



UFRJ

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO

**CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
MONOGRAFIA DE GRADUAÇÃO**

**MAPEAMENTO GEOLÓGICO E PETROGRAFIA DOS
CORPOS PLUTÔNICOS FÉLSICOS PRÓXIMOS A
CIDADE DE MACUCO DE MINAS, MINAS GERAIS**

JĀNIS IVARS VALENÇA RĪTIŅŠ

**ORIENTADOR: Prof. CIRO ALEXANDRE ÁVILA
(Departamento de Geologia e Paleontologia – Museu Nacional – UFRJ)**

**FEVEREIRO, 2017
RIO DE JANEIRO – RJ – BRASIL**

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO

**CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
MONOGRAFIA DE GRADUAÇÃO**

**MAPEAMENTO GEOLÓGICO E PETROGRAFIA DOS
CORPOS PLUTÔNICOS FÉLSICOS PRÓXIMOS A
CIDADE DE MACUCO DE MINAS, MINAS GERAIS**

JĀNIS IVARS VALENÇA RĪTIŅŠ

APROVADA POR:

Dr. Ciro Alexandre Ávila

Dr. José Carlos Sícoli Seoane

Dra. Marize Muniz da Silva

**FEVEREIRO, 2017
RIO DE JANEIRO – RJ – BRASIL**

FICHA CATALOGRÁFICA

RĪTIŅŠ, Jānis Ivars Valença

MAPEAMENTO GEOLÓGICO E PETROGRAFIA DOS CORPOS PLUTÔNICOS FÉLSICOS PRÓXIMOS A CIDADE DE MACUCO DE MINAS, MINAS GERAIS.

XIII, 51 p., 29,7 cm (Instituto de Geociências – Departamento de Geologia – UFRJ, Monografia de Graduação, 2017).

Monografia: Universidade Federal do Rio de Janeiro, Departamento de Geologia.

- 1 – Cartografia geológica
- 2 – Petrografia e catodoluminescência
- 3 – Microscopia eletrônica de varredura
- 4 – Metagranitoide Represa de Camargos
- 5 - Metagranitoide Macuco de Minas
- 6 - Cinturão Mineiro

I – IGEO/UFRJ

II – Título (série)

RESUMO

RĪTINŠ, J. I. V. **Mapeamento geológico e petrografia dos corpos plutônicos félsicos próximos a cidade de Macuco de Minas, Minas Gerais.** Ano 2017, XIII, 51 p. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

A região próxima a cidade de Macuco de Minas está situada na borda meridional do cráton do São Francisco e encontra-se inserida no contexto evolutivo do Cinturão Mineiro, que corresponde a um arco magmático paleoproterozoico. A evolução geológica dessa área é extremamente complexa pois afloram dois corpos plutônicos distintos, que foram denominados de metagranitoides Represa de Camargos e Macuco de Minas, sendo que o primeiro é intrusivo em rochas metaultramáficas e anfíbolíticas da sequência metavulcano-sedimentar Nazareno e apresenta diversos xenólitos de clorita xistos e anfíbolitos enquanto o segundo intrude rochas metamáficas da sequência metavulcano-sedimentar Rio das Mortes e possui xenólitos de anfíbolitos e gnaisses.

A sequência metavulcano-sedimentar Nazareno aflora na porção leste da área mapeada e é composta principalmente por rochas metaultramáficas de filiação komatiítica, representadas por clorita xistos muito alterados intempericamente, enquanto rochas anfíbolíticas, quartzitos e gonditos são mais raros. De forma contrastante a sequência metavulcano-sedimentar Rio das Mortes aflora na porção noroeste da área estudada e é representada por anfíbolitos e rochas metamáficas fortemente alteradas.

O metagranitoide Represa de Camargos está exposto nas cercanias da cidade de Macuco de Minas, apresenta textura isotrópica e é representado por litótipos hololeucocráticos a leucocráticos, de granulação média a grossa, equigranulares, localmente com fenocristais de até 2 cm de feldspato. Sua mineralogia em microscopia ótica é representada por quartzo, oligoclásio, microclínio, biotita, clorita, epidoto, titanita, enquanto monazita, apatita e silicato de Thório foram somente identificados por catodoluminescência e MEV-EDS. Esse corpo apresenta feições de interação em diversos afloramentos com um metagranitoide leucocrático, fino e equigranular e seu contato com o metagranitoide Macuco de Minas foi interpretado como relacionado ao prolongamento da zona de cisalhamento do Lenheiro.

O metagranitoide Macuco de Minas aflora à norte da cidade de Macuco de Minas e é representado por rochas leucocráticas, inequigranulares e porfíricas com fenocristais de microclínio, que variam de 5 a 80 milímetros, os quais estão imersos em uma matriz fina a

média composta por quartzo, microclínio, plagioclásio e biotita. Sua mineralogia em microscopia ótica é representada por quartzo, albita, microclínio, biotita, epidoto, . enquanto apatita e monazita foram identificados por catodoluminescência e MEV-EDS.

As diferenças em campo, petrográficas e mineralógicas entre os metagranitoides Represa de Camargos e Macuco de Minas é corroborada pelas idade distintas entre ambos apresentada por [Barbosa *et al.* \(2015\)](#), onde o primeiro apresenta idade de cristalização de 2172 ± 32 Ma, enquanto o segundo de 2125 ± 21 Ma.

Here's to the crazy ones, the misfits, the rebels, the troublemakers, the round pegs in the square holes... the ones who see things differently - they're not fond of rules... You can quote them, disagree with them, glorify or vilify them, but the only thing you can't do is ignore them because they change things... they push the human race forward, and while some may see them as the crazy ones, we see genius, because the ones who are crazy enough to think that they can change the world, are the ones who do.

Steve Jobs
(1955 - 2011)

Mother Earth, you're my life support system. As a soldier I must drink your blue water, live inside your red clay and eat your green skin. Help me to balance myself. As you hold in balance, the Earth, the sea, and the space environments. Help me to open my heart, knowing that the Universe will feed me. I pray my boots will always kiss your face, and my footsteps match your heartbeat. Carry my body through space and time. You're my connection to the Universe and all that comes after. I'm yours and you are mine. I salute you.

Bill Django
The Men who stare at goats (2009)

Agradecimentos

Ao meu avô, Jānis Rītiņš (*in memorian*), por ser o meu maior exemplo, e a minha avó Sarah Braga (*in memorian*), por tudo o que fez por mim ao longo da minha vida.

Ao meu tio, Ēvalds Rītiņš e a minha avó Zaīra Rītiņš, por terem feito de mim o que sou hoje. Assim como meu pai Jānis Rītiņš por todo o suporte ao longo desses anos, meu avô Samuel Valença, minha avó Mariza Rosa, e meu tio Ulysses Valença por todo o apoio em tudo.

À minha namorada, Pamella Regina, por todo o apoio, por sempre me incentivar em tudo e sempre ao meu lado em todos os momentos bons e ruins.

Aos meus melhores amigos, Lucas Bastos e Rodrigo Masson pelos anos de amizade e por tudo o que passamos juntos nesses anos todos.

Aos meus amigos da faculdade, Tomás Lisboa, Pedro Furtado, André Assis, entre tantos outros por todos os campos e por todos os momentos no Diretório Acadêmico Joel Valença, assim como ao Diretório e todos os seus frequentadores ao longo dos anos, por todos os momentos de aprendizado, de descanso, de estudo, de festas e de discussões geológicas.

Aos professores Everton Bongiolo e Cainho Sícoli, por todos os ensinamentos, campos e momentos muito divertidos ao longo desses anos de graduação.

À todos do CETEM que me disponibilizaram o equipamento utilizado nessa monografia e todo o auxílio para operá-los, Reiner Neumann, Fernando Vasquez, Josimar e Aduino, assim como ao técnico Emiraldo Barbosa, do Museu Nacional pela confecção de todas as lâminas petrográficas utilizadas no presente trabalho.

Ao meu orientador, Ciro Alexandre Ávila, por todo o auxílio, todo o apoio e paciência para a realização desse trabalho.

SUMÁRIO

CAPA	I
CONTRA CAPA	II
FICHA CATALOGRÁFICA	III
RESUMO	IV
AGRADECIMENTOS	VII
SUMÁRIO	VIII
ÍNDICE DE TABELAS	IX
ÍNDICE DE FIGURAS	X
1 – INTRODUÇÃO	1
2 – OBJETIVO E COMO ALCANÇA-LO	2
3 – LOCALIZAÇÃO E ACESSOS	3
4 – METODOLOGIA	4
4.1 – Introdução	4
4.2 – Estapa pré Campo	4
4.3 – Levantamento de Campo	4
4.4 – Atividades Laboratoriais	5
4.4.1 – Petrografia	5
4.4.2 – Catodoluminescência	6
4.4.3 – MEV-EDS	7
4.5 – Atividades de Escritório	8
5 – NOMENCLATURA ADOTADA PARA OS LITÓTIPOS	9
6 – GEOLOGIA REGIONAL	11
6.1 – Cráton do São Francisco	11
6.2 – Arqueano	12
6.2.1 – Complexos Metamórficos	12
6.2.2 – <i>Greenstone Belt</i> Rio das Velhas	13
6.2.3 – Granitoides Potássicos Tardios	14
6.3 – Transição Arqueano-Paleoproterozoico	15
6.3.1 – Supergrupo Minas	15
6.4 – Paleoproterozoico	16
6.4.1 - Sequências Metavulcano-Sedimentares	16
6.4.2 – Cinturão Mineiro	17
6.4.3 – Grupo Itacolomi	19
7 – UNIDADES MAPEADAS	20
7.1 – Introdução	20
7.2 – Granitoide Grosso	20
7.2.1 – Feições de Campo	20
7.2.2 – Petrografia	23
7.3 – Granitoide Porfirítico	29
7.3.1 – Feições de Campo	29
7.3.2 – Petrografia	31
8 – CATODOLUMINESCÊNCIA E MEV-EDS DOS METAGRANITOIDES	34
8.1 – Catodoluminescência	34
8.2 – MEV-EDS	36
9 – GEOLOGIA ESTRUTURAL	44
10 – CONCLUSÕES	46
11 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	47

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1 - Listagem das lâminas confeccionadas para a presente monografia.	Pág. 6
Tabela 2 - Subdivisão textural de rochas ígneas de acordo com a proposta de Willians et al. (1970) .	9
Tabela 3 - Granulação adotada segundo a proposta de Willians et al. (1970) .	10
Tabela 4 - Índice de cor segundo a classificação de Le Maitre (2002) para rochas ígneas.	10
Tabela 5 - Nomenclatura dos tipos de enclave segundo Didier & Barbarin (1991) .	10
Tabela 6 – Análise química semiquantitativa em EDS dos grãos de plagioclásio estudados no metagranitoide Represa de Camargos.	38
Tabela 7 – Análise química semiquantitativa em EDS dos grãos de k-feldspato estudados no metagranitoide Represa de Camargos.	39
Tabela 8 - Análise química semiquantitativa em EDS dos grãos de plagioclásio estudados no metagranitoide porfirítico Macuco de Minas.	41
Tabela 9 - Análise química semiquantitativa em EDS dos grãos de k-feldspato estudados no metagranitoide porfirítico Macuco de Minas.	42

ÍNDICE DE FIGURAS

	Pág.
Figura 1 - Articulação das cartas topográficas do IBGE 1:50.000 destacando em vermelho a área estudada.	3
Figura 2 - Rota do Rio de Janeiro - RJ para Macuco de Minas.	3
Figura 3 - Diagrama modal QAP de Streckeisen (1976) para a classificação das rochas plutônicas; 1a-Quartzolito (silexito); 1b- Granitoide rico em quartzo; 2- Álcali-feldspato granito; 3a- Sienogranito; 3b- Monzogranito; 4- Granodiorito; 5- Tonalito; 6*- Quartzo álcali-feldspato sienito; 7*- Quartzo sienito; 8*- Quartzo monzonito; 9*- Quartzo monzodiorito/Quartzo monzogabro; 10*- Quartzo diorito/Quartzo gabro/Quartzo anortosito; 6- Álcali-feldspato sienito; 7- Sienito; 8- Monzonito; 9- Monzodiorito/Monzogabro; 10- Diorito/gabro/anortosito.	9
Figura 4 - Cráton do São Francisco e sua faixas móveis marginais (Alkmin, 2004)	11
Figura 5 - Mapa geológico do Quadrilátero Ferrífero mostrando idades U-Pb de metagranitoides e ortognaisses (Lana et al., 2013).	12
Figura 6 - Modelo simplificado de evolução tectônica da crosta TTG Arqueana no Quadrilátero Ferrífero entre 2,90 e 2,77 Ga. RV I - Evento Rio das Velhas I; RVII - Evento Rio das Velhas II (Lana et al., 2013).	13
Figura 7 - Modelo de evolução tectônica esquemática da crosta arqueana no Quadrilátero Ferrífero. A- TTG/ crosta máfica - ultramáfica pretérita à colocação de rochas TTGs mais novas (2780-2770 Ma); B - Colocação de granitoides potássicos entre 2760-2700 Ma e formação da crosta inferior refratária; C - Erosão da crosta e acumulação de sedimentos de margem passiva (Romano et al., 2013).	14
Figura 8 - Coluna estratigráfica dos supergrupos Rio das Velhas e Minas segundo Alkmin (2006), com separação do grupo Sabará segundo proposta de Ávila et al. (2014) .	15
Figura 9 - Mapa geológico do sul do cráton do São Francisco mostrando o limite aproximado do cinturão Mineiro segundo Alkmim (2004) .	18
Figura 10 - Modelo de evolução para o cinturão Mineiro proposto por Ávila et al. (2010) . J = Lineamento Jaceaba - Bom Sucesso.	19
Figura 11 - Visão geral de um grande lajedado que corresponde a principal forma de ocorrência dos afloramentos dessa rocha na área	21
Figura 12 - Visão geral do metagranitoide Represa de Camargos mostrando a textura equigranular com os grãos de feldspato tabulares.	21
Figura 33 - Fotos de seções dos afloramentos onde são observadas feições de mistura entre o metagranitoide Represa de Camargos e o metagranitoide de textura fina.	22
Figura 14 - Interpretação das fotos supracitadas na Figura 13 . Em vermelho o metagranitoide Represa de Camargos, em rosa o metagranitoide fino e em amarelo um pegmatito.	22
	X

Figura 15 - Enclaves máficos: A) enclave máfico surmicáceo; B) xenólito tonalítico; C) xenólito de clorita xisto em meio ao metagranitoide alterado; D) enclaves máficos injetados por diversos corpos félsicos e muito deformados.	23
Figura 16 - Microzonas de cisalhamento marcadas pelo alinhamento dos grãos de biotita, presente de maneira recorrente nos afloramentos do metagranitoide Represa de Camargos.	24
Figura 17 - Pegmatitos concordante com a foliação da rocha a direita e discordante da foliação principal a esquerda e a interpretação dos mesmos com o metagranitoide em vermelho e os pegmatitos em amarelo.	24
Figura 18 – Diagrama QAP de Strickeissen (1976) com as amostras do metagranitoide Represa de Camargos.	25
Figura 19 – Grãos de plagioclásio levemente alterados para sericita e epidoto, com formato <i>augen</i> e com suas bordas recristalizadas. Lâmina JR-047, nicol cruzado, 5x.	25
Figura 20 – Grãos de microclínio recristalizado na borda (círculo amarelo) e com inclusão de plagioclásio sericitizado. Presença de grãos de quartzo policristalinos intensamente recristalizados. Lâmina JR-028, nicol cruzado, 5x.	26
Figura 21 –Grão de microclínio com textura pertítica e inclusões de plagioclásio. Lâmina JR-069, nicol cruzado, 2,5x.	26
Figura 22 – Plagioclásio saussuritizado mostrando sericita e epidoto como principais minerais de alteração. Lâmina JR-069, nicol cruzado a esquerda e descruzado a direita, 10x.	27
Figura 23 – Agregados de biotita alinhados segundo a foliação principal, ocorrendo entre os grãos recristalizados de quartzo. Lâmina JR-069, nicol cruzado, 10x.	27
Figura 24 – Titanita bordejando mineral opaco. Lâmina JR-069, nicol descruzado, 20x.	28
Figura 25 – Clorita de hábito e associada a alteração da biotita. Lâmina JR-042, nicol cruzado, 10x.	28
Figura 26 – Principal forma de exposição do metagranitoide porfirítico Macuco de Minas, que é representado por lajedos que variam de 5 até mais de 50 metros de extensão.	29
Figura 27 – Afloramento do metagranitoide porfirítico Macuco de Minas mostrando ampla variação do tamanho dos fenocristais de feldspato.	29
Figura 28 – Estrutura dos feldspatos. Fig. 28A - Fenocristais de feldspato euédricos e sem direção preferencial, mostrando a textura isotrópica da rocha; Fig. 28B - Grãos de feldspato estirados e orientados, com bordas recristalizadas devido ao processo deformacional.	30

Figura 29 A - Afloramento do metagranitoide porfirítico Macuco de Minas, com presença de xenólitos máficos alongados e cortado por pegmatitos discordantes.	30
Figura 29 B – Interpretação da foto do afloramento com o metagranitoide em laranja, os xenólitos em verde e os pegmatitos em amarelo.	
Figura 30 - Diagrama QAP de Strickeissen (1976) com as amostras do metagranitoide porfirítico Macuco de Minas.	31
Figura 31 – Visão geral do metagranitoide Macuco de Minas, com destaque para o fenocristal de microclina com geminação <i>tartan</i> e com bordas recristalizadas. Os grãos de quartzo apresentam contatos poligonais devido a recristalização. Lâmina JR-093, nicol cruzado, 2,5x.	32
Figura 32 – Fenocristal de microclínio com geminação <i>carlsbad</i> , textura perítica e diversas inclusões de biotita, apatita e plagioclásio com mirmequita. Lâmina JR-005 A, nicol cruzado.	32
Figura 33 – Grãos de epidoto, zoisita/clinozoisita e carbonato decorrentes do processo de saussuritização. Lâmina JR-130 B, nicol descruzado a esquerda e cruzado a direita, 5x.	33
Figura 34 –Grãos de apatita inclusos em um grão de quartzo. Lâmina JR-093, nicol cruzado,	33
	20x.
Figura 35 – Microclínio (K-f) com borda de plagioclásio (Plg) e grão de quartzo (Qtz) ao lado.	34
Figura 36 – Cristal de carbonato apresentando luminescência de coloração laranja.	34
Figura 37 – Cristal de apatita apresentando luminescência de coloração amarela.	35
Figura 38 – Cristal de zircão no canto superior esquerdo apresentando coloração branca.	35
Figura 39 – Fenocristal de microclínio (MC) azul, zonado, com borda de plagioclásio (Plg), imerso em matriz de quartzo e feldspato, com presença de apatita amarela dispersa na rocha.	36
Figura 40 - Cristais de apatita apresentando luminescência amarela, muito característica desse mineral.	36
Figura 41 - Seção da lâmina JR-011 do metagranitoide porfirítico Macuco de Minas à esquerda e JR-047 do metagranitoide Represa de Camargos a direita, mostrando a diferença de concentração de k-feldspato nessas rochas.	36
Figura 42 – Diagrama ternário para classificação de feldspatos.	37
Figura 43 - A: Quartzo (Qtz) recristalizado e límpido, plagioclásio (Plg) alterado e grãos de biotita (Biot); B: grão de zircão alterado, em detalhe é observada inclusão de silicato de tório ; C: grão com monazita rica em cério no centro, bordejado por monazita alterada, incluso em um grão de oligoclásio; D: silicato de tório (Th) com	40

borda de epidoto (Ep) imerso em plagioclásio (Plg); E: grão de monazita rica em cério bordejada por epidoto (Ep); F: grão de monazita (Mo) alterado com borda de epidoto.

