



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
FACULDADE DE GEOLOGIA
TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

NAYAN CEZAR DOS SANTOS PEREIRA

**ESTUDO ISOTÓPICO (Pb-Pb E Sm-Nd) DE ROCHAS FÉLSICAS DO
BAIXO RIO IRIRI, DOMÍNIO IRIRI-XINGU, PROVÍNCIA AMAZÔNIA
CENTRAL, CENTRO DO PARÁ**

BELÉM - PA

2012

NAYAN CEZAR DOS SANTOS PEREIRA

ESTUDO ISOTÓPICO (Pb-Pb E Sm-Nd) DE ROCHAS FÉLSICAS DO
BAIXO RIO IRIRI, DOMÍNIO IRIRI-XINGU, PROVÍNCIA AMAZÔNIA
CENTRAL, CENTRO DO PARÁ

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado à Faculdade de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (UFPA), como requisito de cumprimento às exigências para obtenção do grau de Geólogo - Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Moacir José Buenano Macambira.

Coorientador: Dr. Marcelo Lacerda Vasquez

BELÉM - PA

2012

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

P436e Pereira, Nayan Cezar dos Santos

Estudo isotópico (Pb-Pb e Sm-Nd) de rochas félsicas do baixo rio Iriri, Domínio Iriri-Xingu, Província Amazônia Central, Centro do Pará / Nayan Cezar dos Santos Pereira; Orientador: Moacir José Buenano Macambira; Coorientador: Marcelo Lacerda Vasquez – 2012

85 f. : il.

Trabalho de Conclusão de Curso (graduação em geologia) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Faculdade de Geofísica, Belém, 2012.

1. Geologia Isotópica. 2. Evolução crustal. 3. Rochas félsicas. Província Amazônia Central. I. Macambira, Moacir José Buenano, *orient.* II. Vasquez, Marcelo Lacerda, *coorient.* III. Universidade Federal do Pará. IV. Título.

CDD 22^a ed.: 541.388 098115

NAYAN CEZAR DOS SANTOS PEREIRA

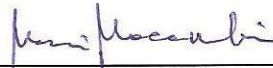
ESTUDO ISOTÓPICO (Pb-Pb E Sm-Nd) DE ROCHAS FÉLSICAS DO
BAIXO RIO IRIRI, DOMÍNIO IRIRI-XINGU, PROVÍNCIA AMAZÔNIA
CENTRAL, CENTRO DO PARÁ

Trabalho de Conclusão de Curso
apresentado à Faculdade de Geologia do
Instituto de Geociências da Universidade
Federal do Pará (UFPA), como requisito
de cumprimento às exigências para
obtenção do grau de Geólogo - Bacharel
em Geologia.

Data de Aprovação: ___/___/___

Conceito: _____

Banca Examinadora:



Prof. Moacir José Buenano Macambira – Orientador

Doutor em Geologia
Universidade Federal do Pará



Prof. Jean-Michel Lafon – Relator

Doutor em Geologia
Universidade Federal do Pará



Hilton Tulio Costi

Doutor em Geologia
Museu Emílio Goeldi

Aos meus amigos,
sem os quais eu nunca poderia continuar caminhando.

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao meu orientador Prof. Dr. Moacir José Buenano Macambira e ao meu coorientador Dr. Marcelo Lacerda Vasquez pelo apoio e orientação na realização deste trabalho.

Aos integrantes do Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) e também aos técnicos da CPRM – Superintendência Belém pela contribuição na preparação das amostras.

A minha mãe Conceição, meu pai Manoel, meus irmãos Taynan e Nyzar, minha irmã Nayara, tias Suely, Nelcy e Regina, avós Juracy e Raimunda, prima Silvia, primo Luã e minha “vaca” pelo incentivo e por sempre terem me proporcionado o melhor que poderiam me dar.

A minha namorada Flaviana, pelo seu companheirismo, por sempre estar disponível, pelo tremendo apoio que me ofereceu sem nenhuma hesitação, pelos inúmeros momentos felizes quando estamos juntos e pelas nossas conversas malucas que só posso ter contigo.

Aos meus queridíssimos amigos Flaviana, Bruno, Hugo, Samuel, Giordana, Gabriel e Nayara que me acompanharam nessa trajetória da graduação mesmo antes de ter iniciado. Por estarem presentes quando tudo o que eu queria era não falar de geologia. Pelas conversas, jogatina e risos na madrugada. Por ser um grande amigo, mesmo sendo uma esponja e por Salvaterra. Pela amizade mesmo estando tão distante. Por esses 9 anos, irreverência e habilidade de dizer, quando eu estava mal, algo que me fazia me sentir pior (“Nayan, tu é muito burro de ter reprovado em lâminas”).

A Amélia pela ajuda nos dois primeiros anos do curso.

E aos meus companheiros da Geologia: Anderson, Ayara, Camila, Carla, Flávio, Francisco Romério, Hévila, Igor, Indy, James, Leonardo, Marcela, Nathan, Pacheco, Regiane, Rodrigo, Rubem, Sodré, Susi, Valber e Yuri. Foi difícil começar a gostar de vocês. Mas os anos de convívio e dificuldades que o curso nos fez passar, nos tornaram amigos. Obrigado por toda a ajuda que vocês dispensaram, principalmente aquela para o término desse trabalho.

RESUMO

A área em estudo pertence à parte meridional do Bloco Xingu-Iricoumé, inserido na Província Amazônia Central, a qual corresponde à porção mais antiga do Cráton Amazônico. Na área estudada são encontradas três unidades litológicas: os Granitos Tipo-A Indiferenciados (quartzo-sienitos com clinopiroxênio e sienogranitos inequigranulares com biotita), Granitos Tipo-I Indiferenciados (quartzo-monozodioritos porfiríticos, leucoquartzo-monzonitos e monzogranitos inequigranulares com biotita) e rochas vulcânicas do Grupo Iriri (microgranodiorito, dacitos porfiríticos, andesitos porfiríticos, quartzo-latito porfiríticos com biotita e ignimbrito dacítico). O estudo consistiu de análise petrográfica de 33 amostras representativas das unidades rochosas e posterior estudo isotópico utilizando os métodos evaporação de Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total. Os dados geocronológicos inserem as rochas estudadas em dois períodos distintos: um por volta de 1986 Ma representado pelas amostras de quartzo-monzonito (1986 ± 4 Ma) e monzogranito (1986 ± 1 Ma) pertencentes aos Granitos Tipo-I e dacito (1987 ± 3 Ma) do Grupo Iriri; e outro período de 1889 ± 3 Ma representado pelo quartzo-sienito dos Granitos Tipo-A. Enquanto que os resultados de Sm-Nd indicam que os Granitos Tipo-I e o Grupo Iriri, com idade-modelo T_{DM} entre 2,6 e 2,4 Ga e $\epsilon Nd_{(t)}$ entre $-5,3$ e $-2,8$, possuem uma participação de crosta arqueana mais jovem que os Granitos Tipo-A com T_{DM} de 2,9 Ga e $\epsilon Nd_{(t)}$ de $-8,8$. A idade obtida para o Grupo Iriri conflita com a admitida para rochas consideradas dessa unidade em outras áreas. Contudo, como recentes datações de rochas vulcânicas coletadas bem próximas à área-tipo do Grupo Iriri indicam idade similar a obtida neste trabalho, sugere-se aqui que o termo Grupo Iriri seja utilizado para rochas vulcânicas e vulcanoclásticas predominantemente félsicas com idades de 1987 Ma. Em relação aos domínios geocronológicos, os dados obtidos indicam que as unidades estudadas pertencem à Província Amazônia Central e que o limite da mesma com a Província Ventuari-Tapajós se encontra a oeste da área em estudo.

Palavras-chave: Geologia Isotópica. Evolução crustal. Rochas félsicas. Província Amazônia Central.

ABSTRACT

The studied area belongs to the southern portion of the Xingu-Iricoumé Block, located in the Central Amazonia Province, which is the oldest portion of the Amazonian Craton. In the study area three lithological units were identified: the A-type Undifferentiated Granite (clinopyroxene-bearing quartz-syenite and biotite-bearing inequigranular syenogranites), I-type Undifferentiated Granite (porphyritic quartz-monzodiorites, leucoquartz-monzonite and biotite-bearing inequigranular monzogranites) and volcanic rocks identified as Iri Group (microgranodiorite, porphyritic dacites, porphyritic andesite, biotite-bearing porphyritic quartz-latitude and dacitic ignimbrite), the latter occupies the largest surface of the study area. This study included field work, accompanied by rock sampling. Furthermore, petrographic study of 33 representative samples from the three units and Pb-evaporation and Sm-Nd isotopic analysis were carried on. Geochronological data distinguishes two different magmatic periods in the study area. The first one, ca. 1986 Ma, is represented by a 1986 ± 4 Ma quartz-monzonite and a 1986 ± 1 Ma monzogranite, both belonging to the I-type Granites, and a 1987 ± 3 Ma dacite of Iri Group. The second period of 1889 ± 3 Ma is represented by quartz-syenite which belongs to A-type Granites. The Sm-Nd results indicate for I-type Granites and Iri Group, T_{DM} model ages between 2.6 and 2.4 Ga and $\epsilon Nd(t) = -5.3$ to -2.8 , which suggest an Archean crust contribution younger than that for A-type Granites with $T_{DM} = 2.9$ Ga and $\epsilon Nd(t) = -8.8$. The age here obtained for the Iri Group conflicts with the previous ages admitted for the group elsewhere. However, as recent dating on volcanic rocks collected close to the Iri Group area-type yielded a similar age, we suggest that the term Iri Group should be used to predominantly felsic volcanic and vulcanoclastic rocks aged of 1987 Ma. Concerning the geochronological provinces, it is considered that the study area belongs to the Central Amazonia Province and the limit between this province and Ventuari-Tapajós Province is located westward.

Keywords: Isotope Geology. Crustal evolution. Felsic rocks. Central Amazonian Province.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1 – Mapa de localização da área de estudo..... 16
- Figura 2 – Mapa mostrando as Províncias Geocronológicas do Cráton Amazônico. 26
- Figura 3 - Imagem de aerogamaespectrometria em contagem total (transparência de 70%) sobre SRTM em tons de cinza da região do Iriri-Curuá, com contorno das unidades geológicas e da área de estudo. 31
- Figura 4 – Mapa geológico da área do rio Iriri, com destaque à área de estudo (retângulo) e mostrando os diferentes litotipos identificados. As amostras em verde foram escolhidas para estudos geocronológicos e de geologia isotópica Sm-Nd..... 32
- Figura 5 – Aspectos texturais e mineralógicos dos quartzo-sienitos: (A) aparência macroscópica; (B) textura microgranular alotriomórfica; (C) textura porfírica com matriz granular alotriomórfica; (D) microclina com pertita em filetes destacada pela seta (nicóis cruzados); (E) clinopiroxênio com alteração na borda para anfibólio. Legenda: Anf - Anfibólio; Cpx - Clinopiroxênio; FA - Feldspato alcalino; Plg - Plagioclásio; Qtz - Quartzo..... 35
- Figura 6 – Aspectos gerais mineralógicos e texturais dos sienogranitos: Visão macroscópica: (A) textura porfírica *rapakivi* com matriz fanerítica; (B) diques aplíticos; Visão microscópica com nicóis cruzados: (C) textura granular hipidiomórfica com plagioclásio e feldspato alcalino pertítico subédrico; (D) textura porfírica com matriz de cristais quartzo-feldspática finos; (E) Feldspato alcalino pertítico com manchas de albitização; (F) Intercrescimento granofírico entre quartzo e feldspato alcalino destacado por seta. Legenda: FA - Feldspato Alcalino; Plg - Plagioclásio; Qtz - Quartzo..... 38
- Figura 7 – Aspectos mineralógicos e microtexturais dos sienogranitos (nicóis cruzados): (A) *kink bands* nas maclas do plagioclásio; (B) contatos feldspato alcalino e plagioclásio, com a seta indicando a albitização na borda do plagioclásio; (C) cristais de biotita mostrando inclusões de opaco e alteração nas bordas e ao longo das clivagens para clorita. Legenda: Bt - Biotita; FA - Feldspato Alcalino; Plg - Plagioclásio; Qtz - Quartzo..... 39

Figura 8 – Aspectos texturais e mineralógicos dos quartzo-monzodioritos: Visão macroscópica: (A) textura porfirítica com matriz de cristais médios; (B) textura porfirítica com matriz de cristais finos; microtexturas com nicóis cruzados: (C) textura porfirítica com matriz granular hipidiomórfica, pode-se observar também a titanita euédrica; (D) textura granular hipidiomórfica com destaque para o plagioclásio com maclamento albita-carlsbad e a seção basal de anfibólio; (E) Alteração do plagioclásio para argilominerais, sericita e epidoto e do anfibólio para clorita; as setas indicam o intercrescimento granofírico de quartzo e feldspato alcalino. Legenda: Anf - Anfibólio; FA - Feldspato Alcalino; Plg - Plagioclásio; Qtz - Quartzo; Ttn - Titanita.....42

Figura 9 - Aspecto da textura e mineralogia dos quartzo-monzonitos (A) Visão macroscópica da textura. Microtexturas com a luz natural: (B) textura granular hipidiomórfica com plagioclásio alterado moderadamente para argilominerais, sericita e epidoto; pode-se observar também a titanita anédrica. Microtexturas com nicóis cruzados: (C) Feldspato alcalino anédrico com pertita em forma de filetes e quartzo anédrico com extinção ondulante fraca; (D) pertita em forma de filetes presentes em feldspatos alcalinos; (E) Fenocristal de anfibólio alterando para clorita e com inclusão de mineral opaco (luz natural). Legenda: Anf - Anfibólio; FA - Feldspato Alcalino; Plg - Plagioclásio; Qtz - Quartzo; Ttn - Titanita.....45

Figura 10 - Aspectos texturais e mineralógicos dos monzogranitos. Aparência macroscópica: (A) textura granular grossa; (B) textura granular média. Microtexturas com nicóis cruzados: (C) textura granular alotriomórfica com plagioclásio anédrico fracamente alterado para argilominerais e quartzo anédrico com extinção ondulante fraca; (D) textura porfirítica com matriz grossa; (E) destaque do feldspato alcalino com pertita em forma de filete; (F) seção basal prismática de anfibólio; (G) relação da biotita com os demais minerais. Legenda: Anf - Anfibólio; Bt - Biotita; FA - Feldspato Alcalino; Plg - Plagioclásio; Qtz – Quartzo.....48

Figura 11 – Aspecto texturais e mineralógicos dos microgranodioritos: (A) fenocristal de plagioclásio e matriz granular alotriomórfica quartzo-feldspática (nicóis cruzados); (B) aparência geral da rocha na luz natural, na qual se observa a relação entre anfibólio e biotita. Legenda: Anf - Anfibólio; Bt - Biotita; Plg - Plagioclásio.50

Figura 12 – Aspectos texturais e mineralógicos dos dacitos. Aparência macroscópica: (A) textura porfirítica isotrópica; (B) fluxo ígneo marcado pela orientação dos fenocristais. Microtexturas com nicóis cruzados: (C) Relação dos fenocristais de plagioclásio com matriz afanítica quartzo-feldspática; (D) Fluxo ígneo sendo indicado pela orientação dos fenocristais e da matriz; (E) Vênulas de minerais máficos (epidoto e anfibólio) à luz natural; (F) Fenocristal de plagioclásio alterando para epidoto; pequenos fenocristais de quartzo estão sendo indicados pela seta; (G) Fenocristais de plagioclásio com maclas ainda visíveis e fenocristais anédricos de quartzo; (H) Agregado de cristais de biotita. Legenda: Bt - Biotita; Ep - Epidoto; FA - Feldspato Alcalino; Plg - Plagioclásio; Qtz – Quartzo.53

Figura 13 – Aspectos texturais e mineralógicos dos andesitos. Aparência macroscópica: (A) textura porfirítica com matriz afanítica. Microtexturas à luz natural: (B) textura porfirítica com matriz quartzo-feldspática contendo anfibólio; (C) fenocristais de plagioclásio e de anfibólio subédrico; (D) Fenocristal de plagioclásio intensamente alterado para argilominerais e sericita; o anfibólio é bastante frequente na rocha, ocorrendo tanto na matriz como nos fenocristais.55

Figura 14 - Aspecto textural e mineralógico do quartzo-latito: (A) aparência macroscópica da textura porfirítica. Microtexturas com nicóis cruzados: (B) textura porfirítica com matriz afanítica; os fenocristais de plagioclásio e feldspato alcalino encontram-se indicados; (C) cristal de biotita alterado fortemente para clorita. Legenda: Bt - Biotita; Clr - Clorita; FA - Feldspato alcalino; Plg - Plagioclásio; Qtz - Quartzo.....57

Figura 15 – Aspecto textural e mineralógico do ignimbrito. (A) aparência macroscópica da rocha. Microtexturas com nicóis cruzados: (B) clastos de plagioclásio subanguloso fragmentado; pode-se observar também grãos policristalinos arredondados de quartzo; (C) as setas destacam os *shards* de vidro presentes na matriz; a qual evidencia o fluxo ígneo. Legenda: Plg - Plagioclásio; Qtz - Quartzo.58

Figura 16 - Diagrama QAP de classificação para as rochas plutônicas da área de estudo. Os círculos vermelhos representam as rochas pertencentes aos Granitos Tipo A Indiferenciados, enquanto os pontos verdes indicam as rochas dos Granitos Tipo I Indiferenciados. O único círculo azul representa o microgranodiorito.59

Figura 17 - Diagrama QAP de classificação para as rochas vulcânicas da área de estudo. Os pontos azuis representam as amostras oriundas do Grupo Iriri.60

Figura 18 – Nova proposta de mapa geológico para a área de estudo. As amostras em verde foram escolhidas para análises geocronológicas e de geologia isotópica Sm-Nd.....	61
Figura 19 - Cristais de zircão da amostra MV-58 entre as granulometrias 0,075 mm e 0,180 mm vistos ao aumento de 5x. Cristais com a mesma numeração foram depositados no mesmo filamento de rênio utilizados na análise isotópica.....	63
Figura 20 - Gráfico exibindo a idade média obtida pelo método de evaporação de Pb em cristais de zircão da amostra MV-58.....	64
Figura 21 - Cristais de zircão da amostra MV-69 entre as granulometrias 0,075 mm e 0,180 mm vistos ao aumento de 5x. A numeração dos cristais representa o filamento de rênio em que os mesmos foram analisados.	66
Figura 22 - Gráfico exibindo a idade média obtida pelo método de evaporação de Pb em zircão da amostra MV-69.....	67
Figura 23 - Cristais de zircão da amostra MV-70 entre as granulometrias 0,075 mm e 0,180 mm vistos ao aumento de 5x. A numeração dos cristais representa o filamento de rênio em que os mesmos foram analisados.	69
Figura 24 - Gráfico exibindo a idade obtida pelo método de evaporação de Pb em zircão da amostra MV-70.	70
Figura 25 - Cristais de zircão da amostra MV-72 entre as granulometrias 0,075 mm e 0,180 mm vistos ao aumento de 5x. A numeração dos cristais representa o filamento de rênio em que os mesmos foram analisados.	72
Figura 26 - Gráfico exibindo a idade obtida pelo método de evaporação de Pb em zircão da amostra MV-72.	73
Figura 27 – Gráfico de idade (Ga) versus $\epsilon Nd_{(t)}$ com os dados das amostras analisadas.	74

Sumário

1. INTRODUÇÃO	14
1.1 APRESENTAÇÃO	14
1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO A ÁREA DE TRABALHO	15
1.3 OBJETIVOS	17
1.4 METODOLOGIA APLICADA	17
1.4.1 Caracterização da Pesquisa	17
1.4.2 Pesquisa Bibliográfica	17
1.4.3 Etapa de Campo	17
1.4.4 Petrografia	18
1.4.5 Método de evaporação de Pb em zircão	18
1.4.6 Método de Sm-Nd em Rocha Total	21
2 GEOLOGIA REGIONAL	24
3 GEOLOGIA LOCAL	29
3.1 GRANITOS TIPO A INDIFERENCIADOS	29
3.2 GRANITOS TIPO I INDIFERENCIADOS	29
3.3 GRUPO IRIRI	30
3.4 FORMAÇÃO TRIUNFO	30
4 RESULTADOS	33
4.1 PETROGRAFIA	33
4.1.1 Granitos Tipo A Indiferenciados	33
4.1.1.1 Quartzo-sienitos com clinopiroxênio	33
4.1.1.2 Sienogranitos inequigranulares com biotita	36
4.1.2 Granitos Tipo I Indiferenciados	40
4.1.2.1 Quartzo-monzodioritos porfíricos	40

4.1.2.2	Leucoquartzo-monzonitos	43
4.1.2.3	Monzogranitos inequigranulares com biotita	46
4.1.3	Grupo Iri	49
4.1.3.1	Microgranodiorito.....	49
4.1.3.2	Dacitos porfíricos.....	51
4.1.3.3	Andesitos porfíricos	54
4.1.3.4	Quartzo-latito porfírico com biotita	55
4.1.3.5	Ignimbrito dacítico	57
4.1.4	Estimativa Modal e Classificação	59
4.2	NOVA PROPOSTA DE MAPA GEOLÓGICO	61
4.3	GEOCRONOLOGIA.....	62
4.3.1	Quartzo-monzonito (MV-58) Granitos Tipo I Indiferenciados	62
4.3.2	Monzogranito (MV-69) Granito Tipo I Indiferenciados	65
4.3.3	Dacito (MV-70) Grupo Iri	68
4.3.4	Quartzo-sienito (MV-72) Granitos Tipo A Indiferenciados	71
4.4	GEOLOGIA ISOTÓPICA Sm-Nd.....	74
5	DISCUSSÃO	76
6	CONCLUSÕES	79
	REFERÊNCIAS	80

1. INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

Localizado na Plataforma Sul-americana (ALMEIDA; HASUI, 1984), o Cráton Amazônico representa um dos mais expressivos escudos de idade arqueana-proterozoica do mundo.

Com base em investigações geocronológicas, o Cráton Amazônico foi dividido em seis províncias, dentre as quais, a Província Amazônia Central compreende um núcleo antigo de idade arqueana, tendo outras cinco províncias subsequentes de idade variando do Paleoproterozoico ao Mesoproterozoico. De acordo com Tassinari e Macambira (1999) e Dall’Agnol et al. (1999a), esse núcleo está separado em dois segmentos, denominados pelos primeiros autores de: Blocos Carajás, de embasamento arqueano, e Xingu-Iricoumé, uma das regiões menos conhecidas geologicamente do Cráton. Granitoides e rochas vulcânicas paleoproterozoicas, que o dominam, estão localmente cobertas por sequências sedimentares. O embasamento metamórfico regional, raramente exposto, não dispõe de dados geocronológicos, mas tem sido considerado pré-“Transamazônico” (>2,5 Ga) (TASSINARI; MACAMBIRA, 2004) baseado em uma quantidade restrita de idades-modelo $Nd(T_{DM})$ de rochas paleoproterozoicas do setor sul do Bloco Xingu-Iricoumé, formadas, provavelmente, pela fusão do embasamento.

Este trabalho envolveu análises isotópicas de rochas do Grupo Iriri e granitos dos tipos I e A pertencentes a parte meridional do Bloco Xingu-Iricoumé, denominado Domínio Iriri-Xingu (VASQUEZ et al., 2008a), a fim de verificar os limites entre este bloco e o Domínio Tapajós, bem como estabelecer a evolução crustal das rochas da região. Em função do difícil acesso à área, as amostras estudadas foram obtidas dos acervos da Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais – CPRM/Belém, por intermédio do geólogo Marcelo Vasquez, e do doutorado do mesmo. Para atingir os objetivos, após a classificação petrográfica das rochas, foram determinadas as idades de cristalização de zircão pelo método de evaporação de Pb, bem como, análises Sm-Nd em rocha total para datar a extração do manto, como veremos nos capítulos que seguem.

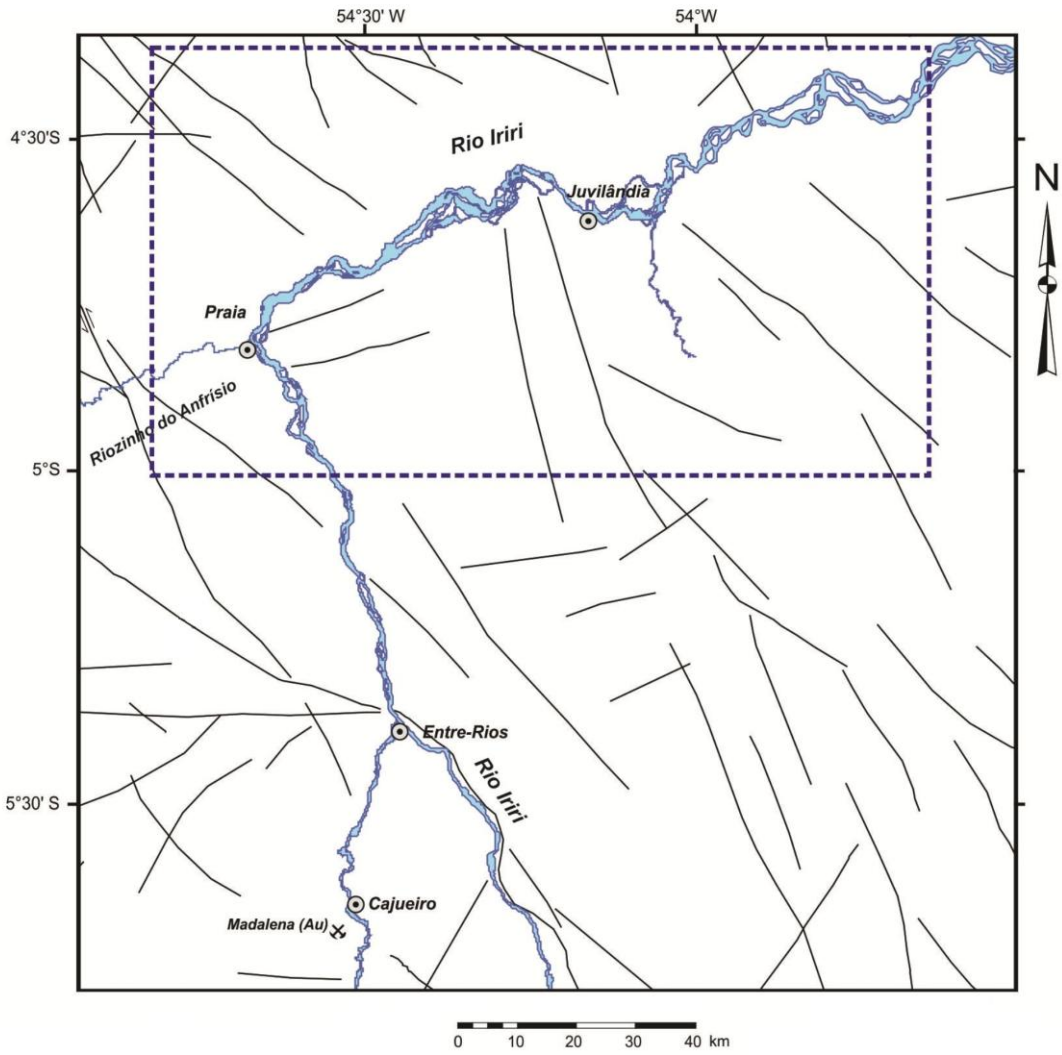
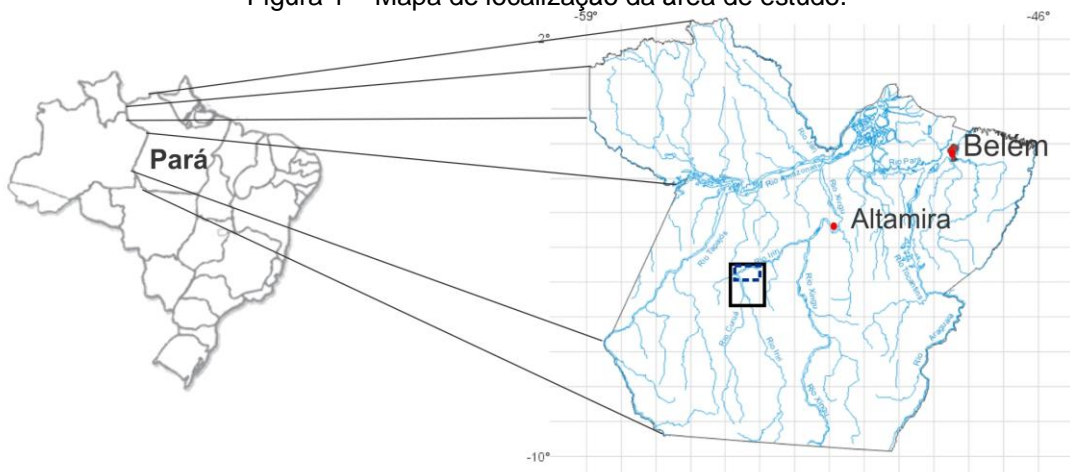
1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO A ÁREA DE TRABALHO

A área de estudo (Figura 1) está localizada na região denominada Juvilândia, devido à existência de uma fazenda homônima na região. Ela está situada a norte da confluência entre os rios Iriri e Curuá na mesorregião Sudoeste Paraense no município de Altamira, distante aproximadamente 260 km a sudoeste de sua sede.

