pb em zircão e Sm-Nd rocha total da porção centro-norte do Estado do Amapá-Brasil: implicações para a evolução geodinâmica do setor oriental do escudo das Guianas. Tese de Doutorado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 213 p.
- Avelar V.G., Lafon J.M., Correia Júnior F.C., Macambira E.M.B. 1999. O Magmatismo arqueano da região de Tucumã - Província Mineral de Carajás: novos resultados geocronológicos. *Rev. Bras. Geoc.*, 29:454-460.
- Avelar V.G., Lafon J.M., Delor C., Guerrot C., Lahondère D. 2003. Archean crustal remnants in the easternmost part of the Guiana Shield: Pb-Pb and Sm-Nd geochronological evidence for Mesoarchean versus Neoarchean signatures. In: Rossi P., Lafon J.M., Vasquez M.L. *Géologie de la France*, 2-3-4, Éditions brgm Press, p.: 83-100.
- Bain J.H.C. & Draper J.J. 1997. North Queensland Geology. *Queensland Geology*, 9, 600 pp.
- Barbarin B. 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 46:605-626.
- Barreto C.J.S., Lafon J.M., Rosa-Costa L.T., Lima E.F. (no prelo). Vulcanismo félsico Paleoproterozóico do Grupo Iricoumé, Domínio Erepecuru-Trombetas, Província Amazônia Central: dados de campo, caracterização petrográfica e geocronologia Pb-Pb em zircão. *Rev. Geol. USP*.
- Bonin B. 1990. From orogenic to anorogenic settings: evolution of granitoid suites after a major orogenesis. *Geol. J.*, 25:261-270.
- 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. 2007. A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects. *Lithos*, 97:1-29.
- Boynton W.V. 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P. (Ed.). *Rare earth element geochemistry*. Elsevier, 63-114 p.
- Brito M.F.L., Almeida M.E., Macambira M.J.B. 1999. 207Pb/206Pb age of calc-alkaline rapakivi granite in Tapajós Gold Province, Amazon Craton - Brazil. In: *South American Symposium on Isotope Geology*, 2, Atas, p. 40-43.
- Brito Neves B.B. 2011. The Paleoproterozoic in the South-American continent: Diversity in the geologic time. *J. S. Am. Earth Sci.*, 32:270-286.
- Brown G.C. 1981. Space and time in granite plutonism. In: *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A301*, p. 321-336.
- Brown G.C., Thorpe R.S., Webb P.C. 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on source magmas. *J. Geol. Soc. Lond.*, 141:413-426.
- Bryan S.E. 2007. Silicic Large Igneous Provinces. *Episodes*, 30:20-31.
- Bryan S.E., Constantine A.E., Stephens C.J., Ewart A., Schön R.W., Parianos J. 1997. Early Cretaceous volcano-sedimentary successions along the eastern Australian continental margin: implications for the break-up of eastern Gondwana. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 153:85-102.
- Bryan S.E. & Ernst R.E. 2006. Proposed Revision to Large Igneous Province Classification. Disponível em: <http://www.mantleplumes.org/LIPClass2.html>. Acessado em: 25 jun. 2010.
- Bryan S.E. & Ernst R.E. 2008. Revised definition of Large Igneous Provinces (LIPs). *Earth Sci. Rev.*, 86:175-202.

- Bryan S.E., Ewart A., Stephens C.J., Parianos J., Downes P.J. 2000. The Whitsunday Volcanic Province, central Queensland, Australia: Lithological and Stratigraphic investigations of a silicic-dominated large igneous province. *J. Volcanol. Geoth. Res.*, 99:55-78.
- Bryan S.E., Ferrari L., Reiners P.W., Allen C.M., Petrone C.M., Ramos-Rosique A., Campbell I.H. 2008. New Insights into Crustal Contributions to Large-volume Rhyolite Generation in the Mid-Tertiary Sierra Madre Occidental Province, Mexico, Revealed by U-Pb Geochronology. *J. Petrol.*, 49:47-77.