- Figura 44** – Diagrama ternário para classificação de feldspatos. 41
- Figura 45** – A: em cima ilmenita com borda de titanita, em baixo cristal de zircão com inclusão de fluorapatita (cinza escuro) e silicato de tório (branco); B: cristal de microclínio com borda de albita; C: detalhe de cristais de zircão com zonamento; D: monazita-(Ce) preenchendo os espaços entre os grãos de quartzo. 43
- Figura 46** – Metagranitoide Represa de Camargos com sua foliação dobrada. 44
- Figura 47** – Estereograma com os polos da foliação do metagranitoide Represa de Camargos, total de 28 medidas. 44
- Figura 48** – Estereogramas com os polos da foliação do metagranitoide porfirítico Campo Redondo, um total de 16 medidas. 45
- Figura 49** – Zona de cisalhamento e dobra no metagranitoide Represa de Camargos. 45
- Figura 50** – Feições deformacionais do metagranitoide Represa de Camargos: **Fig. 50 A:** Porfiroclasto de feldspato em zona de cisalhamento com formato tabular preservado; **Fig 50 B:** porfiroblasto com bordas amendoadas. 46
- Figura 51** - Indicadores cinemáticos no milonito. Lâmina JR-006, nicol descruzado, 2,5x. 46
- Figura 52** – Fotomosaico feito em parte da lâmina JR-006 mostrando a textura milonitônica, com alguns indicadores cinemáticos e fitas de quartzo indicando que é de alta temperatura. 46

1 – INTRODUÇÃO

A presente monografia tem como principal objetivo contribuir para o maior entendimento da evolução dos eventos geológicos que aconteceram na borda meridional do cráton do São Francisco, mais precisamente na região do Cinturão Mineiro (Teixeira & Figueiredo, 1991). A geologia dessa região passou a ser estudada com maior detalhe, a partir da década de 1920, os trabalhos resultantes agrupavam diferentes tipos de rochas em complexos litológicos maiores, relacionando esses com os modelos existentes nessa época (Bastos & Erichsen, 1927). Porém, o enorme avanço do conhecimento geológica nas últimas décadas, permitiu novas interpretações sobre a evolução dos gnaisses e das rochas metavulcano-sedimentares arqueanas (Teixeira et al., 1996, 1998) e paleoproterozoicas (Quéméneur & Baraud, 1983; Pires *et al.*, 1990, Ávila, 2000; Toledo 2002), bem como do corpos plutônicos félsicos, principalmente arqueanos (Lana *et al.*, 2013; Romano et al., 2013) e paleoproterozóicos (Ávila et al., 2006, 2010, 2014; Teixeira *et al.*, 2008, 2015; Barbosa *et al.*, 2015).

O principal problema envolvendo o estudo dos corpos plutônicos félsicos está associado a separação dos mesmos em campo, pois esses apresentam grande semelhança mineralógica e textural. Dessa maneira, a presente monografia propôs a separação em campo de dois corpos graníticos, que anteriormente compunham uma única unidade, bem como buscou caracterizar de forma mais detalhada, a mineralogia e petrografia dos metagranitoides Represa de Camargos e Macuco de Minas.

Para melhor realizar a diferenciação entre os granitoides, é necessária a realização de mapeamento geológico de detalhe na escala de 1:25.000, acompanhado de caracterização mineralógica, petrográfica, e utilização de ferramentas mais específicas, como geoquímica isotópica e a geocronologia.

Dessa maneira, a presente monografia se dedicou a caracterizar de forma mais detalhada a mineralogia e petrografia do metagranitoide Represa de Camargos e também do metagranitoide porfirítico Macuco de Minas. São litótipos aflorantes no entorno da cidade de Macuco de Minas.

2 – OBJETIVOS E COMO ALCANÇÁ-LOS

A presente monografia tem como objetivo a caracterização geológica dos metagranitoides aflorantes no entorno na cidade de Macuco de Minas, bem como estabelecer a relação temporal entre as unidades identificadas. Para alcançar o objetivo proposto foram realizadas as seguintes etapas:

- 1) Mapeamento geológico de uma área de cerca de 90 km² na escala 1:25.000, situada a norte da Serra do Pombeiro, a oeste da Serra do Ouro Grosso e no entorno da cidade de Macuco de Minas;
- 2) Integração dos dados relativos as campanhas de mapeamento geológico efetuadas pelo grupo de pesquisa dos professores Ciro Alexandre Ávila e Everton Marques Bongioiolo com aqueles obtidos na presente monografia;
- 3) Individualização em campo dos litótipos visando estabelecer as relações temporais entre esses;
- 4) Caracterização petrográfica dos metagranitoides no intuito de apontar as principais diferenças entre os mesmos;
- 5) Estudo mineralógico por catodo-luminescência e microscopia eletrônica de varredura com microanálise (MEV-EDS) dos metagranitoides.

3 – LOCALIZAÇÃO E ACESSOS

A área estudada localiza-se no sul do estado de Minas Gerais, mais precisamente na porção leste da folha Itumirim e porção oeste da folha Itutinga, ambas cartas topográficas do IBGE na escala 1:50.000 (Figura 1), tendo Macuco de Minas como principal cidade. Essa possui 90 km² e é delimitada pelas coordenadas UTM, zona 23S, datum Córrego Alegre 7650000 a norte, 518000 a oeste 528000 a leste e 7640000 a sul.

NEPOMUCENO SF-23-I-II-2	LAVRAS SF-23-X-C-I-1	NAZARENO SF-23-X-C-I-2
CARMO DA CACHOEIRA SF-23-V-D-III-4	ITUMIRIM SF-23-X-C-I-3	ITUTINGA SF-23-X-C-I-4
TRÊS CORAÇÕES SF-23-V-D-VI-2	LUMINÁRIAS SF-23-X-C-IV-1	MINDURI SF-23-X-C-IV-2

Figura 4- Articulação das cartas topográficas do IBGE 1:50.000 destacando em vermelho a área estudada.

Para acessar a área de estudo saindo do Rio de Janeiro, utiliza-se a rodovia BR-040 até a cidade de Barbacena, seguindo à oeste pela rodovia BR-265 que liga Barbacena a Lavras, passando pelas entradas das cidades de Barroso, São João Del Rei, Nazareno e Itutinga (Figura 2). A partir de Macuco de Minas podem ser utilizados diversos caminhos e trilhas, inclusive uma estrada não asfaltada que liga a mesma a cidade de Itumirim.

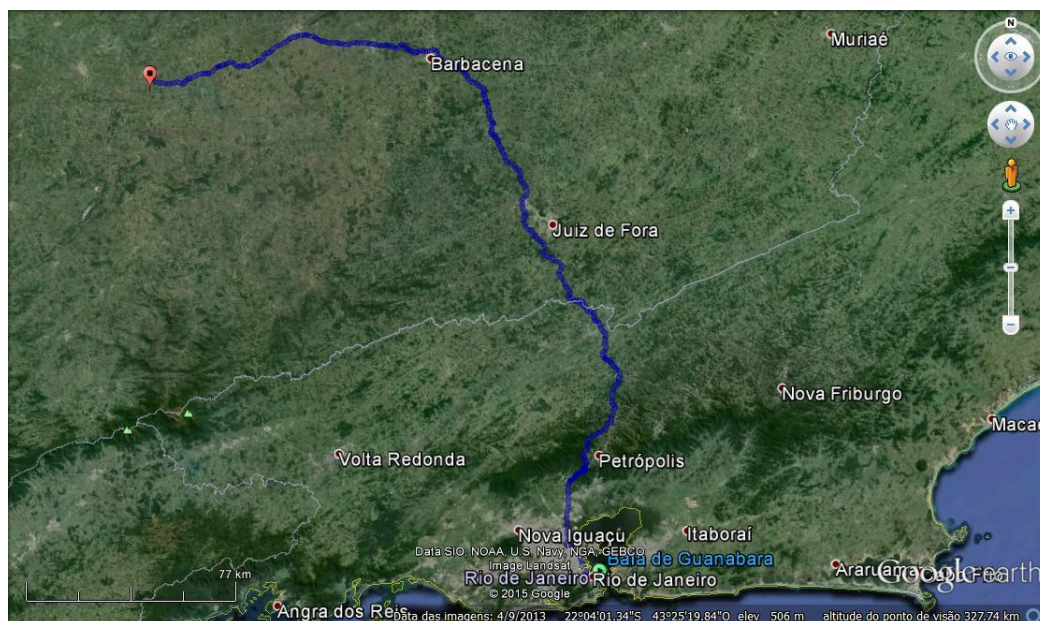


Figura 5 - Rota do Rio de Janeiro - RJ para Macuco de Minas.

4 – METODOLOGIA

4.1 – Introdução

A presente monografia foi elaborada em 4 etapas, representadas por: reestruturação do acervo existente; levantamento de campo; obtenção de dados em laboratório; e atividades de escritório.

4.2 – Etapa pré Campo

Durante a primeira etapa do trabalho foi realizado o levantamento bibliográfico envolvendo teses, artigos, dissertações e mapas geológicos existentes da área de estudo, visando auxiliar no entendimento do contexto geológico regional e na caracterização das unidades de campo. O objetivo desta etapa foi definir a situação atual de conhecimento da área de estudo visando otimizar as futuras amostragens a serem realizadas durante e após o desenvolvimento da presente monografia.

4.3 – Levantamento de Campo

Para a realização do levantamento geológico foi inicialmente confeccionado um mapa topográfico na escala 1:25.000 tendo com base partes das cartas do IBGE Itumirim (SF-23-X-C-I-3) e Itutinga (SF-23-X-C-I-4) na escala 1:50.000 as quais foram ampliadas para a escala 1:25.000. Esse mapa topográfico serviu de base para os trabalhos de campo e para a etapa de mapeamento geológico (Anexo I – Mapa geológico). Foram realizadas 3 campanhas de campo, num total de 15 dias, sendo que a primeira ocorreu entre os dias 21 e 27 de agosto de 2013, tendo sido marcados 62 pontos geológicos. A segunda campanha foi efetuada entre os dias 10 e 13 de setembro de 2014, onde foram marcados 75 pontos geológicos, enquanto a terceira foi realizada entre os dias 8 e 11 de abril de 2015, onde foram marcados 73 pontos geológicos. No total foram marcados 210 pontos, que foram plotados nas folhas topográficas Itumirim e Itutinga (Anexo II – Mapa de pontos) com o auxílio de GPS Garmin Etrex 30 utilizando as coordenadas UTM tendo como referência o datum Córrego Alegre.

A descrição dos pontos foi realizada a partir da observação do tipo de ocorrência, do grau de alteração da rocha, da relação dos corpos em escala de afloramento e de feições possíveis de serem identificadas com lupa de 10x. Estruturas deformacionais, tais como foliação, lineação, falhas, zonas de cisalhamentos, eixos e planos axiais de dobras foram medidas em dip-dip utilizando-se uma bússola Brunton® 8099 Pro Eclipse com declinação de 22°W.

Para a delimitação dos litótipos foi utilizado o método de caminhamento ao longo dos contatos, pois a natureza intrusiva de grande parte dos corpos mapeados, acarreta a presença de contatos irregulares. Cabe destacar que os contatos entre os corpos plutônicos félsicos e as

litologias da sequência metavulcano-sedimentar Nazareno foram definidos por predominância de blocos de determinada litologia ou por mudanças de cor de solo, onde a coloração esbranquiçada ou avermelhada do solo está associada aos corpos plutônicos, enquanto o solo amarronzado esta relacionado aos anfibolitos e as rochas metaultramáficas da sequência metavulcano-sedimentar Nazareno. A distinção entre os diferentes tipos de corpos plutônicos baseou-se em aspectos texturais, sendo que o metagranitoide Represa de Camargos é caracterizado pela textura equigranular, graulação media a grossa e pela escassa presença de fenocristais, enquanto o metagranitoide porfirítico Macuco de Minas possui textura inequigranular, com matriz variando de fina a média e fenocristais com até 80mm.

4.4 – Atividades Laboratoriais

4.4.1 – Petrografia

O acervo petrográfico utilizado na presente monografia é composto de 80 lâminas delgadas (Tabela 1), confeccionadas no Laboratório de Laminação do Museu Nacional (LLMN) a partir das amostras coletadas em campo durante a etapa de mapeamento geológico. Nessas amostras foram determinadas as seções de corte visando a caracterização de feições de interesse, como foliação e contatos entre os diferentes litótipos.

A descrição das lâminas foi realizada no microscópio petrográfico Carl Zeiss® Axioskop 40 A Pol do Museu Nacional e do Departamento de Geologia do Insituto de Geociências, sendo indentificadas a mineralogia essencial, acessória e secundária, bem como texturas e estruturas de interesse. As imagens das lâminas foram capturadas por uma câmera AxioCam MRc e foi utilizado o software da Suíte de produtos AxioVision CD 29A, todos da Carl Zeiss.

Durante a caracterização petrográfica foram descritas as principais características das lâminas, tais como: índice de cor; granulação; textura; mineralogia global da rocha (essencial, secundária e acessória); feições dos minerais individualmente; provável ordem de cristalização; composição modal; e nomenclatura das rochas ígneas segundo Streckeisen (1976). Foram montados fotomosaicos de seis lâminas dos corpos plutonicos e de uma lâmina de um enclave máfico. Essa etapa teve a finalidade de facilitar a localização dos minerais durante o estudo em MEV-EDS.

4.4.2 – Catodoluminescência

Após a descrição petrográfica, algumas lâminas de interesse foram selecionadas para serem observadas em microscópio petrográfico Carl Zeiss® modelo *Axioplan* com o sistema de captura de imagens MR5 acoplado a um sistema de catodoluminescência ótica CITL modelo TP5 e objetivas Zeiss EC Epiplan Neofluar 5x e EC Epiplan Neofluar HD 10x e

platina que mantém a lâmina no vácuo. As imagens luminescentes das lâminas foram capturadas por uma câmera AxioCam MRc junto do software da Suíte de produtos AxioVision CD 29A, todos da Carl Zeiss.

Tabela 1 - Listagem das lâminas confeccionadas para a presente monografia.

Amostra	Unidade	Amostra	Unidade	Amostra	Unidade
JR-002 A	Granitoide Porfirítico	JR-068	Granitoide Grosso	JR-130 F	Granitoide Porfirítico
JR-002 B	Granitoide Porfirítico	JR-069	Granitoide Grosso	JR-142 A	Xenólito
JR-005 A	Granitoide Porfirítico	JR-069 B	Granitoide Grosso	JR-150A1	Granitoide Grosso
JR-005 B	Granitoide Porfirítico	JR-069 C	Granitoide Grosso	JR-151	Granitoide Grosso
JR-005 C	Granitoide Porfirítico	JR-070	SMVS Nazareno	JR-154	Granitoide Grosso
JR-006	Granitoide Porfirítico	JR-077	Granitoide Grosso	JR-156	Granitoide Grosso
JR-011	Granitoide Porfirítico	JR-079	Granitoide Grosso	JR-158	Granitoide Grosso
JR-019 A	Granitoide Grosso	JR-081	Granitoide Grosso	JR-160	Granitoide Grosso
JR-019 B	Granitoide Grosso	JR-086 A	Granitoide Grosso	JR-165 A	Granitoide Grosso
JR-019 C	Granitoide Grosso	JR-086 B	Granitoide Grosso	JR-165 B	Granitoide Fino
JR-019 D	Xenólito	JR-086 C	Xenólito	JR-166 A	Granitoide Grosso
JR-024	Granitoide Grosso	JR-086 D	Xenólito	JR-166 B	Granitoide Fino
JR-028	Granitoide Grosso	JR-090 A	Granitoide Porfirítico	JR-166 C	Xenólito
JR-030 A	Granitoide Grosso	JR-090 B	Granitoide Porfirítico	JR-179 A	Xenólito
JR-030 B	Granitoide Grosso	JR-090 C	Xenólito	JR-179 B	Granitoide Grosso
JR-030 C	Granitoide Grosso	JR-090 D	Xenólito	JR-183	Granitoide Grosso
JR-030 D	Granitoide Grosso	JR-093	Granitoide Porfirítico	JR-187 A	Granitoide Porfirítico
JR-030 E	Xenólito	JR-095	Granitoide Porfirítico	JR-187 B	Granitoide Porfirítico
JR-030 F	Xenólito	JR-098	Granitoide Porfirítico	JR-187 C	Granitoide Porfirítico
JR-042 A	Granitoide Grosso	JR-123	Granitoide Porfirítico	JR-187 D	Granitoide Porfirítico
JR-047	Granitoide Grosso	JR-129	Granitoide Porfirítico	JR-187 E1	Xenólito
JR-050 A	Xenólito	JR-129 B	Granitoide Porfirítico	JR-187 E2	Xenólito
JR-050 B	Granitoide Grosso	JR-130 A	Granitoide Porfirítico	JR-187 E3	Xenólito
JR-053 A	SMVS Nazareno	JR-130 B	Granitoide Porfirítico	JR-188	Granitoide Porfirítico
JR-053 B	SMVS Nazareno	JR-130 C	Xenólito	JR-190 A	Granitoide Porfirítico
JR-063 A	SMVS Nazareno	JR-130 D	Xenólito	JR-190 B	Xenólito
JR-063 B	SMVS Nazareno	JR-130 E	Xenólito		

Nesse processo a lâmina é colocada na platina, a bomba de vácuo é ligada no controle manual, sendo acionado o controle automático do vácuo quando a pressão alcança perto de 0,005 bar. Com a pressão adequada, é ligado o raio de elétrons com voltagem marcando entre 280 e 320 kV e 14 e 17 mA para as amostras dos metagranitóides e entre 300 e 350 kV e entre 16 e 19 mA para a amostra do enclave. A maior voltagem e amperagem utilizadas para as rochas máficas é devido ao conteúdo de ferro e magnésio elevado, o que facilita ver melhor os minerais nesse tipo de rocha. Essa variação é utilizada visando obter a melhor visualização

para cada tipo de rochas, usando uma amperagem e voltagem menores para rochas félsicas, e maiores para rochas máficas.

Durante a caracterização em catodoluminescência foram observadas algumas características mineralógicas que não foram possíveis de serem identificadas no estudo em microscópio de luz transmitida. Essas são: zonamento composicional do plagioclásio; diferenciação entre albita e microclina, o que era complexo devido ao elevado grau de alteração hidrotermal das rochas estudadas; diferentes espectros de fluorescências dos minerais acessórios, o que facilitou o estudo dos mesmos no MEV-EDS.

4.4.3 – MEV-EDS

Após a análise em catodoluminescência, as lâminas foram estudadas no microscópio eletrônico de varredura com espectrometria de energia dispersiva acoplado (MEV-EDS) visando principalmente a identificação dos minerais opacos e obtenção da composição química dos principais minerais petrográficos.