A área é delimitada pelos seguintes paralelos e meridianos (Figura 1): 4°22'S, 5°S, 53°39'W e 54°50'W.

Devido à ausência de estradas na região, o acesso à área é feito por meio fluvial a partir da cidade de Altamira, subindo-se os rios Xingu e Iriri até a área de estudo.

Figura 1 – Mapa de localização da área de estudo.



1.3 OBJETIVOS

Este trabalho propõe investigar os limites entre o Domínio Tapajós da Província Ventuari-Tapajós e Domínio Iriri-Xingu da Província Amazônia Central e estabelecer as linhas de evolução crustal das rochas da região. Para tal, foi realizada a classificação petrográfica, a determinação das idades de cristalização pelo método de evaporação de zircão e a determinação da idade-modelo através do método Sm-Nd em amostras representativas de granitos tipos A e I, e vulcânicas do Grupo Iriri.

1.4 METODOLOGIA APLICADA

1.4.1 **Caracterização da Pesquisa**

Este trabalho possui caráter exploratório, com a finalidade de esclarecer melhor os limites entre as Províncias Ventuari-Tapajós e Amazônia Central.

Quanto à caracterização da pesquisa, segundo os procedimentos de coleta de dados, o estudo em questão pode ser considerado como estudo de caso e pesquisa bibliográfica.

1.4.2 **Pesquisa Bibliográfica**

A pesquisa bibliográfica foi dirigida, em um primeiro momento, ao levantamento das informações pré-existentes contidas em artigos, resumos de eventos científicos, teses e outras publicações concernentes à geologia do Cráton Amazônico, com ênfase na Província Amazônia Central, sua gênese e evolução, bem como caracterização geoquímica, petrográfica e geocronológica.

1.4.3 **Etapa de Campo**

A campanha de campo deste trabalho foi realizada em Novembro de 2002, patrocinada pela CPRM e UFPA, na qual o Prof. Moacir Macambira e o geólogo Marcelo Vasquez fizeram a coleta sistemática, por meio de transporte fluvial, das 33 amostras usadas neste estudo.

1.4.4 Petrografia

O estudo petrográfico consistiu na descrição macro e microscópica de feições como granulação, índice de cor, textura e mineralogia de 33 amostras representativas das rochas da área em estudo. Foram distinguidas paragêneses, texturas ígneas e tipos de alteração pós-magmática e intempérica.

A proporção modal dos minerais foi estimada visualmente e a classificação das rochas foi determinada segundo o diagrama QAPF para rochas plutônicas e vulcânicas (STRECKEISEN, 1976, 1978).

1.4.5 Método de evaporação de Pb em zircão

Primeiramente foram selecionadas quatro amostras de acordo com a representatividade do litotipo para a unidade geológica/estratigráfica e relevância para alcançar o objetivo do estudo. Em seguida, essas amostras foram britadas, trituradas e pulverizadas utilizando-se os equipamentos da Oficina de Preparação de Amostras (OPA) da UFPA e das instalações da CPRM para o mesmo fim.

Posteriormente, nas oficinas da CPRM, as amostras trituradas foram “deslamadas”, secadas e peneiradas em quatro frações granulométricas, como segue: < 0,075 mm; 0,075 - 0,125 mm; 0,125 - 0,180 mm e > 0,180 mm. O menor intervalo granulométrico foi descartado, o maior foi guardado como arquivo e os intervalos intermediários foram utilizados nas etapas seguintes.

Por ser um mineral pesado com densidade de aproximadamente $4,6\text{g/cm}^3$, o zircão foi separado dos demais minerais constituintes das rochas por métodos gravimétricos aplicados no Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA – Pará-Iso. Primeiro foi utilizada a elutriação, que consiste no uso de fluxo de água em uma coluna de vidro para separar, por meio da decantação, uma fração de minerais denominada “pesada” de uma fração “leve”.

Como o zircão é um mineral não-magnético usou-se a separação magnética. Com um ímã de mão foram removidos os minerais magnéticos da fração “pesada”. A seguir, os minerais diamagnéticos e paramagnéticos foram separados dos não magnéticos em um separador magnético isodinâmico da marca FRANTZ, usando diferentes inclinações e amperagem de corrente elétrica.

Para apurar os cristais de zircão no concentrado não magnético foi utilizado um segundo método de separação gravimétrica por líquidos densos. Para isso, foi

usado o bromofórmio, que tem densidade entre 2,8 e 2,9 g/cm³. Em um balão volumétrico com o líquido denso os minerais pesados mais densos, como o zircão, decantam. Após coletados, os mesmos foram lavados e secos.

Na última etapa os grãos de zircão foram selecionados utilizando uma lupa binocular levando em consideração tamanho, transparência, ocorrência de inclusões e processo de alteração (metamictização). Os cristais selecionados foram analisados em luz natural em um microscópio petrográfico para visualizar estruturas internas, como zoneamento e possíveis núcleos herdados e áreas de metamictização e recristalização. Por fim, cristais selecionados foram fotomicrografados e identificados.

A técnica de evaporação de isótopos de Pb em cristal único de zircão utilizada no laboratório Pará-Iso da UFPA foi desenvolvida por Kober (1986, 1987). Nas análises foi usado um espectrômetro de massa modelo MAT 262 da marca FINNIGAN. O equipamento conta com dois filamentos de rênio posicionados frente a frente, sendo um deles o filamento de evaporação, no qual é depositado o cristal de zircão a ser analisado, e um filamento de ionização, a partir do qual o Pb é analisado.

Foram realizadas três etapas de evaporação, nas quais o filamento de evaporação foi aquecido, iniciando em 1450 °C, partindo para 1500 °C e finalizando em 1550 °C. Cada etapa dura aproximadamente cinco minutos, durante as quais o Pb é liberado do retículo cristalino do zircão e deposita-se no filamento de ionização.

Em seguida, o filamento de ionização foi aquecido a temperaturas entre 1050 °C e 1200 °C para ionização do Pb. Em todas as análises realizadas, as emissões de Pb foram medidas com monocoletor (contador de íons) segundo uma varredura na seguinte sequência de massas: ²⁰⁶Pb, ²⁰⁷Pb, ²⁰⁸Pb, ²⁰⁶Pb, ²⁰⁷Pb e ²⁰⁴Pb. Um conjunto de cinco varreduras define um bloco, obtendo-se o limite máximo de cinco blocos por cada etapa de evaporação.

Através das varreduras são obtidas em média nove razões ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb por bloco e, a partir dessas razões são calculadas as idades e a média dessas define a idade do bloco. A média das idades dos blocos define a idade de cada etapa de evaporação.

As idades obtidas nas diferentes etapas de evaporação podem apresentar diferentes valores, sendo que, normalmente observa-se um aumento nas idades no sentido das etapas de mais alta temperatura. Quando isso ocorre, são consideradas

apenas as idades obtidas em temperaturas mais altas, pois, nesse caso, o Pb analisado é proveniente das porções mais retentivas do cristal de zircão e, portanto, mais representativas da idade de cristalização do mineral.

Os resultados foram apresentados com desvios a 2σ e as correções do Pb comum foram feitas mediante uso do modelo de evolução do Pb em estágio duplo proposto por Stacey e Kramers (1975), utilizando a razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

Os dados obtidos foram tratados estatisticamente segundo princípios metodológicos modificados de Gaudette et al. (1998). Foi possível eliminar do cálculo final da idade resultados de blocos, etapas ou cristais segundo alguns critérios, como seguem:

Os blocos com razões isotópicas $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ superiores a 0,0004 foram desprezados, para tornar mínima a correção de Pb de contaminação ou inicial.

- Eliminaram-se blocos com desvios superiores a 2σ em relação à média das idades dos cristais de zircão.
- Eliminação subjetiva, onde foram desprezados blocos, etapas de evaporação, ou cristais que apresentaram idades discordantes da média das idades obtidas nas temperaturas mais altas da maioria das análises.

1.4.6 Método de Sm-Nd em Rocha Total

As amostras britadas foram quarteadas e depois pulverizadas na Oficina de Preparação de Amostras (OPA) em um moinho de anéis tipo *Shatterbox* até a granulometria da fração argila ($< 0,0062$ mm). Posteriormente a amostra pulverizada foi homogeneizada em um moinho de bolas tipo Spexmix.

O processo de abertura química da amostra consistiu na pesagem de 100 mg da amostra pulverizada e homogeneizada. Adicionou-se 1 mL do traçador ^{150}Nd - ^{149}Sm em uma bomba de teflon. Depois foi adicionado 3 mL de HF bidestilado (48%) e 1 mL de HNO_3 bidestilado 13 N. A bomba, devidamente tampada, foi colocada em forno microondas por 30 minutos. Depois de resfriar a bomba foi aberta para verificar se havia minerais residuais, a seguir foi levada à chapa aquecedora a uma temperatura de 100°C até a evaporação total da solução. Esse procedimento foi repetido mais uma vez.

A seguir adicionou-se 3 mL de HCl bidestilado 6 N e colocou-se a amostra para evaporar numa chapa aquecedora a 100°C . Depois da total evaporação, introduziu-se 3 mL de HCl bidestilado 2 N e a amostra foi posta novamente para evaporar numa chapa a 100°C . Posteriormente, acrescentou-se 1 mL de HCl bidestilado 2 N à amostra, a qual foi centrifugada por 20 minutos.

A separação química do Sm e do Nd foi realizada em duas etapas utilizando-se colunas de cromatografia contendo resina de troca iônica. Na primeira, os elementos do grupo das terras raras (ETR) foram separados dos elementos maiores constituintes das rochas. Na segunda etapa, o Sm e o Nd foram separados entre si e dos demais ETR.

Na primeira etapa da separação foi usada a resina catiônica Dowex 50WX-8. Iniciou-se pela lavagem e limpeza da coluna adicionando-se 5 mL de HCl bidestilado 6,2 N, operação repetida mais duas vezes. Após todo o ácido ter descido na coluna, realizou-se o *backwash*, no qual a coluna foi colocada em um béquer contendo 5 mL de HCl bidestilado 2 N e, com o auxílio de uma pêra, puxou-se a resina para cima junto com a solução ácida. Esse processo foi repetido mais uma vez. Finalizou-se acrescentando 5 mL de HCl bidestilado 2 N e, após a descida de todo o ácido, considerou-se finalizado o condicionamento da resina.

Em seguida, acrescentou-se $100\ \mu\text{L}$ de HCl bidestilado 2 N na amostra e essa solução foi levada à cuba de ultrassom por cinco minutos para completa dissolução.

Posteriormente, essa solução foi transferida para a coluna com o auxílio de uma pipeta volumétrica.

Após a descida dessa solução na coluna, iniciou-se a eluição da amostra, adicionando-se três vezes 100 μL de HCl bidestilado 2 N seguidos de 200 μL de HCl bidestilado 2 N por três vezes.

Posteriormente, foram introduzidos 25 mL de HCl bidestilado 2 N, em diversas etapas. Após todo esse ácido ter descido na coluna, adicionou-se 5 mL de HNO_3 bidestilado 3 N, esperou-se todo esse volume descer, colocou-se o cadinho de coleta de ETR embaixo da coluna e, então, adicionou-se 7 mL de HNO_3 bidestilado 3 N na coluna. Mais uma vez, esperou-se toda solução descer e, em seguida, essa solução foi evaporada em uma chapa aquecedora a 100 $^\circ\text{C}$. Finalizou-se acrescentando 5 mL de HNO_3 bidestilado 3 N na coluna para a limpeza da resina.

Na segunda etapa da separação cromatográfica, a troca iônica foi feita utilizando resina Eichron Ln-(Spec). Iniciou-se realizando a limpeza da resina com 2 mL de HCl bidestilado 6 N e, posteriormente, foi feito o condicionamento da resina acrescentando 1,5 mL de HCl bidestilado 0,2 N.

Após o condicionamento, colocou-se 300 μL de HCl bidestilado 0,2 N no resíduo seco da amostra e a solução produzida foi então aquecida a 100 $^\circ\text{C}$ durante três minutos para a dissolução, seguida da transferência dessa solução para a coluna.

Posteriormente, adicionou-se na coluna 100 μL de HCl bidestilado 0,2 N por três vezes seguida da adição de 4 mL de HCl bidestilado 0,2 N. Após os líquidos terem descido na coluna, colocou-se o cadinho de coleta de Nd embaixo da coluna e acrescentou-se 5 mL de HCl bidestilado 0,2 N. O cadinho contendo Nd foi então guardado e foram adicionados mais 4 mL de HCl bidestilado 0,2 N à coluna.

Após a finalização da etapa anterior foram acrescentados 5 mL de HCl bidestilado 0,3 N. Seguindo a completa passagem desse ácido pela resina, colocou-se o cadinho de coleta do Sm embaixo da coluna e introduziu-se 5 mL de HCl bidestilado 0,2 N. Após a coleta, realizou-se a limpeza da resina com 2 mL de HCl bidestilado 6 N.

A análise isotópica no espectrômetro de massa FINNIGAN MAT 262 consiste em um arranjo de filamento duplo. Aos concentrados de Sm e o Nd foram acrescentados 1 μL de HNO_3 0,1 N e 1 μL de H_3PO_4 0,1 M e posteriormente depositados em

filamentos de evaporação de tântalo previamente degaseificados. O filamento de ionização é aquecido para uma corrente de aproximadamente 4,5 A para provocar a ionização do metal (Sm ou Nd) evaporado pelo aquecimento (cerca de 1 A) do filamento de evaporação.

Determina-se a composição isotópica do Nd através da leitura de dez blocos sucessivos de dez medidas isotópicas. As razões isotópicas medidas do Nd foram corrigidas para o fracionamento de massa utilizando como parâmetro de normalização a razão $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ igual a 0,7219. Juntamente com as amostras, foi analisado o padrão NdJM em que foi obtido um valor de 0,511565.

A composição isotópica do Sm é obtida através da leitura de cinco blocos de dez medidas dos isótopos ^{147}Sm , ^{149}Sm , ^{152}Sm , ^{154}Sm e ^{155}Gd . A razão $^{155}\text{Gd}/^{147}\text{Sm}$ corrige a interferência do gadolínio.

Os dados foram então tratados segundo o algoritmo de De Paolo (1988) para a determinação da idade-modelo $T_{(DM)}$ e o $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ foi calculado a partir da idade de cristalização da amostra obtido pelo método de evaporação em zircão.

2 GEOLOGIA REGIONAL

O Cráton Amazônico localiza-se na porção norte da Plataforma Sul-americana (ALMEIDA; HASUI, 1984) sendo delimitado, a sul e a leste por faixas neoproterozoicas (Tucava na Bolívia, e Paraguai e Araguaia, no Brasil), ao norte pela margem atlântica e, a oeste, adota-se por convenção a cadeia andina como limite, apesar de a mesma encontrar-se encoberta por depósitos cenozóicos de bacia de antepaís subandino (SCHOBENHAUS; BRITO NEVES, 2003). O Cráton compõe-se de dois escudos, o das Guianas e o do Guaporé ou Brasil Central, separados pelas bacias sedimentares do Solimões e do Amazonas.

Segundo Tassinari e Macambira (2004), existem duas propostas sobre a evolução tectônica do Cráton Amazônico, elaboradas por diversos autores, que podem ser divididas em duas grandes linhas de concepção: A primeira, tipificada por autores como Amaral (1974), Almeida (1978), Issler et al. (1977), Hasui et al. (1984) e Costa e Hasui (1997), propunha que a tectônica pré-cambriana do cráton fosse caracterizada por processos de reativação de plataforma e formação de blocos continentais ou paleoplacas por meio de retrabalhamento de crosta continental no Arqueano e Paleoproterozoico. Durante o Mesoproterozoico, segundo essa concepção, teriam ocorrido apenas processos de reativação e/ou retrabalhamento de rochas preexistentes.

A segunda linha, proposta por Cordani et al. (1979), seguida e modificada por Tassinari (1981), Cordani e Brito Neves (1982), Teixeira et al. (1989), Tassinari et al. (1996) e Tassinari (1996), é baseada nos conceitos atualísticos das orogenias modernas. Nela, durante o Arqueano, Paleo- e Mesoproterozoico teria ocorrido uma sucessão de arcos magmáticos envolvendo a formação de material juvenil, derivado do manto, como também processos subordinados de retrabalhamento crustal.

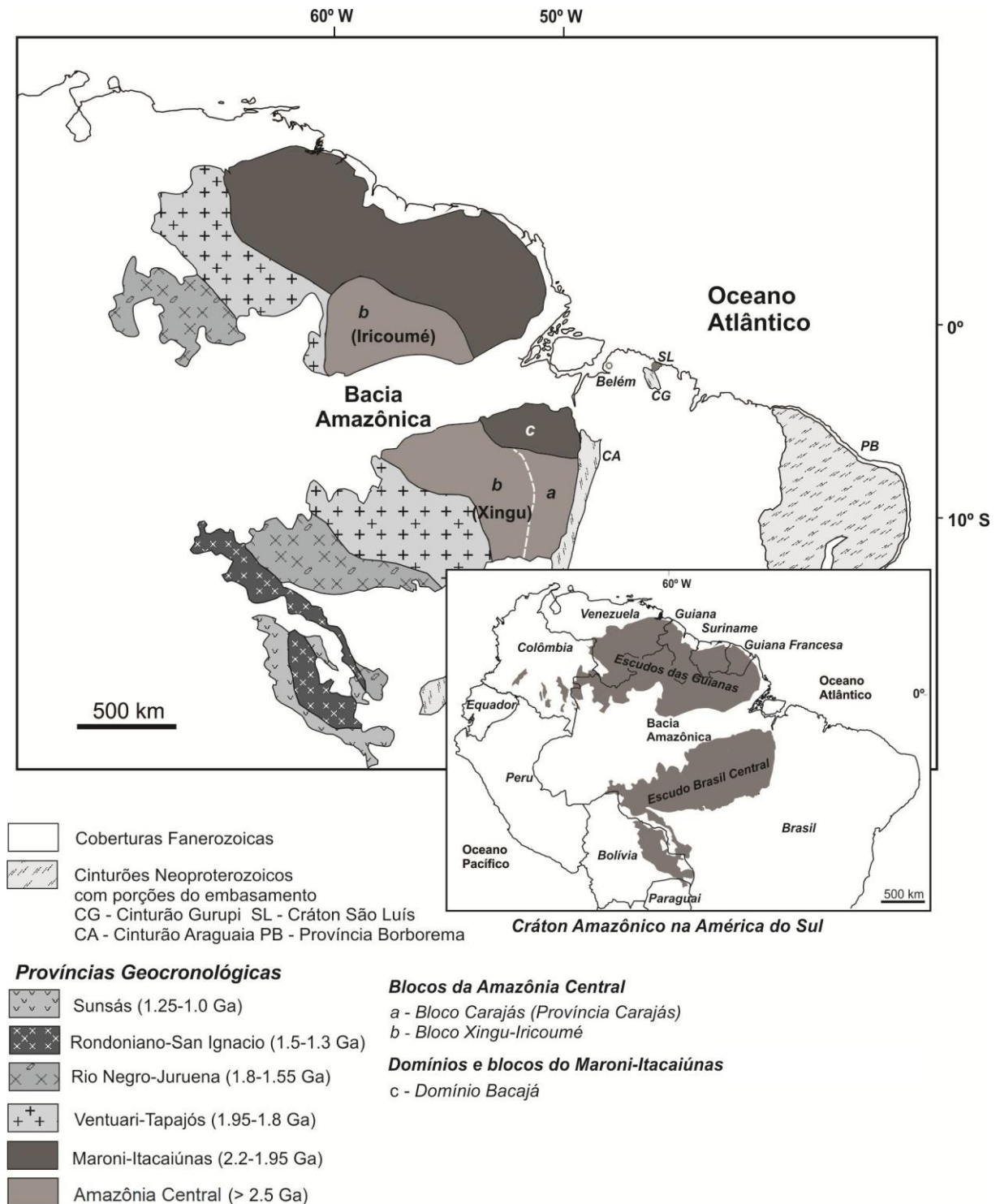
Dentre as propostas mais discutidas na literatura recente, destacam-se a de Santos et al. (2000), Santos (2003) e Tassinari e Macambira (1999, 2004). Em linhas gerais, elas admitem que a evolução do Cráton Amazônico seja resultante de sucessivos episódios de acreção crustal durante o Paleo- e o Mesoproterozoico, em volta de um núcleo mais antigo, estabilizado no final do Arqueano.

Na concepção de alguns autores (CORDANI et al., 1979, TASSINARI et al., 2000, TEIXEIRA et al., 1989,), a Província Amazônia Central é interpretada como o núcleo mais antigo do Cráton Amazônico, com evolução anterior a 2,3 Ga, portanto

não afetado por orogêneses do Ciclo Transamazônico (2,26 – 1,96 Ga), e em torno do qual foram acrescentadas as faixas móveis paleoproterozoicas, gerando dessa forma rochas a partir de material juvenil, derivado do manto, e de retrabalhamento crustal. A estabilização tectônica ocorreu por volta de 1,0 G.a. Segundo esta proposta, a Província Amazônia Central inclui, além dos domínios arqueanos de Rio Maria e Carajás, a região que se estende aproximadamente entre os rios Xingu e Iriri, a sul da Bacia do Amazonas, e a norte desta bacia, entre os rios Maicuru e Nhamundá (VASQUEZ et al., 2008a).

Nesse trabalho será adotado o conceito de Província Geocronológica definido por Tassinari e Macambira (1999), determinada por um padrão geocronológico baseado em idades de embasamento metamórfico e nas características geológicas e geofísicas. Da mesma forma, admite-se que Cráton Amazônico é dividido em seis províncias geocronológicas: Província Amazônica Central (> 2,5 Ga), Província Maroni–Itacaiúnas (2,2-1,95 Ga), Província Ventuari–Tapajós (1,95-1,8 Ga), Província Rio Negro–Juruena (1,8-1,55 Ga), Província Rondoniana-San Ignácio (1,5-1,3 Ga) e Sunsás (1,25-1,0 Ga), como podem ser vistas na Figura 2.

Figura 2 – Mapa mostrando as Províncias Geocronológicas do Cráton Amazônico.



Fonte: Tassinari e Macambira (2004).

A Província Amazônia Central é subdividida em dois domínios: Bloco Carajás (3,10–2,53 Ga) e Bloco Xingu–Iricoumé.

O Bloco Carajás Correspondente a Província Mineral de Carajás formada no Arqueano (GIBBS et al., 1986, MACAMBIRA; LANCELOT, 1996, MACHADO et al., 1991, PIMENTEL; MACHADO, 1994), e estável desde o final desse éon

(TASSINARI et al., 2000). Limitada a norte pela Província Maroni-Itacaiúnas, a leste pela Faixa Araguaia e a sul e a oeste é coberta parcialmente pelas rochas supracrustais do Grupo Iriri e da bacia dos Parecis. O Bloco Carajás é composto por dois domínios tectônicos: Terreno Granito–*Greenstone* de Rio Maria (MEDEIROS et al., 1987) e da Serra do Inajá, de idade mesoarqueana, localizada na parte sul da província, e o Domínio Carajás (SOUZA et al., 1996), onde dominam rochas supracrustais de idade neoarqueana, situada na parte norte da província.

O Bloco Xingu-Iricoumé situa-se a oeste do rio Xingu e se estende em direção ao sudeste do Estado de Roraima e se divide em dois sub-blocos separados pelas bacias sedimentares do Solimões e do Amazonas: O sub-bloco Xingu localiza-se no Escudo do Guaporé, enquanto que o sub-bloco Iricoumé encontra-se no Escudo das Guianas.

Nesse bloco predominam rochas vulcânicas e granitoides paleoproterozoicos, e, como em toda a Província Amazônia Central, não são afetados pela orogenia Transamazônica e localmente são cobertos por sequências sedimentares.

Inclui-se esse bloco na Província Amazônia Central por seu embasamento ter a suposta idade pré-Transamazônica de acordo com idades-modelo de Nd (T_{DM}) superiores a 2,5 Ga detectados em riodacitos e granitos (SATO; TASSINARI, 1997).

A porção sul do Bloco Xingu-Iricoumé corresponde ao Domínio Iriri-Xingu. Segundo Vasquez et al. (2008b) é composto por rochas vulcânicas do Grupo Iriri e da Formação Sobreiro, Granitoides Tipo A e Tipo I Indiferenciados e os granitos da Suíte Intrusiva Velho Guilherme.

A Província Maroni-Itacaiúnas localiza-se na borda norte-nordeste do Cráton Amazônico e contorna a Província Amazônia Central. É composta por rochas supracrustais, como metavulcanossedimentares de fácies xisto-verde a anfibolito, assim como granulitos e terrenos gnáissico-migmatíticos (TASSINARI; MACAMBIRA, 2004). Ainda apresenta registros de vestígios de rochas arqueanas que foram retrabalhadas durante o Paleoproterozoico como um gnaiss tonalítico da região do rio Cupixi, com a idade de protólito de 3,32 Ga (KLEIN et al., 2003). Trata-se de grandes domínios juvenis paleoproterozoicos e segmentos arqueanos retrabalhados durante o evento Transamazônico (VASQUEZ et al., 2008a).

A Província Ventuari-Tapajós se estende do sul da Venezuela até a região do Rio Tapajós no Brasil e possui orientação NW-SE. Foi formada principalmente por acreção e aglutinação de arcos magmáticos expressada por granitoides cálcio-

alcalinos e sub-alcalinos, além de sequências supracrustais de baixo grau subordinados (CORDANI et al. 2009).

A Província Rio Negro-Juruena localiza-se imediatamente a oeste da Província Ventuari-Tapajós, possui *trend* NW-SE e é composta principalmente por gnaisses e granitoides de composição granodiorítica a tonalítica. O metamorfismo atinge a fácies anfíbolito e localmente granulito (ALMEIDA et al. 2000, CORDANI et al. op. cit, TASSINARI; MACAMBIRA, 1999, TEIXEIRA et al. 1989). Sua formação é resultado de acreção de arcos magmáticos seguida de processos de subducção de regiões oceânicas e adição de elementos juvenis à crosta litosférica (ALMEIDA op. cit).

A Província Rondoniana-San Ignacio está localizada a sudoeste da Província Rio Negro-Juruena. Essa província consiste predominantemente de gnaisses e granitoides, além de tonalitos e granulitos, podendo ser encontradas também rochas supracrustais de baixo grau. O metamorfismo é em geral nas fácies anfíbolito ou granulito (CORDANI et al., op. cit, MATOS et al., 2009, TASSINARI; MACAMBIRA, op. cit.). A evolução dessa província é atribuída à orogenia colisional de cinturões acrescionários mesoproterozoicos envolvendo o empilhamento de arcos continentais, arcos intra-oceânicos e microcontinentes (MATOS op. cit).

A Província Sunsás localiza-se na porção mais sudoeste do Cráton Amazônico. Sua litologia consiste de sequências supracrustais de rochas tais como metassedimentares e metavulcanossedimentares, além de granitoides formados por um intenso plutonismo. O metamorfismo é de baixo a médio grau (CORDANI et al., op. cit., MATOS, op. cit., TASSINARI; MACAMBIRA, op. cit.). Essa província era originalmente um ambiente extensional que foi deformado durante uma colisão continental e intrudido por plútons sin- a tardi-tectônicos acompanhado por deformação extensiva ao longo das zonas tectônicas, seguida pela colocação de plútons pós-tectônicos (CORDANI et al., op. cit).