- Bryan S.E., Holcombe R.J., Fielding C.R., 2003. Reply to: "The Yarrol terrane of the northern New England Fold Belt: Forearc or backarc?" Discussion by Murray, C.G., Blake, P.R., Hutton, L.J., Withnall, I.W., Hayward, M.A., Simpson, G.A., Fordham, B.G. *Australian J. Earth Sci.*, 50:271-293.
- 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*. Geol. Soc. Am. Special Paper, 362, p.:99-120.
- Cas R.A.F. & Wright J.V. 1987. Volcanic succession, modern and ancient: a geological approach to processes, products and successions. London, 528pp.
- Chaves O.A., Hage A.J.J., Machado J.I.L., Serique J.S.C.B., Lisboa L.G.S., Serfaty S., Silva G.G., Almaráz J.S., Santos J.M.S., Dutra C.V., Moutinho L.A. 1977. Projeto Trombetas-Erepecuru: pesquisa mineral. Relatório final de reconhecimento. Belém: Sudam/Idesp, 1, 216 p.
- Chesley J.T. & Ruiz J. 1998. Crust-mantle interaction in large igneous provinces: implications from the Re-Os isotope systematic of the Columbia River flood basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 154:1-11.
- Clemens J.D. 1999. Origins of high-K granitic magmas: constraints from experimental petrology. In: Barbarin B. (Ed.). *The Origin of Granites and Related Rocks*. Hutton Symposium, 4, Abstr. Documents du BRGM, p. 49.
- Cleverly R.W., Betton P.J., Bristow J.W. 1984. Geochemistry and Petrogenesis of the Lebombo rhyolites. In: *Petrogenesis of the volcanic rocks of the Karoo Province*. Geological Society of South Africa Special publication, 13:171-195.
- Coffin M.F. & Eldholm O. 1994. Large igneous provinces: crustal structure, dimensions, and external consequences. *Reviews Geophys.*, 32:1-36.
- Condie K.C. 2001. Mantle Plumes and Their Record in Earth History, 303 pp.
- 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: *Cong. Geol. Chileno*, 2, Actas, p. 137-148.
- Cordani U.G., Teixeira W., D'Agrella-Filho M.S., Trindade R.I. 2009. The position of the Amazonian Craton in supercontinents. *Gond. Res.*, 15:396-407.
- 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. *Int. Geol. Rev.*, 42:832-849.
- Creaser R.A. 1995. Neodymium isotopic constraints for the origin of Mesoproterozoic silicic magmatism, Gawler Craton, South Australia. *Can. J. Earth Sci.*, 32:469-471.
- Dall'Agnol R., Bettencourt J.S., Jorge João X.S., Medeiros H., Costi H.T., Macambira M.J.B. 1987. Granitogenesis in the northern Brazilian region - A review. *Rev. Bras. Geoc.*, 17:382-403.
- Dall'Agnol R., Lafon J.M., Macambira M.J.B. 1994. Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: geochronological, petrological and geochemical aspects. *Min. Petrol.*, 50:113-138.
- Dall'Agnol R., Silva C.M.G., Scheller, T. 1999. Fayalite-hedenbergite rhyolites of the Iriri formation, Tapajós Gold Province, Amazonian Craton: implications for the Uatuma volcanism. In: *Simp. Vulc. Amb. Assoc.*, 1, Atas, p. 31.
- Dall'Agnol R., Teixeira N.P., Ramo O.T., Moura C.A.V., Macambira M.J.B., Oliveira D.C. 2005. Petrogenesis of the Paleoproterozoic rapakivi A-type granites of the Archean Carajás metallogenic province, Brazil. *Lithos*, 80:101-129.
- DePaolo D.J. 1981. Nd isotopic studies: Some new perspectives on Earth Structure and Evolution. *EOS*, 62:137-145.
- DePaolo D.J. 1988. *Neodymium Isotope Geochemistry*. Heidelberg: Springer-Verlag.
- Dingwell D.B. & Webb S.L. 1990. Relaxation in silicate melts. *European J. Mineral.*, 2:427-449.