Antes de irem para o MEV-EDS as lâminas são levadas para serem recobertas por um fino filme de carbono, que facilita a condução dos elétrons. Em seguida a lâmina é colocada no MEV-EDS, é ligada a bomba de vácuo esperando-se que o mesmo seja atingido para se iniciar a calibração do equipamento e a análise.

A microscopia eletrônica de varredura consiste na emissão de um feixe de elétrons que é acelerado em direção a uma amostra de interesse e que, ao interagir com este alvo, gera diversos efeitos físicos que podem ser qualificados e quantificados. Este feixe é gerado pelo aquecimento de um filamento e a aceleração ocorre devido a uma diferença de potencial entre este filamento (anodo) e um catodo localizado no topo da coluna, geralmente entre 0,5 e 30 kV. O caminho dos elétrons é corrigido e otimizado através de um conjunto de lentes condensadoras, presentes no interior da coluna, e é direcionado até a amostra através de uma lente eletromagnética ou eletrostática objetiva final.

A parte do estudo em MEV-EDS foi realizada no Centro de Tecnologia Mineral (CETEM), no equipamento modelo Quanta 400 equipado com um sistema de microanálise química por dispersão de energia (EDS) Bruker Nano Quantax 800 e detector Xflash 5010, tecnologia SDD (*silicon drift detector*) com janela de 20 mm².

4.5 – Atividade de Escritório

A etapa de escritório foi dividida em: pré campo e pós campo. Na primeira foram feitos os mapas de campo e de escritório a partir da ampliação das folhas Itumirim e Itutinga (escala 1:50.000 do IBGE) para a escala de 1:25.000 no Software ArcMap 10, onde também foi colocado o *grid* com as coordenadas UTM para facilitar a plotagem dos pontos em campo.

A etapa pós campo correspondeu ao tratamento integrados dos dados obtidos durante as fases pretéritas. As medidas estruturais foram plotadas no estereograma utilizando o software OpenStereo 0.1.2 devel; o mapa geológico foi confeccionado no Software ArcMap 10 da suíte de aplicativos ArcGis da ESRI® através da digitalização do mapa de campo; as interpretações dos afloramentos de forma gráfica foi feita através do do software Photoshop CS6 da Adobe; e por final realizou-se a elaboração do relatório final da presente monografia.

5 – NOMENCLATURA ADOTADA PARA OS LITÓTIPOS

A classificação litológica adotada para esse estudo encontra-se em conformidade com as últimas convenções da *International Union of Geological Sciences* (IUGS), sendo que a nomenclatura textural de rochas ígneas segue a proposta de *Willians et al.* (1970) (Tabela 2).

Tabela 2 - Subdivisão textural de rochas ígneas de acordo com a proposta de *Willians et al.* (1970).

Descrição	
Afanítica	Envolve minerais que não reconhecíveis a olho nu ou com auxílio de lupa de 10x.
Fanerítica	Envolve minerais que são reconhecíveis a olho nu ou com lupa de 10x.
Equigranular	Minerais apresentam-se com tamanho semelhante.
Porfírica	Grãos maiores (fenocristais) envolvidos por uma matriz menor.
Seriada	Apresenta cristais com ampla variação de tamanho.

No presente trabalho utilizou-se o prefixo “meta” para designar rochas que apresentem feições metamórficas, porém com estruturas primárias preservadas, podendo ser citado como exemplo, o metagranitoide porfírico Macuco de Minas. De forma semelhante, o termo granitoide foi utilizado para designar rochas plutônicas que apresentam entre 20% e 60% de quartzo em relação ao somatório de quartzo + plagioclásio + k-feldspato no diagrama QAP (Figura 3).

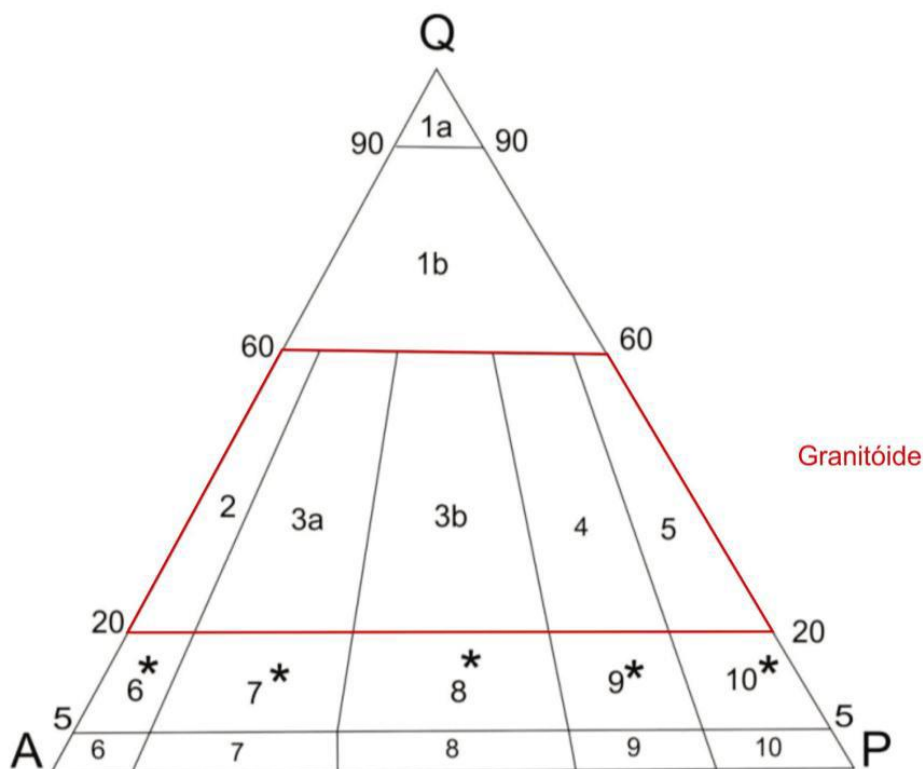


Figura 3 - Diagrama modal QAP de Streckeisen (1976) para a classificação das rochas plutônicas; 1a- Quartzolito (sillexito); 1b- Granitoide rico em quartzo; 2- Álcali-feldspato granito; 3a- Sienogranito; 3b- Monzogranito; 4- Granodiorito; 5- Tonalito; 6*- Quartzó álcali-feldspato sienito; 7*- Quartzó sienito; 8*- Quartzó monzonito; 9*- Quartzó monzodiorito/Quartzó monzogabro; 10*- Quartzó

diorito/Quartzo gabro/Quartzo anortosito; 6- Álcali-feldspato sienito; 7- Sienito; 8- Monzonito; 9- Monzodiorito/Monzogabro; 10- Diorito/gabro/anortosito.

A descrição da granulação da rocha (Tabela 3) foi adotada segundo a classificação de Willians *et al.* (1970). Dentre as classificações de rochas ígneas plutônicas têm-se a determinação de seu índice de cor, que no presente estudo baseou-se na proposta de Le Maitre (2002), tendo como base a porcentagem de minerais máficos e félsicos (Tabela 4). Além dessa classificação, utilizou-se também a subdivisão das rochas em félsicas (de 0 a 40% de minerais escuros), máficos (de 40 a 70% de minerais escuros) e ultramáficas (de 70 a 100% de minerais escuros).

Tabela 3 - Granulação adotada segundo a proposta de Willians *et al.* (1970).

Granulação	Tamanho dos Cristais
Fina	< 1 mm
Média	1 a 5 mm
Grossa	5 mm a 3 cm
Muito grossa	> 3 cm

Tabela 4 - Índice de cor segundo a classificação de Le Maitre (2002) para rochas ígneas.

Índice de Cor	Teor de Minerais Máficos
Hololeucocrática	0-10%
Leucocrática	10-35%
Mesocrática	35-65%
Melanocrática	65-90%
Holomelanocrática	90-100%

A classificação dos tipos de enclave no presente estudo baseou-se na proposta de Didier & Barbarin (1991), levando-se em consideração a natureza do enclave e a forma dos contatos com a rocha encaixante (Tabela 5).

Tabela 5 - Nomenclatura dos tipos de enclave segundo Didier & Barbarin (1991).

Enclave	Natureza	Contato
Xenolítico	Pedaço da rocha encaixante	Penetrante
Xenocristal	Cristal isolado estranho a rocha	Penetrante
<i>Surmicáceo</i>	Resíduo de fusão (restito)	Penetrante, com uma crosta biotítica
<i>Schlieren</i>	Enclave “rompido” ou “dilacerado”	Gradual
Microgranular Félsico	Dilaceração de margens finas	Penetrante os gradual
Microgranular Máfico	Bolhas de magmas coesos	Predominantemente anguloso
Cumulático (autolítico)	Ruptura e dilaceração de cumulatos	Predominantemente gradual

Em relação ao grau de desenvolvimento das faces dos grãos foi utilizada a classificação de Willians *et al.* (1970): grãos euédricos, cujas faces cristalinas do mineral encontram-se bem desenvolvidas; grãos subédricos, cujas faces são parcialmente desenvolvidas; e grãos anédricos, cujas faces cristalinas não são bem desenvolvidas.

6 – GEOLOGIA REGIONAL

6.1 Cráton do São Francisco

O Cráton do São Francisco (Almeida, 1977) é um domínio tectonicamente estável em relação a deformação, metamorfismo e magmatismo associados ao Ciclo Panafricano-Brasiliano (900 - 490 Ma). Esse ciclo foi o responsável pela formação das faixas móveis que delimitam o Cráton, sendo elas denominadas de Brasília (a sul e oeste), Rio Preto (a noroeste), Riacho do Pontal (a norte), Sergipana (a norte) e Araçuai (a sudeste) (Figura 4). A evolução do proto cráton do São Francisco teve início com magmatismo do tipo TTG no paleoarqueano, gerando domos gnaissicos-migmatíticos e pequenos blocos de crosta continental, em conjunto com faixas *greenstone*. Com o decorrer do Meso e Neoarqueno, ocorreram a formação de novas sequências TTG's e do *greenstone belt* Rio das Velhas, cuja evolução envolveu uma etapa distensiva, com rifteamento e abertura oceânica, seguida de uma etapa compressiva com subdução, formação de arcos de ilha, bem como fusão parcial da crosta continental. Com a estabilização da crosta arqueana do paleocontinente São Francisco, ocorreu o magmatismo potássico tardio. No final do Arqueno e início do Paleoproterozoico a borda meridional do cráton do São Francisco passou por diversos processos geológicos representados pela formação de *riftes* e de crosta oceânica, instalação de arcos insulares e estabilização de crosta e desenvolvimento de uma margem passiva, esta última associada à deposição e sedimentação da Bacia Minas (Alkmim, 2004; Lana *et al.*, 2013).

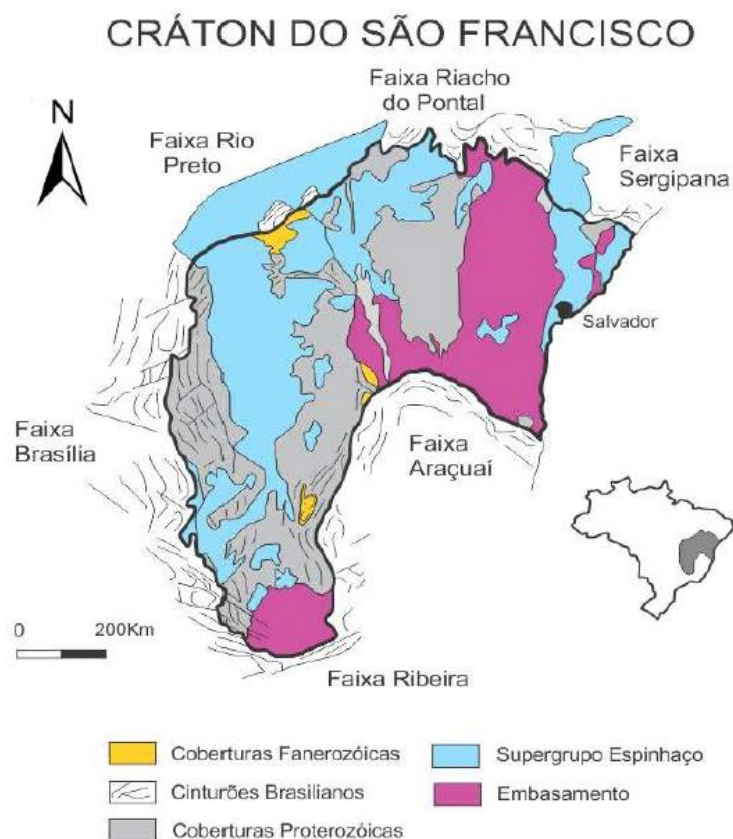


Figura 4 - Cráton do São Francisco e sua faixas móveis marginais (Alkmim, 2004)

6.2 Arqueano

6.2.1 Complexos Metamórficos

Os complexos metamórficos arqueanos compreendem as rochas mais antigas do cráton do São Francisco e englobam núcleos compostos por ortognaisses TTG com idades Paleo a Neoarqueanas como os do Quadrilátero Ferrífero (Santa Bárbara, Belo Horizonte, Bação, Bonfim e Caeté) (Figura 5), bem como os complexos Campo Belo e Passa Tempo, a oeste do Cinturão Mineiro.

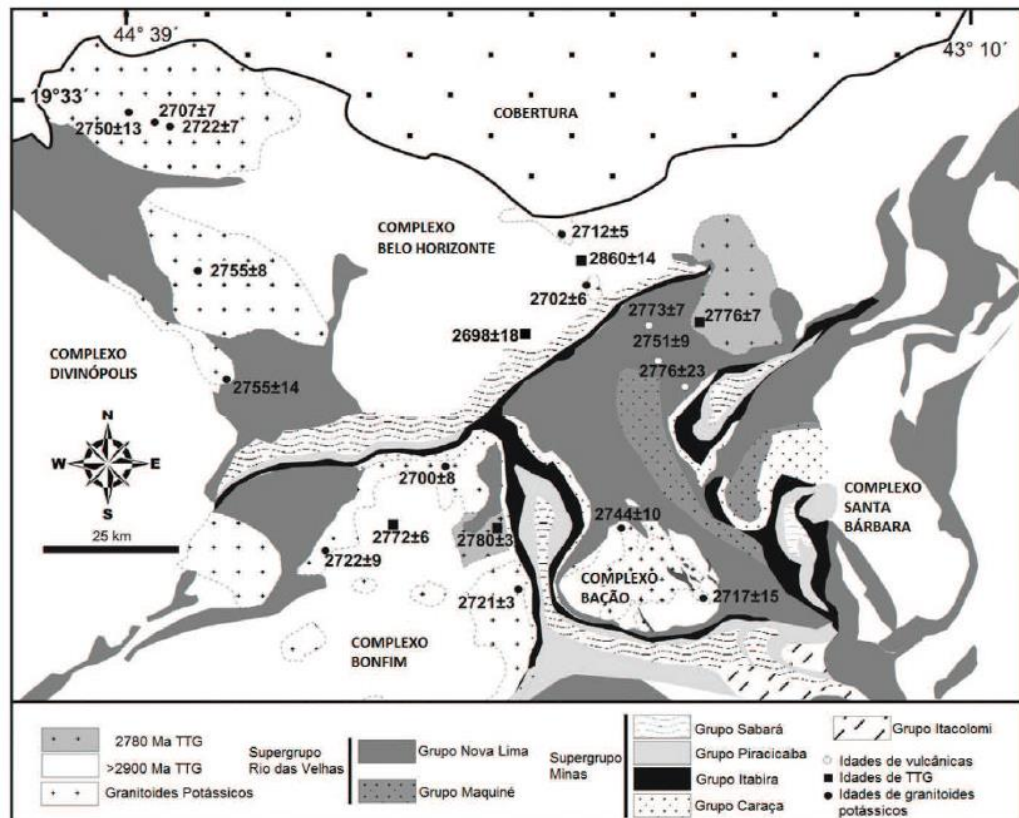


Figura 5 - Mapa geológico do Quadrilátero Ferrífero mostrando idades U-Pb de metagranitoides e ortognaisses (Lana *et al.*, 2013).

Durante o arqueano na região do Quadrilátero Ferrífero foram caracterizados três eventos magmáticos e metamórficos, sendo o primeiro responsável pela formação de crosta TTG do Complexo Santa Bárbara (3212-3210 Ma), que é um núcleo bem preservado de idade paleoarqueana, que serviu para as acresções dos terrenos TTG's que se seguiram (Lana *et al.*, 2013). Este estágio foi chamado de evento Santa Bárbara.

O segundo evento é chamado de Rio das Velhas I e esta presente em praticamente todos os complexos metamórficos. Idades entre 2930-2900 Ma foram encontradas em ortognaisse TTGs dos complexos Bação, Bonfim e Belo Horizonte, confirmando proposta de que nessa época ocorreu uma grande expansão da crosta continental.

O último evento, Rio das Velhas II, durou cerca de 30 Ma (2800-2770 Ma) e foi marcado pelo metamorfismo na fácies anfíbolito alto, promovendo localmente fusão parcial

(Lana *et al.*, 2013). As rochas foram geradas num contexto de arco de ilhas desenvolvido ao redor de um núcleo Paleoarqueano (Figura 6), sendo esse magmatismo representado pelos corpos Caeté e Samambaia.

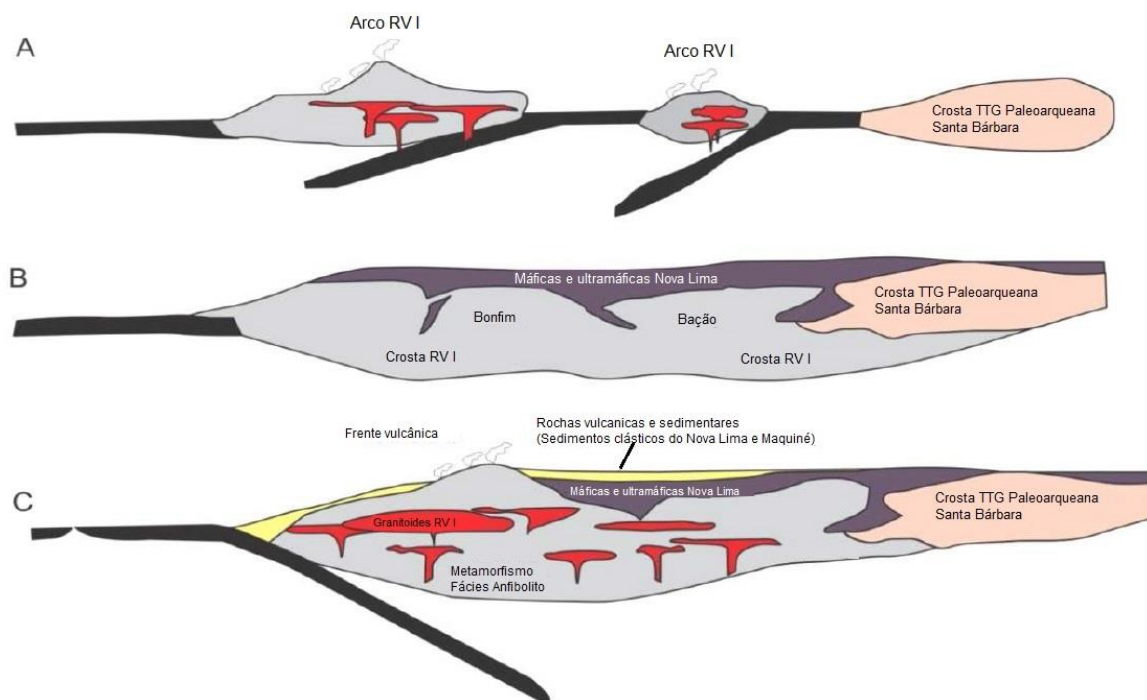


Figura 6 - Modelo simplificado de evolução tectônica da crosta TTG Arqueana no Quadrilátero Ferrífero entre 2,90 e 2,77 Ga. RV I - Evento Rio das Velhas I; RVII - Evento Rio das Velhas II (Lana *et al.*, 2013).