3 GEOLOGIA LOCAL

A área de estudo está localizada no município de Altamira (PA) e situa-se entre as latitudes 4°22'S e 5°S e as longitudes 53°39'W e 54°50'W. Por questão de logística, os trabalhos de campo foram realizados ao longo do rio Iriri, onde afloramentos ocorrem principalmente em formas de lajedos e subordinadamente na forma de matacões e blocos, tanto nas margens quando no leito do rio.

Com base no aerograma da região (Figura 3) e nas descrições macro e microscópicas foram individualizadas três unidades na área estudada, informalmente denominadas por Vasquez et al. (2008b) com o intuito de evitar correlações com as suítes graníticas do Domínio Tapajós e dos domínios arqueanos de Carajás e Rio Maria.

As unidades são: Granitos Tipo A Indiferenciados, representados por monzogranitos, sienogranitos e sienitos que correspondem a aproximadamente 15% da área; Granitos Tipo I Indiferenciados constituídos por quartzo-monzonito e quartzo-monzodiorito que ocupam aproximadamente 10% da área, e rochas vulcânicas e vulcanoclásticas do Grupo Iriri, compostas por derrames de dacitos, andesitos, quartzo-latito, diabásio e microgranodiorito, além de ignimbritos, correspondendo a 75% da área (Figura 4).

3.1 GRANITOS TIPO A INDIFERENCIADOS

Com auxílio de produtos de sensores remotos nota-se que esses corpos variam de stocks a batólitos e mostrando relevo acidentado e cupuliforme. Apresentam forma predominantemente irregular e elipsoidal ou circular subordinadas, normalmente alongada na direção NW-SE. As rochas são formadas principalmente por monzogranitos de cor rosada, inequigranular de granulometria grossa, por vezes leucocráticos. Esta unidade ocorre no sudoeste na área de estudo.

3.2 GRANITOS TIPO I INDIFERENCIADOS

A partir de produtos de sensores remotos, nota-se que os corpos são stocks e batólitos com forma elipsoidal e orientados segundo NW-SE e apresentam relevo predominantemente colinoso tipo cupuliforme e localmente arrasado. As rochas desta unidade são principalmente quartzo-monzonitos e quartzo-monzodiorito de cor cinza,

inequigranular e sua granulometria é média a fina. Esta unidade ocorre a nordeste da área.

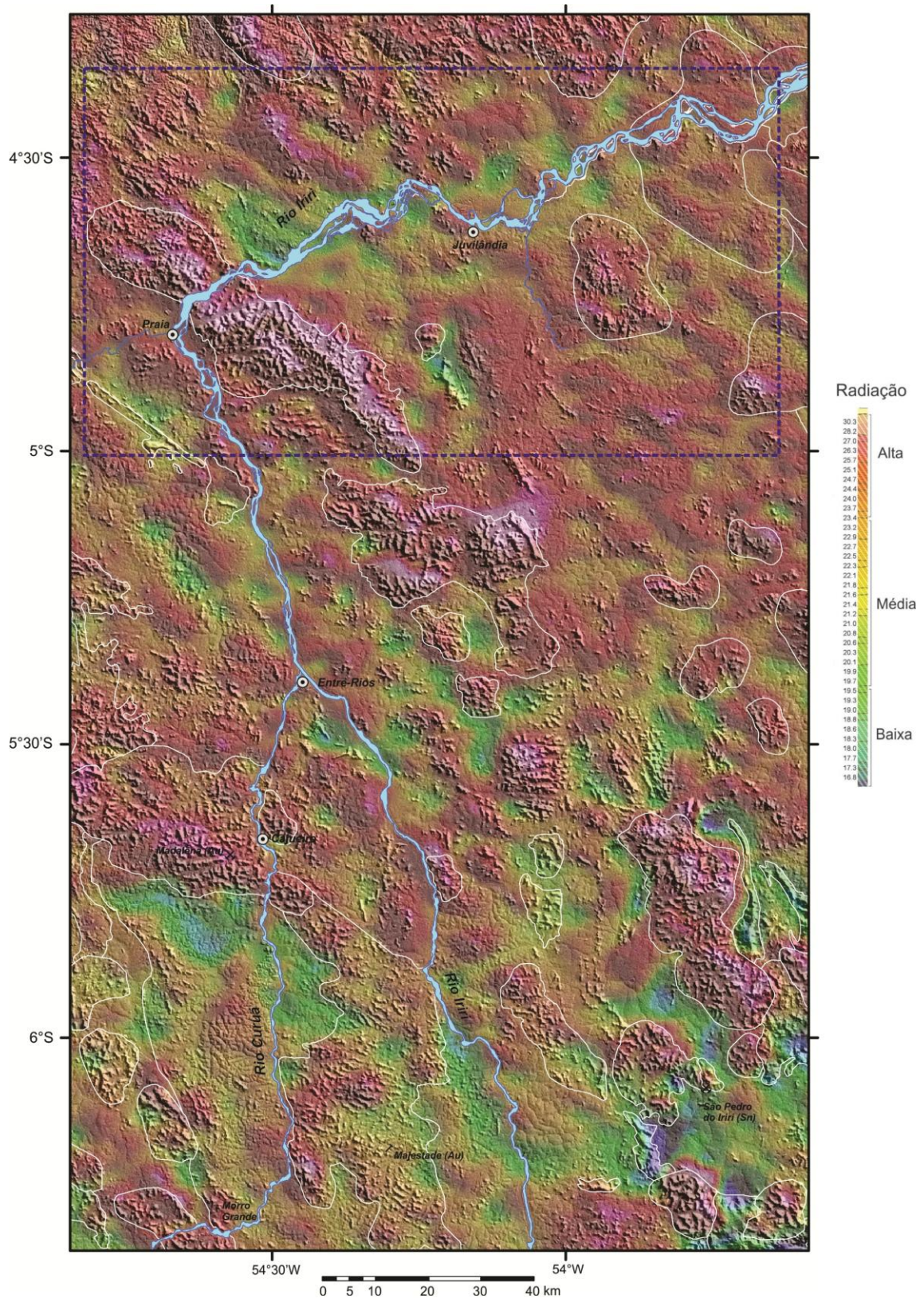
3.3 GRUPO IRIRI

As rochas do Grupo Iriri possuem a maior expressividade da área, sendo compostas por vulcânicas e vulcanoclásticas. Em produto de sensores remotos esta unidade apresenta relevo arrasado, com esparsas serras em cristas orientadas segundo a direção NW-SE.

3.4 FORMAÇÃO TRIUNFO

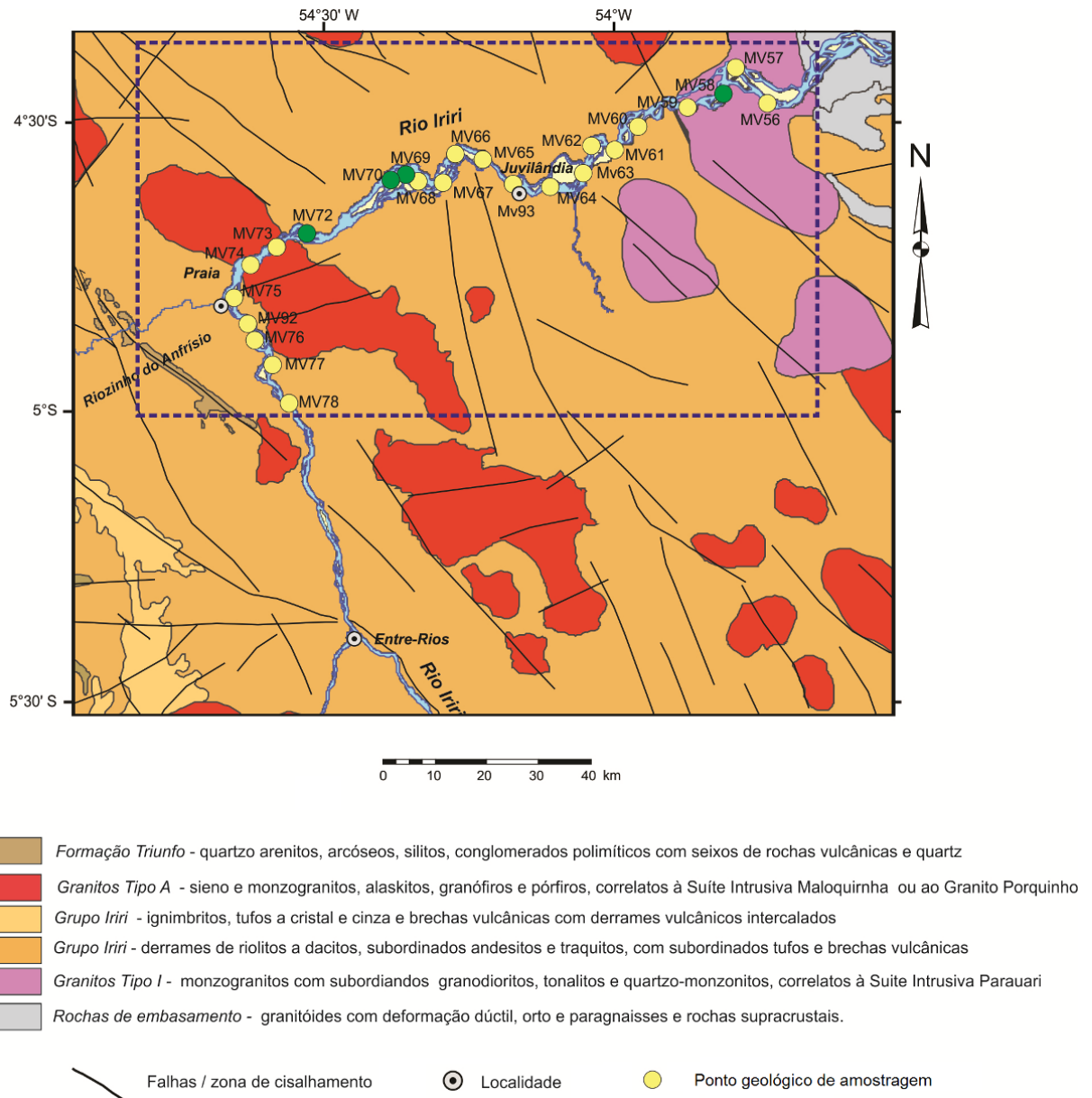
As rochas sedimentares siliciclásticas da Formação Triunfo possuem a menor representatividade da área, respondendo a menos de 1% do polígono. Trata-se de arenitos com conglomerados polimíticos e siltitos associados. Ocorrem ao redor de uma de uma falha com direção NW-SE na porção sudoeste da área. Nos produtos de sensores remotos as rochas desta formação apresentam relevo acidentado, marcado por morros escarpados, platôs, *cuestas* e cristas ravinadas, segundo NW-SE.

Figura 3 – Imagem de aerogamaespectrometria em contagem total (transparência de 70%) sobre SRTM em tons de cinza da região do Iriri-Curuá, com contorno das unidades geológicas e da área de estudo.



Fonte: (VASQUEZ et al. 2008c).

Figura 4 – Mapa geológico da área do rio Iriri, com destaque à área de estudo (retângulo) e mostrando os diferentes litotipos identificados. As amostras em verde foram escolhidas para estudos geocronológicos e de geologia isotópica Sm-Nd.



Fonte: Segundo Vasquez et al. (2008c)

4 RESULTADOS

4.1 PETROGRAFIA

4.1.1 Granitos Tipo A Indiferenciados

Nesta unidade foram identificados quartzo-sienitos porfiríticos e inequigranulares com biotita, anfibólio e clinopiroxênio, e sienogranitos porfirítico, equi e inequigranulares com biotita.

4.1.1.1 Quartzo-sienitos com clinopiroxênio

Representados pelas amostras MV-72A e MV-72B. Apresentam cor cinza e são rochas leucocráticas que possuem granulação que varia de grossa a fina, aspecto isotrópico e textura inequigranular e porfirítica. Macroscopicamente (Figura 5A), predomina o feldspato alcalino rosa em relação ao plagioclásio de cor branca, enquanto o quartzo é subordinado e apresenta-se incolor. Dentre os minerais máficos, além de biotita, ocorrem minerais prismáticos que podem ser anfibólio ou até mesmo piroxênio. Como as amostras estudadas são possivelmente da borda do corpo ígneo, algumas delas possuem feições de resfriamento rápido, como menor granulação.

Microscopicamente a rocha apresenta textura granular alotriomórfica (Figura 5B) variando para porfirítica com matriz granular alotriomórfica (Figura 5C), sendo composta essencialmente por microclina (45-50%), plagioclásio (20-25%) e quartzo (5-7%); os minerais varietais são anfibólios (15%), biotita (5-10%) e clinopiroxênio (2%). Os minerais acessórios são representados por opacos, zircão e apatita. Os minerais de alteração são clorita, argilominerais, sericita e anfibólio.

Os cristais de microclina são anédricos a subédricos e seus contatos são em sua maior parte irregulares. Apresentam maclamento albita-periclina e exibem pertita em forma de filetes (Figura 5D), alterando-se moderadamente para argilominerais.

O plagioclásio possui cristais prismáticos subédricos a euédricos. Apresenta maclamento do tipo albita e albita-carlsbad com a presença de extinção ondulante fraca. Trata-se de um Oligoclásio (An_{12}) determinado por métodos óptico do tipo albita. Raramente exhibe zoneamento e albitização. Altera-se moderadamente para sericita e argilominerais. Ocorre também como inclusões de cristais subédricos na microclina.

O quartzo apresenta-se como cristais anédricos de contatos predominantemente irregulares, no entanto ocorrem contatos suturados com outros grãos de quartzo. Apresenta extinção ondulante fraca e ocorre como aparentes inclusões de cristais anédricos no plagioclásio, na microclina, na biotita e no anfibólio.

Os cristais de anfibólio apresentam coloração verde à luz natural com ângulos de extinção de 17° a 19°; são subédricos a anédricos. Apresentam pleocroísmo verde–marrom esverdeado–marrom claro. Alteram-se de forma moderada para clorita. Trata-se de uma hornblenda. Ocorre também como inclusões de cristais subédricos no plagioclásio.

A biotita pode ocorrer tanto como pequenas palhetas lamelares intergranulares como grandes cristais que ocorrem associados a outros minerais máficos. Os cristais apresentam formas subédricas a anédricas, possuem pleocroísmo marrom avermelhado–marrom claro, e apresentam inclusões de zircão, apatita, quartzo e minerais opacos. Exibem uma alteração moderada para clorita e minerais opacos de óxidos de Fe e Ti.

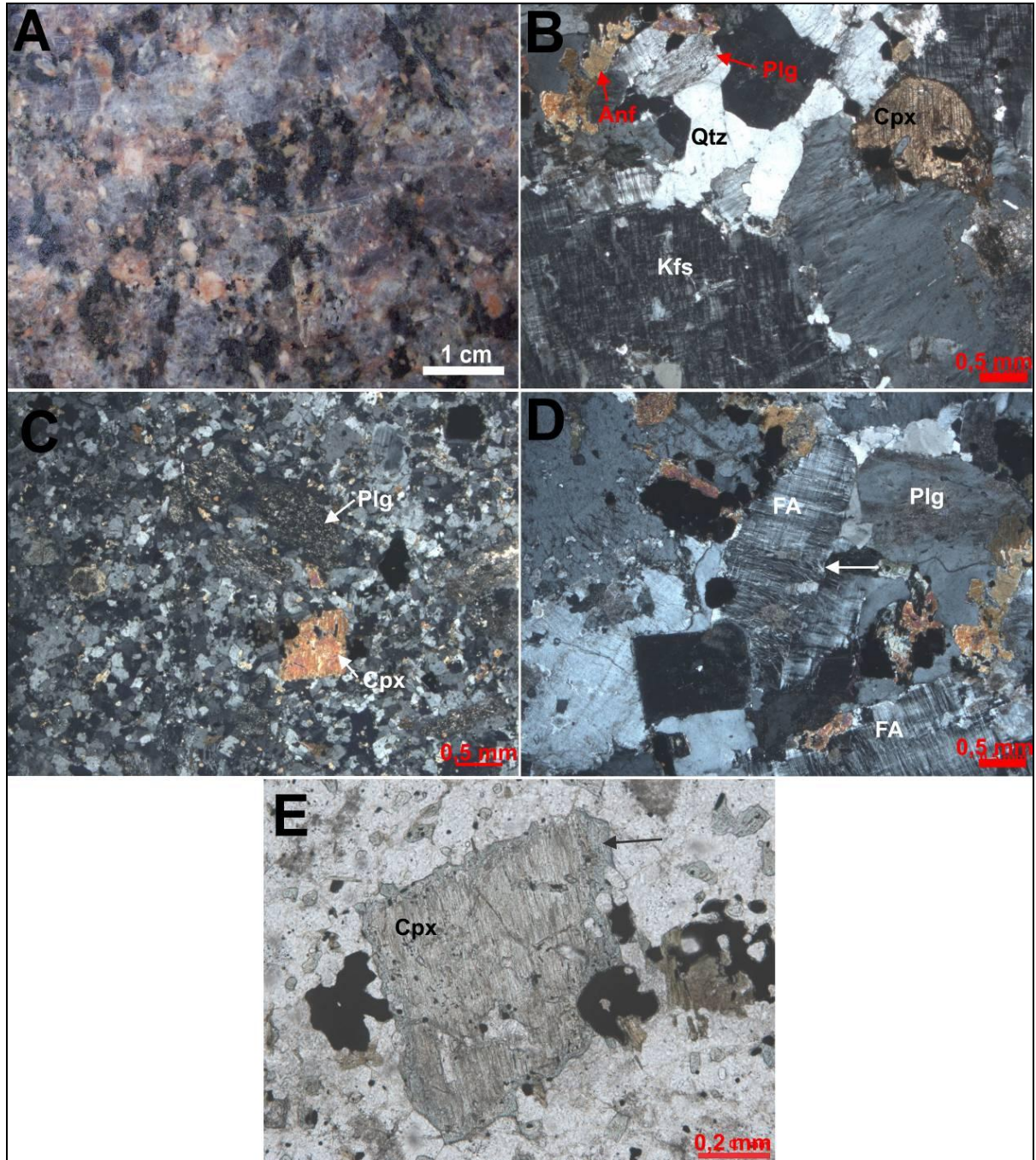
O clinopiroxênio apresenta-se incolor e com relevo mais alto que os demais minerais. Possui cristais prismáticos subédricos com contatos predominantemente retos com os outros minerais. Seu ângulo de extinção varia de 31° a 37° e as clivagens basais formam ângulos aproximadamente retos. Apresenta alteração localizada para anfibólio nas bordas dos cristais (Figura 5E).

O zircão ocorre com hábito prismático, incolor. Os cristais, em sua maioria, são euédricos, com alguns de forma anédrica. Apresentam-se moderadamente fraturado e o tamanho dos cristais é relativamente grande. Ocorrem associado ao anfibólio, clinopiroxênio, apatita e também como inclusões na biotita.

A apatita possui hábito prismático com cristais euédricos a subédricos com seção basal hexagonal. Ocorre como inclusão na biotita e demais minerais máficos.

Os cristais de minerais opacos são anédricos e seus contatos são principalmente irregulares. Ocorrem associados a outros minerais máficos, são óxidos de Fe e Ti, como ilmenita e magnetita, sendo identificados a partir da análise macroscópica. Podem encontrar-se inclusos na biotita.

Figura 5 – Aspectos texturais e mineralógicos dos quartzo-sienitos: (A) aparência macroscópica; (B) textura microgranular alotriomórfica; (C) textura porfirítica com matriz granular alotriomórfica; (D) microclina com pertita em filetes destacada pela seta (nicóis cruzados); (E) clinopiroxênio com alteração na borda para anfibólio. Legenda: Anf - Anfibólio; Cpx - Clinopiroxênio; FA - Feldspato alcalino; Plg - Plagioclásio; Qtz - Quartzo.



4.1.1.2 Sienogranitos inequigranulares com biotita

Correspondem às amostras MV-73, MV- 74A, MV- 74B, MV-76, MV-77 e MV-78. As rochas dessa unidade apresentam cor rosa, são hololeucocráticas a leucocráticas, possuem granulação que varia de grossa a fina, e exibem aspecto isotrópico. Apresentam-se com textura principalmente inequigranular e subordinadamente porfirítica (Figura 6A). Nas amostras estudadas predominam o feldspato alcalino rosa, por vezes com textura *rapakivi* (Figura 6A), em relação ao quartzo incolor e o plagioclásio de cor branca subordinado. Os minerais máficos ocorrem raramente. Esse litotipo ocorre também na forma de diques aplíticos (Figura 6B).

Ao microscópio, são rochas predominantemente granulares alotriomórficas, e subordinadamente granular hipidiomórficas (Figura 6C) e porfiríticas com matriz granular alotriomórfica (Figura 6D). Apresentam intercrescimento granofírico, o qual é principalmente notável nos diques aplíticos. A composição mineralógica é representada essencialmente por feldspato alcalino (ortoclásio e raramente microclina) (40-45%), plagioclásio (15-25%) e quartzo (25-40%). Os minerais varietais são biotita (2-7%) e anfibólio ($\leq 1\%$) enquanto os acessórios são apatita, titanita, zircão e opacos. Os minerais de alteração são epidoto, allanita, sericita, biotita, clorita e argilominerais.

O feldspato alcalino dominante é o ortoclásio e a microclina é raro. São cristais prismáticos principalmente subédricos com maclamento albita-periclina. Predominam contatos irregulares, mas ocorrem contatos retos. Apresentam pertita em formas de filete e “retalhos” e manchas de albitização (Figura 6E). Mostram intercrescimento granofírico com o quartzo nos diques aplíticos (Figura 6F) e alteram-se de forma moderada a forte em argilominerais. Apresentam inclusões de quartzo e plagioclásio.

O quartzo costuma apresentar formas anédricas com contatos irregulares (curvados principalmente); contatos retos são mais raros e apresenta frequentemente extinção ondulante fraca. Também ocorre como inclusões anédricas de contatos irregulares no feldspato alcalino e plagioclásio. Nos diques aplíticos exibe intercrescimento granofírico e mostra forma poligonais e vermiculares.

O plagioclásio ocorre como cristais prismáticos subédricos frequentemente com contatos retos. Possui maclamento albita, albita-carlsbad e por vezes *kink*

bands (Figura 7A). Trata-se de uma Andesina (An_{31}) a (An_{37}). Pode apresentar albitização na borda do cristal (Figura 7B) e alteração fraca a intensa para sericita, argilominerais e epidoto. Pode ocorrer como cristais subédricos no quartzo.

A biotita ocorre como cristais lamelares subédricos (Figura 7C) a anédricos. Possui pleocroísmo marrom avermelhado–marrom claro. Apresenta alteração moderada a forte para clorita e ocorre associada aos outros minerais máficos presentes na rocha como apatita, zircão, titanita e opacos, muitas vezes apresentando inclusões desses minerais em seu interior.

O anfibólio tem formas anédricas a subédricas com contatos irregulares com os outros minerais. Seu pleocroísmo é marrom esverdeado–marrom–marrom pálido, e tem ângulo de extinção de 31° a 33° . Isto indica que é uma hornblenda. Altera-se de maneira moderada a forte em biotita, epidoto e provavelmente opacos.

Também ocorre um anfibólio subédrico com contatos predominantemente retos predominantes. Apresenta pleocroísmo marrom claro–marrom esverdeado–verde azulado, ângulo de extinção de 12° com clivagens basais formando 54° entre si. Provavelmente trata-se de um anfibólio do tipo hastingita. Altera-se ao longo das clivagens para biotita, sendo frequente sua associação com este mineral.

A fluorita é encontrada em apenas algumas amostras. Apresenta-se incolor e isotrópica. Possui formatos subédricos a anédricos com contatos retos predominantes, ocorrendo associada à biotita.

A apatita ocorre como cristais prismáticos subédricos associados aos minerais máficos ou como inclusões na biotita.

O zircão ocorre como cristais prismáticos, euédricos a subédricos e incolores. Alguns cristais são bem desenvolvidos (0,02-0,25 mm), alguns são muito fraturado e há cristais zonados. Ocorrem associados aos minerais máficos principalmente biotita e opacos, algumas vezes como inclusões nesses minerais.

A titanita ocorre como cristais anédricos ou euédricos altamente fraturados, com um leve pleocroísmo marrom–marrom escuro. Encontram-se associados à biotita e por vezes como inclusão na mesma. Possui inclusões de opacos em seu interior.

Os cristais de opaco são óxidos de Fe e Ti e sulfetos. Podem ser subédricos ou anédricos, ocorrem associados à biotita e também como inclusões na mesma.

Figura 6 – Aspectos gerais mineralógicos e texturais dos sienogranitos: Visão macroscópica: (A) textura porfírica *rapakivi* com matriz fanerítica; (B) diques aplíticos; Visão microscópica com nicois cruzados: (C) textura granular hipidiomórfica com plagioclásio e feldspato alcalino perfitico subédrico; (D) textura porfírica com matriz de cristais quartzo-feldspática finos; (E) Feldspato alcalino perfitico com manchas de albitização; (F) Intercrescimento granofírico entre quartzo e feldspato alcalino destacado por seta. Legenda: FA - Feldspato Alcalino; Plg - Plagioclásio; Qtz - Quartzo.