- Eby G.N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geol.*, 20:641-644.
- Elliot D.H., Fleming T.H., Kyle P.R., Foland K.A. 1999. Long-distance transport of magmas in the Jurassic Ferrar large igneous province, Antarctica. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 167:89-104.
- Faure G. 1986. *Principles of Isotope Geology*, second edition. John Wiley, New York, 589 pp.
- 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?. *J. S. Am. Earth Sci.*, 32:351-368.
- Fernandes C.M.D., Lamarão C.N., Teixeira N.P. 2006. O vulcanismo bimodal do tipo Uatuma da região de São Félix do Xingu (PA), Província Mineral de Carajás. *Rev. Bras. Geoc.*, 36:565-576.
- Ferrari L., Lopez M.M., Rosas E.J. 2002. Ignimbrite flare-up and deformation in the southern Sierra Madre Occidental, western Mexico; implications for the late subduction history of the Farallon Plate. *Tectonics*, 21:1-23.

- Ferrari L., Moreno M.V., Bryan S. 2007. Magmatism and tectonics of the Sierra Madre Occidental and its relation with the evolution of the western margin of North America. *Geology of Mexico: Celebrating the Centenary of the Geological Society of Mexico. Geological Society of America Special Paper*, 422:1-39.
- Ferron J.M.T.M., Bastos Neto A.C., Lima E.F., Costi H.T., Moura C., Prado M., Galarza M. 2006. Geologia e geocronologia Pb-Pb de rochas graníticas e vulcânicas ácidas a intermediárias Paleoproterozóicas da Província Pitinga, Cráton Amazônico. *Rev. Bras. Geoc.*, 36:499-512.
- 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. *J. S. Am. Earth Sci.*, 29:483-497.
- Ferron J.M.T.M., Bastos Neto A.C., Rolim S.B.A., Hoff R., Umann L.V., Minuzzi O.R.R. 2002. Reconhecimento de uma mega-estrutura no distrito mineiro de Pitinga-AM: dados preliminares a partir da aplicação de técnicas de processamento digital de imagens ETM+ Landsat 7. In: *Simp. Vulc.Amb. Assoc.*, 2, Atas.
- Fink J. H. 1983. Structure and emplacement of a rhyolitic obsidian flow: Little Glass Mountain, Medicine Lake Highland, northern California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94:362-380.
- Fisher R.V. 1961. Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 72:1409-1414.
- Fisher R. V., Schmincke H. U. 1984. *Pyroclastic rocks*. SpringerVerlag eds., Berlin, 1984. 462 p. Disponível em: <http://www.volcanoes.usgs.gov>. Acessado em: 20 mar. 2011.
- Frey F.A. et al. 2000. Origin and evolution of a submarine large igneous province: The Kerguelen plateau and Broken Ridge, southern Indian Ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 176:73-89.
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. 2001. A Geochemical classification for granitic rocks. *J. Petrol.*, 42:2033-2048.
- Gaudette H.E., Lafon J.M., Macambira M.J.B., Moura C.A.V., Scheller T. 1998. Comparison of single filament Pb evaporation/ionization zircon ages with conventional U-Pb results: Examples from the Precambrian of Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.*, 11:351-363.
- Gioia S.M.C.L. & Pimentel M.M. 2000. The Sm-Nd isotopic method in the geochronology laboratory of the University of Brasília. *An. Acad. Bras. Cienc.*, 72:220-245.
- Gladchenko T.P., Coffin M.F., Eldholm O. 1997. Crustal structure of the Ontong Java plateau: Modeling of new gravity and existing seismic data. *J. Geophys. Res.* 102:711-729.
- Green J.C. & Fitz T.J. 1993. Extensive felsic lavas and rheognimbrites in the Keweenaw Midcontinent Rift plateau volcanics, Minnesota: petrographic and field recognition. *J. Volcanol. Geoth. Res.*, 54:177-196.