6.2.2 *Greenstone Belt* Rio das Velhas

O *greenstone belt* Rio das Velhas é composto por seqüências de rochas metavulcânicas máficas e ultramáficas e rochas metassedimentares (Machado *et al.*, 1992; Noce *et al.*, 2005) que afloram no Quadrilátero Ferrífero, estando espacialmente associadas aos domos TTG.

A estratigrafia do Supergrupo Rio das Velhas é dividida nos grupos Quebra Ossos, Nova Lima e Maquiné. O grupo Quebra Ossos é composto basicamente por rochas metaultramáficas como metaperidotitos, serpentinitos e metavulcânicas como komatiitos, tanto com textura *spinifex*, quanto estruturas de *pillow*. Já o grupo Nova Lima apresenta predominância de rochas metavulcânicas máficas e félsicas, rochas vulcanoclásticas, *greywackes*, quartzitos e rochas de precipitação química (metachert e formação ferrífera bandada). O final da deposição do grupo Nova Lima é marcado por um evento vulcânico félsico, com idades variando entre 2792-2751 Ma (Noce *et al.*, 2005). Sobrepondo o grupo Nova Lima, temos o grupo Maquiné, separado do anterior por contatos gradacionais e discordâncias, onde a formação Palmital é representada por folhelhos marinhos depositados em ambiente plataformal e que grada para arenitos aluviais e costeiros da formação Casa Forte (Alkmin, 2006).

6.2.3 Granitoides potássicos tardios

Após os eventos acrescionários Rio das Velhas I e Rio das Velhas II, o paleocontinente arqueano se estabilizou e a crosta mais espessa foi intrudida, entre 2750 e 2700 Ma, por granitoides potássicos e *sheets* graníticos.

Os granitoides potássicos são geoquimicamente e geocronologicamente diferentes dos TTG's dos complexos metamórficos, sendo que grande parte desses apresentam texturas ígneas preservadas, em oposição aos corpos TTG's.

Romano *et al.* (2013) sugeriram que os granitoides potássicos são os sustentadores do relevo e da atual topografia encontrada no Quadrilátero Ferrífero, principalmente nos arredores dos domos TTG em contato com as sequências de rochas supracrustais. A fusão parcial e o fluxo de calor do magma granítico para a crosta superior levaram à diferenciação, fazendo com que a crosta inferior se tornasse suficientemente refratária e resistente a possíveis eventos de fusão parcial (Figura 7). Dessa forma o magmatismo potássico põe fim à fusão parcial da crosta arqueana do paleocontinente São Francisco, deixando a litosfera estável para sustentar a carga de sedimentos decorrente do processo associado à formação da Bacia Minas.

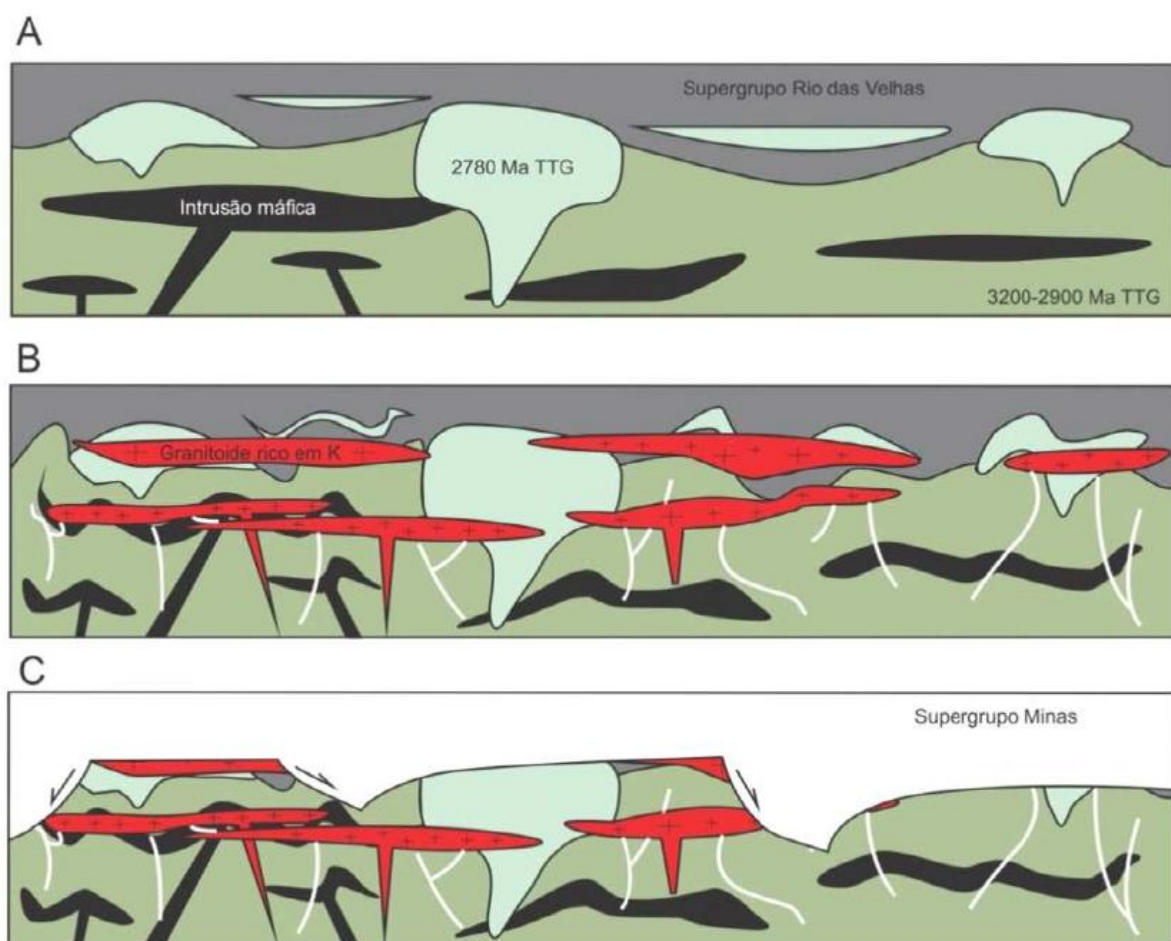


Figura 7 - Modelo de evolução tectônica esquemática da crosta arqueana no Quadrilátero Ferrífero. A- TTG/ crosta máfica - ultramáfica pretérita à colocação de rochas TTGs mais novas (2780-2770 Ma); B - Colocação de granitoides potássicos entre 2760-2700 Ma e formação da crosta inferior refratária; C - Erosão da crosta e acumulação de sedimentos de margem passiva (Romano *et al.*, 2013).

6.3 Transição Arqueano-Paleoproterozoico

6.3.1 Supergrupo Minas

O Supergrupo Minas apresenta evolução desde o Neoarqueano até o Paleoproterozoico e corresponde a sedimentação de margem passiva na borda do paleocontinente São Francisco, evoluindo até uma bacia sin-orogênica ao longo da Orogenia Minas, que foi a responsável pela formação de faixas móveis paleoproterozoicas do paleocontinente São Francisco (Figura 8).

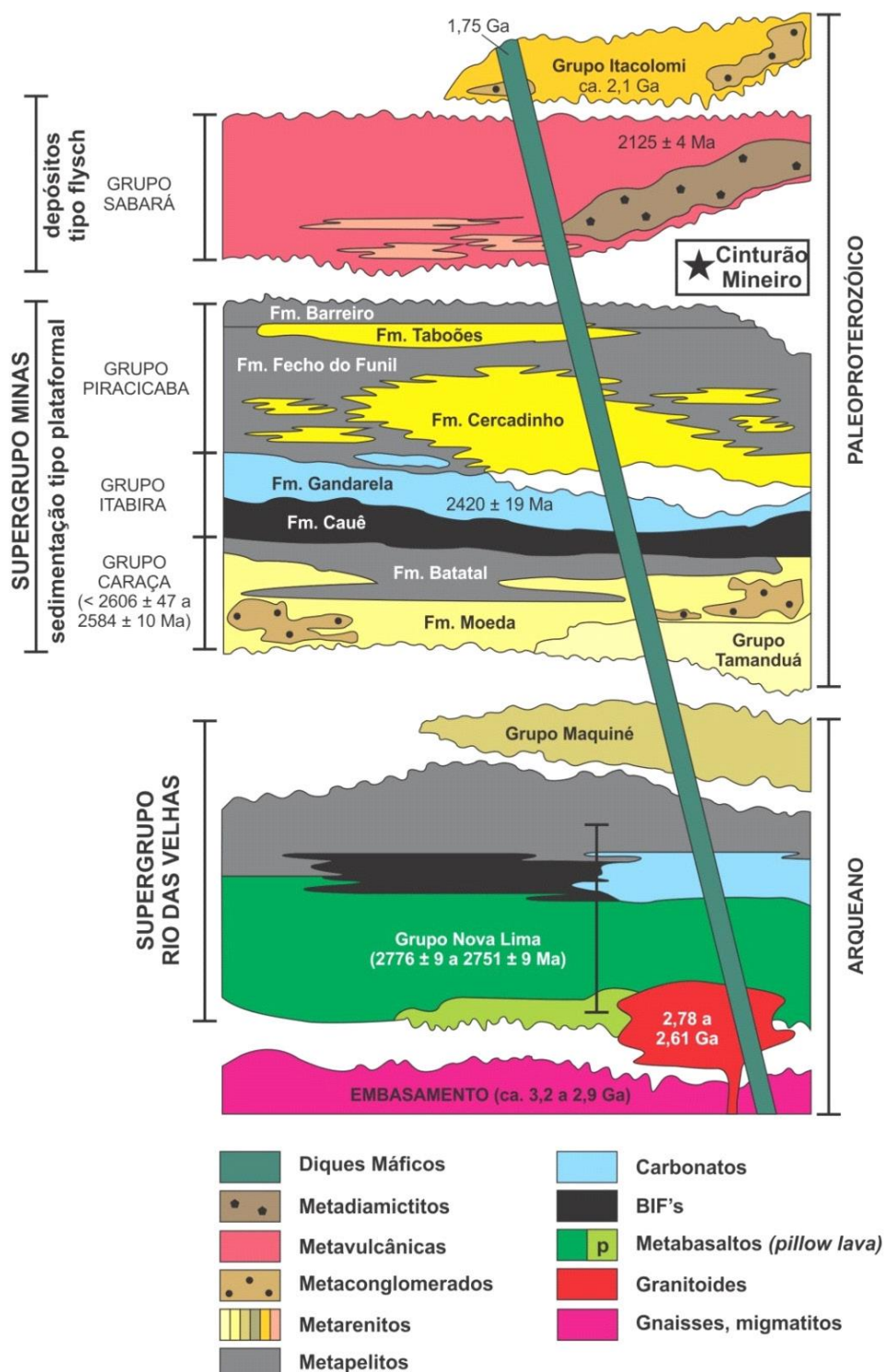


Figura 8 - Coluna estratigráfica dos supergrupos Rio das Velhas e Minas segundo Alkmin (2006), com separação do grupo Sabará segundo proposta de Ávila *et al.* (2014).

A base do Supergrupo Minas é representada pelos grupos Tamanduá e Caraça, esse último subdividido nas formações Moeda e Batatal, que correspondem a sedimentos de ambientes aluviais gradando para marinhos, marcando a fase de subsidência da bacia. Na base da formação Moeda são encontrados depósitos de ouro do tipo Witwatersrand. A idade máxima de deposição admitida para essas unidades é representada pela presença de grãos de zircão detrítico que apresentam idade de 2606 ± 47 Ma e 2584 ± 10 Ma (Alkmim, 2006).

Logo acima está o grupo Itabira, subdividido nas formações Cauê e Gandarela. A primeira apresenta aproximadamente 200 m e é composta principalmente por depósitos de precipitação química típicos de ambiente plataformal do tipo Lago Superior contendo formações ferríferas bandadas. A formação Gandarela é basicamente composta por calcários e dolomitos com idade deposicional de 2420 ± 19 Ma (Babinski *et al.*, 1995). Admite-se que o grupo Itabira foi depositado em um ambiente muito estável, plataformal e sem nenhuma contribuição terrígena.

O grupo Piracicaba corresponde a uma sequência deltaica sobreposta em inconformidade com os grupos supracitados, sendo representada pelas formações Cercadinho, Fecho do Funil, Tabuões e Barreiro. Sua porção basal é composta por filitos e metarenitos, geralmente ferruginosos. Esta sequência grada lateralmente e verticalmente para filitos carbonáticos, filitos ferruginosos, dolomitos, mármores estromatolíticos e formações ferríferas bandadas. Essa complexidade está associada a alternância de condições transgressivas na bacia.

O grupo Sabará está em inconformidade com os grupos supracitados e representa uma sedimentação marinha profunda de turbiditos intercalado com sequências deltaicas. Sua idade de deposição máxima é de 2125 ± 4 Ma (Machado *et al.*, 1992) e a mesma foi intensamente afetada pela orogenia paleoproterozoica. Devido a sua gênese distinta e por apresentar forte contribuição do Cinturão Mineiro, Ávila *et al.* (2014) não consideram o grupo Sabará como integrante do Supergrupo Minas.

6.4 Paleoproterozico

6.4.1 Sequências metavulcano-sedimentares

A borda meridional do cráton do São Francisco apresenta diversas faixas de rochas metavulcano-sedimentares arqueanas representadas pelos *greenstone belts* Pium-hi, Fortaleza de Minas, Rio das Velhas, Morro do Ferro e Barbacena, enquanto as faixas paleoproterozoicas são tipificadas pelas sequências Rio das Mortes, Nazareno e Dores de Campos.

O *greenstone belt* Barbacena foi inicialmente definido por Pires (1978), redefinido por Pires *et al.* (1990) e sua definição foi seguida por diversos autores (Trouw *et al.*, 1986; Noce

et al., 1987; Ribeiro *et al.*, 1995). Porém Quéméneur & Baraud (1983), Teixeira (1992), Ávila (2000) e Toledo (2002) subdividiram as rochas do *greenstone belt* Barbacena em duas faixas distintas que receberam diferentes designações. Ávila *et al.* (2004, 2010, 2014) propuseram a presença de mais uma faixa, designada de Dores de Campos, que aflora ao sul da cidade de Tiradentes, enquanto Ávila (2000) e Ávila *et al.* (2010) definiram que a zona de cisalhamento do Lenheiro corresponderia ao limite estrutural entre as faixas Rio das Mortes e Nazareno, onde a primeira se encontra à norte da referida zona de cisalhamento e a segunda ao sul.

Segundo Ávila (2000), Ávila *et al.* (2010) e Vasques *et al.* (2010) a faixa Rio das Mortes é composta principalmente por rochas metamáficas de filiação toleítica (anfíbolitos e xistos) com intercalações de rochas metassedimentares (filitos, grafita-filitos, gonditos, cherts e quartzitos) e raras ocorrências de rochas metaultramáficas. A faixa Nazareno, por sua vez, é composta por anfíbolitos associados à rochas metaultramáficas de filiação komatiítica com textura spinifex, serpentinitos, clorita xistos, clorita-serpentina xistos e tremolita xistos, além de rochas metassedimentares como filitos, cherts e quartzitos. Já a faixa Dores de Campos é composta por rochas metaultramáficas, (serpentinitos, clorita-tremolita-talco xistos), metamáficas (anfíbolitos) e escassas rochas metassedimentares (Ávila *et al.*, 2010), sendo que todas as três faixas são intrudidas por corpos plutônicos de composições e idades variadas.

A principal diferença entre as faixas Rio das Mortes e Nazareno está relacionada ao volume de vulcanismo ultramáfico (komatiítos, serpentinitos, clorita-talco xistos), que é muito maior na segunda faixa (Toledo, 2002; Ávila *et al.*, 2010), além de uma pequena diferença nas idades obtidas nos corpos intrusivos associados. Ávila *et al.* (2012) dataram os anfíbolitos destas três faixas por LA-ICPMS e obtiveram idades paleoproterozoicas riacianas de 2231 ± 5 Ma e 2202 ± 11 Ma para a faixa Rio das Mortes; de 2267 ± 14 Ma e 2223 ± 4 Ma para faixa Nazareno; e de 2255 ± 51 Ma para a faixa Dores de Campos. Estes autores associaram a faixa Rio das Mortes a um fundo oceânico paleoproterozoico, enquanto a faixa Nazareno seria relativamente mais antiga, correspondendo a basaltos de arco de ilhas e podendo ser considerada como o substrato para a intrusão dos corpos plutônicos associados ao magmatismo Serrinha (Ávila *et al.*, 2012).

6.4.2 Cinturão Mineiro

Teixeira & Figueiredo (1991) e Teixeira *et al.* (2000) definiram o cinturão Mineiro como uma faixa de orientação NE-SW, situada à sul do Quadrilátero Ferrífero e que englobaria terrenos gnáissicos-migmatíticos e granitóides intrusivos em sequências metavulcano-sedimentares e em rochas supracrustais do supergrupo Minas. Seguindo a mesma proposta Teixeira *et al.* (2005) englobaram no cinturão Mineiro gnaisses, granitóides,

dioritos e gabros que seriam intrusivos nas sequências metavulcano-sedimentares Rio das Mortes e Nazareno.

No entanto, para Alkmim (2004) o cinturão Mineiro compreende granitoides paleoproterozoicos, rochas do complexo metamórfico arqueano (3,3 a 2,8 Ga) retrabalhadas no evento Transamazônico, bem como as rochas do *greenstone belt* Rio das Velhas e do Supergrupo Minas (Figura 9).