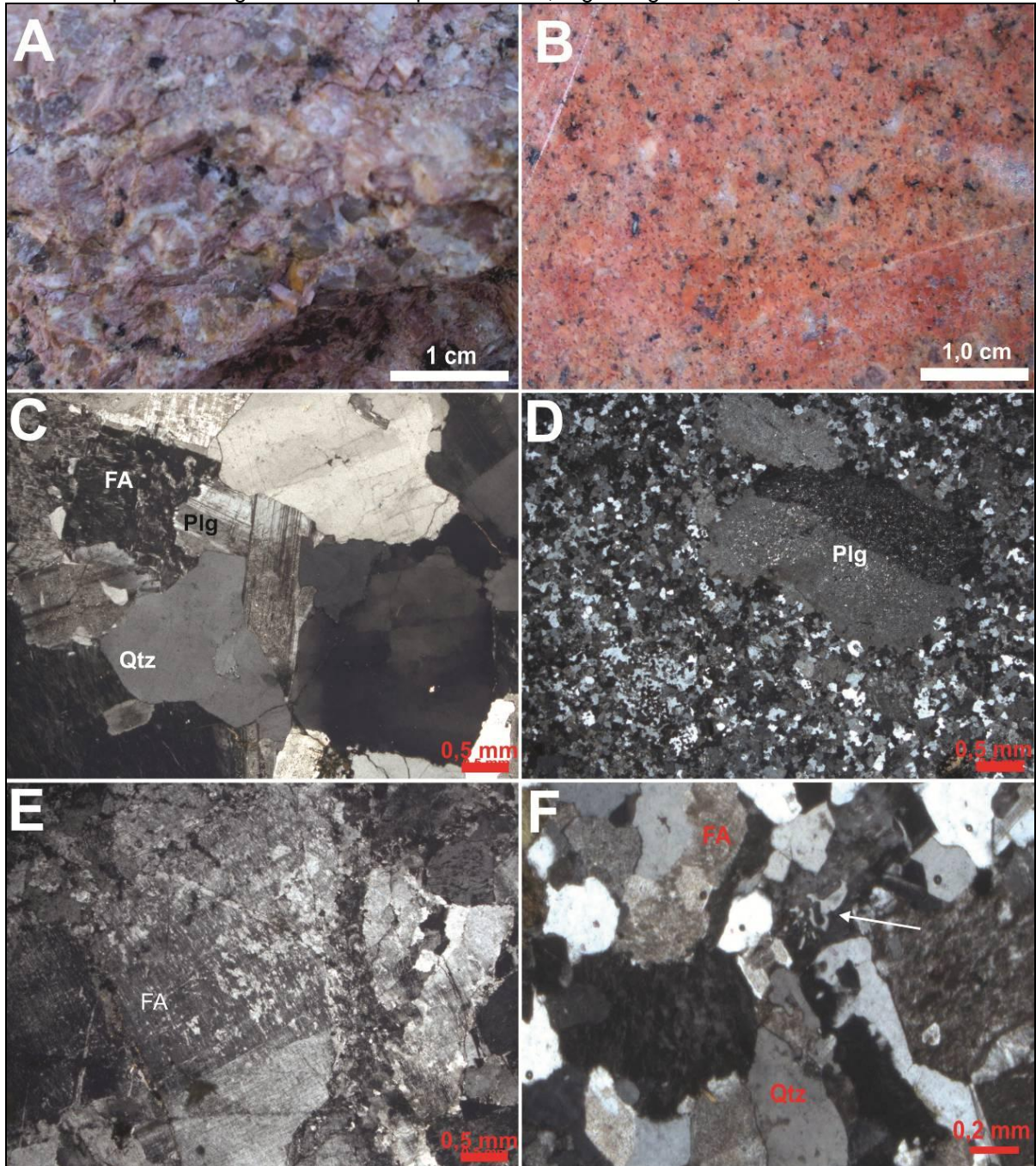
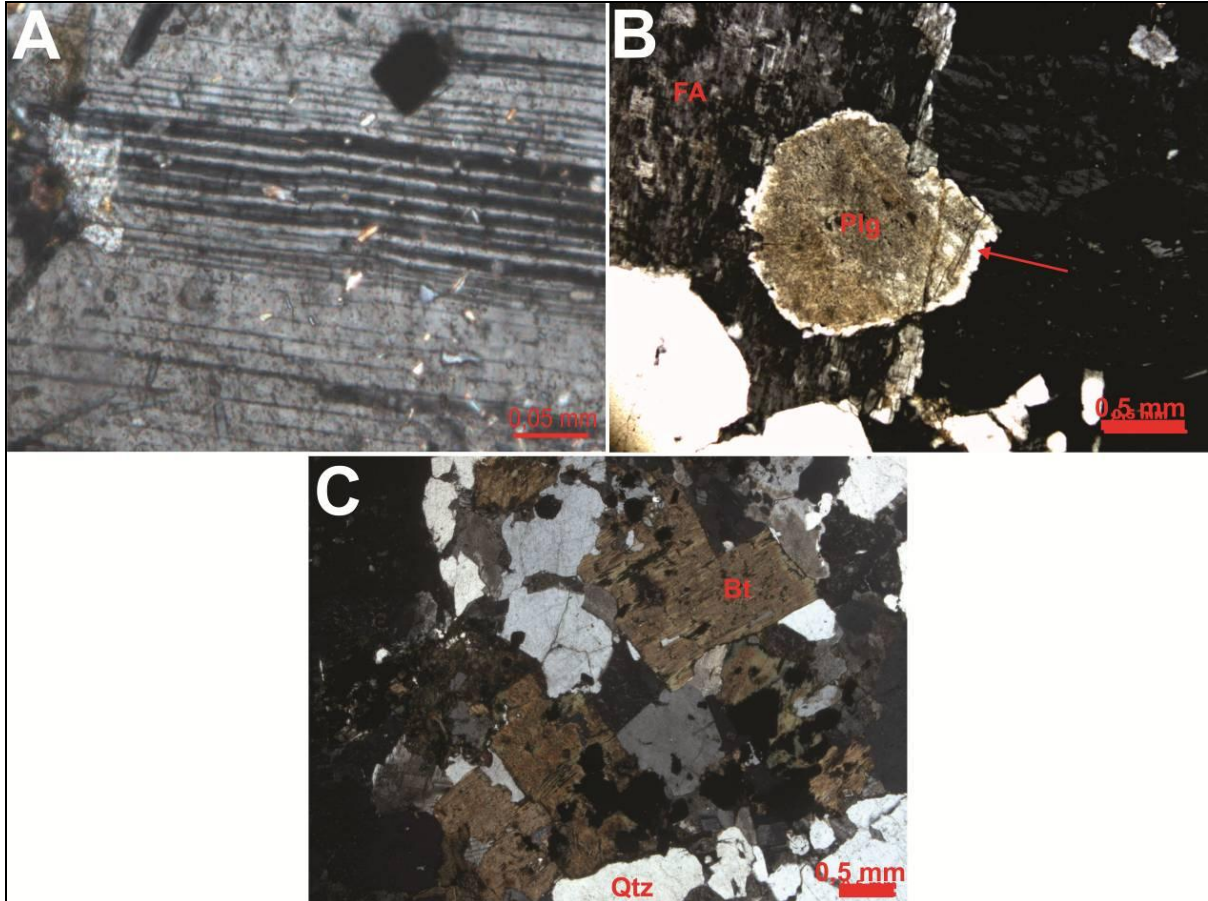


Figura 7 – Aspectos mineralógicos e microtexturais dos sienogranitos (nicóis cruzados): (A) *kink bands* nas maclas do plagioclásio; (B) contatos feldspato alcalino e plagioclásio, com a seta indicando a albitização na borda do plagioclásio; (C) cristais de biotita mostrando inclusões de opaco e alteração nas bordas e ao longo das clivagens para clorita. Legenda: Bt - Biotita; FA - Feldspato Alcalino; Plg - Plagioclásio; Qtz - Quartzo.



4.1.2 Granitos Tipo I Indiferenciados

Neste trabalho, foram identificados na unidade Granito I Indiferenciado, os seguintes litotipos: quartzo-monzodioritos porfiríticos, leucoquartzo-monzonitos e monzogranitos inequigranulares com biotita.

4.1.2.1 Quartzo-monzodioritos porfiríticos

São rochas leucocráticas a mesocráticas que possuem granulação que varia de grossa a fina e apresentam cor rosa e, subordinadamente, cinza. São isotrópicas e exibem textura porfirítica com matriz grossa (Figura 8A) a fina (Figura 8B) predominante e inequigranular subordinada. O plagioclásio predomina em relação ao feldspato alcalino e quartzo. O anfibólio é o mineral máfico mais comum. São representados pelas amostras MV-57A, MV-57B, MV-57C, MV-59A, MV-59B e MV-59C.

Microscopicamente essa rocha apresenta textura predominantemente porfirítica com matriz granular hipidiomórfica (Figura 8C) e subordinadamente exibe textura granular hipidiomórfica (Figura 8D). O intercrescimento granofírico entre quartzo e microclina é bastante comum nessas rochas (Figuras 8E). Essa rocha é composta essencialmente por plagioclásio (35-50%), quartzo (5-15%) e microclina (10-20%). Os minerais varietais são anfibólio (15-30%) e biotita (0-20%). Os minerais acessórios são apatita, opacos, titanita e zircão, enquanto os minerais secundários são clorita, epidoto, sericita e argilominerais.

O plagioclásio se mostra como cristais prismáticos subédricos em sua maioria e anédricos, subordinadamente. A maior parte de seus contatos é reta. Exibe maclamento do tipo albita e albita-carlsbad (Figura 8D) e sua composição é Andesina (An_{31}) determinada pelo método óptico albita. Altera-se moderada ou fortemente para argilominerais, sericita e epidoto (Figura 8E).

Os cristais de microclina são anédricos a subédricos e podem apresentar contato interpenetrativo com o plagioclásio. Exibem intercrescimento granofírico com o quartzo e também pertita na forma de filetes. Possuem maclamento albita-periclina. Alteram-se fracamente para argilominerais.

Os cristais de quartzo são anédricos com contatos irregulares com os outros minerais. Apresentam extinção ondulante fraca. Ocorrem também como inclusões de

cristais anédricos no plagioclásio e no intercrescimento granofírico com a microclina, o quartzo possui formas poligonares e vermiculares.

Os cristais de anfibólio possuem desde formas euédricas a anédricas. Apresentam hábito prismático e pleocroísmo verde–marrom esverdeado–marrom claro. O ângulo de extinção é de 26° e as clivagens em sua seção basal formam 58° entre si (Figura 8D). Alteram-se moderadamente para epidoto e clorita (Figura 8E). Trata-se possivelmente de uma hornblenda.

A biotita possui hábito lamelar e ocorre como grandes cristais subédricos a anédricos associados ao anfibólio, apatita, outros minerais máficos. Apresenta pleocroísmo marrom escuro–marrom claro. Altera-se moderadamente para clorita e possui inclusão de opacos.

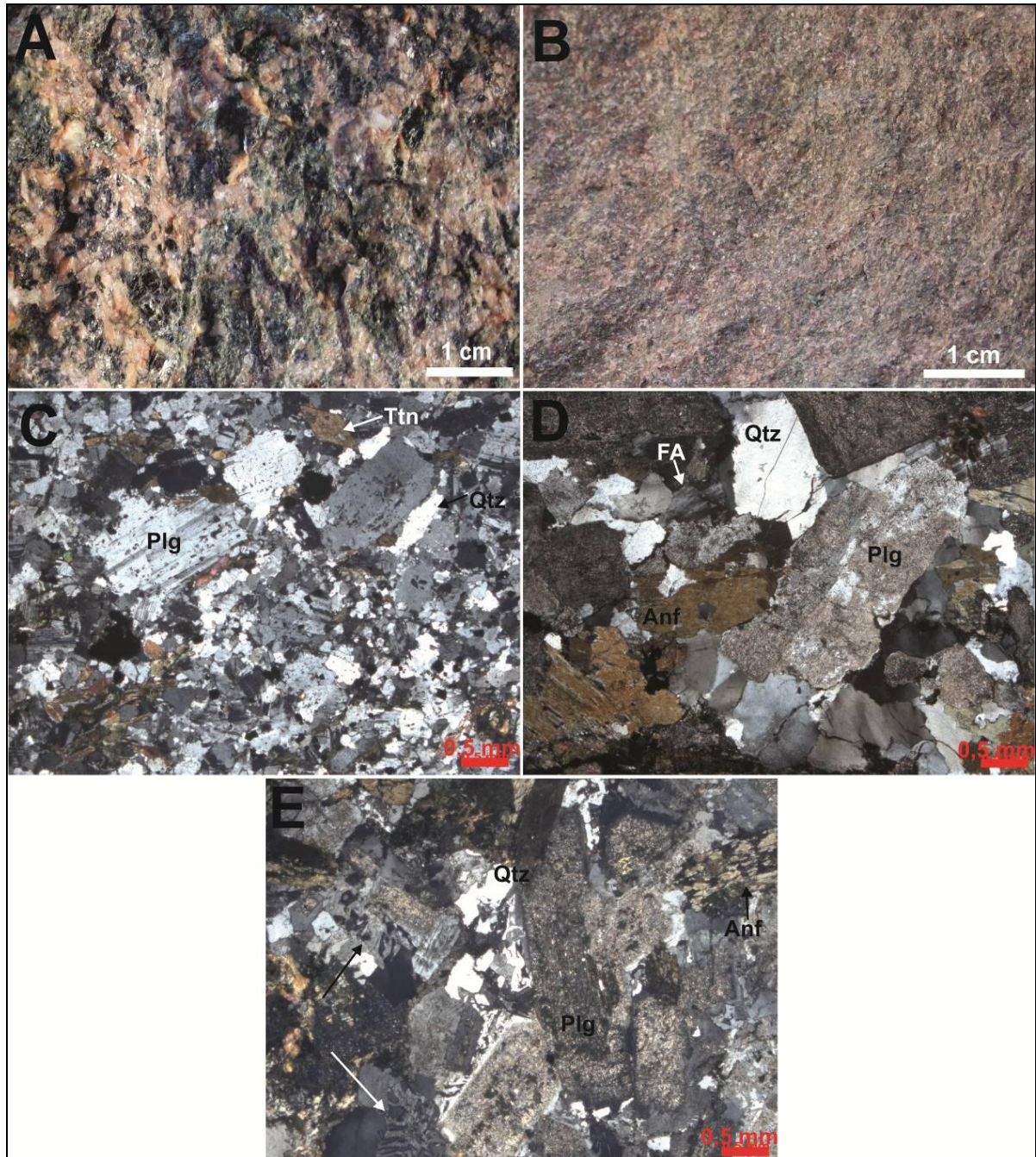
As seções longitudinais da apatita possuem hábito prismático e acicular, assim como divisibilidade basal; foi possível observar também a seção basal hexagonal. Ocorrem associadas à biotita.

A titanita ocorre como cristais anédricos a euédricos (Figura 8C) de cor incolor ou marrom que apresentam leve pleocroísmo. Encontram-se altamente fraturados. O hábito desse mineral é prismático e frequentemente ocorre associado ao anfibólio.

O zircão apresenta-se como prismas euédricos com contatos retos. Encontra-se muito fraturado. Alguns cristais apresentam zoneamento e seu tamanho é de 0,04 a 0,06. Ocorre como mineral associado à biotita e também como inclusão na mesma.

Os opacos possuem cristais anédricos com contatos irregulares e foram identificados como óxidos de Fe e Ti. Ocorrem disseminados pela rocha.

Figura 8 – Aspectos texturais e mineralógicos dos quartzo-monzodioritos: Visão macroscópica: (A) textura porfirítica com matriz de cristais médios; (B) textura porfirítica com matriz de cristais finos; microtexturas com nicois cruzados: (C) textura porfirítica com matriz granular hipidiomórfica, pode-se observar também a titanita euédrica; (D) textura granular hipidiomórfica com destaque para o plagioclásio com maclamento albita-carlsbad e a seção basal de anfibólio; (E) Alteração do plagioclásio para argilominerais, sericita e epidoto e do anfibólio para clorita; as setas indicam o intercrescimento granofírico de quartzo e feldspato alcalino. Legenda: Anf - Anfibólio; FA - Feldspato Alcalino; Plg - Plagioclásio; Qtz - Quartzo; Ttn - Titanita.



4.1.2.2 Leucoquartzo-monzonitos

Apresentam cor rosa e são rochas hololeucocráticas a leucocráticas que possuem granulação que varia de média a grossa. Encontram-se isotrópicos com enclaves máficos orientados segundo a direção NW-SE. Apresentam-se com textura inequigranular e porfíritica com matriz fanerítica. Nessas rochas predomina o plagioclásio em relação ao feldspato alcalino e o quartzo. Os minerais máficos apresentam cristais médios a finos (Figura 9A). Pertencem a esse litotipo as amostras: MV-56 e MV-58.

Microscopicamente as amostras apresentam uma textura porfíritica com matriz granular hipidiomórfica, podendo ocorrer também com textura granular hipidiomórfica (Figura 9B). Elas são compostas essencialmente por microclina (40-45%), plagioclásio (25-35%) e quartzo (~15%). Os minerais varietais são biotita (~8%) e anfibólio (0-7%). As fases acessórias são compostas por opacos, titanita, zircão e apatita, enquanto os minerais secundários são argilominerais, epidoto, sericita, clorita e biotita.

A microclina (Figura 9C) apresenta-se sob a forma de cristais anédricos a subédricos com maclamento albita-periclina, exibindo pertita em forma de filetes. Possui maclamento albita-periclina (Figura 9D) e altera-se fracamente para argilominerais.

Os cristais prismáticos de plagioclásio são subédricos a anédricos. Exibe zoneamento simples em certos casos e maclamento do tipo albita e albita-carlsbad. Trata-se de uma Andesina (An_{31}). As maclas possuem *kink bands* e altera-se leve a moderadamente para sericita e epidoto.

O quartzo (Figura 9C) exibe cristais anédricos de contatos irregulares com os outros minerais. Apresenta extinção ondulante fraca. Por vezes ocorre como cristais anédricos inclusos na microclina.

O anfibólio apresenta cristais prismáticos subédricos. Exibe pleocroísmo verde-verde amarronzado-marrom claro. O ângulo formado pelas direções de clivagem na seção basal é de 53°. Altera-se intensamente para biotita e provavelmente opacos (Figura 9E). Ocorre associado a outros minerais máficos.

A biotita possui hábito lamelar e cristais anédricos a subédricos. Apresenta pleocroísmo marrom-marrom claro. Altera-se de forma intensa para clorita e ocorre associada a outros minerais máficos.

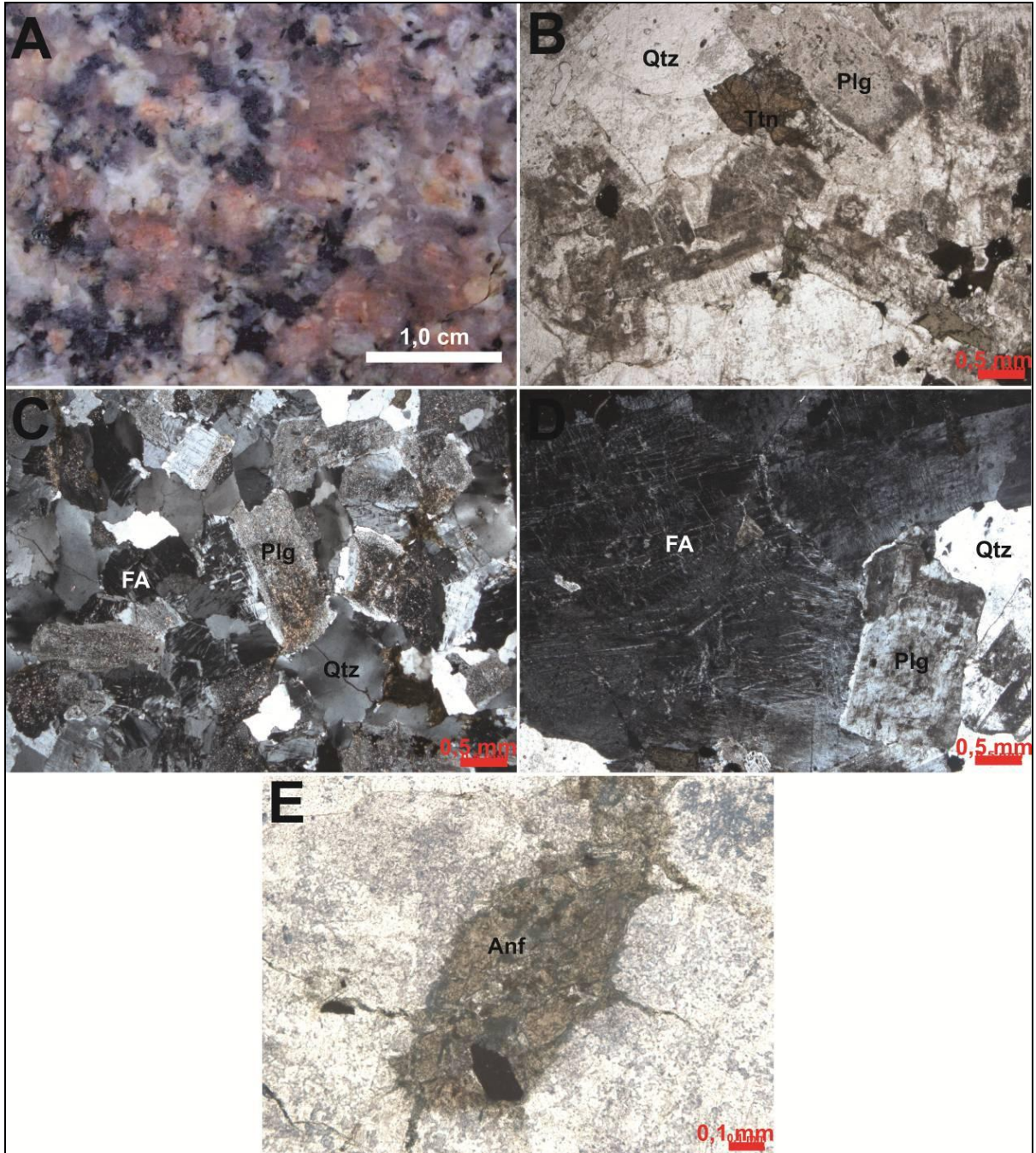
A apatita possui formato euédrico e hábito acicular e ocorre como inclusões na biotita.

A titanita ocorre como prismas euédricos a anédricos (Figura 9B). Possui pleocroísmo leve marrom–marrom claro. Exibe intenso fraturamento e ocorre associada à biotita e outros minerais máficos.

O zircão apresenta-se como prismas incolores euédricos com contatos retos. Seu fraturamento é intenso, sem zoneamento. O tamanho dos cristais varia de 0,03 a 0,2 mm e os cristais estão disseminados pela rocha e como inclusões na biotita.

Os opacos foram identificados como óxidos de Fe e Ti. Apresentam-se sob a forma de cristais anédricos com contatos irregulares e ocorrem associados aos minerais máficos e como inclusão na biotita e titanita.

Figura 9 - Aspecto da textura e mineralogia dos quartzo-monzonitos (A) Visão macroscópica da textura. Microtexturas com a luz natural: (B) textura granular hipidiomórfica com plagioclásio alterado moderadamente para argilominerais, sericita e epidoto; pode-se observar também a titanita anédrica. Microtexturas com nicóis cruzados: (C) Feldspato alcalino anédrico com pertita em forma de filetes e quartzo anédrico com extinção ondulante fraca; (D) pertita em forma de filetes presentes em feldspatos alcalinos; (E) Fenocristal de anfibólio alterando para clorita e com inclusão de mineral opaco (luz natural). Legenda: Anf - Anfibólio; FA - Feldspato Alcalino; Plg - Plagioclásio; Qtz - Quartzo; Ttn - Titanita.



4.1.2.3 Monzogranitos inequigranulares com biotita

Representados pelas amostras MV-61, MV-63, MV-64A, MV-67A, MV-69, MV-93A. Os monzogranitos são rochas leucocráticas a hololeucocráticas que possuem granulação grossa (Figura 10A) a média (Figura 10B) e cor cinza ou rosa. Apresentam textura inequigranular com algumas porções porfiríticas. Encontram-se isotrópicos. Plagioclásio, feldspato alcalino e quartzo são dominantes e ocorrem em proporções semelhantes.

São rochas de textura granulares alotriomórficos (Figura 10C) com subordinados termos porfiríticos (Figura 10D) e granulares hipidiomórficos. A assembléia mineralógica essencial consiste de microclina (20-45%), quartzo (20-40%) e plagioclásio (30-35%), enquanto os minerais varietais são a biotita (1-10%) e, por vezes, anfibólio (0-10%) e muscovita (0-2%). Os acessórios são representados por apatita, zircão, titanita, opacos e raramente fluorita, granada e turmalina; as fases de alteração são representadas por argilominerais, clorita, sericita e epidoto. Raramente apresentam veios quartzo-feldspáticos.

O quartzo ocorre em formas anédricas e raramente subédricas com contatos em sua maior parte irregulares. Possui extinção ondulante fraca (Figura 10C) e é encontrado também como inclusões anédricas no feldspato alcalino e plagioclásio. Por fim, pode ocorrer na forma de filetes ou gotículas no intercrescimento granofírico.

O plagioclásio exhibe cristais prismáticos subédricos a euédricos e está frequentemente zonado. No entanto, nas rochas em que foi possível determinar, a composição varia entre os termos Albita (An_{06}) a Andesina (An_{30}). Possui maclamento albita, albita-carlsbad e periclina e alteração fraca a intensa para sericita, argilo-minerais e epidoto. Em alguns casos apresenta *kink bands*. Pode ocorrer como cristais subédricos no quartzo.

O feldspato alcalino (Figura 10E) foi identificado como microclina. Tratam-se de cristais prismáticos subédricos a anédricos. Possuem maclamento albita-periclina e apresentam exsolução peritética nas formas de filete e retalhos. Altera-se de forma moderada a forte em argilominerais. Por vezes se encontra incluso no plagioclásio.

O anfibólio tem formas anédricas a subédricas com contatos em sua maior parte irregulares com os outros minerais. Seu pleocroísmo é marrom esverdeado-marrom-marrom pálido, e tem ângulo de extinção entre 25° e 30°. As clivagens da

seção basal formam um ângulo de 58° entre si (Figura 10F) e é provavelmente um anfibólio do tipo hornblenda.

A biotita (Figura 10G) exhibe cristais lamelares subédricos a anédricos. Possui pleocroísmo marrom avermelhado–marrom claro. Ocorre como grandes cristais associados a outros minerais máficos e com inclusões de apatita, zircão e opacos. Apresenta uma alteração moderada a forte para clorita.

A fluorita apresenta cor violeta característica, e cristais prismáticos anédricos. Encontra-se moderadamente fraturada. Ocorre junto à titanita e principalmente biotita.

A apatita possui formato euédrico e hábito prismático e acicular. Ocorre como inclusões na biotita.

A titanita ocorre como prismas subédricos. Exhibe cor de interferência anômala e encontra-se altamente fraturada. Apresenta inclusões de opacos. Possui um leve pleocroísmo marrom avermelhado–marrom. Ocorre associada com biotita, apatita e biotita.

O zircão apresenta-se como prismas euédricos com contatos retos. Encontra-se moderada a intensamente fraturado. Seus cristais são finos e podem apresentar zoneamento. Ocorre como inclusão na biotita e também disseminado pela rocha.

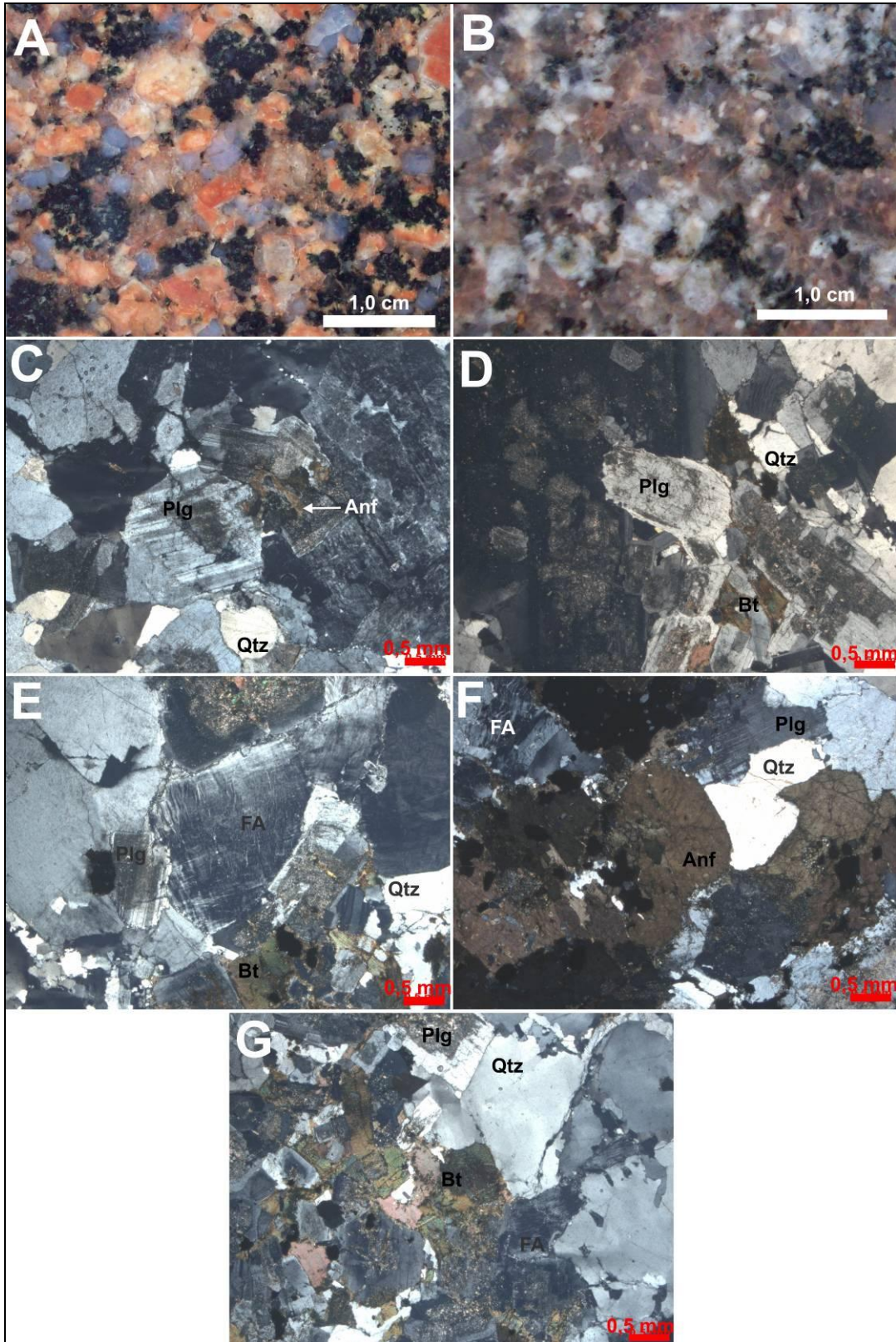
Os opacos são óxidos de Fe e Ti com cristais de forma anédrica e contatos irregulares. Ocorrem como inclusões no plagioclásio, titanita, biotita e anfibólio.

A granada, a muscovita e a turmalina são minerais que ocorrem somente em uma amostra (MV-64A) e mesmo nessa amostra são bastante raros. A muscovita apresenta cristais lamelares subédricos a anédricos. Provavelmente é produto de alteração de outro mineral. Pode ocorrer como inclusões subédricas no plagioclásio.

A turmalina exhibe prismas euédricos a subédricos, seus contatos são retos, raramente sendo irregular. Possui pleocroísmo invertido verde escuro–marrom claro e ocorre disseminada pela rocha.