- Gudmundsson A. 2008. Magma-chamber geometry, fluid transport, local stresses, and rock behaviour during collapse-caldera formation. In: *Gottsmann J. & Marti J. Caldera Volcanism: Analysis, Modelling and Response*. Elsevier, Amsterdam, *Developments in Volcanology*, 10, p.: 313–349.
- Hofmann A.W. 1988. Chemical differentiation of the Earth. The relationship between mantle, continental crust and oceanic crust. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 90:297-314.
- Hooper P.R. 1997. The Columbia River Flood Basalt Province: Current status. In: *Mahoney J.J., Coffin M.F. eds. Large igneous provinces: continental, oceanic, and planetary flood volcanism: American Geophysical Union. Geophysical Monograph*, 100, p. 1-27.
- Irvine T.N. & Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8:523-547.
- Issler R.S., Andrade A.R.F., Montalvão R.M.G., Guimarães G., Silva G.C., Lima M.I.C. 1974. Projeto RADAM, Folha AS 22 Belém. Rio de Janeiro: DNPM, v. 5. (Levantamento de Recursos Naturais).
- Jorge João X.S., Santos C.A., Faraco M.T.L. 1984. Projeto Trombetas–Mapuera: relatório final. Belém, DNPM/CPRM, v. I e II. (Texto e anexos).
- Juliani, C. & Fernandes, C.M.D. 2010. Well-preserved Late Paleoproterozoic volcanic centers in the São Félix do Xingu region, Amazonian Craton, Brazil. *J. Volcanol. Geoth. Res.*, 191:167-179.
- Juliani C., Fernandes C.M.D., Monteiro L.V.S., Lagler B., Misas C.M.E. 2011. Very low-grade metamorphism and very well preserved epithermal mineralization in the Paleoproterozoic Uatumã LIP, southern Amazonian craton, Brazil. In: *European Geosciences Union General Assembly, Abstracts*, p. 11815.
- Karabinos P. & Gromet L.P. 1993. Applications of single-grain zircon analysis to the detrital studies and age discrimination in igneous suites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57:4257-4267.
- Klein E.L. & Vasquez M.L. 2000. Geologia e recursos minerais da Folha Vila Riozinho – SB.21-Z-A: Estado do Pará. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós (Promin Tapajós). Brasília, CPRM, Escala 1:250.000. CD-ROM.
- Kober B. 1986. Whole grain evaporation for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age investigations on single zircons using a double filament source. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 93:482-490.
- Kober B. 1987. Single grain evaporation combined with Pb emitter bedding for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ investigations using thermal ion mass spectrometry, and implications for zirconology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96:63-71.

- Kröner A., Jaeckel P., Williams I.S. 1994. Pb-loss patterns in zircons from a highgrade metamorphic terrain as revealed by different dating methods: U-Pb and Pb-Pb ages for igneous and metamorphic zircons from northern Sri Lanka. *Precambrian Res.*, 66:151-186.
- 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 Res.*, 119:189-223.
- 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. *J. S. Am. Earth Sci.*, 18:277-292.
- LeMaitre R.W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lemeyre J., Le Bassabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Wooley A.R., Zanettin B. 1989. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*. Blackwell, Oxford, 193 pp.
- Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S., Davidson A., De Waele B., Ernst R.E., Fitzsimons I.C.W., Fuck R.A., Gladkochub D.P., Jacobs J., Karlstrom K.E., Lu S., Natapov L.M., Pease V., Pisarevsky S.A., Thrane K., Verniovsky V. 2008. Assembly, configuration and break-up history of Rodinia: a synthesis. *Precambrian Res.*, 160:179-210.
- Lima E.F., Rizzon G.C., Philipp R.P. 2011. Sistema de alimentação dos fluxos ácidos da Formação Serra Geral na região de São Marcos (RS). In: *Simp. Vulc. Amb. Assoc.*, 5, Atas, p. 03.
- Logfren G. 1971a. Experimentally produced devitrification textures in natural rhyolitic glass. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 82:111-114.
- Logfren G. 1971b. Spherulitic textures in glassy and crystalline rocks. *J. Geophys. Res.*, 76:5635-5648.