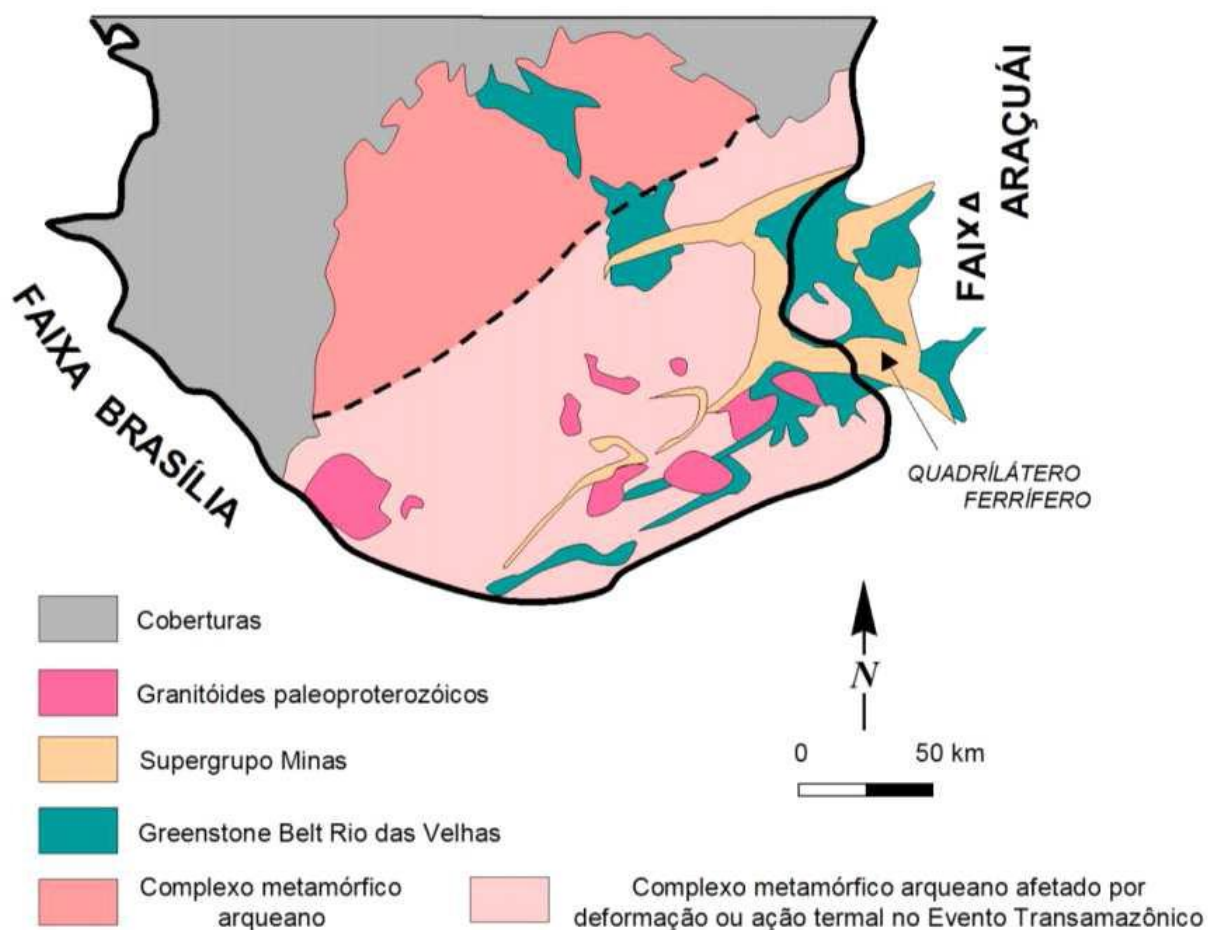


Figura 9 - Mapa geológico do sul do cráton do São Francisco mostrando o limite aproximado do cinturão Mineiro segundo Alkmim (2004).

Porém, segundo Ávila *et al.* (2010) o Cinturão Mineiro é formado basicamente por rochas paleoproterozoicas, onde ocorreu a formação de sucessivas zonas de subducção e acreção de arcos intra-oceânicos (Figura 10). Segundo estes autores o paleoproterozoico no Cinturão Mineiro é marcado pela formação de arcos magmáticos, que ao colidirem formaram grandes lineamentos e zonas de cisalhamento de orientação predominantemente NE-SW. A colisão do arco Serrinha com o arco Ritópolis foi a primeira (por volta de 2120 Ma) e gerou a zona de cisalhamento do Lenheiro (Ávila *et al.*, 2010), enquanto a segunda colisão, registrada entre 2100-2050 Ma, estaria associada à junção entre os arcos Juiz de Fora e Mantiqueira (Noce *et al.*, 2007).

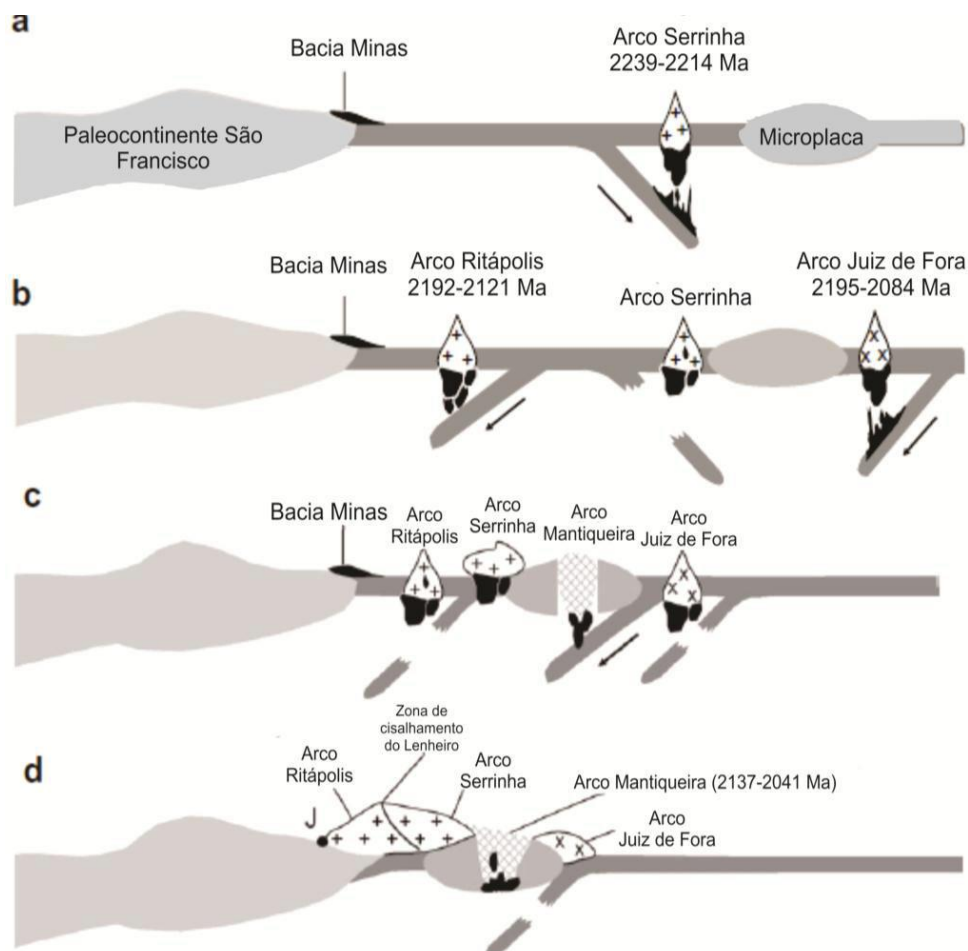


Figura 10. Modelo de evolução para o cinturão Mineiro proposto por Ávila *et al.* (2010). J = Lineamento Jaceaba - Bom Sucesso.

6.4.3 Grupo Itacolomi

A evolução paleoproterozoica do Quadrilátero Ferrífero é findada com o grupo Itacolomi, relacionado à geração de bacias molássicas extensionais de menor proporção, que foram formadas durante o colapso do orógeno paleoproterozóico. O grupo em questão é composto por uma sucessão de arenitos, conglomerados e pelitos típicos de ambiente de leque aluvial, ocorrendo também a formação de depósitos de lago continental e mar raso. Os grãos de zircão detrítico encontrados no Grupo Itacolomi apresentam idade de U-Pb de 2,1 Ga (Machado *et al.*, 1996), semelhante a encontrada no Grupo Sabará, indicando uma mudança rápida na dinâmica sedimentar e a contribuição de uma fonte paleoproterozoica, possivelmente relacionada ao Cinturão Mineiro (Alkmin *et al.*, 2014).

7 – UNIDADES MAPEADAS

7.1 – Introdução

Neste capítulo serão detalhadas as unidades litológicas encontradas durante o mapeamento geológico efetuado na escala de 1:25.000 nas proximidades da cidade de Macuco de Minas (Anexo I – Mapa Geológico). Essas unidades estão inseridas no contexto evolutivo do Cinturão Mineiro, na borda meridional do cráton do São Francisco e correspondem a:

- 1 - Metagranitoide equigranular Represa de Camargos: situado na porção centro-sul da área de estudo, nas proximidades da cidade de Macuco de Minas. É representado por litótipos desde hololeucocráticos até leucocráticos, de granulação média a grossa, equigranulares, localmente com fenocristais de feldspato, com foliação bem marcada em porções de maior deformação e textura isotrópica quando não deformado. É composto principalmente por quartzo, plagioclásio, microclínio e biotita. Essa unidade é intrusiva em anfibolitos e rochas metaultramáficas da sequência metavulcano-sedimentar Nazareno, bem como apresenta diversos enclaves da mesma. Seu contato com o metagranitoide Porfirítico Macuco de Minas é interpretado como controlado por uma grande zona de cisalhamento, que foi denominada de Zona de Cisalhamento do Lenheiro por Ávila (2000).
- 2 - Metagranitoide Porfirítico Macuco de Minas: situado a norte da área de mapeamento e a norte da cidade de Macuco de Minas. É representado por rochas leucocráticas, inequigranulares porfiríticas com matriz fina a média composta principalmente por quartzo, microclínio, plagioclásio e biotita e com fenocristais de microclínio que variam de 5 a 80 milímetros. Encontra-se localmente cisalhado com a presença de porfiroclastos rotacionados de feldspato. Essa rocha é intrusiva na sequência metavulcano-sedimentar Rio das Mortes.
- 3 - Sequência metavulcano-sedimentar Rio das Mortes: situa-se a noroeste da área de mapeamento e é representada principalmente por anfibolitos e rochas metamáficas.
- 4 - Sequência metavulcano-sedimentar Nazareno: aflora a leste da área mapeada, a norte da Serra do Ouro Grosso e é composta principalmente por anfibolitos, quartzitos, gonditos, clorita xistos e outras rochas metaultramáficas de filiação komatiítica.

7.2 – Metagranitoide Represa de Camargos

7.2.1 - Feições de Campo

O metagranitoide Represa de Camargos aflora em lajedos de variados tamanhos (Figura 11), porém também é encontrado sob a forma de blocos isolados ou aglomerados de blocos ao longo de morros e estradas. O solo e o saprólito associado a esse corpo apresentam tonalidade clara, meio rosa, devido ao elevado conteúdo de quartzo e feldspato.



Figura 11 - Visão geral de um grande lajedo que corresponde a principal forma de ocorrência dos afloramentos dessa rocha na área.

Macroscopicamente as rochas do metagranitoide Represa de Camargos são equigranulares, possuem granulação grossa (Figura 12) e são constituídos por quartzo, microclínio, plagioclásio, biotita, epidoto, titanita e zircão. Vale ressaltar que os grãos de biotita marcam os planos de foliação com mergulhos variáveis, ora para noroeste ora sul.



Figura 12 - Visão geral do metagranitoide Represa de Camargos mostrando a textura equigranular com os grãos de feldspato tabulares.

O metagranitoide Represa de Camargos encontra-se em mistura (Figuras 13 e 14) com um metagranitoide de granulação fina, que não foi encontrado aflorando na área. Esse metagranitoide foi identificado somente em lajedos conjuntamente com o metagranitoide Represa de Camargos, por isso não corresponde a uma unidade mapeada.



Figura 63 – Fotos de seções dos afloramentos onde são observadas feições de mistura entre o metagranitoide Represa de Camargos e o metagranitoide de granulação fina.

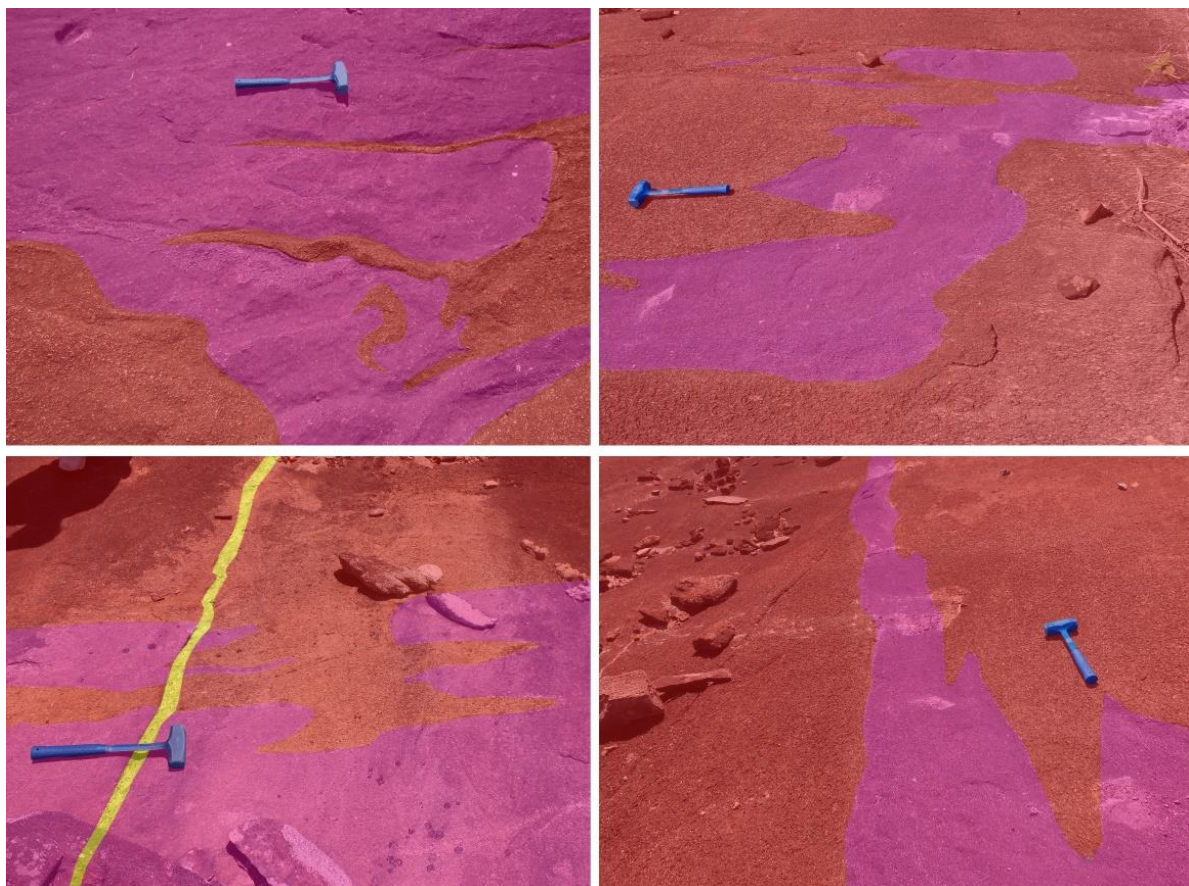


Figura 14 – Interpretação das fotos supracitadas na Figura 13. Em vermelho o metagranitoide Represa de Camargos, em rosa o metagranitoide fino e em amarelo um pegmatito.

O metagranitoide Represa de Camargos tem caráter intrusivo na sequência metavulcano-sedimentar Nazareno e possui xenólitos (Figura 15) de rochas máficas e ultramáficas, assim como de tonalitos, anfibolitos e xistos. Também foram encontrados enclaves máficos surmicáceos.

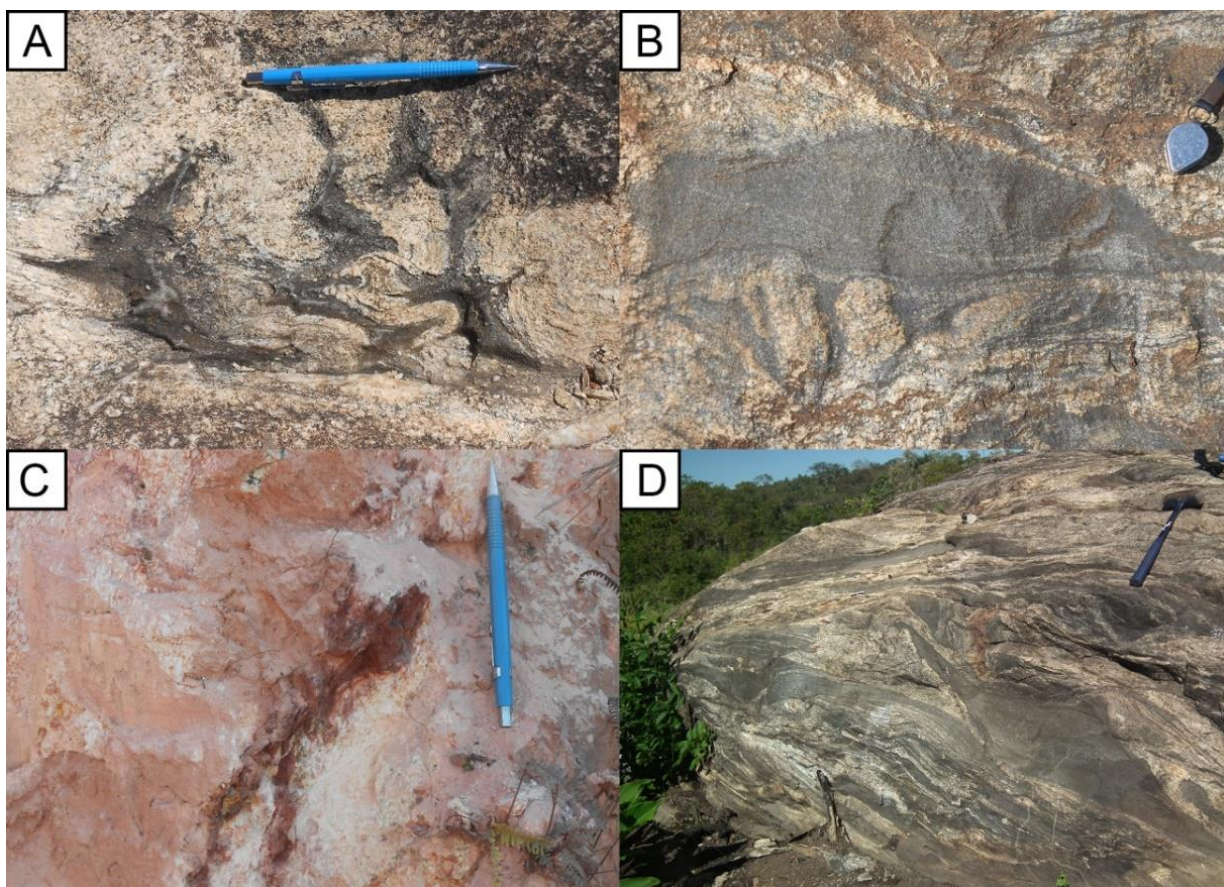


Figura 15 - Enclaves máficos: A) enclave máfico surmicáceo; B) xenólito tonalítico; C) xenólito de clorita xisto em meio ao metagranitoide alterado; D) enclaves máficos injetados por diversos corpos félsicos e muito deformados.

O metagranitoide Represa de Camargos frequentemente apresenta zonas e microzonas de cisalhamento de orientação desde NE-SW a NW-SE onde destacam-se planos enriquecidos em biotita (Figura 16), bem como a marcante diminuição da sua granulação. Suas rochas são cortadas por diversas injeções de corpos pegmatíticos de espessuras variáveis, ora concordantes com a foliação principal, ora cortando a mesma (Figura 17). Destaca-se que tanto o metagranitoide, quanto os pegmatitos podem estar dobrados (Figura 17 B).