Os cristais de granada são incolores e possuem formas euédricas e com menos frequência subédricas. Seus cristais são finos, encontram-se fracamente faturados e possuem inclusões de quartzo. Ocorrem disseminadas pela rocha.

Figura 10 - Aspectos texturais e mineralógicos dos monzogranitos. Aparência macroscópica: (A) textura granular grossa; (B) textura granular média. Microtexturas com nicóis cruzados: (C) textura granular alotriomórfica com plagioclásio anédrico fracamente alterado para argilominerais e quartzo anédrico com extinção ondulante fraca; (D) textura porfírica com matriz grossa; (E) destaque do feldspato alcalino com pertita em forma de filete; (F) seção basal prismática de anfibólio; (G) relação da biotita com os demais minerais. Legenda: Anf - Anfibólio; Bt - Biotita; FA - Feldspato Alcalino; Plg - Plagioclásio; Qtz - Quartzo.



4.1.3 Grupo Iri

Os litotipos aflorantes do Grupo Iri na região estudada são diques de microgranodiorito pórfiro, derrames de dacitos pórfiro, diques de andesitos pórfiro, derrames de quartzo-latito pórfiro e ignimbritos dacíticos.

4.1.3.1 Microgranodiorito

Representado pela amostra MV-64B, possui cor cinza e é uma rocha mesocrática porfirítica com fenocristais subédricos de plagioclásio e anfibólio e com matriz fanerítica composta por cristais finos de microclina e quartzo. Exibe orientação de anfibólios marcando o fluxo ígneo. Ocorre como um dique.

Microscopicamente trata-se de uma rocha porfirítica de matriz granular alotriomórfica (Figura 11A). Apresenta fluxo ígneo marcado pelos minerais máficos (?) da matriz, enquanto a maioria dos fenocristais não possui orientação nenhuma. Os fenocristais são representados por plagioclásio (Figura 11B), hornblenda e biotita. A composição mineralógica é representada essencialmente por 40% de plagioclásio, 25% de quartzo e 5% de microclina. Os minerais varietais são anfibólio (15%) e biotita (15%), enquanto os acessórios são apatita, titanita, zircão e opacos. Os minerais resultantes de alteração são epidoto, sericita, carbonato e argilominerais.

O plagioclásio possui cristais prismáticos subédricos com contatos principalmente retos com os outros minerais. Apresenta zoneamento simples e maclamento do tipo albita, albita-carlsbad e carlsbad. Altera-se moderadamente para sericita, carbonato e argilominerais, dessa forma não foi possível determinar a sua composição.

O quartzo exibe faces cristalinas anédricas e seus contatos são irregulares. Apresenta extinção ondulante fraca.

A microclina apresenta cristais anédricos a subédricos com contatos principalmente irregulares e exibe maclamento do tipo albita-periclina. Altera-se levemente para argilominerais e ocorre somente na matriz.

A biotita possui cristais subédricos raramente anédricos. Seus contatos são predominantemente retos. Apresenta pleocroísmo marrom esverdeado a marrom claro. Ocorre como fenocristais com hábito lamelares associados a anfibólio e outros cristais de biotita e na matriz sua granulação é muito fina ocorrendo disseminado. Possui inclusões de apatita e zircão.

Os cristais de anfibólio são prismáticos subédricos com contatos em sua maior parte retos. Apresentam pleocroísmo verde–marrom esverdeado–marrom claro com ângulo de extinção é 31° . Ocorrem disseminados na matriz, já como fenocristais, ocorrem associados à biotita (Figura 11B). Provavelmente trata-se de uma hornblenda.

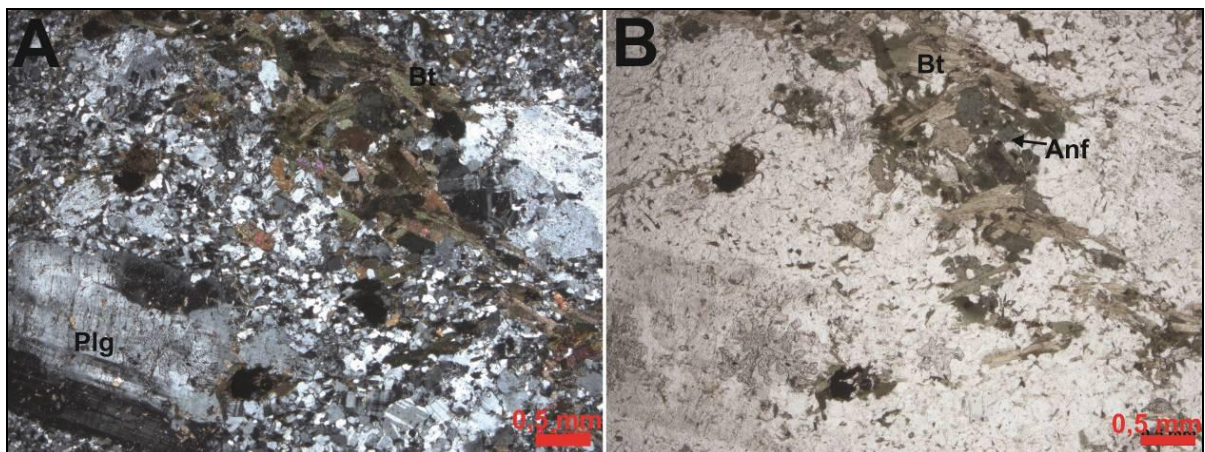
A apatita possui formato euédrico e hábito prismático e acicular na seção longitudinal, exibindo divisibilidade basal nessa seção. Ocorre como inclusões na biotita.

A titanita ocorre como prismas subédricos. Exibe cor de interferência anômala e encontra-se altamente fraturada. Possui um leve pleocroísmo marrom avermelhado a marrom. Ocorre associado à biotita e ao anfibólio e possui inclusões de opacos.

O zircão apresenta-se como prismas incolores e euédricos com contatos retos. Encontra-se muito fraturado. O tamanho dos cristais é $> 0,1$ mm. Não apresenta zoneamento. Sua ocorrência é como inclusões na biotita.

Os cristais de opacos são anédricos com contatos irregulares e foram identificados como óxidos de Fe e Ti. Ocorrem como inclusões na biotita e também associadas às mesmas.

Figura 11 – Aspecto texturais e mineralógicos dos microgranodioritos: (A) fenocristal de plagioclásio e matriz granular alotriomórfica quartzo-feldspática (nicóis cruzados); (B) aparência geral da rocha na luz natural, na qual se observa a relação entre anfibólio e biotita. Legenda: Anf - Anfibólio; Bt - Biotita; Plg - Plagioclásio.



4.1.3.2 Dacitos porfiríticos

Pertencem a esse litotipo as amostras: MV-60A, MV-60B, MV-66, MV-68 e MV-70. Rocha porfirítica de matriz afanítica de coloração cinza e, em algumas ocasiões, rosa, ocorrendo como derrames e diques. Segundo seu índice de cor, trata-se de uma rocha leucocrática. Os fenocristais apresentam granulação que varia entre fina e média e são compostos por plagioclásio e por vezes minerais máficos (provavelmente anfibólio). Apresenta-se geralmente isotrópico (Figura 12A), mas é possível encontrar fluxo ígneo marcado pelo alinhamento dos fenocristais em algumas exposições (Figura 12B).

Microscopicamente trata-se de uma rocha porfirítica com a matriz afanítica quartzo-feldspática (Figura 12C) apresentando fluxo ígneo marcado pelo alinhamento dos fenocristais (Figura 12D) e que pode apresentar vênulos félsicos (da mesma composição da matriz) ou máficos (epidoto e anfibólio) (Figura 12E). A proporção de fenocristais varia de 20 a 30%, sendo composta de plagioclásio (50-60%) e quartzo (~15%). Os minerais varietais são representados por anfibólio (10-25%) e biotita (8-10%). Os minerais acessórios são os opacos. A fase secundária é representada por argilominerais, clorita, epidoto e sericita.

O plagioclásio exibe cristais prismáticos subédricos a anédricos com contatos frequentemente retos com os outros minerais. Possui maclamento albita, carlsbad e albita-carlsbad. Trata-se de uma Andesina (An_{35}). A alteração desses minerais varia de moderada a intensa, sendo os produtos de alteração sericita, epidoto e argilominerais (Figura 12F). Altera-se para epidoto com frequência no contato com o anfibólio. Quando ocorre nos veios, os prismas são subédricos com contatos retos em sua maior parte. Praticamente só ocorre como fenocristais (Figura 12G).

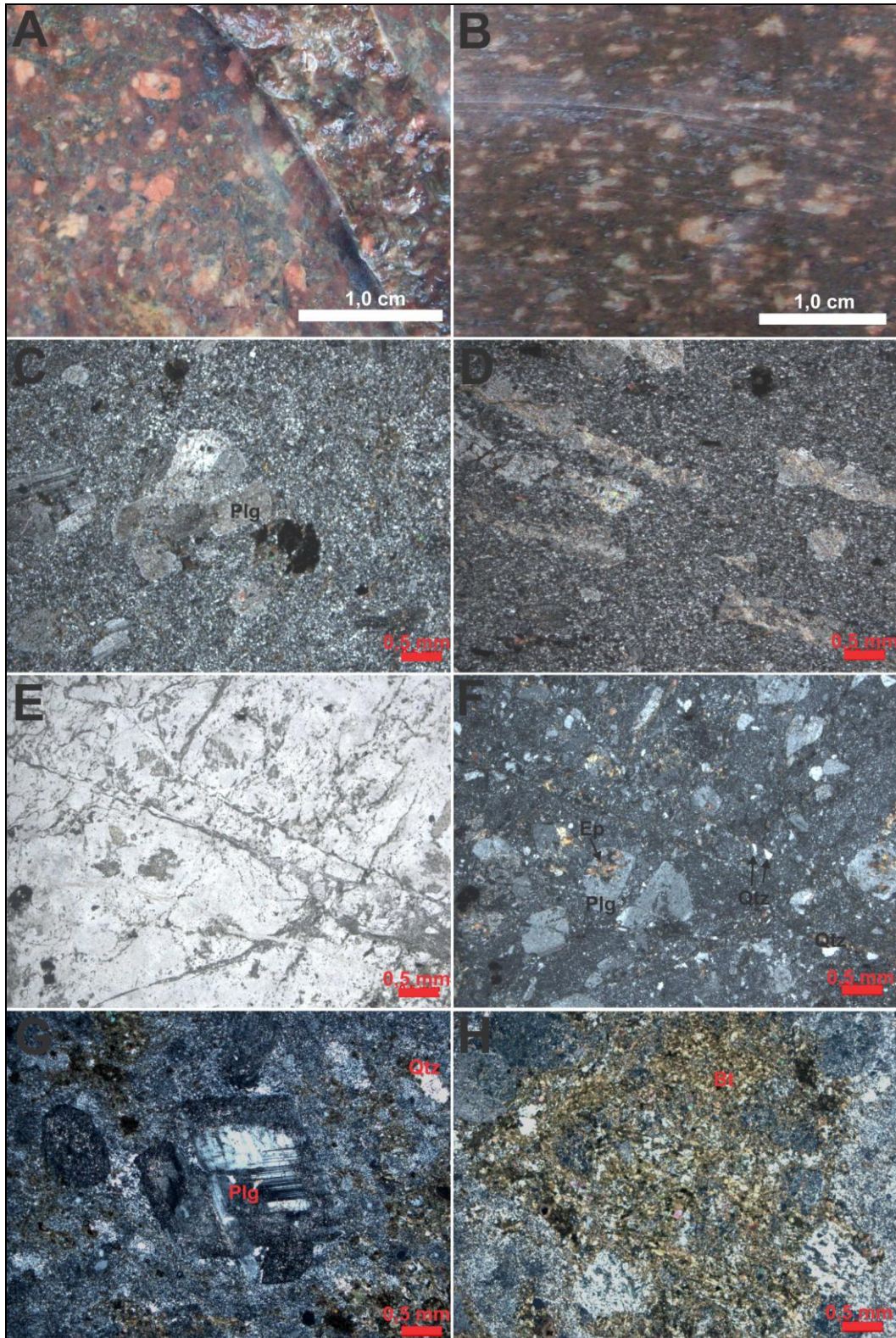
Os cristais de quartzo são anédricos com contatos irregulares. Possui extinção ondulante fraca e ocorre como microfenocristais (Figura 12G) e também disseminados na matriz.

O anfibólio tem cristais anédricos de contatos irregulares com todos os minerais. Ocorre como agregados de pequenos cristais cujo contorno se assemelha a de um cristal maior. Apresenta pleocroísmo verde-marrom esverdeado-marrom claro. Ocorre ao redor dos fenocristais de plagioclásio delimitando as bordas do mesmo.

A biotita possui cristais anédricos de contatos irregulares com os outros minerais. Apresenta pleocroísmo marrom-marrom claro e altera-se fortemente para clorita. Ocorre como palhetas intergranulares disseminadas pela rocha. Quando ocorre como fenocristal, possui inclusões de opacos e associada aos minerais máficos. Por vezes ocorre como agregado de cristais finos de biotita (Figura 12H).

Os opacos são minerais de óxidos de Fe e Ti. Apresentam cristais anédricos com contatos irregulares, alguns desses são possivelmente produtos de alteração da biotita e do anfibólio. Ocorrem como fenocristais e juntamente com o quartzo, biotita e anfibólio marcam a direção do fluxo.

Figura 12 –Aspectos texturais e mineralógicos dos dacitos. Aparência macroscópica: (A) textura porfirítica isotrópica; (B) fluxo ígneo marcado pela orientação dos fenocristais. Microtexturas com nicóis cruzados: (C) Relação dos fenocristais de plagioclásio com matriz afanítica quartzo-feldspática; (D) Fluxo ígneo sendo indicado pela orientação dos fenocristais e da matriz; (E) Vênulas de minerais máficos (epidoto e anfibólio) à luz natural; (F) Fenocristal de plagioclásio alterando para epidoto; pequenos fenocristais de quartzo estão sendo indicados pela seta; (G) Fenocristais de plagioclásio com maclas ainda visíveis e fenocristais anédricos de quartzo; (H) Agregado de cristais de biotita. Legenda: Bt - Biotita; Ep - Epidoto; FA - Feldspato Alcalino; Plg - Plagioclásio; Qtz – Quartzo.



4.1.3.3 Andesitos porfiríticos

Pertencem a esse litotipo as amostras: MV-60C, MV-67B, MV-74C. Os Andesitos apresentam cor cinza escuro e são rochas leucocráticas a mesocráticas porfiríticas de matriz afanítica (Figura 13A). Os fenocristais possuem granulação fina e são compostos por anfibólio e plagioclásio. Apresentam-se isotrópica e ocorrem como diques.

Microscopicamente trata-se de uma rocha porfirítica de matriz afanítica cortada esparsamente por vênulas de quartzo (Figura 13B e 13C). A proporção de fenocristais varia de 15 a 20% e a composição destes são plagioclásio (36-60%), anfibólio (20-50%) e biotita (0-7%). As porcentagens apresentadas foram recalculadas considerando a porcentagem de fenocristais como 100%. O quartzo é encontrado somente na matriz. Os minerais acessórios são opacos e apatita, enquanto as fases secundárias são representadas por carbonato, argilominerais, sericita e epidoto.

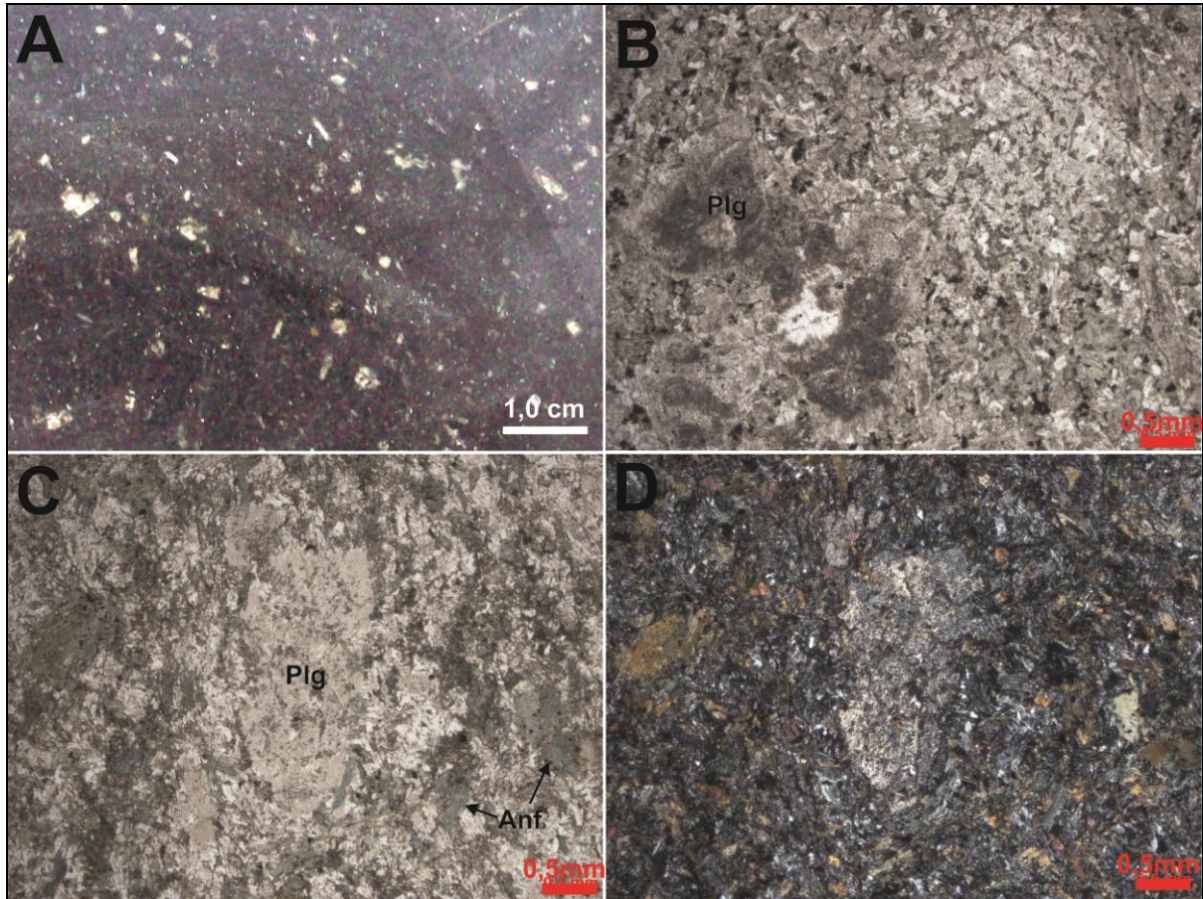
Os cristais prismáticos de plagioclásio são geralmente subédricos, no entanto, podem ser encontrados cristais anédricos. Possuem maclamento albita e carlsbad. Trata-se de um Oligoclásio (An_{27}) e altera-se de forma moderada a intensa em sericita, epidoto e argilominerais (Figura 13B) e, em certos casos, carbonatos.

O quartzo exhibe cristais anédricos de contatos irregulares com os outros minerais. Apresenta extinção ondulante fraca. Ocorre na matriz e seus cristais são raros.

O anfibólio (Figura 13D) apresenta cristais prismáticos subédricos a anédricos com contatos em sua maior parte retos, podendo também se dispor em agregados fibrosos. Possuem as bordas aparentemente corroídas. Exibem pleocroísmo verde azulado-verde-marrom claro e altera-se fracamente para epidoto. Provavelmente trata-se de uma actinolita.

A biotita possui hábito lamelar e, geralmente, cristais anédricos, sendo os cristais subédricos bastante raros. Apresenta pleocroísmo marrom esverdeado-marrom claro. Altera-se de forma moderada para clorita. Sua forma de ocorrência é como pequenas lamelas intergranulares disseminadas pela rocha. Possui inclusões de apatita e opacos.

Figura 13 – Aspectos texturais e mineralógicos dos andesitos. Aparência macroscópica: (A) textura porfirítica com matriz afanítica. Microtexturas à luz natural: (B) textura porfirítica com matriz quartzo-feldspática contendo anfibólio; (C) fenocristais de plagioclásio e de anfibólio subédrico; (D) Fenocristal de plagioclásio intensamente alterado para argilominerais e sericita; o anfibólio é bastante frequente na rocha, ocorrendo tanto na matriz como nos fenocristais.



4.1.3.4 Quartzo-latito porfirítico com biotita

Ocorre com um derrame e apresenta cor rosa, sendo uma rocha hololeucocrática porfirítica de matriz afanítica. Sua composição é representada por plagioclásio, quartzo, feldspato e biotita e os fenocristais possuem granulação média a grossa. Apresenta-se isotrópica (Figura 14A). Representado pela amostra MV-75.

Microscopicamente é uma rocha porfirítica com a matriz afanítica composta de quartzo e feldspato fortemente alterado para argilominerais. Estão presentes veios com textura esferulítica. Os fenocristais (Figura 14B) compõem 30% da rocha e são representados por plagioclásio (50%), ortoclásio (33%), quartzo (10%) e biotita (7%). As porcentagens apresentadas foram recalculadas considerando a porcentagem de fenocristais como 100%. A fase acessória é composta por opacos. As fases secundárias são representadas por sericita, clorita e argilominerais.

O plagioclásio tem formas subédricas a euédricas com contatos retos. Apresenta maclamento albita e encontra-se fortemente alterado para sericita e argilominerais. Não foi possível determinar a composição devido à alteração.

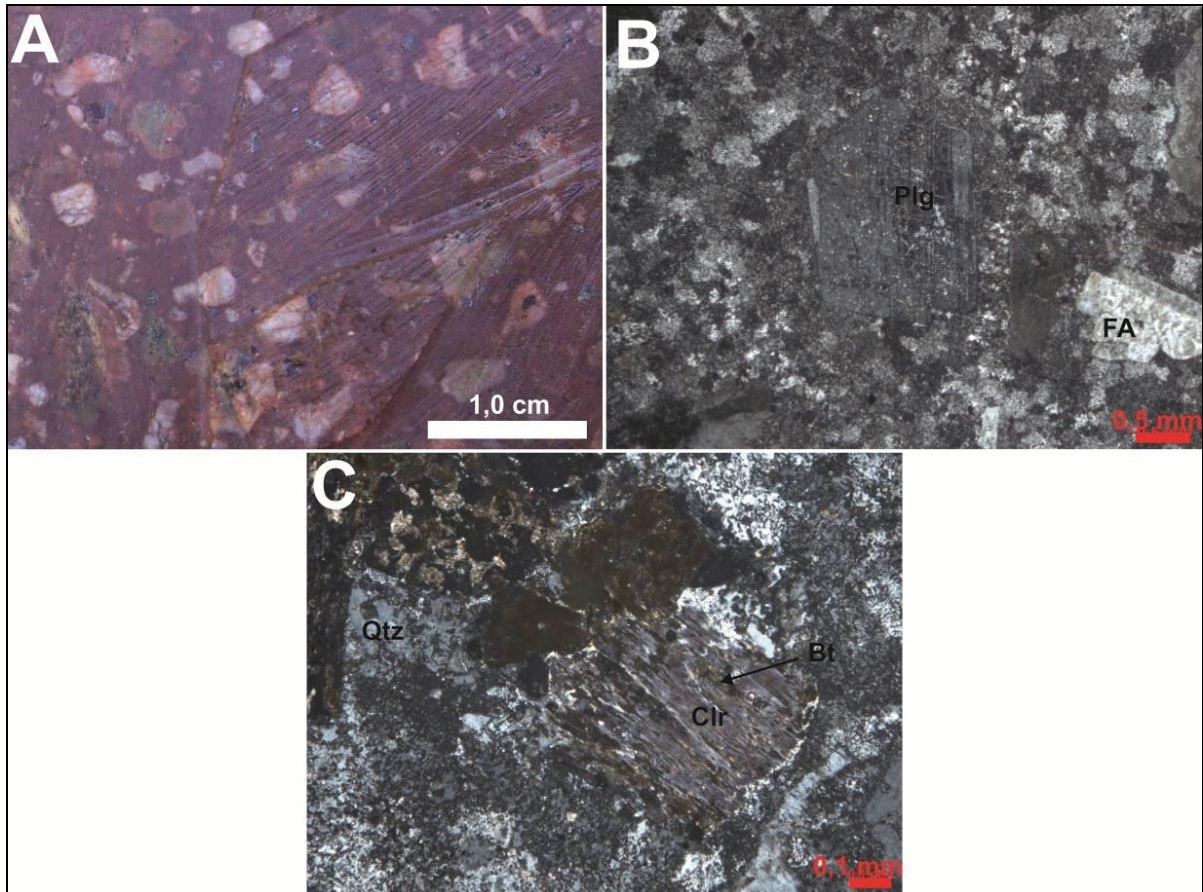
O ortoclásio exibe cristais subédricos a anédricos com contatos retos em sua maioria. Apresenta maclamento carlsbad e altera-se fortemente para argilominerais.

O quartzo possui formas anédricas a subédricas com contatos irregulares. Não apresenta extinção ondulante.

A biotita tem formas subédricas a anédricas com contatos retos predominantes e ocorre como cristais tabulares disseminados pela rocha. Exibe pleocroísmo marrom esverdeado–marrom claro. Encontra-se fortemente alterada para clorita (Figura 14C). Pode ocorrer como inclusões no plagioclásio.

Os cristais de opacos possuem formas anédricas com contatos irregulares. Ocorrem associadas à biotita e como inclusões na mesma e no plagioclásio. São compostos por óxidos de Fe e Ti.

Figura 14 - Aspecto textural e mineralógico do quartzo-latito: (A) aparência macroscópica da textura porfirítica. Microtexturas com nicóis cruzados: (B) textura porfirítica com matriz afanítica; os fenocristais de plagioclásio e feldspato alcalino encontram-se indicados; (C) cristal de biotita alterado fortemente para clorita. Legenda: Bt - Biotita; Clr - Clorita; FA - Feldspato alcalino; Plg - Plagioclásio; Qtz - Quartzo.



4.1.3.5 Ignimbrito dacítico

Rocha brechóide composta por clastos médios com matriz vítrea a desvitrificada de coloração acastanhada. Os clastos possuem tamanhos médios a finos e são representados por quartzo e plagioclásio. Macroscopicamente apresenta-se isotrópica (Figura 15A). Representado pela amostra MV-62.

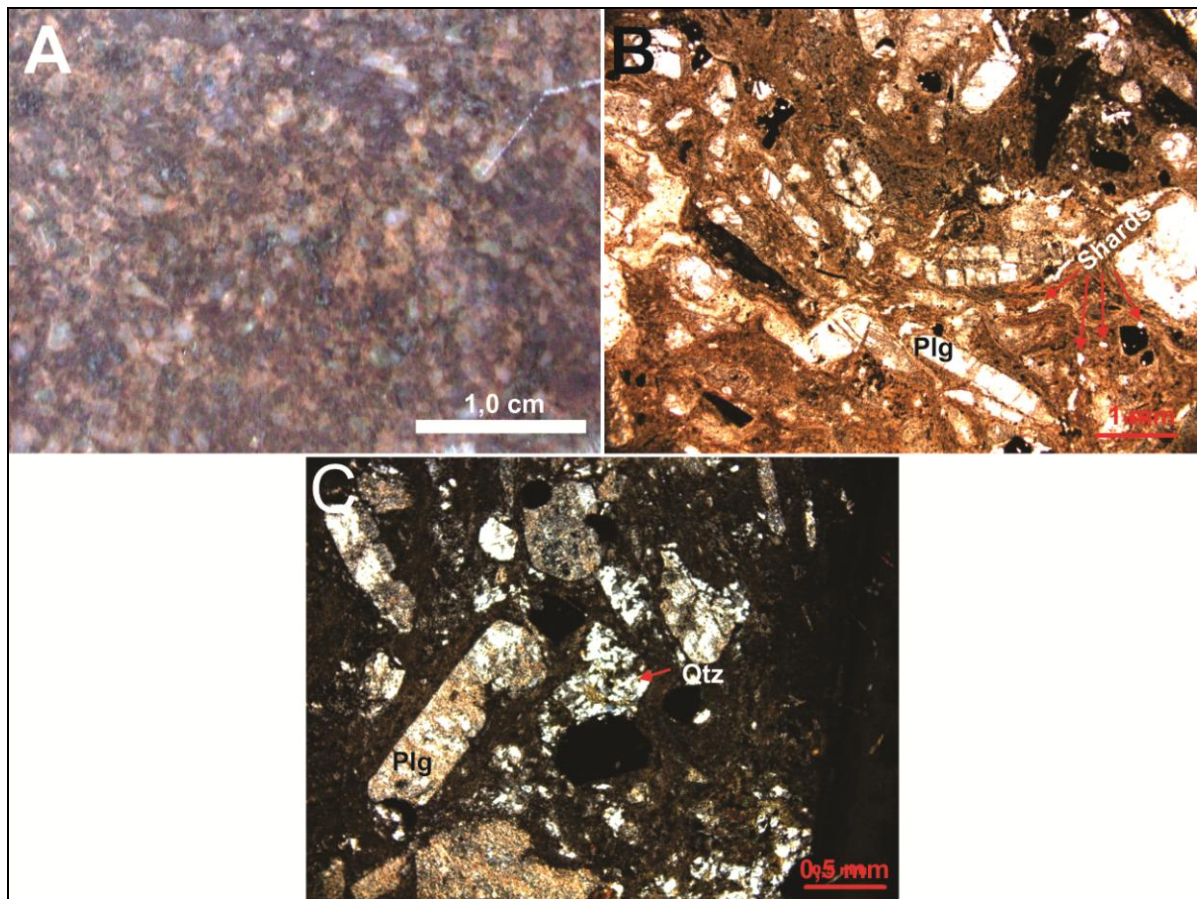
Microscopicamente caracteriza-se como uma rocha piroclástica de matriz criptocristalina apresentando fluxo ígneo. Os clastos compõem cerca de 35% da rocha sendo representados por cristais fragmentados de quartzo, plagioclásio e opacos. O contato entre os clastos é muito raro e quando o mesmo ocorre tende a ser pontual. A matriz é composta por uma massa criptocristalina com estrutura de fluxo de quartzo, sericita, feldspato alcalino e vidro desvitrificado (Figura 15B). Pode-se encontrar na matriz *shards* (Figura 15B) que bordejam e contornam os clastos.