- Loiselle M. C. & Wones D. R. 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geological Society of America, Abstracts*, v. 11, p. 468.
- Lowell R.P. 1991. Modeling continental and submarine hydrothermal systems. *Reviews Geophys.*, 29:457-476.
- Lugmair G.W. & Marti, K. 1978. Lunar initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: Differential evolution of the lunar crust and mantle. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 39:349-357.
- Ludwig K.R. 2004. User's manual for ISOPLOT/EX: a geochronological toolkit for Microsoft Excel (version 3.1). Berkeley Geochronology Center. Special Publication, 4, p. 71.
- Macambira M.J.B., Almeida M.E., Santos L.S. 2002. Idade de zircão das vulcânicas Iricoumé do Sudeste de Roraima: contribuição para a redefinição do Supergrupo Uatumã. In: *Simp. Vulc. Amb. Assoc.*, 2, Atas, p. 22.
- Macambira E.M.B. & Vale A.G. 1997. São Félix do Xingu: folha SB.22-Y-B, Estado do Pará, escala 1:250.000: Texto Explicativo. Brasília, CPRM, 344 p.
- Mahoney J. J. 1988. Deccan Traps. In: Macdougall J. D. (Ed.). *Continental Flood Basalts*. Kluwer Acad. Publ., Dordrecht. p. 151-194.
- Maniar P.D. & Piccoli P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 101:635-643.
- Marques S.N.S., Nascimento R.S.C., Souza V.S., Dantas E.L. 2007. Características geoquímicas das rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé, em perfis estratigráficos, na região de Presidente Figueiredo-AM. In: *Simp. Geol. Amaz.*, 10, Atas, p. 221-224.
- McPhie J., Doyle M., Allen R. 1993. *Volcanic Textures: A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. Tasmania, 191 pp.
- Melo A.F.F., Santos A.J., Cunha M.T.P., Campos M.J., D'Antona R.J.G. 1978. Projeto Molibdênio em Roraima: relatório final. Manaus, DNPM/CPRM, v. I-A e B, il.
- Mitchell R.H. 1994. The Lamprophyre facies. *Mineral. Petrol.*, 51:137-146.
- Montalvão R.M.G. 1975. Grupo Uatumã no Cráton Guianês. In: *DNPM Conferência Geológica Interguianas*, 10, Atas, p. 286-339.
- Moura C.A.V., Gorayeb P.S.S., Matsuda, N.S. 1999. Geocronologia Pb-Pb em zircão do riolito Vila Raiol, Formação Iriri – sudoeste do Pará. In: *Simp. Geol. Amaz.*, 6, Atas, p. 475-477.
- Nardi L.V.S. 1991. Caracterização Petrográfica e Geoquímica dos Granitos Metaluminosos da Associação Alcalina: Revisão. *Revista Pesquisas*, 18:44-57.
- Oliveira M.J.R., Almeida M.E., Luzardo R., Faria M.S.G. 1996. Litogeoquímica da Suíte Intrusiva Água Branca - SE de Roraima. In: *SBG, Cong. Bras. Geol.*, 39, Atas, p. 213-216.
- Oliveira A.S., Fernandes C.A.C., Issler R.S., Montalvão R.M.G., Teixeira, W. 1975. Geologia da Folha NA.21-Tumucumaque e parte da Folha NB.21. Rio de Janeiro, DNPM, Projeto RADAMBRASIL 9, 21-118 p.
- Oliveira E.C., Lafon J.M., Gioia S.M.L., Pimentel M.M. 2008. Datação Sm-Nd em rocha total e granada do metamorfismo granulítico da região de Tartarugal Grande, Amapá Central. *Rev. Bras. Geoc.*, 38:116-129.
- Oliveira A.I. & Leonardos O.H. 1943. *Geologia do Brasil*. Ed. Rio de Janeiro. Serv. Inf. Agric., 813 p.
- 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 large igneous province. *J. Volcanol. Geoth. Res.*, 81:113-136.