7.2.2 Petrografia

As rochas do metagranitoide Represa de Camargos plotam no campo dos granodioritos e no limite com o campo dos monzogranitos (Figura 18), variam de hololeucocráticas a leucocráticas (IC 6-16%), possuem textura equigranular média a grossa variando entre 1,6 a 7mm. Seus minerais apresentam elevado grau de recristalização e o feldspato encontra-se fortemente alterado para caolinita e sericita (Figura 19).

Sua mineralogia essencial é composta por quartzo, plagioclásio e microclínio, enquanto biotita, allanita, titanita, zircão, apatita e opacos são os principais minerais acessórios. Sericita, epidoto, caolinita, zoisita/clinozoisita, clorita, muscovita, monazita e carbonatos correspondem a minerais secundários.



Figura 16- Microzonas de cisalhamento marcadas pelo alinhamento dos grãos de biotita, presente de maneira recorrente nos afloramentos do metagranitoide Represa de Camargos.

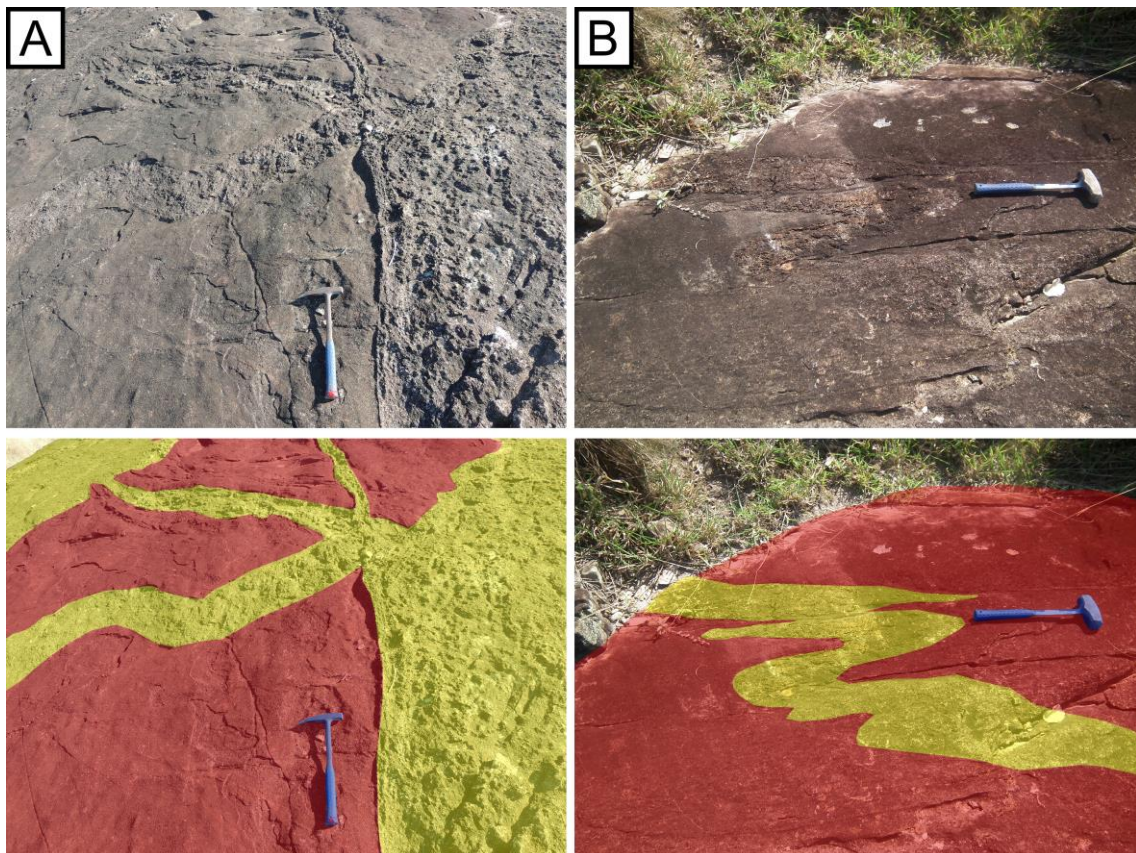


Figura 17- Pegmatitos concordante com a foliação da rocha a direita e discordante da foliação principal a esquerda e a interpretação dos mesmos com o metagranitoide em vermelho e os pegmatitos em amarelo.

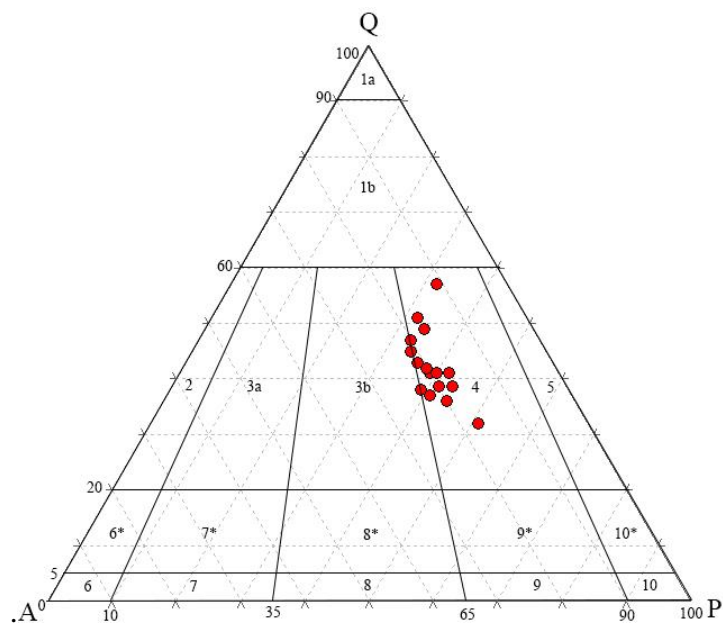


Figura 18 – Diagrama QAP de Strickeissen (1976) com as amostras do metagranitoide Repressa de Camargos.

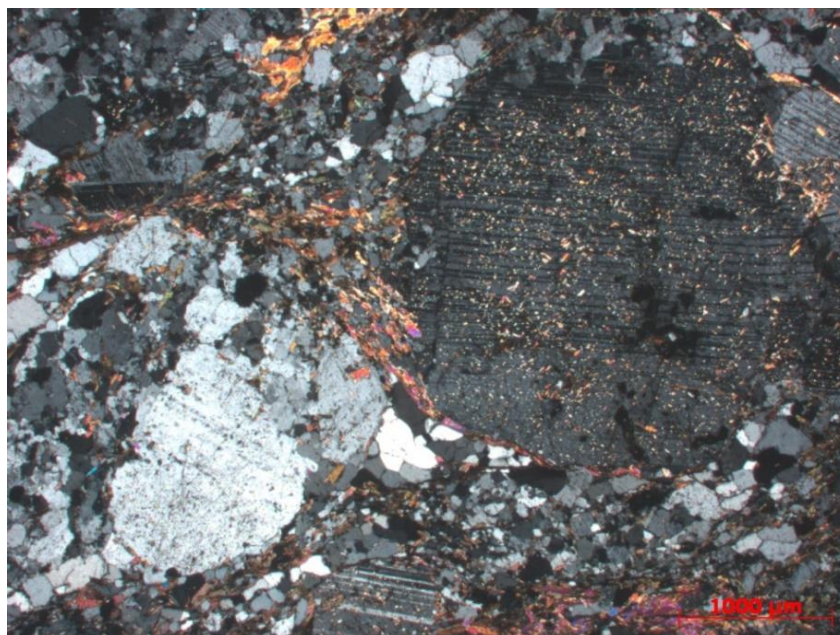


Figura 19 – Grãos de plagioclásio levemente alterados para sericita e epidoto, com formato *augen* e com suas bordas recristalizadas. Lâmina JR-047, nicol cruzado, 5x.

Os grãos de quartzo variam de finos a médios entre 0,2 a 2,5 mm, de subédricos a anédricos e são observados em agregados na rocha ou sob a forma de veios. Esse mineral pode ser encontrado intensamente recristalizado (Figura 20) devido a deformação, bem como é comum a presença de inclusões de apatita e zircão.

O microclínio varia de 0,5 a 4 mm, ocorre predominante em grãos anédricos e possui inclusões de plagioclásio e apatita. Sua geminação e *tartan* (Figura 20) encontra-se parcialmente apagada na maioria dos grãos, podendo, em raros grãos, ser encontrada textura pertítica (Figura 21). Quando deformado pode se recristalizar formando agregados, subgrãos

ou novos grãos. Altera-se frequentemente para caolininta e pode estar recristalizado, inclusive com a formação de subgrãos.

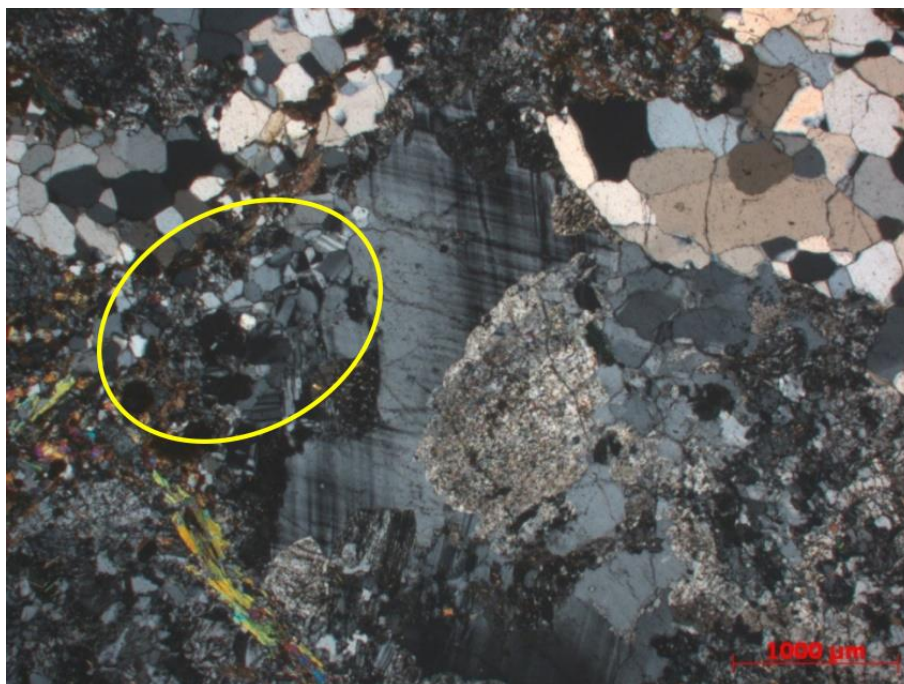


Figura 20 – Grãos de microclínio recristalizado na borda (círculo amarelo) e com inclusão de plagioclásio sericitizado. Presença de grãos de quartzo policristalinos intensamente recristalizados. Lâmina JR-028, nicol cruzado, 5x.

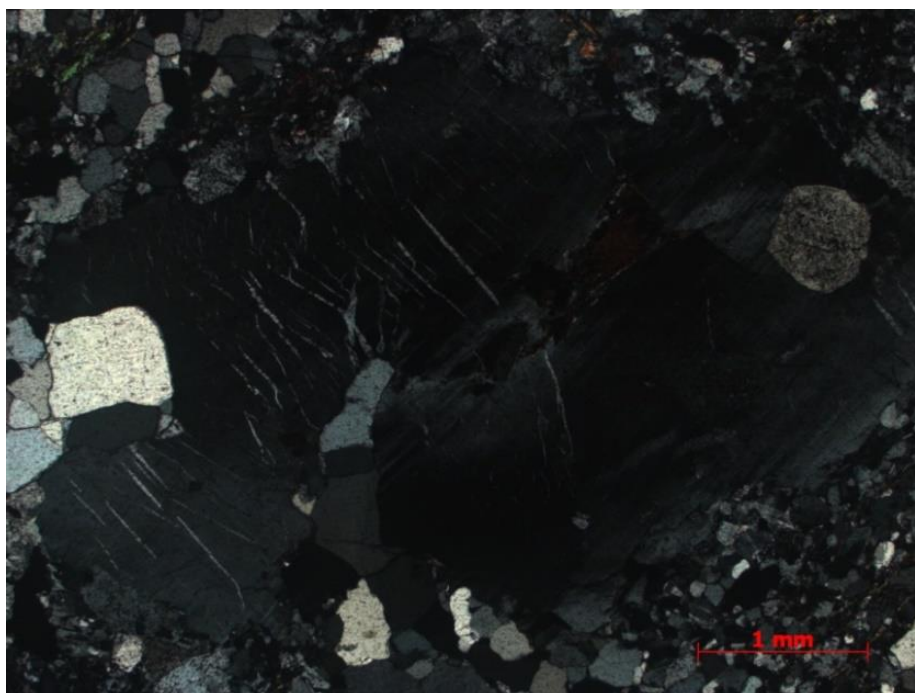


Figura 21 –Grão de microclínio com textura pertítica e inclusões de plagioclásio. Lâmina JR-069, nicol cruzado, 2,5x.

O plagioclásio varia de 0,5 a 6,2 mm, ocorre principalmente como agregados, podendo ser visto em grãos isolados anédricos ou inclusos no microclínio (Figura 21). Sua geminação polissintética é bem evidente em alguns grãos, porém nem sempre pode ser observada. Possui forte alteração para sericita e epidoto (Figura 22). A biotita apresenta hábito lamelar, varia de

0,4 a 2 mm, ocorre em grãos desde subédricos até anédricos, e localmente como agregados (Figura 23). Normalmente os cristais maiores estão recristalizados e são rodeados por grãos menores.

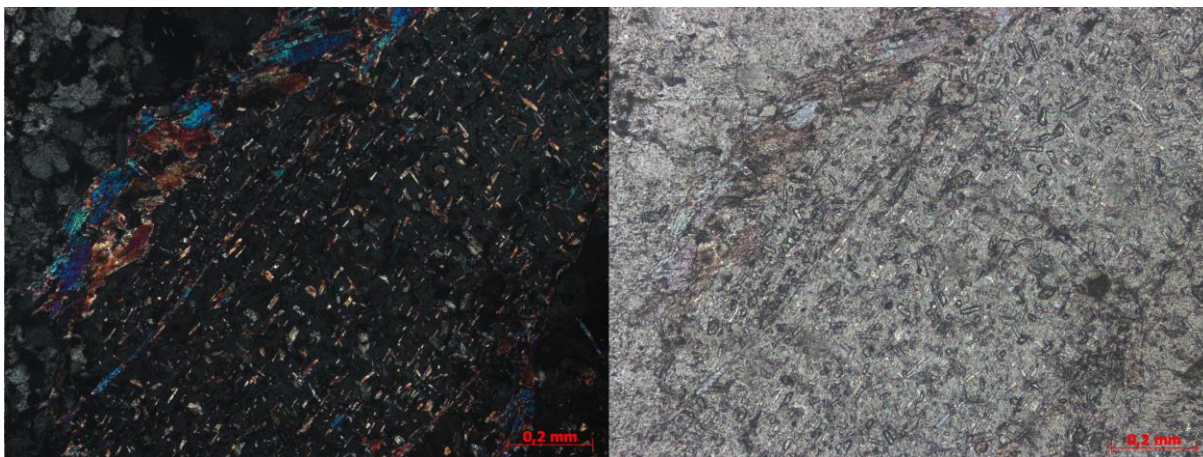


Figura 22 – Plagioclásio saussuritizado mostrando sericita e epidoto como principais minerais de alteração. Lâmina JR-069, nicol cruzado a esquerda e descruzado a direita, 10x.

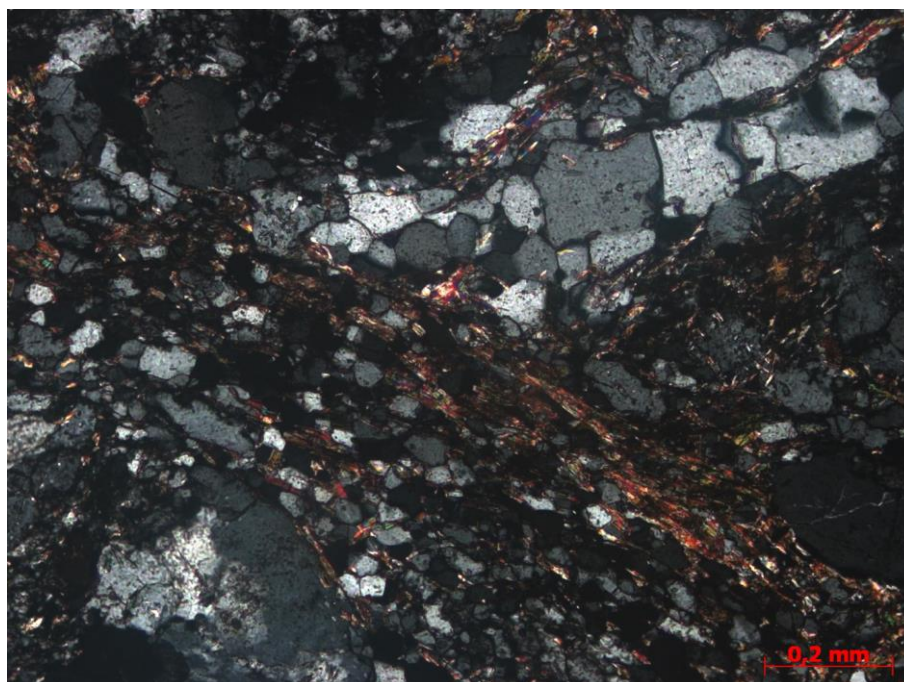


Figura 23 – Agregados de biotita alinhados segundo a foliação principal, ocorrendo entre os grãos recristalizados de quartzo. Lâmina JR-069, nicol cruzado, 10x.

O epidoto varia desde 0,2 a 3 mm, seus grãos são anédricos e ocorre como alteração do plagioclásio, sendo um dos produtos do processo de saussuritização. A titanita varia de 0,2 a 0,5 mm, seus grãos são anédricos e ocorre nas bordas de um mineral opaco, possivelmente ilmenita (Figura 24).

Dentre os minerais secundários destaca-se a presença de clorita, variando de 0,2 a 0,7 mm, com hábito micáceo e pleocroísmo desde incolor até azul violeta claro (Figura 25). Está associada a alteração de biotita primária, sendo visto em quantidade significativa na rocha (em torno de 5%).

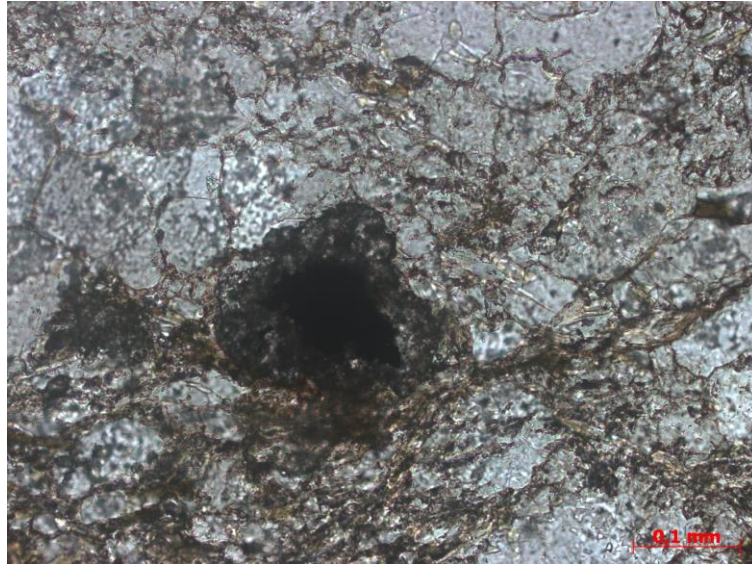


Figura 24 – Titanita bordejando mineral opaco. Lâmina JR-069, nicol descruzado, 20x.