Os clastos de plagioclásio possuem formas subangulosas e encontram-se fragmentados. Apresentam maclamento tipo albita e alteram-se fortemente para sericita e argilominerais.

O quartzo apresenta-se com formas arredondadas e subangulosas com cristais fragmentados. Ocorre também na forma de grãos policristalinos arredondados com contatos irregulares (Figura 15C).

Os opacos são óxidos (provavelmente de Fe e Ti) que apresentam cristais fragmentados subangulosos.

Figura 15 – Aspecto textural e mineralógico do ignimbrito. (A) aparência macroscópica da rocha. Microtexturas com nicóis cruzados: (B) clastos de plagioclásio subanguloso fragmentado; pode-se observar também grãos policristalinos arredondados de quartzo; (C) as setas destacam os *shards* de vidro presentes na matriz; a qual evidencia o fluxo ígneo. Legenda: Plg - Plagioclásio; Qtz - Quartzo.

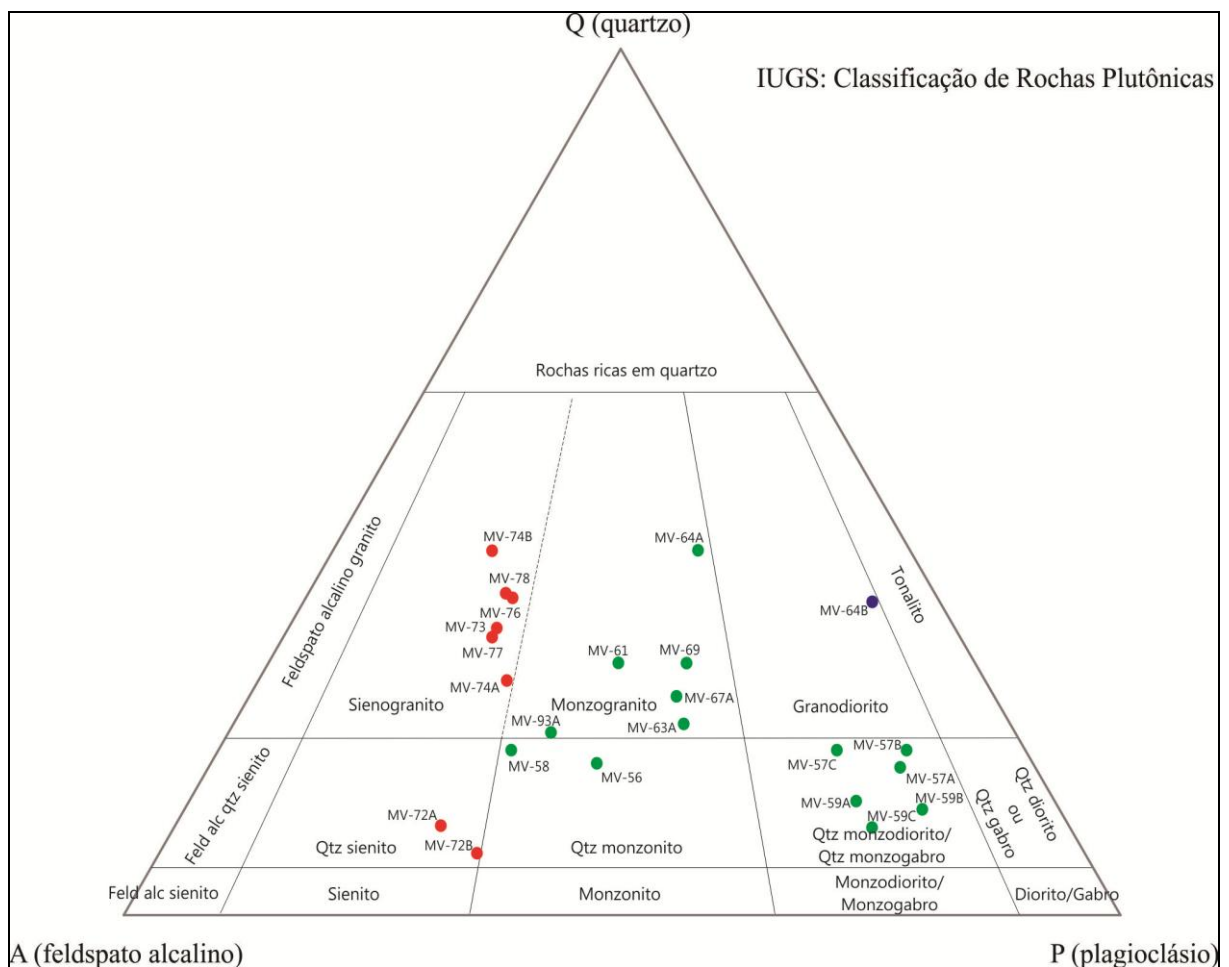


4.1.4 Estimativa Modal e Classificação

A classificação das rochas foi feita a partir da estimativa visual da proporção mineralógica das lâminas delgadas das 33 amostras representativas das rochas da área de estudo. Estas foram classificadas anteriormente por Vasquez et al. (2008b) e neste trabalho como pertencentes ao Grupo Iriri, Granitos Tipo I Indiferenciados e Granitos Tipo A Indiferenciados, do Domínio Iriri-Xingu.

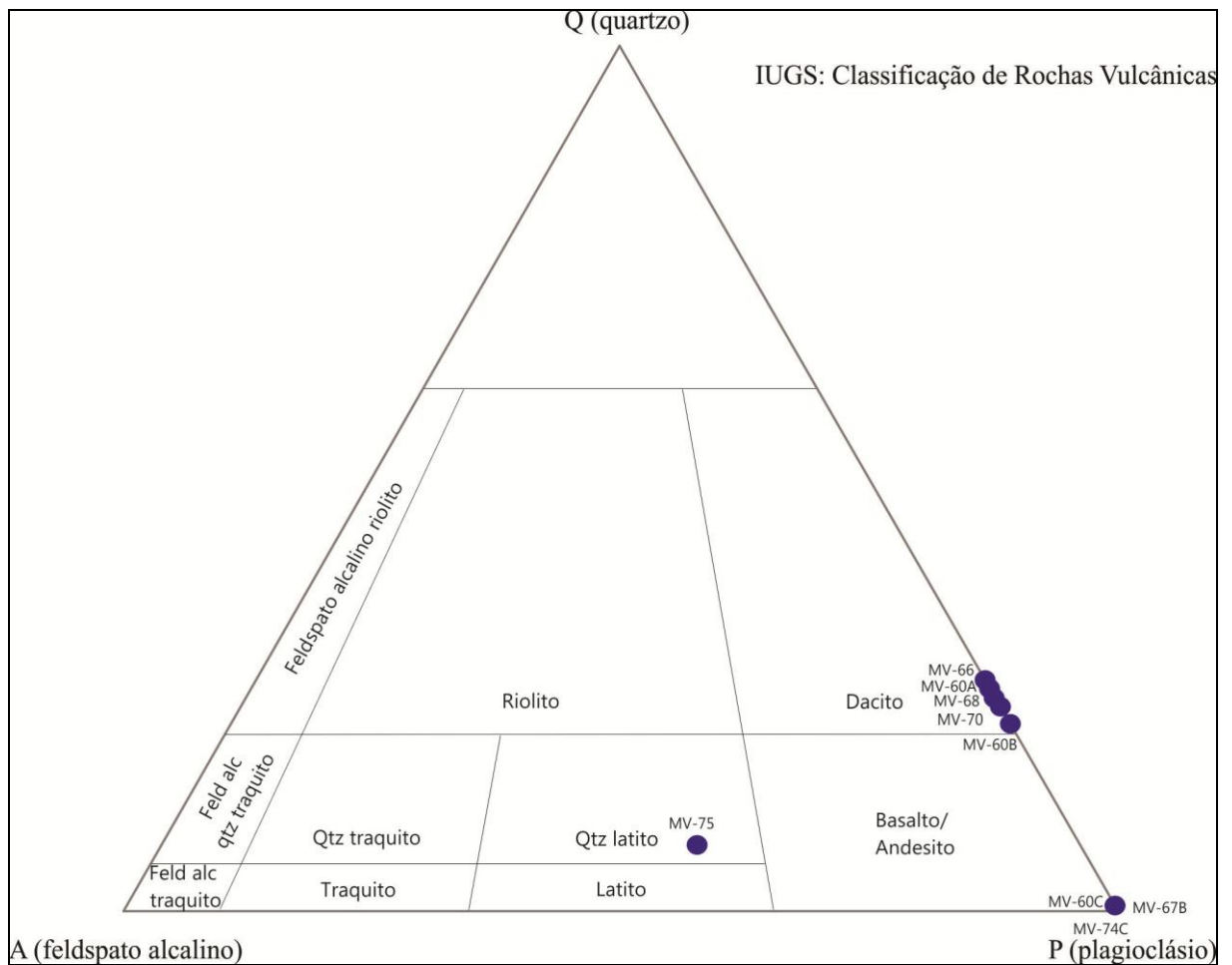
As estimativas encontradas foram então plotadas nos diagrama QAPF para rochas plutônicas (Streckeisen 1976) (Figura 16) e vulcânicas (Streckeisen 1978) (Figura 17) como pode ser visto abaixo. Para as rochas vulcânicas a estimativa visual foi realizada através dos fenocristais.

Figura 16 - Diagrama QAP de classificação para as rochas plutônicas da área de estudo. Os círculos vermelhos representam as rochas pertencentes aos Granitos Tipo A Indiferenciados, enquanto os pontos verdes indicam as rochas dos Granitos Tipo I Indiferenciados. O único círculo azul representa o microgranodiorito.



Fonte: (STRECKEISEN, 1976)

Figura 17 - Diagrama QAP de classificação para as rochas vulcânicas da área de estudo. Os pontos azuis representam as amostras oriundas do Grupo Iriri.

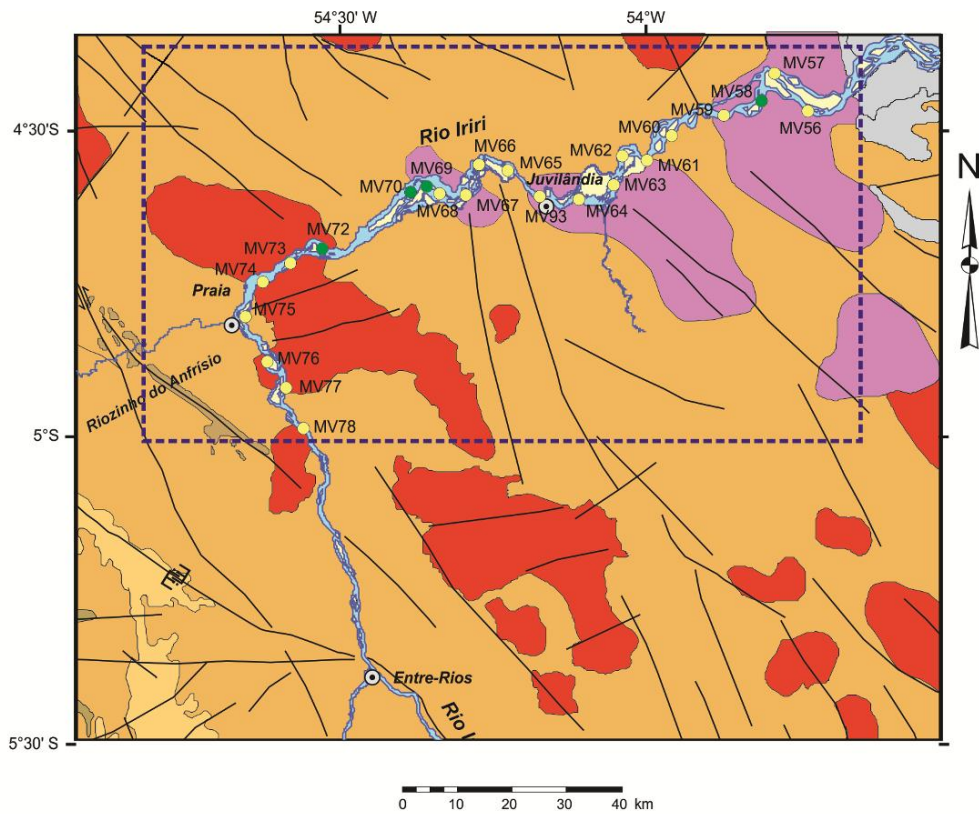


Fonte: (Streckeisen, 1978)

4.2 NOVA PROPOSTA DE MAPA GEOLÓGICO

A partir do uso do aerograma e dos estudos de campo e petrografia foi possível delimitar novos limites para as unidades graníticas e, para os Granitos Tipo I, novos corpos plutônicos. Dessa forma, os Granitos Tipo I ocorrem como plútons localizados na região central e nordeste da área de estudo e passaram a ocupar cerca de 15% dessa área em relação ao mapa apresentado por Vasquez et al. (2008c). Ainda segundo essa nova interpretação os Granitos Tipo A aumentaram ligeiramente sua área de ocorrência. As rochas do Grupo Iriri permanecem como a unidade de maior expressividade na área (Figura 18).

Figura 18 – Nova proposta de mapa geológico para a área de estudo. As amostras em verde foram escolhidas para análises geocronológicas e de geologia isotópica Sm-Nd.



- Formação Triunfo - quartzo arenitos, arcóseos, silitos, conglomerados polimíticos com seixos de rochas vulcânicas e quartz
- Granitos Tipo A - sieno e monzogranitos, alaskitos, granófiros e pórfiros, correlatos à Suite Intrusiva Maloquirinha ou ao Granito Porquinho
- Grupo Iriri - ignimbritos, tufos a cristal e cinza e brechas vulcânicas com derrames vulcânicos intercalados
- Grupo Iriri - derrames de riolitos a dacitos, subordinados andesitos e traquitos, com subordinados tufos e brechas vulcânicas
- Granitos Tipo I - monzogranitos com subordinados granodioritos, tonalitos e quartzo-monzonitos, correlatos à Suite Intrusiva Parauari
- Rochas de embasamento - granitóides com deformação dúctil, orto e paragneisses e rochas supracrustais.

- Falhas / zona de cisalhamento
- Localidade
- Ponto geológico de amostragem

Fonte: Modificado de Vasquez et al. (2008c)

4.3 GEOCRONOLOGIA

4.3.1 Quartzo-monzonito (MV-58) Granitos Tipo I Indiferenciados

Rocha leucocrática de cor rosa de granulação grossa e isotrópica. Apresenta textura porfírica com matriz fanerítica. Predomina o plagioclásio em relação ao feldspato alcalino e o quartzo é subordinado. Os minerais máficos apresentam cristais médios a finos.

Microscopicamente a matriz é granular hipidiomórfica. O plagioclásio é uma Andesina (An_{31}) com maclamento albita e albita-carlsbad. O ortoclásio possui pertitas em forma de filetes. O quartzo é anédrico com extinção ondulante fraca. Apresenta como minerais máficos anfibólio e biotita que ocorrem associados. O anfibólio encontra-se intensamente alterado para biotita. Os minerais acessórios são zircão, apatita, titanita e óxidos de Fe e Ti.

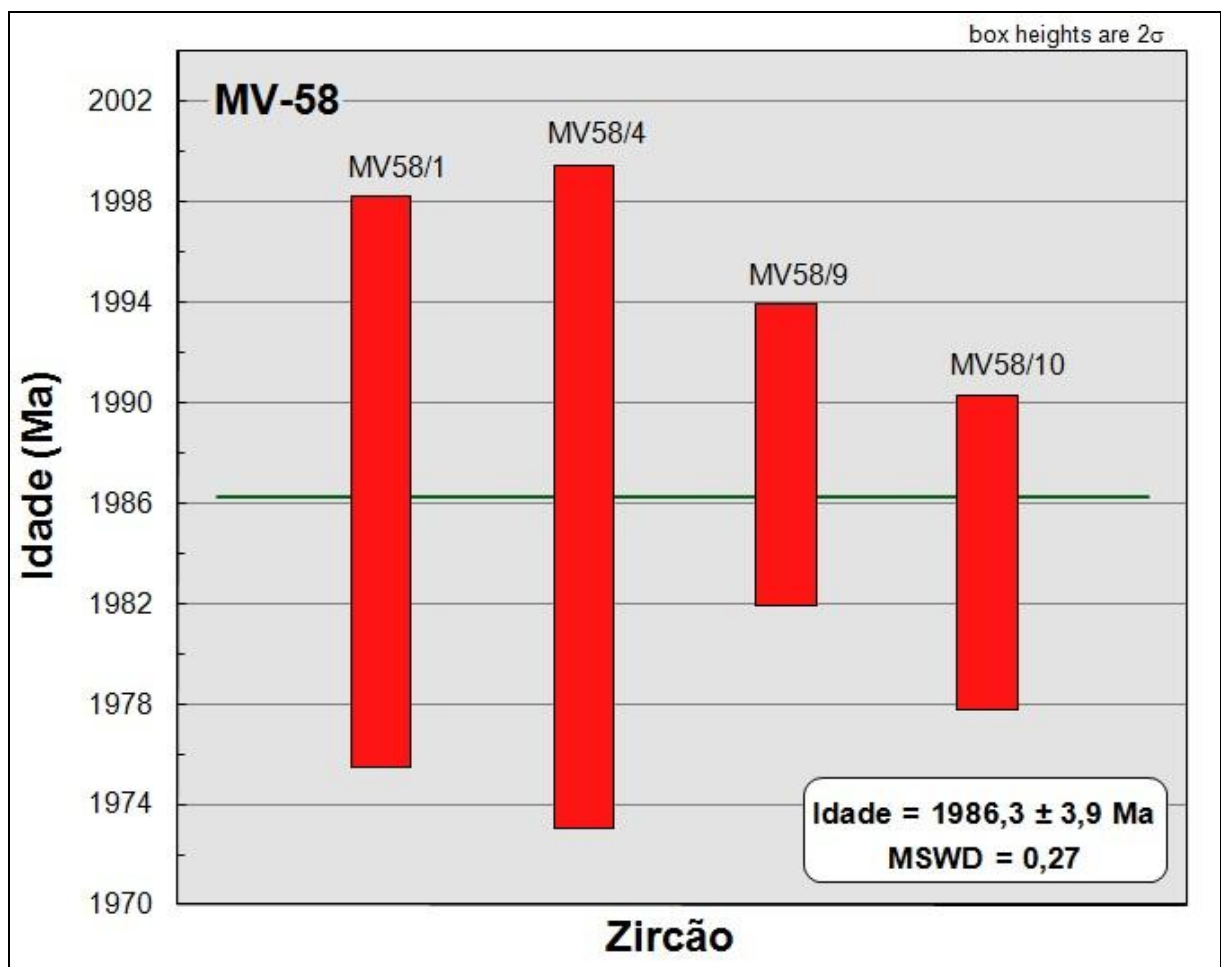
Os cristais de zircão (Figura 19) possuem cor amarela predominantemente com cristais incolores subordinados. Exibem formas subedrais compondo uma população relativamente heterogênea. Apresentam-se ainda curtos por vezes alongados, com prismas bem desenvolvidos e pirâmides geralmente desgastadas. A maior parte encontra-se pouco fraturada, e podem ser identificados ainda inclusões e sinais de metamictização em diferentes cristais, além de alguns deles encontrarem-se quebrados. A maior parte dos cristais é transparente com alguns poucos translúcidos. Para as análises isotópicas, inicialmente os filamentos foram preenchidos somente com um cristal, mas esse número aumentou para dois e mais tarde para três devido ao baixo sinal de Pb no espectrômetro.

No total, foram realizadas análises isotópicas em 17 conjuntos de cristais de zircão (Tabela 1), tendo sido possível calcular idades em onze análises. As demais indicaram baixo teor de Pb ou alguma condição intrínseca do cristal que não permitiu a ionização adequada do Pb, entre outros fatores. De forma geral, o sinal de Pb só foi suficiente para a realização de um ou dois blocos de análise. Foram acrescentados mais cristais por filamento, na tentativa de aumentar o sinal do chumbo, no entanto, tal medida não surtiu efeito.

Tabela 1 - Resultados isotópicos da amostra MV-58 obtidos por evaporação de Pb em zircão. A amostra trata-se de um quartzo-monzonito pertencente ao litotipo Granitos Indiferenciados tipo I. As idades apresentadas estão expressas em Ma. Legenda: (c) - razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ corrigidas do Pb comum; (*) - etapa de evaporação eliminada subjetivamente; (#) - etapa de evaporação eliminada por apresentar razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ superior a 0,0004.

Zircão	Temp.	Razões	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$(^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	2σ	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	2σ	Idade	2σ
MV58/1	1500	6/6	0,000173	0,000054	0,23143	0,00205	0,12207	0,00078	1986,9	11,4
MV58/2	*1500	0/6	0,000000	0,000000	0,22380	0,00206	0,12487	0,00133	2027,2	18,8
MV58/3	*1550	0/8	0,001215	0,001034	0,15633	0,03512	0,10025	0,01454	1629,0	269,5
MV58/4	1500	6/6	0,000038	0,000046	0,25647	0,00257	0,12202	0,00091	1986,3	13,2
MV58/6	#1450	0/40	0,001830	0,000758	0,19791	0,00326	0,18691	0,00150	2715,6	13,2
	#1500	0/6	0,000477	0,000116	0,23099	0,00398	0,11903	0,00161	1942,1	24,1
MV58/9	1500	8/8	0,000050	0,000014	0,23170	0,00175	0,12214	0,00041	1988,0	6,0
MV58/10	1500	4/4	0,000104	0,000008	0,27748	0,00493	0,12187	0,00043	1984,1	6,3
MV58/12	*1450	0/14	0,001053	0,000071	0,36095	0,00191	0,11218	0,00084	1835,3	13,5
MV58/15	*1450	0/38	0,000664	0,000048	0,22965	0,00491	0,11726	0,00079	1915,1	12,1
MV58/16	*1500	0/8	0,000093	0,000014	0,18352	0,00232	0,12542	0,00064	2035,0	9,0
MV58/17	*1450	0/34	0,000939	0,000038	0,27364	0,00175	0,11843	0,00040	1932,9	6,1
			24/178					Idade Média = 1986,3		3,9

Figura 20 - Gráfico exibindo a idade média obtida pelo método de evaporação de Pb em cristais de zircão da amostra MV-58.



4.3.2 Monzogranito (MV-69) Granito Tipo I Indiferenciados

Rocha leucocrática de cor cinza que apresenta granulação grossa, isotrópica com textura porfirítica e matriz fanerítica. O plagioclásio, o feldspato alcalino e o quartzo ocorrem em proporções semelhantes. Os minerais máficos possuem cristais médios.

Microscopicamente a matriz é granular. O plagioclásio apresenta-se subédrico com maclamento albita e albita-carlsbad. O quartzo encontra-se anédrico e com extinção ondulante fraca. A microclina encontra-se subédrico a anédrico e exibe maclamento albita-periclina.

A biotita e o anfibólio (provavelmente hornblenda) ocorrem associados, a hornblenda encontra-se alterada moderadamente para biotita. Os minerais acessórios são zircão, apatita, fluorita e óxidos de Fe e Ti.

Os cristais de zircão (Figura 21) possuem cor rosa e apresentam formas subedrais compondo uma população relativamente homogênea. Encontram-se alongados com prismas bem desenvolvidos e pirâmides geralmente desgastadas. A maioria dos cristais encontra-se muito fraturada com alguns cristais contendo inclusões e outros ainda encontram-se quebrados. A maior parte dos cristais é transparente. Para a análise isotópica, nessa amostra, foi depositado somente um cristal em cada filamento.

Foram analisados isotopicamente doze conjuntos (filamentos) de cristais de zircão (Tabela 2), dos quais oito conjuntos exibiram sinal analítico de Pb satisfatório para o cálculo da idade. Os outros deveriam possuir baixos teores de Pb ou qualquer outra particularidade que não permitiu a ionização do Pb.

Empregando-se o critério de descarte das análises que apresentaram razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ superior a 0,0004, eliminou-se o resultado do filamento MV-69/2. Enquanto que os resultados das análises dos filamentos MV-69/5 e MV-69/10 foram eliminados por apresentarem idades discordantes em relação à média da idade obtida a partir dos outros cristais. No caso do cristal MV-69/5, pode-se explicar essa discordância por uma provável perda de isótopos de Pb devido ao intenso fraturamento do cristal. Já para o filamento MV-69/10, a anomalia pode ser explicada pela baixa quantidade de Pb no zircão a qual não permitiu nem a finalização do primeiro bloco em cada uma das etapas de evaporação e provocou um alto erro no resultado.

Figura 21 - Cristais de zircão da amostra MV-69 entre as granulometrias 0,075 mm e 0,180 mm vistos ao aumento de 5x. A numeração dos cristais representa o filamento de rênio em que os mesmos foram analisados.



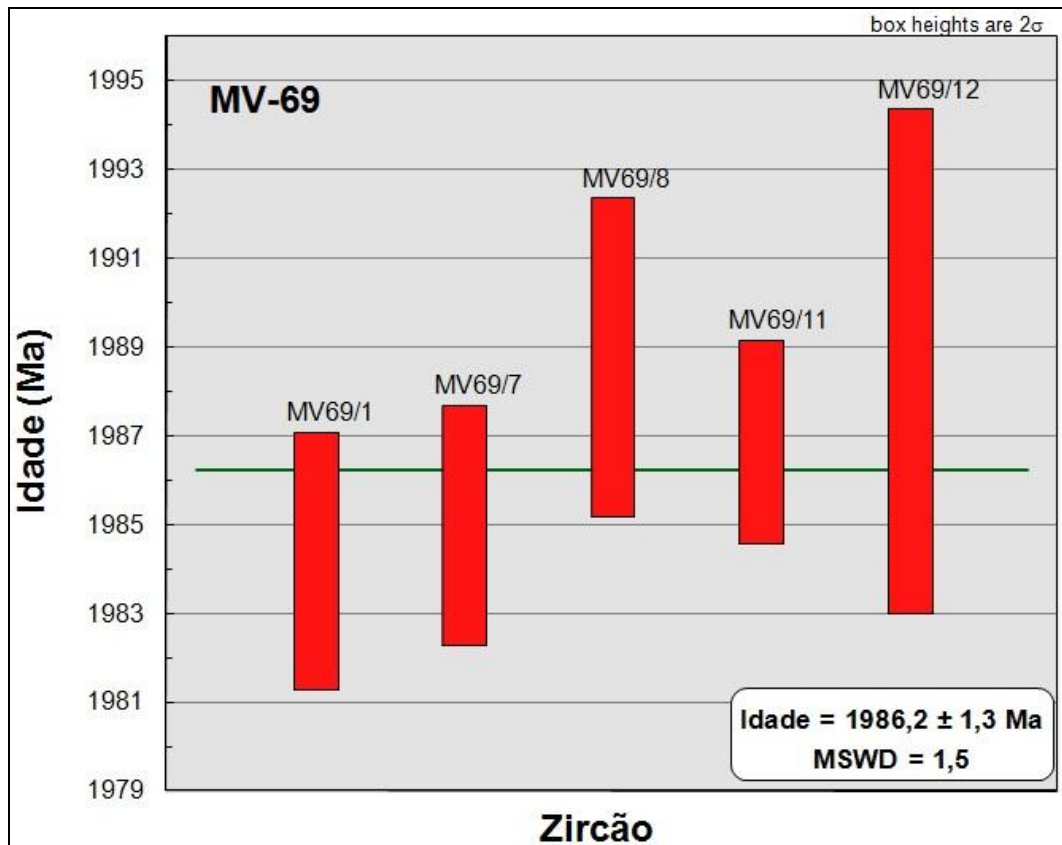
Dessa forma foram considerados os resultados dos filamentos MV-69/1, MV-69/7, MV-69/8, MV-69/11 e MV-69/12 de forma integral ou parcial para o cálculo da idade média dessa rocha. As etapas de 1450°C dos conjuntos MV-69/1 e MV-69/12 foram descartadas por apresentarem razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ acima do limite de aceitação e a etapa de 1550°C do MV-69/7 foi eliminada devido a queda abrupta do sinal de Pb durante a leitura do único bloco que compõe essa etapa.