- Pankhurst R.J., Riley T.R., Fanning C.M., Kelley S.R. 2000. Episodic silicic volcanism along the proto-Pacific margin of Patagonia and the Antarctic Peninsula: plume and subduction influences associated with the break-up of Gondwana. *J. Petrol.*, 41:605-625.
- Pankhurst M.J., Schaefer B.F., Betts P.G. 2011. Geodynamics of rapid voluminous felsic magmatism through time. *Lithos*, 123:92-101.
- Paquette J.A., Matthews D.L., Rosenberg T.J., Lanzerotti L.J., Inan U.S. 1994. Source regions of long-period pulsation events in electron precipitation and magnetic fields at South Pole Station. *J. Geophys. Res.*
- Patchett P.J. 1992. Isotopic of Proterozoic Crustal Growth and Evolution. In: Condie K.C. (ed). *Proterozoic Crustal Evolution. Developments in Precambrian Geology*, 10, p.: 481-509.
- Pearce J.A. 1996. Source and settings of granitic rocks. *Episodes*, 19:120-125.
- Peccerillo A. & Taylor S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline rocks from Kastamonu area, Northern Turkey. *Contrib. Miner. Petrol.*, 58:63-81.
- Peate D.W. 1997. The Paraná-Etendeka province. *Am. Geophys. Union. Mon.*, 100:217-45.
- Pessoa M.R., Andrade A.F., Nascimento J.O., Santos J.O.S., Oliveira J.R., Lopes R.C., Prazeres W.V. 1977. Projeto Jamanxim: relatório final. Manaus, CPRM/DNPM 3, 614 p.
- 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. 2011a. Geochemistry of Palaeoproterozoic volcanic rocks of the Iricoumé Group, Pitinga Mining District, Amazonian craton, Brazil. *Int. Geol. Rev.*, 53:946-979.
- Pierosan R., Lima, E.F., Nardi L.V.S., Campos C.P., Bastos Neto A.C., Ferron J.M.T.M., Prado M. 2011b. Paleoproterozoic (~1.88Ga) felsic volcanism of the Iricoumé Group in the Pitinga Mining District area, Amazonian Craton, Brazil: insights in ancient volcanic processes from field and petrologic data. *An. Acad. Bras. Cienc.*, 83:921-937.
- Pinho S.C.C., Fernandes C.M.D., Teixeira N.P., Paiva Jr. A.L., Cruz V.L., Lamarão C.N., Moura C.A.V. 2006. O magmatismo paleoproterozóico da região de São Félix do Xingu, Província Estanífera do Sul do Pará: Petrografia e geocronologia. *Rev. Bras. Geoc.*, 36:793-802.
- Pitcher W.S. 1997. *The Nature and Origin of Granite*. Chapman & Hall, London.
- Quane S.L.; Russell J.K. 2005. Welding: insights from high-temperature analogue experiments. *J. Volcanol. Geoth. Res.*, 142:67-87.
- Reis N.J., Almeida M.E., Riker S.L., Ferreira A.L., 2006. Texto Explicativo dos mapas geológicos e de recursos minerais do Estado do Amazonas, Escala 1:1.000.000. Convênio CPRM/CIAMA-AM. Serviço Geológico do Brasil, Manaus.
- 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. *Rev. Bras. Geoc.*, 30:380-383.
- Renne P.R., Glen J.M., Milner S.C., Duncan A.R. 1996. Age of Etendeka flood volcanism and associated intrusions in southwestern Africa. *Geology*, 24:659-662.
- Ricci P.S.F., Carvalho J.M.A., Rosa-Costa L.T., Klein E.L., Vasquez M.L., Vale A.G., Macambira E.M.B., Araújo O.J.B. 2001. *Geologia e recursos minerais do Projeto RENCA – Fase I. Belém. CPRM - Serviço Geológico do Brasil*.
- Roberts M.P. & Clemens J.D. 1993. Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids. *Geology*, 21:825-828.