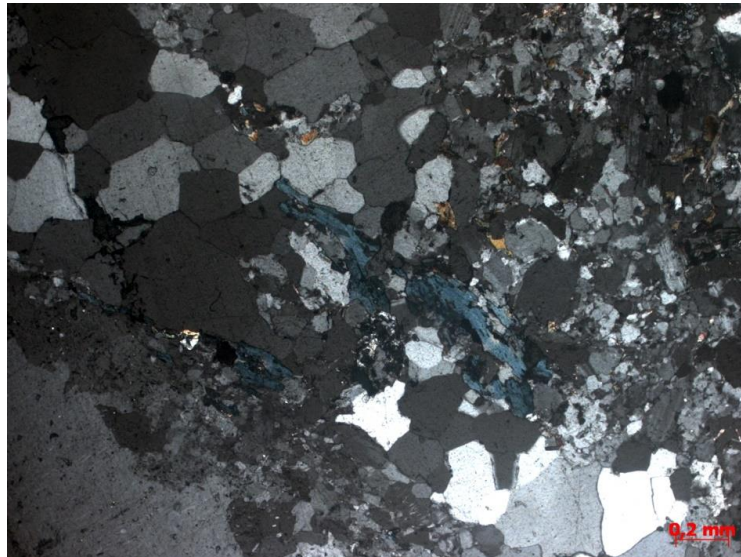


Figura 25 – Clorita de hábito micácio e associada a alteração da biotita. Lâmina JR-042, nicol cruzado, 10x.

7.3 – Metagranitoide Porfirítico Macuco de Minas

7.3.1 - Feições de Campo

O metagranitoide porfirítico Macuco de Minas aflora a norte da cidade de Macuco de Minas sob a forma de lajedos de variados tamanhos (Figura 26), porém algumas vezes também ocorre sob a forma de blocos isolados ou aglomerados de blocos ao longo de morros e estradas. Macroscopicamente suas rochas são inequigranulares porfiríticas com matriz de granulação fina a média e fenocristais de feldspato variando de 5 a 80 mm (Figura 27). Essas rochas são constituídas por quartzo, microclínio, plagioclásio, biotita, epidoto e zircão. Os fenocristais de feldspato são euédricos e a rocha apresenta extrutura isotrópica quando não deformada e quando deformada pode mostrar desde uma foliação incipiente ate a formação de porfiroblastos de feldspato (Figura 28).



Figura 26–Principal forma de exposição do metagranitoide porfirítico Macuco de Minas, que é representado por lajedos que variam de 5 até mais de 50 metros de extensão.



Figura 27– Afloramento do metagranitoide porfirítico Macuco de Minas mostrando ampla variação do tamanho dos fenocristais de feldspato.

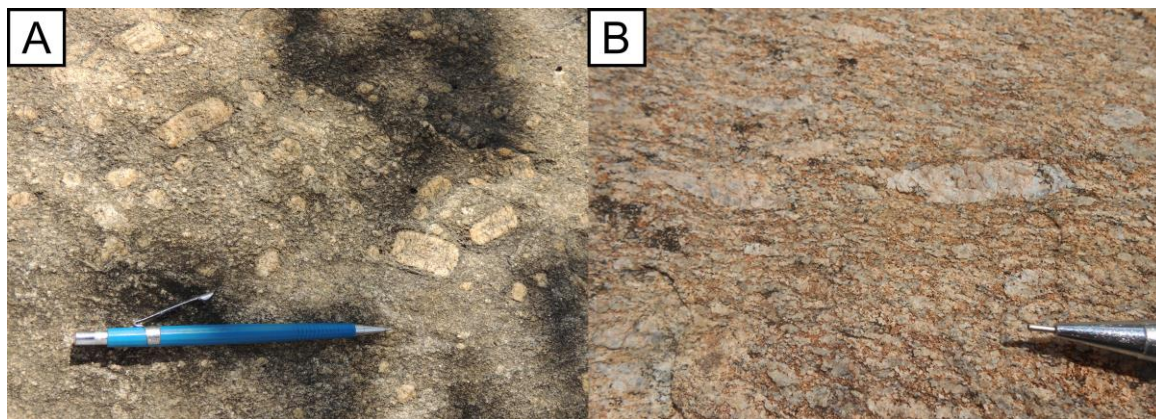


Figura 28 – Estrutura dos feldspatos. Fig. 28A - Fenocristais de feldspato euédricos e sem direção preferencial, mostrando a textura isotrópica da rocha; Fig. 28B - Grãos de feldspato estirados e orientados, com bordas recrystalizadas devido ao processo deformacional.

Por muitas vezes são encontrados xenólitos máficos nesse metagranitoide, devido ao seu caráter intrusivo na sequência metavulcano-sedimentar Rio das Mortes. Esse corpo frequentemente é encontrado cortado por pegmatitos (Figura 29).

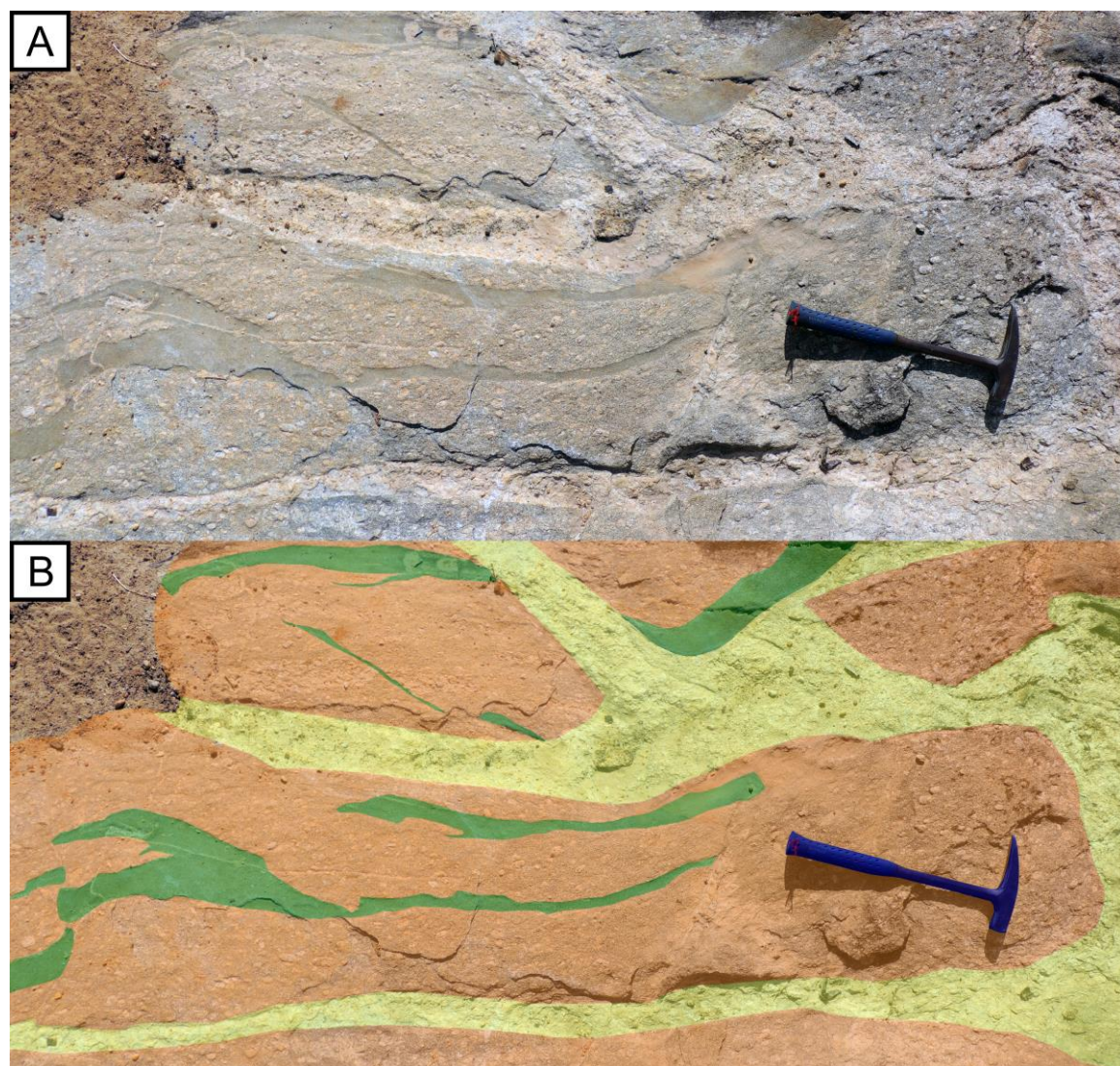


Figura 29 A - Afloramento do metagranitoide porfirítico Macuco de Minas, com presença de xenólitos máficos alongados e cortado por pegmatitos discordantes. Figura 29 B – Interpretação da foto do afloramento com o metagranitoide em laranja, os xenólitos em verde e os pegmatitos em amarelo.

O metagranitoide porfirítico Macuco de Minas frequentemente apresenta microzonas de cisalhamento de orientação desde NE-SW a NW-SE, onde destacam-se planos enriquecidos em biotita, bem como são encontradas diversas injeções de corpos pegmatíticos de espessuras variáveis, ora concordantes com a foliação principal da rocha, ora cortando a mesma.

7.3.2 Petrografia

As rochas do metagranitoide porfirítico Macuco de Minas variam de monzogranitos a sienogranitos (Figura 30), de hololeucocráticas a leucocráticas (IC% 4-12) e possuem textura inequigranular porfirítica com fenocristais de feldspato variando entre 5 e 80 mm, os quais estão imersos em uma matriz de fina a média entre 1 e 3,4 mm. Sua foliação é marcada pela orientação dos grãos de biotita, microclínio, plagioclásio e as vezes, por fitas alongadas de quartzo.

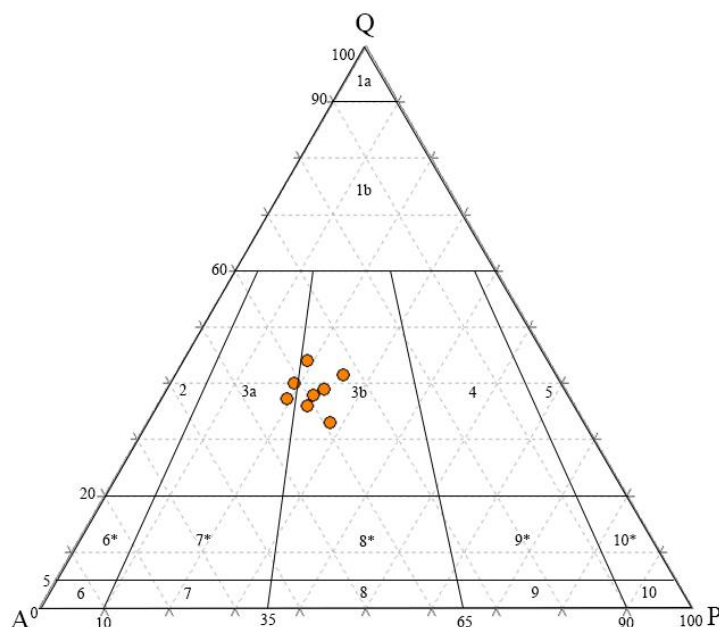


Figura 30- Diagrama QAP de Strickeisen (1976) com as amostras do metagranitoide porfirítico Macuco de Minas.

No estudo petrográfico por luz transmitida foram identificados quartzo, microclínio, plagioclásio e biotita como minerais essenciais, enquanto allanita, titanita, zircão, apatita e opacos são os principais minerais acessórios. Epidoto, zoisita/clinozoisita, sericita, biotita e carbonatos correspondem a minerais secundários.

Os grãos de quartzo possuem tamanho milimétrico entre 0,3 a 1 mm, são principalmente anédricos e podem ser observados sob a forma de veios ou em grãos isolados na matriz e apresentam inclusões de apatita e plagioclásio. Seus grãos estão intensamente recristalizados (Figura 31) e podem mostrar extinção ondulante e sub-grãos poligonizados.

O microclínio varia amplamente em tamanho, desde 0,4 mm na matriz, até cerca de 80 mm nos fenocristais. Sua forma varia de tabular euédrica nos fenocristais até anédrica, quando na matriz e possui inclusões de biotita, plagioclásio, apatita e zircão (Figura 32).

O plagioclásio possui tamanho milimétrico entre 0,3 e 0,8 mm, forma anédrica e ocorre como grãos isolados na matriz. Encontra-se intensamente alterado para sericita e epidoto, sendo difícil a distinção desse mineral em lâmina.

A biotita varia entre 0,2 e 0,5 mm, apresenta contornos predominantemente subédricos e ocorre dispersa pela rocha, as vezes, marcando planos de foliação. Dentre os minerais secundários destacam-se o epidoto, a zoisita/clinozoisita e os carbonatos, que estão relacionados ao processo de saussuritização (Figura 33).

Alguns acessórios como apatita e zircão são muito comuns, ocorrendo como inclusões em grãos de quartzo e microclínio (Figura 34).

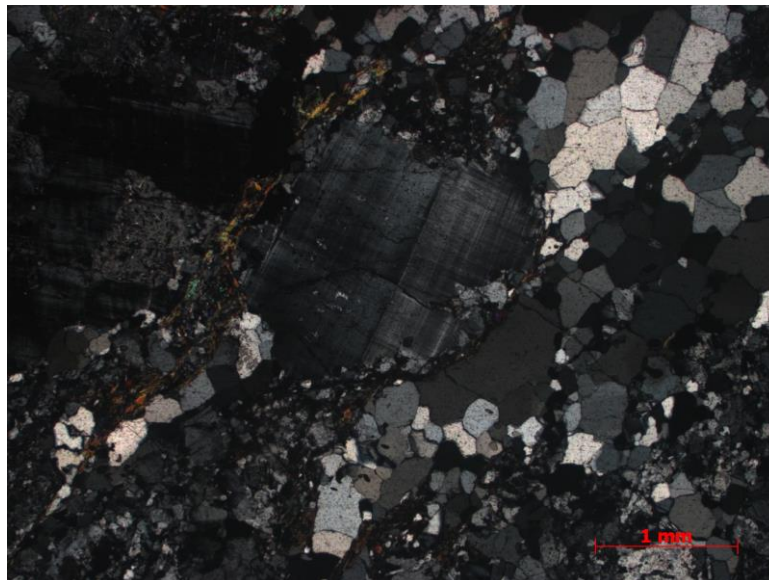


Figura 31 – Visão geral do metagranitoide Macuco de Minas, com destaque para o fenocristal de microclina com geminação *tartan* e com bordas recrystalizadas. Os grãos de quartzo apresentam contatos poligonais devido a recrystalização. Lâmina JR-093, nicol cruzado, 2,5x.

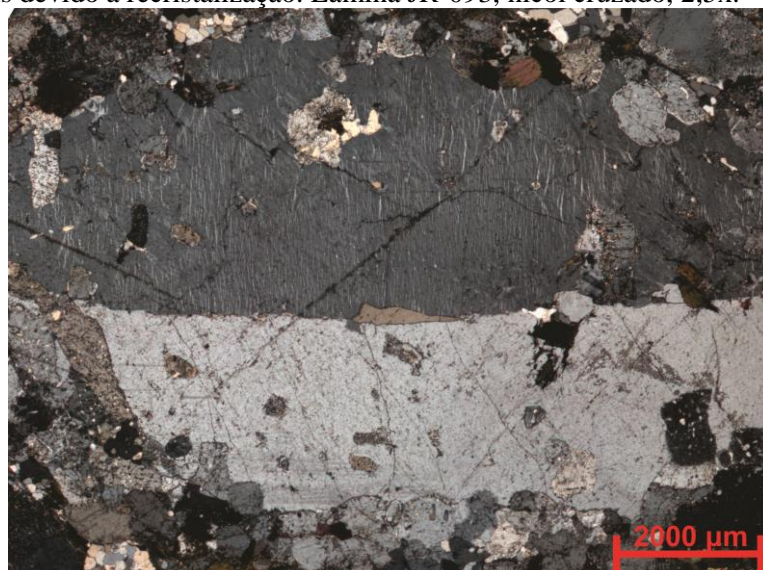


Figura 32– Fenocristal de microclínio com geminação *carlsbad*, textura perítica e diversas inclusões de biotita, apatita e plagioclásio com mirmequita. Lâmina JR-005 A, nicol cruzado.

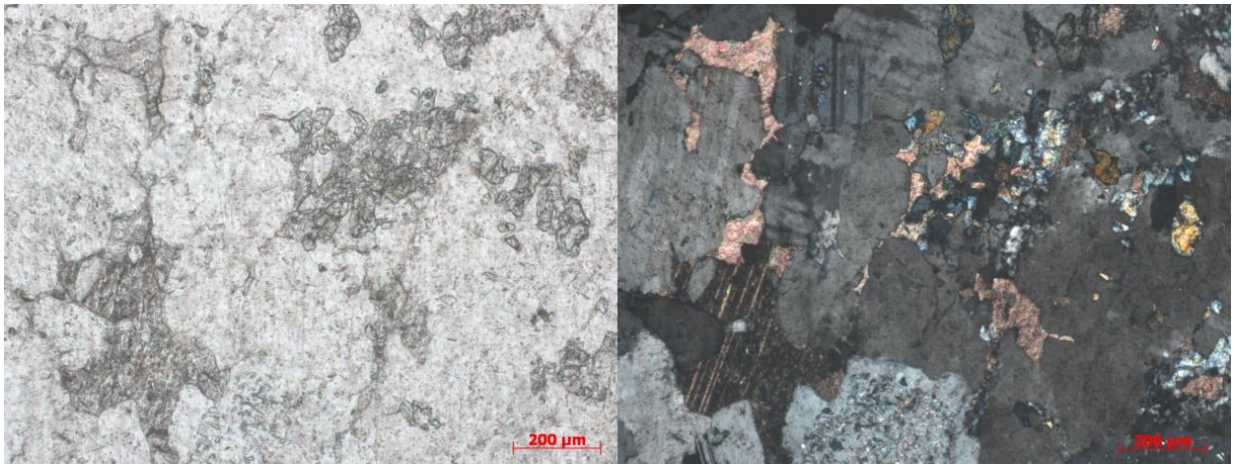


Figura 33– Grãos de epidoto, zoisita/clinozoisita e carbonato decorrentes do processo de saussuritização. Lâmina JR-130 B, nicol descruzado a esquerda e cruzado a direita, 5x.