Tabela 2 - Resultados isotópicos da amostra MV-58 obtidos por evaporação de Pb em zircão. A amostra trata-se de um monzogranito pertencente à unidade Granitos Indiferenciados tipo I. As idades apresentadas estão expressas em Ma. Legenda: (c) – razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ corrigidas do Pb comum; (*) - etapa de evaporação eliminada subjetivamente; (#) - etapa de evaporação eliminada por apresentar razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ superior a 0,0004.

Zircão	Temp.	Razões	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$(^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	2σ	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	2σ	Idade	2σ
MV69/1	#1450	0/14	0,002372	0,000129	0,10827	0,00424	0,11984	0,00167	1954,2	24,9
	1500	40/40	0,000159	0,000005	0,18638	0,00049	0,12190	0,00025	1984,4	3,6
	1550	14/32	0,000075	0,000011	0,19232	0,00117	0,12186	0,00032	1983,9	4,7
MV69/2	#1500	0/8	0,000757	0,000242	0,16673	0,00819	0,11853	0,00331	1934,4	50,1
MV69/5	*1500	0/32	0,000267	0,000066	0,14175	0,00219	0,11897	0,00117	1941,1	17,6
MV69/7	1500	20/28	0,000083	0,000006	0,18751	0,00058	0,12193	0,00018	1985,0	2,7
	*1550	0/8	0,000206	0,000026	0,19464	0,00157	0,12060	0,00118	1965,4	17,4
MV69/8	1500	16/16	0,000016	0,000002	0,14931	0,00213	0,12219	0,00030	1988,7	4,4
	1550	36/36	0,000020	0,000003	0,18691	0,00090	0,12222	0,00043	1989,1	6,3
MV69/10	*1500	0/8	0,000000	0,000000	0,19885	0,00105	0,12412	0,00310	2016,6	44,2
	*1550	0/6	0,000216	0,000002	0,23258	0,00116	0,12343	0,00082	2006,7	11,8
MV69/11	1500	32/32	0,000029	0,000003	0,18317	0,00052	0,12206	0,00016	1986,9	2,3
MV69/12	#1450	0/8	0,000403	0,000016	0,08386	0,00078	0,11615	0,00072	1898,1	11,2
	1500	16/24	0,000043	0,000006	0,19258	0,00085	0,12219	0,00039	1988,7	5,7
174/292									Idade Média = 1986,2 1,3	

A idade média obtida entre nesses cinco cristais pode ser observada na Figura 22 e foi de 1986 ± 1 Ma a qual é considerada como idade de cristalização da rocha.

Figura 22 - Gráfico exibindo a idade média obtida pelo método de evaporação de Pb em zircão da amostra MV-69.



4.3.3 Dacito (MV-70) Grupo Iriri

Rocha leucocrática porfirítica de matriz afanítica de coloração cinza que ocorre como derrame. Os fenocristais apresentam granulação que varia entre fina e média e são compostos por plagioclásio e por vezes minerais máficos (provavelmente anfibólio). Apresenta-se isotrópico.

Microscopicamente trata-se de uma rocha porfirítica com a matriz afanítica quartzo-feldspática com a seguinte composição: plagioclásio (58%), quartzo (17%), anfibólio (15%) e biotita (10%), sendo a proporção de fenocristais de 30%. Os minerais acessórios são os opacos.

Os cristais de zircões (Figura 23) são incolores e transparentes. A forma dos cristais é subédrica e os mesmos constituem uma população relativamente homogênea. Possuem cristais alongados com prismas bem desenvolvidos e pirâmides por vezes desgastadas. Apresentam-se pouco fraturados e contendo inclusões. Devido ao pequeno tamanho dos cristais foram depositados dois cristais por filamento para se alcançar o sinal de Pb suficiente para se obter uma análise adequada.

As análises foram realizadas em quatorze conjuntos de cristais de zircão, obtendo-se resultados em sete desses conjuntos. A outra metade deveria possuir teores de Pb incompatíveis com a obtenção de resultados ou ainda alguma característica particular que não possibilitou a ionização do Pb.

Foram encontradas idades concordantes em quatro desses conjuntos: MV-70/4, MV-70/5, MV-70/12 e MV-70/13. Já os resultados da etapa de temperatura de 1450 °C dos resultados dos filamentos MV-70/5, MV-70/11 e MV-70/13 foram descartados por apresentarem razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ maior que 0,0004 e os resultados dos filamentos MV-70/1 e MV-70/14 e das etapas de 1500 °C e 1550 °C do filamento MV-70/11 por apresentarem idades discordantes com aquelas obtidas nos demais cristais. A anomalia dos filamentos MV-70/1 e MV-70/14 pode ser explicada pela baixa contagem de Pb nessas amostras que resultaria em alto desvio analítico, o qual não pôde ser utilizado para a determinação da idade média da rocha. Já a inclusão das etapas 1500 °C e 1550 °C do conjunto MV-70/11, que indicaram idades ligeiramente abaixo da média, aumentaria o erro analítico da idade média da amostra e, portanto, foram eliminados.

Figura 23 - Cristais de zircão da amostra MV-70 entre as granulometrias 0,075 mm e 0,180 mm vistos ao aumento de 5x. A numeração dos cristais representa o filamento de rênio em que os mesmos foram analisados.

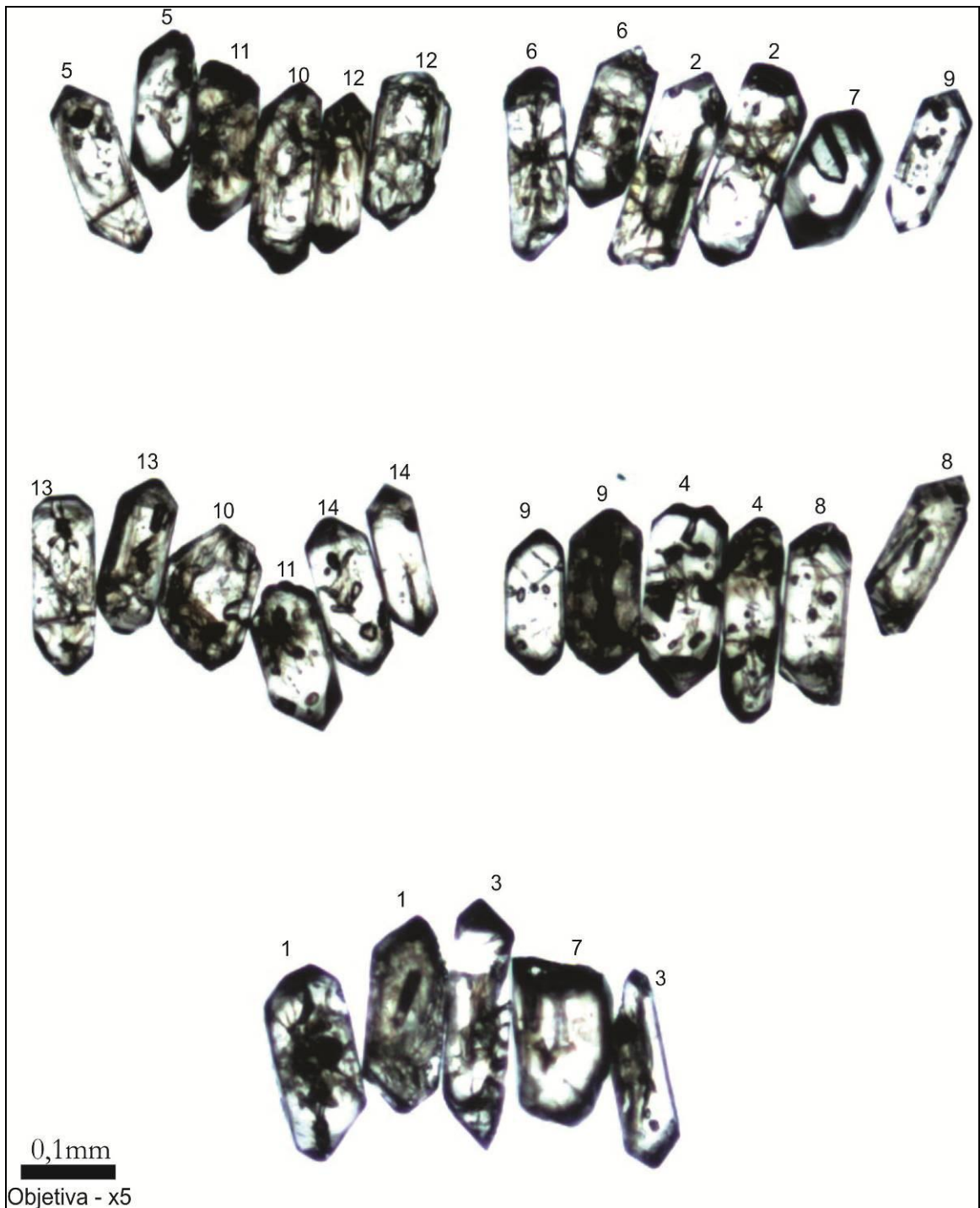
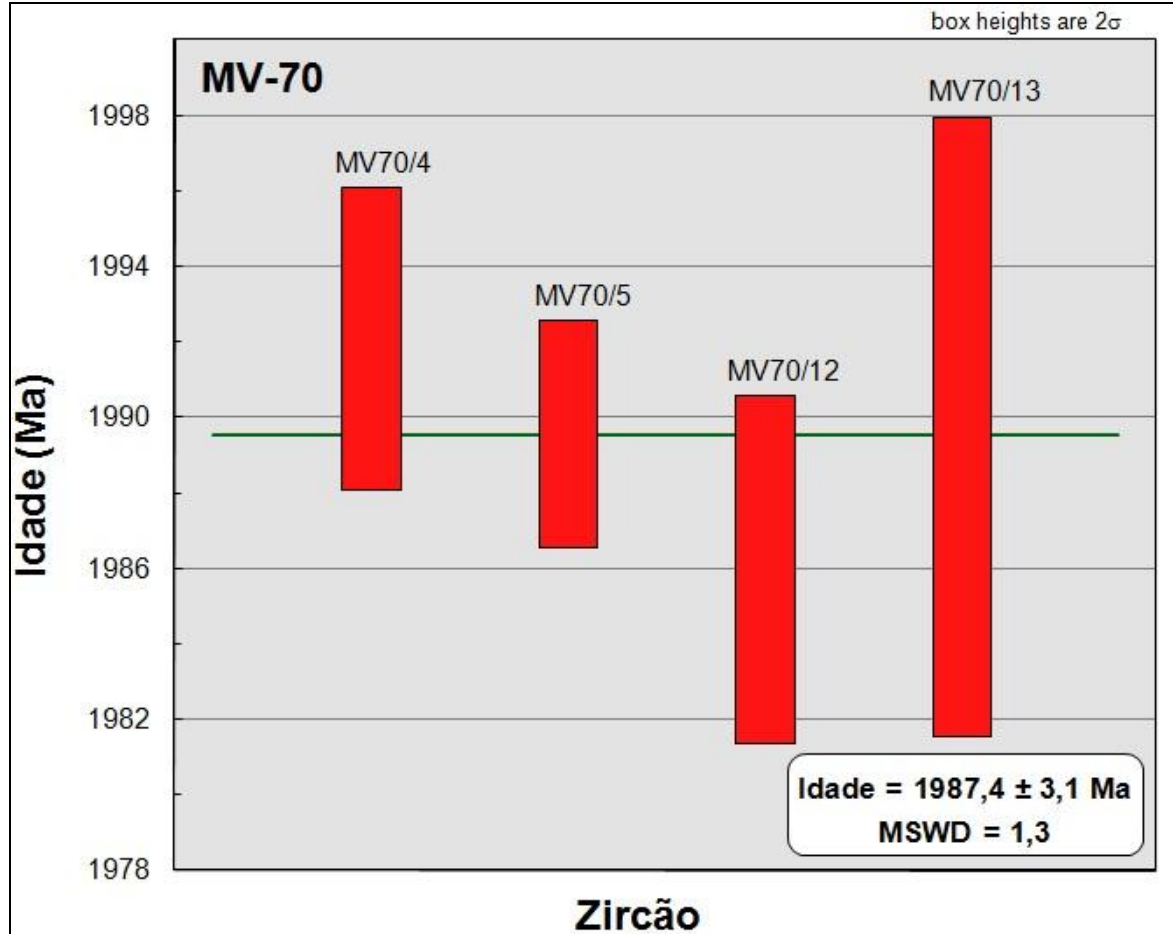


Tabela 3 - Resultados isotópicos da amostra MV-70 obtidos por evaporação de Pb em zircão. A amostra trata-se de um dacito pertencente ao Grupo Iriri. As idades apresentadas estão expressas em Ma. Legenda: (c) - razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ corrigidas do Pb comum; (*) - etapa de evaporação eliminada subjetivamente; (#) - etapa de evaporação eliminada por apresentar razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ superior a 0,0004.

Zircão	Temp.	Razões	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$(^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	2σ	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	2σ	Idade	2σ	
MV70/1	*1500	0/4	0,000076	0,000002	0,18850	0,00109	0,12050	0,00051	1964,0	7,5	
MV70/4	1500	40/40	0,000031	0,000009	0,20673	0,00132	0,12242	0,00028	1992,1	4,0	
MV70/5	#1450	0/6	0,000510	0,000002	0,19725	0,00117	0,12085	0,00101	1969,1	14,9	
	1500	22/38	0,000026	0,000005	0,20175	0,00062	0,12225	0,00021	1989,6	3,0	
MV70/11	#1450	0/6	0,000654	0,000034	0,18865	0,00156	0,11988	0,00072	1954,7	10,8	
	*1500	0/32	0,000067	0,000014	0,18520	0,00056	0,12188	0,00018	1984,2	2,6	
	*1550	0/16	0,000172	0,000002	0,17425	0,00101	0,12088	0,00042	1969,5	6,2	
MV70/12	1500	6/20	0,000115	0,000006	0,18378	0,00113	0,12201	0,00031	1986,0	4,6	
MV70/13	#1450	0/24	0,000576	0,000040	0,20324	0,00420	0,12177	0,00046	1982,5	6,7	
	1500	34/34	0,000066	0,000011	0,18120	0,00088	0,12226	0,00057	1989,8	8,2	
MV70/14	*1450	0/4	0,000000	0,000000	0,18856	0,00177	0,12082	0,00189	1968,7	27,9	
102/224									Idade Média = 1987,4		3,1

A idade média para esta rocha foi encontrada utilizando quatro conjuntos de cristais (Figura 24), com valor de 1987 ± 3 Ma, que pode ser considerada como a idade de cristalização da rocha.

Figura 24 - Gráfico exibindo a idade obtida pelo método de evaporação de Pb em zircão da amostra MV-70.



4.3.4 Quartzo-sienito (MV-72) Granitos Tipo A Indiferenciados

Rocha leucocrática de cor cinza com granulação que varia de grossa a média. Apresenta-se isotrópica com textura porfirítica e matriz fanerítica. Macroscopicamente predomina o feldspato alcalino em relação ao plagioclásio e o quartzo é subordinado. Dentre os minerais máficos, além de biotita, ocorrem minerais prismáticos que podem ser anfibólio ou até mesmo piroxênio.

Microscopicamente a textura da matriz é granular alotriomórfica. A microclina encontra-se anédrico a subédrico e apresenta maclamento albita-periclina. O plagioclásio encontra-se subédrico com maclamento albita, periclina e albita-carlsbad. O quartzo encontra-se anédrico.

O anfibólio, o clinopiroxênio e a biotita ocorrem associados. O clinopiroxênio possui alteração nas bordas para anfibólio. Os minerais acessórios são zircão, titanita e óxidos de Fe e Ti.

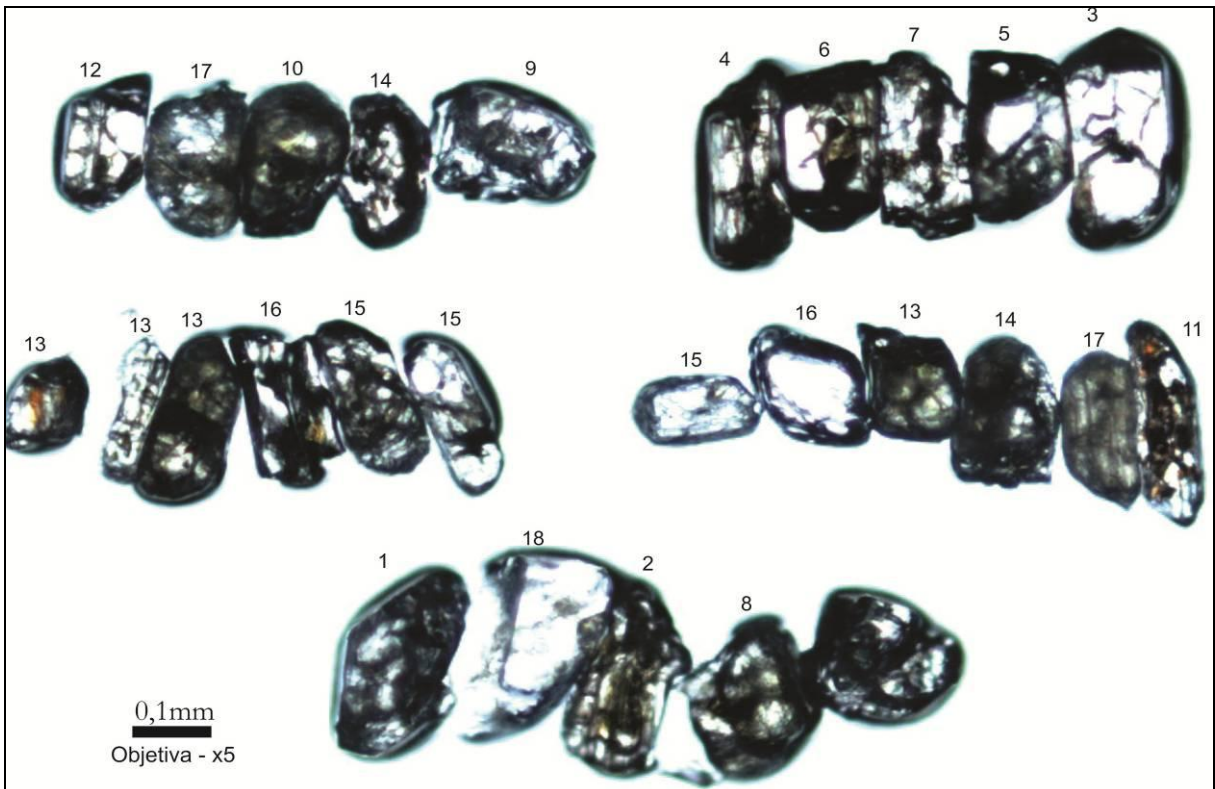
Os cristais de zircões possuem cor amarela e são em sua maior parte transparentes com alguns poucos translúcidos (Figura 25). As formas dos cristais de zircão são em sua maior parte anédricas e subordinadamente subédricas constituindo uma população relativamente heterogênea. O zircão apresenta cristais curtos, cujos prismas encontram-se em sua maior parte, pouco desenvolvidos, naqueles que possuem pirâmides, estas se apresentam bastante arredondados. A maioria dos cristais exibe intenso fraturamento e não possuem inclusões de minerais ou fluidas. Pode-se identificar em alguns cristais sinais de metamictização. Inicialmente depositou-se somente um cristal por filamento, no entanto se constatou que o nível de Pb nos cristais era baixo e, então, passou-se a depositar dois cristais por filamento.

Realizaram-se análises isotópicas em dezoito conjuntos de cristais de zircão, dos quais, em oito conjuntos foi possível obter-se resultados (Tabela 4). Os demais filamentos provavelmente possuíam teores de Pb demasiado baixos para se calcular a idade ou ainda apresentavam alguma particularidade que impediu a ionização do Pb.

Descartaram-se os conjuntos MV-72/14 e MV-72/15 devido esses possuírem razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ com valores superiores a 0,0004. Os resultados dos filamentos MV-72/1, MV-72/3 e da etapa de 1500 °C do filamento MV-72/10 foram eliminados por apresentarem um erro analítico alto e/ou idades discordantes com o restante dos

cristais. Assim foram utilizados os resultados dos filamentos MV-72/12, MV-72/16 e MV-72/17 e a etapa de 1550 °C do MV-72/10 para o cálculo da idade média dessa rocha (Figura 26), cujo resultado foi de 1889 ± 3 Ma e é considerada como a idade de cristalização da rocha.

Figura 25 - Cristais de zircão da amostra MV-72 entre as granulometrias 0,075 mm e 0,180 mm vistos ao aumento de 5x. A numeração dos cristais representa o filamento de rênio em que os mesmos foram analisados.

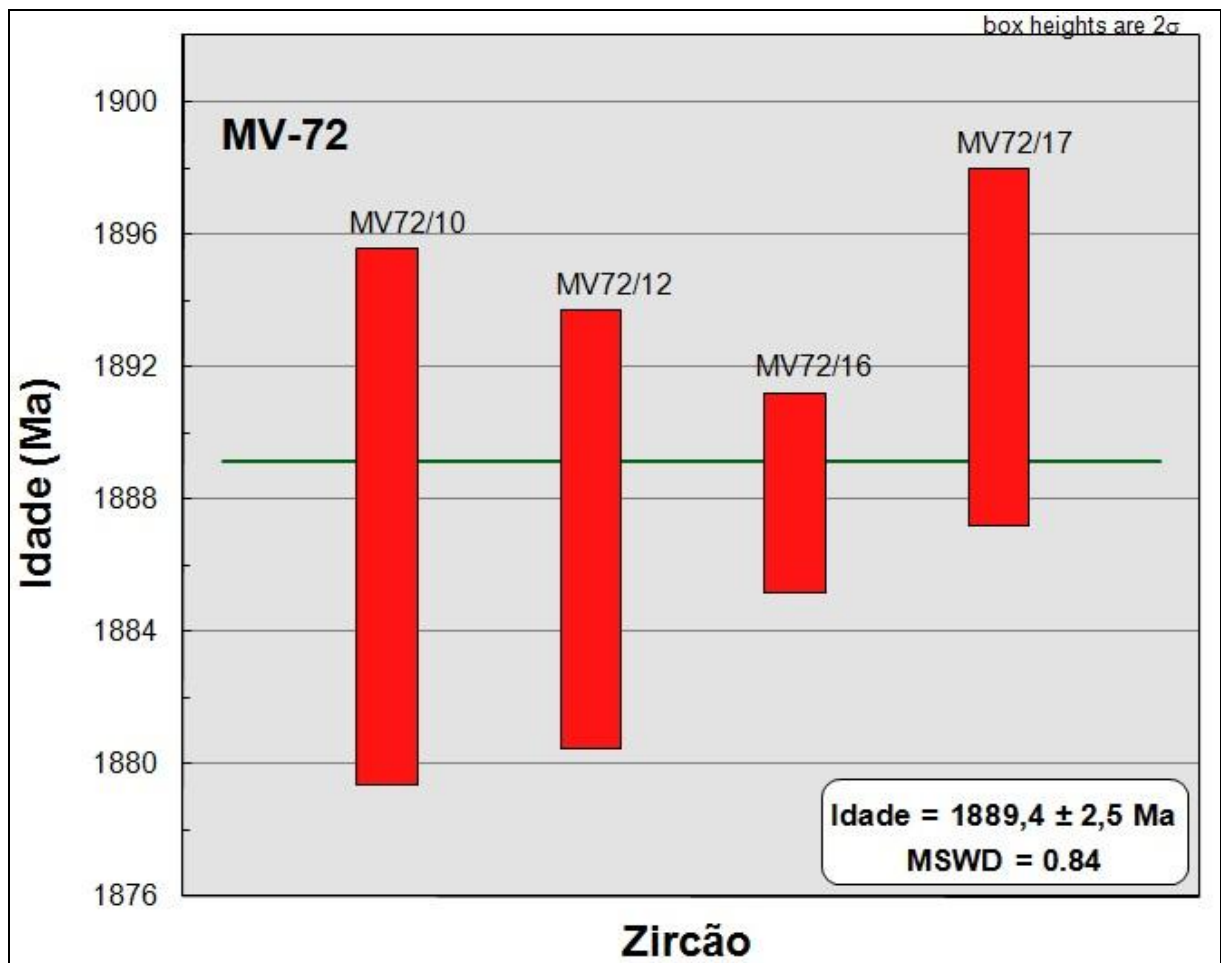


Com os resultados obtidos podemos dividir as rochas em dois grupos: o primeiro com idade por volta de 1889 Ma, representado pelo quartzo-sienito MV-72, e o segundo com idade aproximada de 1987 Ma, representado pelos monzogranito MV-69, quartzo-monzonito MV-58 e o dacito MV-70.

Tabela 4 - Resultados isotópicos da amostra MV-72 obtidos por evaporação de Pb em zircão. A mostra trata-se de um quartzo-sienito pertencente ao litotipo Granitos indiferenciados tipo A. As idades estão expressas em Ma. Legenda: (c) - razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ corrigidas do Pb comum; (*) - etapa de evaporação eliminada subjetivamente; (#) - etapa de evaporação eliminada por apresentar razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ superior a 0,0004.

Zircão	Temp.	Razões	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$(^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	2σ	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	2σ	Idade	2σ
MV72/1	*1450	0/4	0,000202	0,000088	0,13503	0,00775	0,11580	0,00122	1892,7	19
	*1500	0/36	0,000142	0,000023	0,14890	0,00091	0,11437	0,00027	1870,3	4,2
	*1550	0/16	0,000131	0,000019	0,17382	0,00109	0,11463	0,00040	1874,4	6,4
MV72/3	*1500	0/38	0,000069	0,000004	0,18595	0,00079	0,11472	0,00017	1875,8	2,7
	*1550	0/36	0,000125	0,000001	0,20515	0,00091	0,11425	0,00041	1868,4	6,5
MV72/10	*1500	0/8	0,000084	0,000001	0,15315	0,00816	0,11509	0,00192	1881,7	30,1
	1550	8/8	0,000162	0,000018	0,18923	0,00165	0,11549	0,00052	1887,8	8,1
MV72/12	1500	4/4	0,000092	0,000016	0,14291	0,00469	0,11546	0,00043	1887,4	6,6
MV72/14	#1450	0/8	0,000461	0,00035	0,12014	0,01183	0,10703	0,00496	1749,8	84,9
MV72/15	#1500	0/6	0,00058	0,00035	0,13930	0,01171	0,10932	0,00514	1788,3	85,6
	#1550	0/4	0,001665	0,00165	0,11839	0,06348	0,09558	0,02365	1539,9	465,2
MV72/16	1500	30/38	0,000138	0,000006	0,22089	0,00056	0,11554	0,00019	1888,5	3
MV72/17	1500	8/8	0,000069	0,000008	0,13292	0,00077	0,11582	0,00035	1892,9	5,4
50/214									Idade Média = 1889,4	2,5

Figura 26 - Gráfico exibindo a idade obtida pelo método de evaporação de Pb em zircão da amostra MV-72.