- Rock N.M.S. 1987. The nature and origin of lamprophyres: an overview. In: Fitton J.G, Upton B.G.J. (eds.). *Alkaline igneous rocks. Geological Society Special Publications*, v. 30, p.: 191-226.
- Rock N. M. S. 1991. *Lamprophyres*. London, Great Britain, 285 pp.
- Rollinson H.R. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Prentice Hall, London, 352 pp.
- Rosa-Costa L.T., Lafon J.M., Delor C. 2006. Zircon geochronology and Sm-Nd isotopic study: further constraints for the geodynamical evolution during Archean and Paleoproterozoic in the Southeast of Guiana Shield, north of Brazil. *Gondwana Res.*, 2:277-300.
- Russell W.A., Papanastassiou D.A., Tombrello T.A. 1978. Ca isotope fractionation on the earth and other solar system materials. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42:1075-1090.
- Santos J.O.S. 2003. Geotectônica dos Escudos das Guianas e Brasil Central. In: Bizzi L.A., Shobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. *Geologia, tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. Brasília: CPRM. 198 p.
- Santos J.O.S., Breemen O.B.V., Groves D.I., Hartmann L.A., Almeida M.E., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2004. Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U-Pb geochronology. *Precambrian Res.*, 13:73-109.
- Santos J.O.S., Groves D.I., Hartmann L.A., Moura M.A., McNaughton N.J. 2001. Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta Domains, Tapajós-Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil. *Miner. Deposita.*, 36:279-299.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Faria M.S., Riker S.R., Souza M.M., Almeida M.E., McNaughton N.J. 2006. A compartimentação do cráton amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000–2006. In: *Simp. Geol. Amaz.*, 9, Atas.

- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2000. New understanding of the Amazon Craton provinces, based on field work and radiogenic isotope data. *Gondwana Res.*, 3:453-488.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2002. Timing of mafic magmatism in the Tapajós Province (Brazil) and implications for the evolution of the Amazon Craton: evidence from baddeleyite and zircon U-Pb SHRIMP geochronology. *J. S. Am. Earth Sci.*, 15:409-429.
- Sato, K. & Tassinari C.C.G. 1997. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade-modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. In: Costa M.L.C. & Angélica R.S. *Contribuição à Geologia da Amazônia*. Coord. SBG-NO, p.: 91-142.
- Saunders A.D., Fitton J.G., Kerr A.C., Norry M.J., Kent R.W. 1997. The North Atlantic Igneous Province. In: Mahoney J.J., Coffin, M.F. (eds.). *Large Igneous Provinces: continental, oceanic and planetary flood volcanism*. American Geophysical Union Geophysical Monograph, 100, p. 45-93.
- Schobbenhaus C. & Brito Neves B.B. 2003. A Geologia do Brasil no Contexto da Plataforma Sul-Americana. In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. *Geologia, tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. Brasília, p.: 5-53.
- Sharma K.K. 1997. Siberian Traps. In: Mahoney, J.J.; Coffin, M.F. eds. *Large Igneous Provinces: continental, oceanic and planetary flood volcanism*. American Geophysical Union Geophysical Monograph, 100, p. 273-295.
- Sharma K.K. 2004. The Neoproterozoic Malani magmatism of the northwestern Indian shield: Implications for crust-building processes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 113:795-807.
- Sharma K.K. 2005. Neoproterozoic Malani Magmatism, northwestern Indian shield: Not a plume product. Disponível em: <http://www.mantleplumes.org/Malani.html>. Acessado em: 22 ago. 2010.
- Sheth H. 2007. Large Igneous Provinces (LIPs): definition, recommended terminology, and a hierarchical classification. *Earth Sci. Reviews*, 85:117-124.
- Silva G.H., Leal, J.W.L., Salum O.A.L., Dall'Agnol R., Basei M.A.S. 1974. Esboço geológico de parte da Folha SC.21 Juruena. In: Cong. Bras. Geol., 29, Atas, p. 309-320.
- Skilling I.P. & Chalot-Prat F. 2007. Physical volcanology of large-volume rhyolitic lava flows: Rooiberg Group, South Africa. *J. Volcanol. Geoth. Res.*, 172:148-161.
- Smith R.L. 1960. Ash flows. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 71:795-842.
- Sommer C.A., Lima E.F., Pierosan R., Machado A. 2011. Reoignimbritos e ignimbritos de alto grau do vulcanismo Acampamento Velho, RS: origem e temperatura de formação. *Rev. Bras. Geoc.*, 41:420-435.
- Sparks R.S.J., Walker G.P.L. 1973. The ground surge deposit: a third type of pyroclastic rock. *Nature Phys. Sci.*, 241:62-64.
- Stacey J.S. & Kramers J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotopic evolution by a two stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 26:207-221.
- Streckeisen A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Reviews*, 12:1-33.
- Sylvester P.J. 1989. Post-collisional alkaline granites. *J. Geol.*, 97:261-280.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22:174-182.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Mantesso-Neto, V. et al. (Ed.). *Geologia do continente Sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, p.: 471-485.
- Tassinari C.C.G., Bettencourt J.S., Geraldles M.C., Macambira M.J.B., Lafon J.M. 2000. The Amazonian craton. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (Eds.). *Tectonic Evolution of South America*. 31st International Geological Congress. Rio de Janeiro, Brazil, pp. 41-95.
- Taylor B. 2006. The single largest oceanic plateau: Ontong Java–Manihiki–Hikurangi. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 241:372-380.
- Teixeira N.P., Fernandes C.M.D., Moura C.A.V., Pinho S.C.C. 2002. Geologia, geoquímica, geocronologia e isótopos de Sm-Nd de rochas vulcânicas paleoproterozóicas do Grupo Uatumã ocorrentes na região de São Félix do Xingu, Província Mineral de Carajás, Cráton Amazônico, Brasil. In: Simp. Vulc. Amb. Assoc., 2, Atas, p. 28.
- Thiéblemont D. & Tegye M. 1994. Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d'origine et de situation tectonique des magmas calco-alcalins, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 319:87-94.
- Thompson R.N. 1982. British Tertiary volcanic province. *Scot. J. Geol.*, 18:49-107.
- Twist D. & French B.M., 1983. Voluminous acid volcanism in the Bushveld Complex: a review of the Rooiberg Felsite. *Bull. Volcano*, 46:225-242.
- Valério C.S. 2011. Petrologia e tectônica de granitos Paleoproterozóicos das Suítes Água Branca e Mapuera, sul do Domínio Uatumã-Anauá, NE do Amazonas. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 139 p.
- 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. *J. S. Am. Earth Sci.*, 28:304-320.

- Vasquez M.L., Klein E.L., Quadros M.L.E.S., Bahia R.B.C., Santos A., Ricci P.S.F., Sachett C.R., Silva C.M.G., Macambira M.J.B. 1999. Magmatismo Uatumã na Província Tapajós: Novos dados geocronológicos. In: Simp. Geol. Amaz., 6, Atas, p. 471-474.
- Vasquez M.L. & Rosa-Costa L.T. 2008. Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. Projeto Geologia e Recursos Minerais do Pará –Sistema de Informações Geográficas: texto-explicativo. Belém: CPRM. Mapa, col. Escala 1:1.000.000. 1 CD-ROM.
- Veiga Jr. J.P., Nunes A.C.B., Fernandes A.S., Amaral J.E., Pessoa M.R., Cruz S.A.S. 1979. Projeto Sulfetos de Uatumã. Relatório Final. Manaus, CPRM 7.
- Whallen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. 1987. A-type granites: Geochemical characteristics, discriminations and petrogenesis. *Cont. Miner. Petrol.*, 95:407-419.
- Wilson C.J.N., Houghton B.F., McWilliams M.O., Lanphere M.A., Weaver S.D., Briggs R.D. 1995. Volcanic and structural evolution of Taupo Volcanic Zone, New Zealand: a review. *J. Volcanol. Geoth. Res.*, 68:1-28.