4.4 GEOLOGIA ISOTÓPICA Sm-Nd

As análises isotópicas pelo método Sm-Nd em rocha total foram realizadas nas mesmas quatro amostras que foram utilizadas no estudo isotópico do Pb-Pb, ou seja, as amostras MV-58, MV-69, MV-70 e MV-72. Os resultados podem ser conferidos na tabela 5. A figura 27 apresenta o gráfico da idade pelo $\epsilon_{Nd(t)}$, as linhas mostram a evolução das amostras através do tempo.

O grupo de rochas com idade por volta de 1,99 Ga possui concentrações de Sm variando de 6,92 a 7,44 ppm e 39,35 a 46,91 ppm de Nd. A idade T_{DM} varia de 2,43 a 2,60 Ga e o $\epsilon_{Nd(t)}$ entre $-2,82$ e $-5,29$.

O grupo de rochas com idade aproximada de 1889 Ma, representada pelo quartzo-sienito MV-72, apresenta concentrações de 6,88 ppm para o Sm e 37,51 ppm para o Nd. A idade-modelo calculada foi de 2,87 Ga e o $\epsilon_{Nd(t)}$ é de $-8,76$.

Comparando os resultados obtidos, pode-se afirmar que a crosta arqueana que participou da fonte das rochas de 1889 Ma parece mais antiga que a das rochas de 1986 Ma, que implica em maior tempo de residência crustal para o primeiro material. Conseqüentemente, os valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ das rochas mais novas são mais negativos que o $\epsilon_{Nd(t)}$ da rocha mais antiga.

Figura 27 – Gráfico de idade (Ga) versus $\epsilon_{Nd(t)}$ com os dados das amostras analisadas.

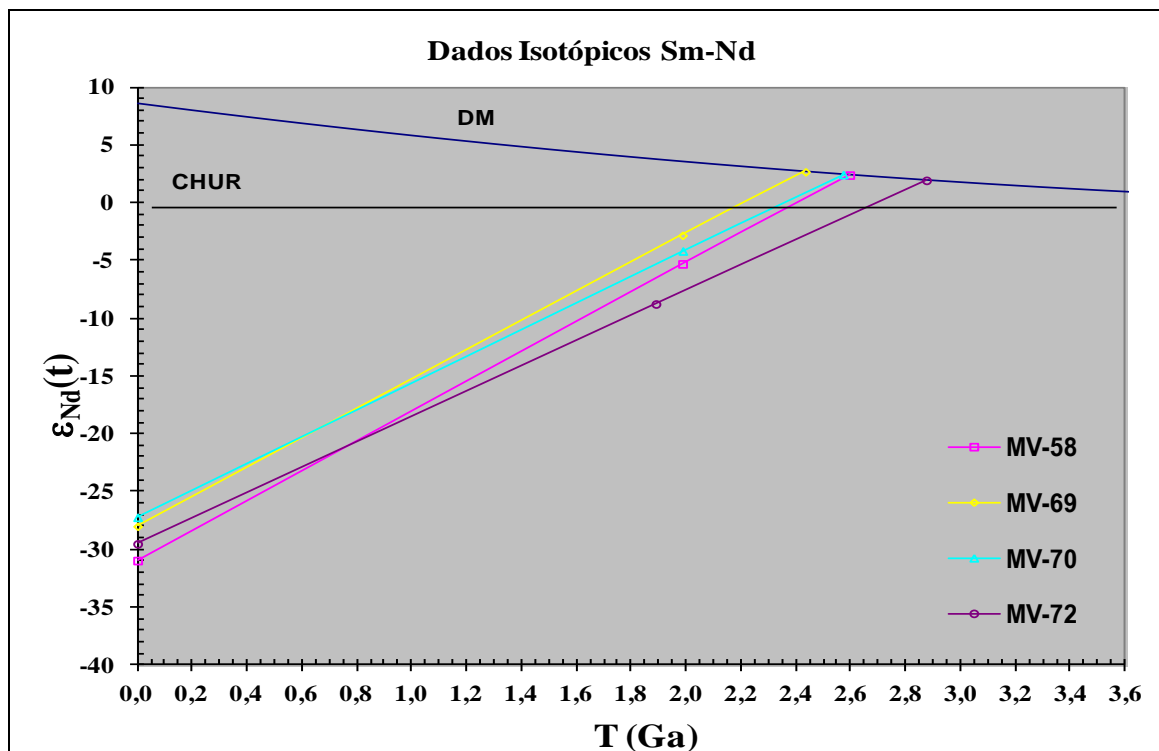


Tabela 5 – Resultados analíticos obtidos pelo método Sm-Nd para o quartzo-monzonito (MV-58), sienogranito (MV-69), dacito (MV-70) e quartzo-sienito (MV-72). Legenda: GII – Granitos Tipo I Indiferenciados; GI – Grupo Iriri; GAI – Granitos Tipo A Indiferenciados.

Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	2σ	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2σ	f (Sm/Nd)	$\epsilon_{\text{Nd}(0)}$	$T_{(\text{DM})}$	$\epsilon_{\text{Nd}(t)}$	Idade (Ma)
MV-58 (GII)	7,44	46,91	0,095937	0,0003	0,511051	0,000007	-0,5123	-30,96	2,60	-5,29	1986
MV-69 (GII)	7,20	44,48	0,097917	0,0001	0,511203	0,000005	-0,5022	-27,99	2,43	-2,82	1986
MV-70 (GI)	6,92	39,35	0,106315	0,0001	0,511243	0,000005	-0,4595	-27,21	2,57	-4,17	1987
MV-72 (GAI)	6,88	37,51	0,110924	0,0001	0,511125	0,000003	-0,4361	-29,51	2,87	-8,76	1889

5 DISCUSSÃO

Foram encontradas na área três unidades: os Granitos Tipo A Indiferenciados, Granitos Tipo I Indiferenciados e rochas vulcânicas do Grupo Iriri.

A partir do estudo petrológico foi possível determinar que as amostras estudadas não sofreram alteração hidrotermal ou metamorfismo significativos. Contudo, foi observado, de forma incipiente, plagioclásio com maclas em *kink bands* e extinção ondulante fraca no quartzo, ambos relacionados com metamorfismo dinâmico. As evidências de alteração hidrotermal são mais pronunciadas nos leucoquartzo-monzonitos e quartzo-monzodiorito porfiríticos, nos quais o anfibólio original foi substituído por clorita, biotita e epidoto.

As idades de cristalização encontradas para as rochas pelo método de evaporação de Pb em zircão permitem agrupar as amostras analisadas em dois conjuntos: as rochas cuja cristalização está em torno de 1889 Ma, representadas pelo Granitos Tipo A (MV-72) e as rochas com cristalização por volta de 1986 Ma, que consistem nos Granitos Tipo I (MV-58 e MV-69) e rochas vulcânicas (MV-60).

Tabela 6 – Resumo dos resultados obtidos pela evaporação de Pb-Pb em zircão e análise isotópica Sm-Nd.

AMOSTRA	UNIDADE	IDADE (Ma)	POSSÍVEL IDADE HERDADA (Ma)	T _{DM} (Ga)	εNd(t)
MV-58	Granitos Tipo I	1986,3 ± 3,9	2072,2 ± 18,8 a 2035,0 ± 9,0	2,60	-5,29
MV-69	Granitos Tipo I	1986,2 ± 1,3	-	2,43	-2,82
MV-70	Grupo Iriri	1987,4 ± 3,1	-	2,57	-4,17
MV-72	Granitos Tipo A	1889,4 ± 2,5	-	2,87	-8,76

O Grupo Iriri é definido na literatura como um vulcanismo félsico com idade aproximada de 1,88 Ga (ALVES et al., 2010; DALL'AGNOL et al., 1999c; MOURA et al., 1999; TEIXEIRA et al., 2002; VASQUEZ et al., 1999) e segundo Forman et al. (1972), que primeiro definiu o termo Iriri, como rochas vulcânicas e vulcanoclásticas félsicas que ocorrem nos interflúvios dos rios Curuá e Iriri estendendo-se até o rio Xingu. As rochas datadas neste trabalho e também em Semblano (2012, inédito) são semelhantes às descritas por Forman et al. (op cit) e também foram coletadas próximas da área tipo do Grupo Iriri. Propõe-se, então, que o termo Grupo Iriri seja utilizado para rochas vulcânicas e vulcanoclásticas predominantemente félsicas com idades de 1987 Ma. As rochas vulcânicas mais jovens (ca. 1,88 Ga) descritas nos trabalhos anteriores devem ser inseridas em outras unidades litoestratigráficas.

As idades das unidades podem ser correlacionadas com as idades dos eventos magmáticos de 2000 a 1960 Ma encontrados no Domínio Tapajós da Província Tapajós-Parima (VASQUEZ et al., 2000; SANTOS et al., 2001, 2004; LAMARÃO et al., 2002). Da mesma forma, podem ser relacionados com os granitos e rochas vulcânicas félsicas na parte sul do Domínio Iriri-Xingu da Província Amazônia Central, no nordeste do Mato Grosso que apresentam idades de 1970-1987 Ma (PADILHA e BARROS 2008; ALVES et al., 2010).

Os Granitos Tipo A Indiferenciados da área de estudo podem ser correlacionados com granitos da Suíte Intrusiva Maloquinha, no Domínio Iriri-Xingu da Província Tapajós-Parima (VASQUEZ et al., 1999; SANTOS et al., op. cit; LAMARÃO et al., op. cit), e com a Suíte Intrusiva Rio Dourado, localizada na parte sul do Domínio Iriri-Xingu da Província Amazônia Central, nordeste do Mato Grosso (BARROS et al., 2005), bem como a Suíte Intrusiva Velho Guilherme pertencente ao mesmo Domínio, com idades entre 1862 e 1867 Ma.

Os dados obtidos neste trabalho de Sm-Nd para as Rochas Vulcânicas e Granitos Tipo I Indiferenciados que apresentam T_{DM} entre 2,4 e 2,6 Ga, e $\epsilon Nd_{(t)}$ $-2,8$ e $-5,3$ mostram a participação de uma crosta arqueana mais jovem e um menor tempo de residência crustal que os Granitos Tipo A Indiferenciados que apresentam T_{DM} de 2,9 Ga e $\epsilon Nd_{(t)}$ $-8,8$.

Para as Rochas Vulcânicas e Granitos Tipo I estudados obteve-se valores de $\epsilon Nd_{(t)}$ entre $-5,3$ e $-2,8$ indicando a participação de crosta arqueana mais jovem na sua formação é menor que nas rochas de 1970 a 1987 Ma no nordeste do Mato Grosso com T_{DM} entre 2,74 a 2,55 Ga e $\epsilon Nd_{(t)}$ $-7,9$ e $-4,6$ (ALVES et al., 2010). No entanto, essas mesmas rochas vulcânicas e granitoides possuem participação de crosta arqueana mais antiga que nas rochas plutônicas e vulcânicas do leste do Domínio Tapajós de 2000–1980 Ma com T_{DM} de 2,50 a 2,26 Ga e $\epsilon Nd_{(t)}$ entre $-3,7$ e $-1,0$ (LAMARÃO et al., 2005).

De maneira análoga, os Granitos Tipo A da área em estudo tem uma participação de crosta arqueana mais antiga que rochas contemporâneas do leste do Domínio Tapajós com T_{DM} entre 2,44 e 2,23 Ga e $\epsilon Nd_{(t)}$ entre $-5,2$ e $-0,7$ (LAMARÃO et al., op. cit.). Mas estes granitoides possuem participação de crosta arqueana mais jovem que as rochas de idade semelhante próximas do limite com a Província Carajás como previamente identificado por Vasquez (2006) para as rochas

da porção central do Domínio Iriri-Xingu com T_{DM} entre 3,25 e 2,55 Ga e $\epsilon Nd_{(t)}$ entre -12,3 e -5,4.

Segundo Tassinari (1996), a Província Amazônia Central é caracterizada por idade-modelo superior a 2,5 Ga. Considerando as quatro amostras analisadas, somente uma delas possui idade-modelo levemente inferior a esse valor, a amostra MV-69 possui idade-modelo de aproximadamente 2,4 Ga. As demais amostras apresentaram idades-modelo variando de 2,6 a 2,9 Ga. Portanto, a área de estudo está inserida na Província Amazônia Central.

6 CONCLUSÕES

A partir dos resultados obtidos através do trabalho de campo, dos estudos petrográficos e análises isotópicas, as seguintes conclusões foram alcançadas:

Na área de pesquisa foram estudadas três unidades denominadas informalmente por Vasquez et al. (2008b): Granitos Tipo A Indiferenciados, representados por batólitos e *stocks* de quartzo-sienitos com clinopiroxênio e sienogranitos inequigranulares com biotita; Granitos Tipo I Indiferenciados, identificados como batólitos e *stocks* de quartzo-monzodioritos porfiríticos, leucoquartzo-monzonitos e monzogranitos inequigranulares com biotita e Grupo Iriri, constituído por derrames e diques de microgranodiorito, dacitos porfiríticos, andesitos porfiríticos, quartzo-latito porfiríticos com biotita e ignimbrito dacítico.

O mapa apresentado por Vasquez et al. (2008c) foi modificado, tendo sido acrescentados novos corpos plutônicos ou expandidos os limites de corpos plutônicos delimitados anteriormente, baseando-se no estudo petrográfico, no aerograma da região e nas descrições presentes nas cadernetas de campo.

Sugere-se que o termo Grupo Iriri seja utilizado para denominar as rochas vulcânicas e vulcanoclásticas predominantemente félsicas que ocorrem nos interflúvios dos rios Iriri e Curuá com idades de 1987 Ma, a qual foi definida neste trabalho e em Semblano (2012, inédito). Ou seja, cerca de 100 milhões de anos a mais do que anteriormente se atribuía na literatura para essa unidade. As rochas vulcânicas de 1,88 Ga devem ser inseridas em outra unidade litoestratigráfica.

A determinação das idades por evaporação de Pb em zircão permitiu agrupar as rochas analisadas em dois conjuntos e, portanto, em dois eventos magmáticos ocorridos na região: o primeiro, por volta de 1987 Ma, inclui os Granitos Tipo I Indiferenciados e as rochas vulcânicas; e o segundo evento, que ocorreu por volta de 1889 Ma, corresponde aos Granitos Tipo A Indiferenciados. Houve a participação de crosta arqueana mais antiga no evento de 1889 Ma, evidenciado pelo T_{DM} de 2,87 Ga e $\epsilon Nd_{(t)}$ igual a $-8,76$ das rochas deste evento, enquanto as rochas formadas pelo magmatismo de 1987 Ma apresentam T_{DM} entre 2,60 a 2,43 Ga e $\epsilon Nd_{(t)} = -5,29$ e $-2,82$.

A partir dos dados obtidos pelos isótopos Sm-Nd das rochas estudadas, pode-se afirmar que a área estudada pertence à Província Amazônia Central, logo o limite entre esta e a Província Ventuari-Tapajós está a oeste da área de estudo.

REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F. F. M. **Mapa tectônico da América do Sul**. Commission for the Geological Map of the World-CGMW, Departamento Nacional de Produção Mineral e UNESCO, 1978. 2 mapas. Escala 1:5.000.000.
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y. O embasamento da Plataforma Sul Americana. In: ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y. (coords) **O Precambriano do Brasil**. São Paulo: Edgard Blucher, 1984. p. 1-5.
- ALMEIDA, F. F. M.; BRITO NEVES, B. B.; CARNEIRO, C. D. R. The origin and evolution of the South American Plataform. **Earth Science Reviews**, v. 50, p. 77-111. 2000.
- ALVES C. L.; SABÓIA A. M.; MARTINS E. G.; STOPPER J. L. **Geologia e recursos minerais das Folhas São José do Xingu, SC.22-Y-A e Rio Comandante Fontoura, SC.22-Y-B, Escala 1:250.000**. Goiânia: CPRM, 2010. 120p.
- AMARAL, G. **Geologia pré-cambriana da região Amazônica**. 1974. 212f. Tese (Livre Docência), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1974.
- BARROS, M. A. S.; PADILHA, R. A.; RUBERT, R. R.; PIMENTEL, M. M.; SILVA, G. D. Idade U-Pb para o Granito Rio Dourado e sua correlação com o vulcanismo Irii (Provincia Amazônia Central - Cráton Amazônico, nordeste de Mato Grosso). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 9., 2005, Goiania. **Geologia e Mineração no Centro Oeste**: anais. Goiania: SBG , 2005. p. 105-107.
- CORDANI, U. G.; BRITO NEVES, B. B. The geologic evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. **Revista Brasileira de Geociências**, v 12(13), p. 78-88. 1982.
- CORDANI, U. G.; TASSINARI, C. C. G.; TEIXEIRA, W.; BASEI, M. A. S.; KAWASHITA K. Evolução Tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: CONGRESO GEOLOGICO CHILENO, 2, 1979, Chile. **Actas...** Chile, 1979. p. 137-48.
- CORDANI, U. G.; TEIXEIRA, W.; D'AGRELLA, M. S.; TRINDADE, R. I. The position of the Amazonian Craton in supercontinents. **Gondwana Research**, v. 15, p. 396-407, 2009.
- COSTA, J. B. S.; HASUI, Y. Evolução Geológica da Amazônia. In: COSTA, M. L.; ANGÉLICA, R. S. **Contribuições à geologia da Amazônia**. Belém: SBG, 1997. p.1590.
- DALL'AGNOL, R.; COSTI, H. T.; LEITE, A. A.; MAGALHÃES, M. S.; TEIXEIRA, N. P. Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas. **Precambrian Research** v. 95, p. 939. 1999a

- DALL'AGNOL R.; SCAILLET B.; PICHAVANT M. Evolution of A-type granite magmas: an experimental study of the Lower Proterozoic Jamon Granite, eastern Amazonian craton, Brazil. **Journal of Petrology**, 40, n.11, p. 1673-1698. 1999b.
- DALL'AGNOL, R.; SILVA, C. M. G.; SCHELLER, T. Fayalite-hedenbergite rhyolites of the Iri Formation, Tapajós Gold Province, Amazonian Craton: implications for the Uatumã volcanism. In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 1. Gramado-RS. **Boletim de resumos**. Gramado-RS: [s.n], 1999c. p. 31.
- DE PAOLO, D. J. **Neodymium isotope geochemistry**. Berlim: Springer-Verlag, 1988. 187p.
- FORMAN, J. H. A.; NARDI, J. I. S.; MARQUES, J. P. M.; LIMA, M. I. C. **Pesquisa Mineral no Iri/Curuá: relatório preliminar**. Belém: Sudam. Departamento de Recursos Naturais. 1972. 62 p.
- GAUDETTE, H. E.; LAFON, J. M.; MACAMBIRA, M. J. B.; MOURA, C. A. V.; SCHELLER, T. Comparasion od the single filament Pb evaporation/ionization zircon ages with conventional U-Pb results: examples from the Precambrian of Brazil. **Journal of South American Earth Science**, v. 11, p. 351-363. 1998.
- GIBBS, A. G.; WIRTH, K. R.; HIRATA, W. K.; OLSZEWSKI, W. J. Age and composition of the Grão-Pará Group volcanics, Serra dos Carajás. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 16, 201-211. 1986.
- HASUI, Y.; HARALYI, N. L. E.; SCHOBENHAUS, C. 1984. Elementos geofísicos egeológicos da região amazônica: Subsídios para o modelo geotectônico. In: SYMPOSIUM AMAZONICO, 2, 1984. **Anais...** SBG, 1984. p. 129-148.
- ISSLER, R. S.; ANDRADE, A. R. F.; MONTALVÃO, R. M. G.; GUIMARÃES, G.; SILVA, G. G.; LIMA, M. I. C. **Geologia. Folha SA.22 - Belém**. Belém, DNPM/Radam, 1977. v.5. p. 1-71.
- KLEIN, E. L.; ROSA-COSTA, L. T.; LAFON, J. M. Magmatismo paleoarqueano (3,32 Ga) na região do rio Cupixi, SE do Amapá, SE do Escudo das Guianas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 8., 2003, Manaus. **Anais...** Manaus: SBG, 2003. 1CD-Rom.
- KOBER, B. Whole grain evaporation for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age invertigations on single zircons using a double filament source. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 93, p. 482-490. 1986.
- KOBER, B. Single-zircon evaporation combined with Pb+ emitter bedding for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -age investigations using thermal ion mass spectrometry, and implications to 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 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.

MACAMBIRA, M. J. B. ; LANCELOT, J. R. Time Constraints for the formation of the Archean Rio Maria Crust, Southeastern Amazonian Craton, Brazil. **International Geology Review**, v. 38, p. 1134-1142. 1996.

MACHADO, N.; LINDENMAYER, Z.; KROGH, T. E.; LINDENMAYER, D. U-Pb geochronology of archaean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil, **Precambrian Research**, v. 49, p. 329-354. 1991.

MATOS R.; TEIXEIRA W.; GERALDES M. C.; BETTENCOURT J. S. Geochemistry and Nd-Sr Isotopic Signatures of the Pensamiento Granitoid Complex, Rondonian-San Ignacio Province, Eastern Precambrian Shield of Bolivia: Petrogenetic Constraints for a Mesoproterozoic Magmatic Arc Setting. **Revista do Instituto de Geociências da USP**, v. 9, n.2, p. 89-117. 2009.

MEDEIROS, H.; GASTAL, M. C. P.; DALL'AGNOL, R.; SOUZA, Z. S. Geology of the Rio Maria area (eastern Amazonian region - Brazil): an example of Archean granite - greenstone terrane intruded by anorogenic granites of middle Proterozoic ages. In: PRECAMBRIAN EVOLUTION OF THE AMAZONIAN REGION. Carajás, 1987. **Ext. abs....** Carajás, 1UGS/UNESCO - IGCP Project 204. 1987. p. 97-109.

MOURA, C. A. V.; GORAYEB, P. S. S.; MATSUDA, N. S. Geocronologia Pb-Pb em zircão do riolito Vila Raiol, Formação Irii – Sudoeste do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6., 1999, Manaus. **Resumos expandidos...** Manaus: SBG, 1999. p. 475-477.

PADILHA, R. A.; BARROS, M. A. S. Petrologia e geoquímica das suítes intrusivas Vila Rica e Rio Dourado - Província Amazônia Central, borda sudeste do Cráton Amazônico (MT). **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 38, n. 4, dez. 2008.

PIMENTEL, M. M. ; MACHADO, N. Geocronologia U-Pb dos terrenos granito-greenstone de Rio Maria, Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., 1994, Camboriu. **Resumos expandidos**, Camboriu: SBG, 1994. v. 2, p. 390-391.

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

SANTOS, J. O. S.; BREEMEN, O. B.; 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.; GAUDETTE, H. E.; GROVES, D. I.; MCNAUGHTON, N. J.; FLECHER, 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

SATO, K.; TASSINARI, C. C. G. 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. ; ANGÉLICA, R.S. (eds.) **Contribuições à Geologia da Amazônia**, Belém: SBG, 1997, p. 91-142.

SEMBLANO F. R. D. **Estudo Isotópico Pb-Pb e Sm-Nd de rochas ígneas da área Entre Rios - Domínio Iriri-Xingu, Sw do Pará**. 2012. 56 f. Trabalho de Conclusão de Curso (graduação em geologia), Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Belém, 2012. Inédito.

SCHOBENHAUS, C. e 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. (Eds) **Geologia, tectônica e Recursos Minerais do Brasil: texto, mapas e SIG**. Brasília: CPRM, 2003

SOUZA Z. S.; DALL' AGNOL R.; ALTHOFF F. J.; LEITE A. A. S.; BARROS C. E. M. Carajás mineral province: Geológico, geochronological and tectonic contrasts on the Archean evolution of the Rio Maria granite-greenstone terrain and the Carajás block. In: SYMPOSIUM ON ARCHEAN TERRANES OF THE SOUTH AMERICAN PLATFORM, 1996, Brasília. **Extended abstracts...** SBG, 1996. p3\32.

STACEY, J. S.; KRAMERS, J. D. Approximation of Terrestrial Lead Isotope evolution by a 2-Stage Model. **Earth and Planetary Science Letters**. Amsterdam, Holanda: Elsevier Science, v. 26, n. 2, p. 207-221. 1975.

STRECKEISEN, A. L. Classification of the common igneous rocks by means of their chemical composition: a provisional attempt. **Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte**, H. 1, p. 1-15, 1976.

STRECKEISEN, A. L. IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Classification and Nomenclature of Volcanic Rocks, Lamprophyres, Carbonatites and Melilitite Rocks. Recommendations and Suggestions. **Neues Jahrbuch für Mineralogie**, Abhandlungen, v. 141, p. 1-14. 1978.

TASSINARI, C. C. G. **Evolução tectônica da Província Rio Negro-Juruena na região Amazônica**. 1981. 99 f. Tese (Dissertação de Mestrado) - IGc-USP, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1981.

TASSINARI, C. C. G. **O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: revisão dos dados isotópicos**. 1996. 139 f. Tese (Livre Docência) - IGc-USP, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1996.

TASSINARI, C. C. G. ; MACAMBIRA, M. J. B. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. **Episodes**, v. 22, n.3, 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.

TASSINARI, C. C. G.; BETTENCOURT, J. S.; GERALDES, M. C.; MACAMBIRA, M. J. B.; LAFON, J. M. The Amazonian Craton. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; FILHO, A.T.; CAMPOS, D.A. (eds) **Tectonic evolution of South America**. Rio de Janeiro, 2000. p. 41-95.

TASSINARI, C. C. G.; CORDANI, U. G.; NUTMAN, A. P.; VAN SCHMUS, W. R.; BETTENCOURT, J. S.; TAYLOR, P. N. Geochronological systematics on basement rocks from the Rio Negro - Juruena Province (Amazonian Craton), and tectonic implications. **Int. Geol. Rev.**, v. 38, n.2, p. 161-175. 1996.

TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C. C. G.; CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: Tectonic Implications. **Precambrian Research**, v. 42, p. 213-27. 1989.

TEIXEIRA, N. P.; FERNANDES, C. M. D.; MOURA, C. A. V.; PINHO, S. C. C.; BETTENCOURT, J. S. 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 SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 2, Belém, nov. 2002. **Anais...** Belém: SBG, Sessão Poster. p. 28. 2002

VASQUEZ, M. L. **Geocronologia em zircão, monazita e granada e isótopos de Nd das associações litológicas da porção oeste do Domínio Bacajá: evolução crustal da porção meridional da província Maroni-Itacaiúnas, sudeste do Cráton Amazônico**. 2006. 212 f. Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Pará, Belém, 2006.

VASQUEZ M. L.; KLEIN E. L.; MACAMBIRA M. J. B.; SANTOS A.; BAHIA R. B. C.; RICCI P. S. F.; QUADROS M. L. E. Geochronology of granitoids, mafic intrusions and mineralizations of the Tapajós Gold Province Amazonian Craton-Brazil. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., 2000, Rio de Janeiro. **Abstracts** Rio de Janeiro: SBG, 2000. (1 CD-ROM).

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. **Resumos expandidos...** Manaus: SBG-Núcleo Norte, 1999, p. 471-474.

VASQUEZ, M. L.; ROSA-COSTA, L. T.; SILVA, C. M. G.; KLEIN, E. L. Compartimentação tectônica In: VASQUEZ, M. L.; ROSA-COSTA, L. T. (org.). **Geologia e recursos minerais do estado do Pará**: Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas geológico e tectônico e de recursos minerais do estado do Pará. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM, 2008a. 1 CD-ROM.

VASQUEZ, M. L.; ROSA-COSTA, L. T.; SILVA, C. M. G.; RICCI, P. S. F.; BARBOSA, J. P. O.; KLEIN, E. V.; LOPES, E. C. S.; MACAMBIRA, E. M. B.; CHAVES, C. L.; CARVALHO, J. M. A.; OLIVEIRA, J. G. F.; ANJOS, G. C.; SILVA, H. R. Unidades litoestratigráficas. In: VASQUEZ, M. L.; ROSA-COSTA, L. T. (org.). **Geologia e recursos minerais do estado do Pará**: Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM, 2008b. 1 CD-ROM

VASQUEZ, M. L.; SOUSA, C. S.; CARVALHO, J. M. A. **Mapa geológico e de recursos minerais do estado do Pará**. Programa Geologia do Brasil (PGB), integração, atualização e difusão de dados da geologia do Brasil, mapas geológicos estaduais. Belém : CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Superintendência Regional de, 2008c. Escala 1:1.000.000. 1 CD-ROM