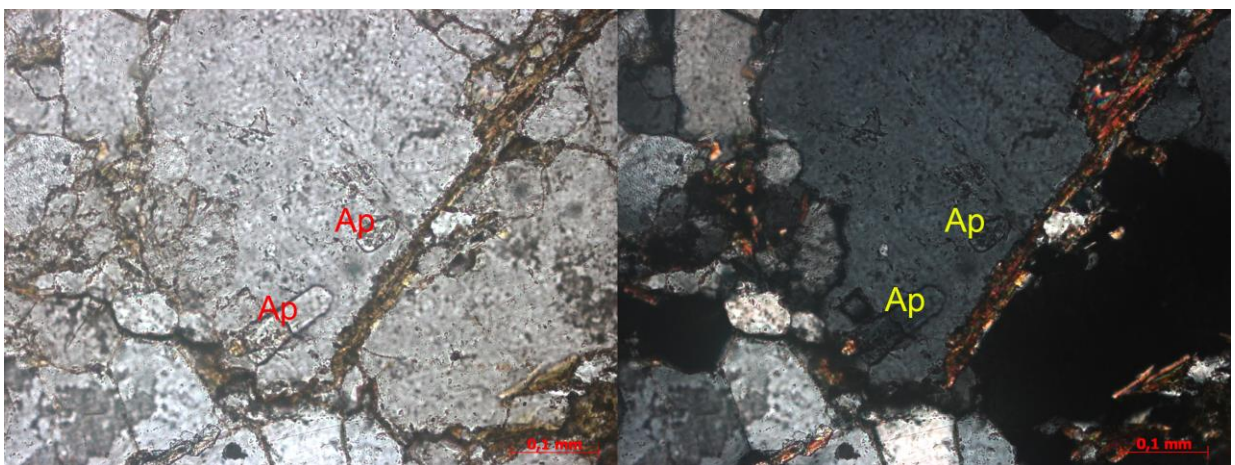


Figura 34 –Grãos de apatita inclusos em um grão de quartzo. Lâmina JR-093, nicol cruzado, 20x.

8 – CATODOLUMINESCÊNCIA E MEV-EDS DOS METAGRANITOIDES

8.1 - Catodoluminescência

No estudo por catodoluminescência do metagranitoide Represa de Camargos foram identificados diversos minerais e feições com luminescência anômala (Figura 35), que posteriormente foram caracterizadas em microscopia ótica e analisadas por MEV-EDS. De forma geral, o quartzo apresentou luminescência variando de preta a violeta, mostrando textura muito homogênea, o que impossibilitou a observação de contorno dos grãos, principalmente aqueles recristalizados. O microclínio mostrou luminescência azul, enquanto o plagioclásio apresentou luminescência de cor cinzenta a rosada.

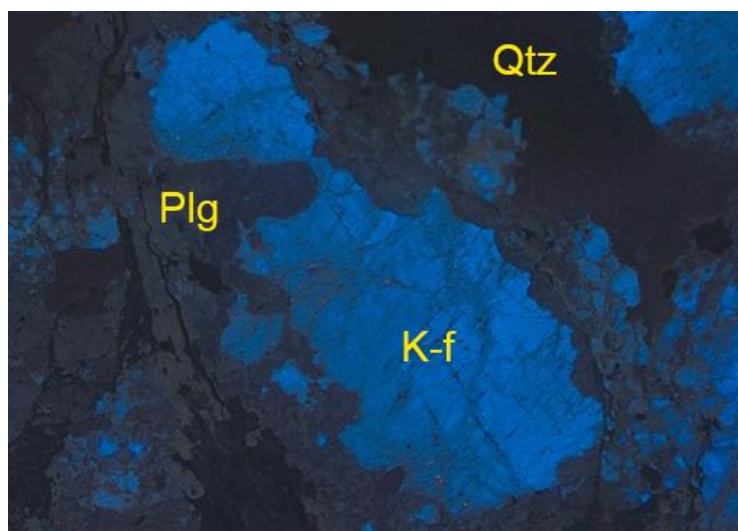


Figura 35 – Microclínio (K-f) com borda de plagioclásio (Plg) e grão de quartzo (Qtz) ao lado.

Os cristais de carbonatos, foram facilmente identificados por apresentarem uma luminescência laranja bem forte (Figura 36), enquanto os cristais de apatita pela sua luminescência amarela bem forte (Figura 37), já os cristais de zircão aparecem com uma luminescência azulada, destacando-se um sobrecrecimento de tonalidade branca nas bordas dos mesmos (Figura 38).

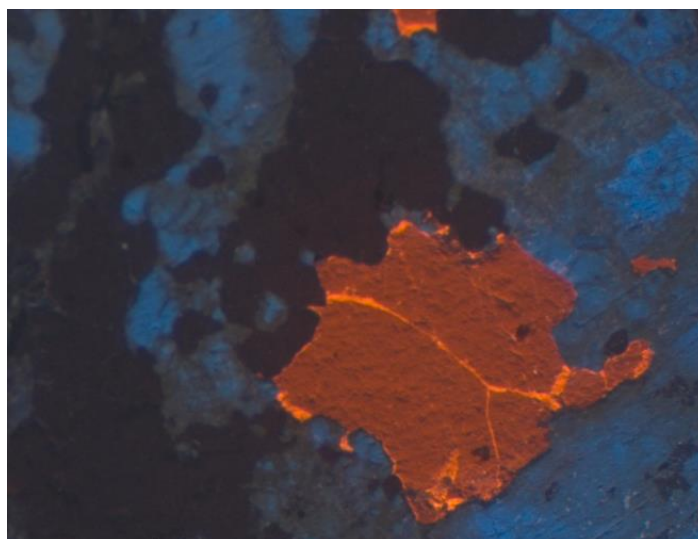


Figura 36 – Cristal de carbonato apresentando luminescência de coloração laranja.



Figura 37 – Cristal de apatita apresentando luminescência de coloração amarela.

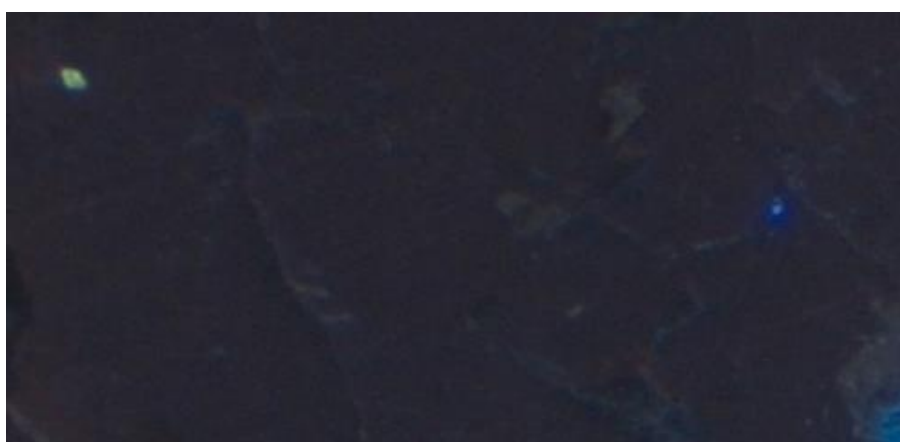


Figura 38 – Cristal de zircão no canto superior esquerdo apresentando coloração branca.

Os resultados obtidos no metagranitoide porfirítico Macuco de Minas foram semelhantes, com o quartzo apresentando luminescência variando de preto a violeta, os fenocristais de microclínio com luminescência azul bem forte (Figura 39), o plagioclásio de coloração rosada a cinzenta e a apatita com luminescência amarela bem forte (Figura 40). A diferença principal em catodoluminescência dos granitoides foi a concentração de k-feldspato e apatita, que foi maior no granitoide Macuco de Minas, enquanto plagioclásio foi maior no granitoide Represa de Camargos (Figura 41). Essa observação colabora à classificação petrográfica de ambos os granitoides, onde o metagranitoide Represa de Camargos caiu no campo de granodiorito, sendo portanto, mais enriquecido em plagioclásio.

8.2 – MEV-EDS

O estudo por MEV-EDS foi realizado no intuito de complementar as seguintes lacunas:

- 1) Identificação de minerais com cores de luminescência diferentes;
- 2) Caracterização de minerais de tamanho muito reduzido e que são difíceis de serem identificados e analisados por microscopia ótica;

- 3) Identificação dos minerais opacos que ocorrem na rocha;
- 4) Quantificação da composição química das principais fases minerais de interesse econômico e petrológico.

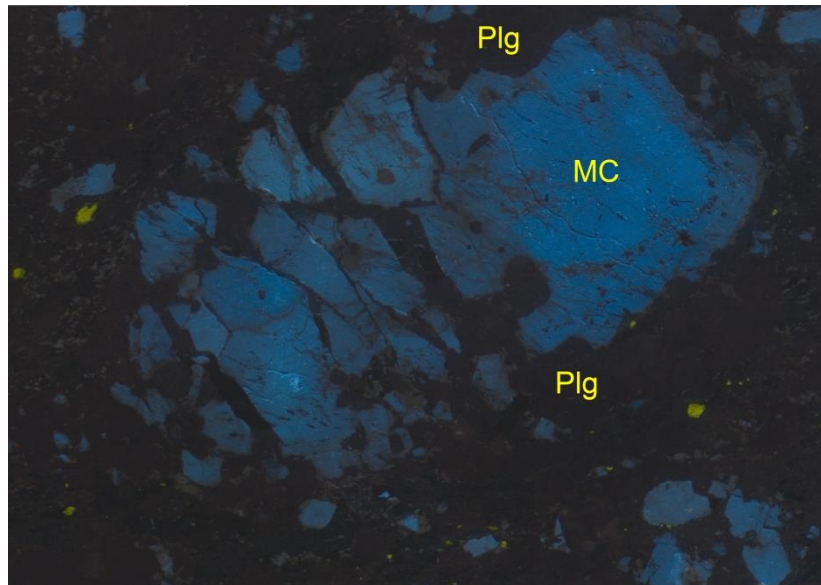


Figura 39 – Fenocristal de microclínio (MC) azul, zonado, com borda de plagioclásio (Plg), imerso em matriz de quartzo e feldspato, com presença de apatita amarela dispersa na rocha.

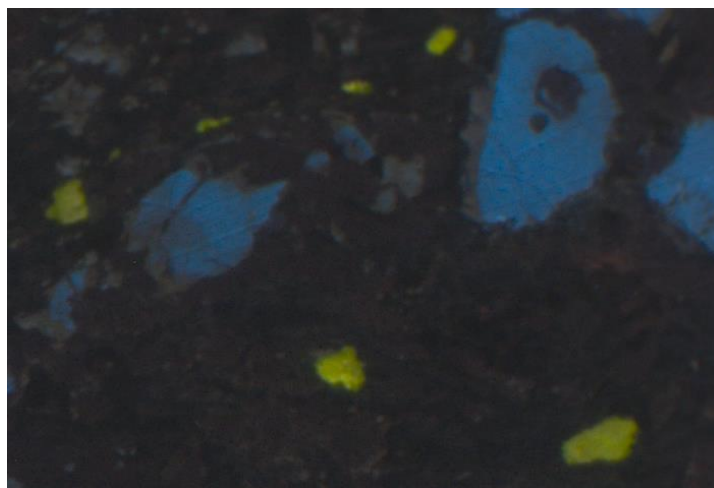


Figura 40 - Cristais de apatita apresentando luminescência amarela, muito característica desse mineral.

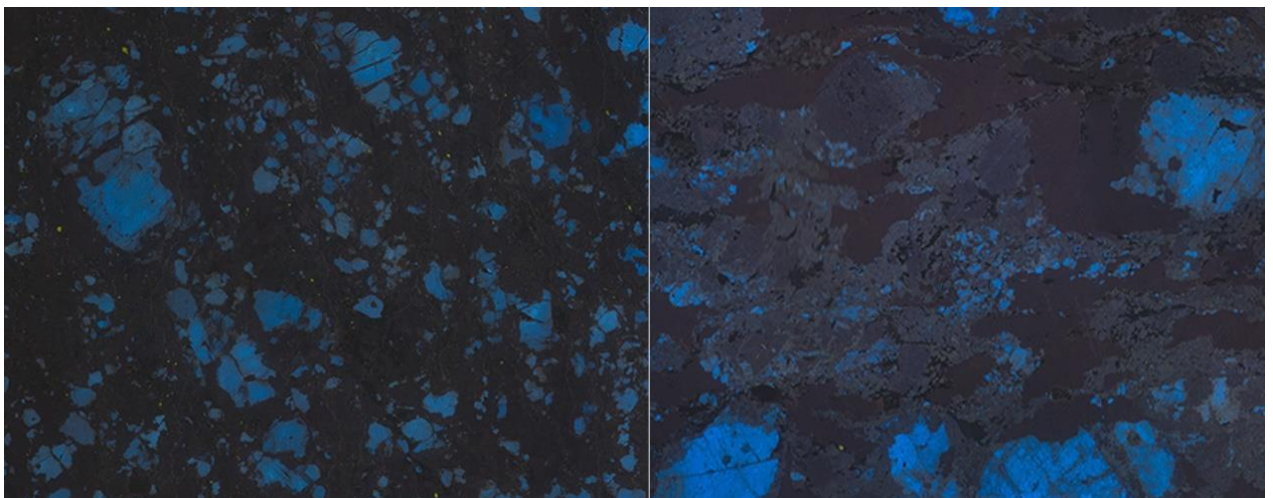


Figura 41 - Seção da lâmina JR-011 do metagranitoide porfírico Macuco de Minas à esquerda e JR-047 do metagranitoide Represa de Camargos a direita, mostrando a diferença de concentração de k-feldspato nessas rochas.

Uma das dificuldades dessa metodologia de trabalho está relacionada em como localizar o mineral selecionado na lâmina petrográfica para estudá-lo na microscopia eletrônica de varredura, pois a escala de trabalho nas duas metodologias difere muito. A fim de facilitar o estudo, foram confeccionados mosaicos de algumas lâminas em microscopia ótica de luz transmitida com nicol cruzado e descruzado. Em seguida foram confeccionados outros mosaicos das mesmas lâminas, utilizando o mapeamento realizado por catodoluminescência de áreas específicas, no intuito de se correlacionar certas texturas e minerais identificados na microscopia com as cores de luminescência obtidas na catodoluminescência. Findada essa etapa, os minerais de maior interesse petrográfico e mineralógico foram analisados por MEV-EDS, principalmente aqueles previamente selecionados na petrografia.

Foram analisadas três amostras do metagranitoide Represa de Camargos e tal como na petrografia foi observado que os cristais de plagioclásio estão muito saussuritizados. Em termos gerais, esses possuem enriquecimento de sódio em relação ao cálcio, sendo que as análises (Tabelas 6 e 7) plotaram no campo do oligoclásio e da albíta (Figura 42). Os cristais de feldspato potássico apresentaram nas análises por MEV-EDS mais de 90% de K_2O em relação ao Na_2O , classificando-os como microclínio.

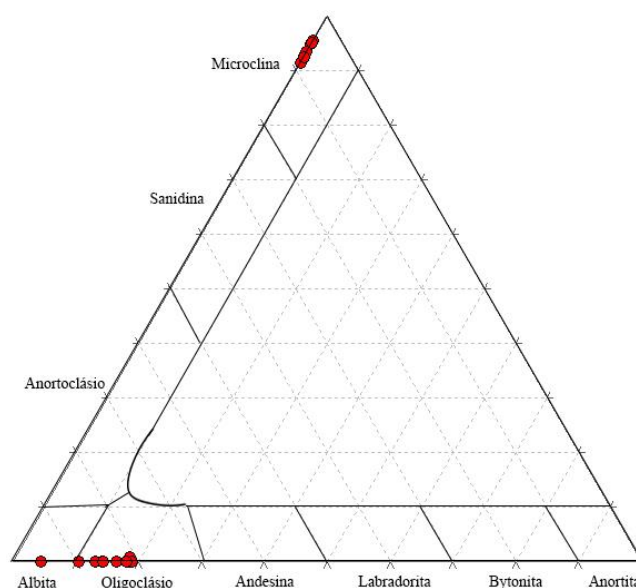


Figura 42 – Diagrama ternário para classificação de feldspatos.

Em relação a mineralogia acessória e inclusões presentes no metagranitoide Represa de Camargos sólidas foram identificados cristais de allanita, monazita-(Ce), thorianita, huttonita, piemontita, magnetita, ilmenita, fluorapatita e zircão (Figura 43). Com exceção de allanita, zircão e apatita, os demais minerais não foram caracterizados na microscopia ótica por apresentarem tamanho muito reduzido dificultando a obtenção de seus dados ópticos. Nas imagens geradas pelo MEV esses minerais se mostram com coloração bem clara devido ao elevado peso atômico.

Tabela 6 – Análise química semiquantitativa em EDS dos grãos de plagioclásio estudados no metagranitoide Represa de Camargos.

Análise	JR-30D-05	JR-30D-06	JR-30D-08	JR-30D-10	JR-30D-22	JR-30D-23	JR-30D-33	JR-47-03	JR-30A-03	JR-30A-05	JR-30A-22	JR-30A-35
	Óx. Norm.	Óx. Norm.	Óx. Norm.	Óx. Norm.	Óx. Norm.	Óx. Norm.	Óx. Norm.	Óx. Norm.	Óx. Norm.	Óx. Norm.	Óx. Norm.	Óx. Norm.
SiO ₂	65,13	63,16	64,19	67,08	62,43	62,77	64,66	65,08	63,65	65,10	63,31	65,30
Al ₂ O ₃	21,86	23,20	22,73	20,57	23,22	23,19	22,46	22,62	23,05	22,36	23,17	21,65
CaO	2,12	3,95	3,01	0,94	3,85	3,98	2,75	3,52	3,49	2,90	3,84	2,26
Na ₂ O	10,71	9,69	10,07	11,40	9,51	9,44	10,13	8,79	9,82	9,65	9,68	10,79
K ₂ O	0,18	0,00	0,00	0,00	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,84	0,63	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Soma	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
	P/32O	P/32O	P/32O	P/32O	P/32O	P/32O	P/32O	P/32O	P/32O	P/32O	P/32O	P/32O
O	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00
Si	11,44	11,17	11,32	11,76	10,92	11,02	11,39	11,42	11,24	11,44	11,19	11,50
Al	4,52	4,84	4,72	4,25	4,79	4,80	4,66	4,68	4,79	4,63	4,83	4,49
Ca	0,40	0,75	0,57	0,18	0,72	0,75	0,52	0,66	0,66	0,55	0,73	0,43
Na	3,65	3,32	3,44	3,88	3,22	3,21	3,46	2,99	3,36	3,29	3,32	3,68
K	0,04	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	3,65	3,32	3,44	3,88	3,22	3,21	3,46	2,99	3,36	3,29	3,32	3,68
Ca	0,4	0,75	0,57	0,18	0,72	0,75	0,52	0,66	0,66	0,55	0,73	0,43
K	0,04	0	0	0	0,03	0	0	0	0	0	0	0
Soma	4,09	4,07	4,01	4,06	3,97	3,96	3,98	3,65	4,02	3,84	4,05	4,11
Albita	89,24	81,57	85,79	95,57	81,11	81,06	86,93	81,92	83,58	85,68	81,98	89,54
Anortita	9,78	18,43	14,21	4,43	18,14	18,94	13,07	18,08	16,42	14,32	18,02	10,46
Ortoclásio	0,98	0,00	0,00	0,00	0,76	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Tabela 7 – Análise química semiquantitativa em EDS dos grãos de k-feldspato estudados no metagranitoide Represa de Camargos.

Análise	JR-30D-03	JR-30D-04	JR-30D-34	JR-30A-02	JR-30A-04	JR-30A-17	JR-30A-18	JR-30A-19	JR-30A-26
	Óx. Norm.	Óx. Norm.	Óx. Norm.	Óx. Norm.	Óx. Norm.	Óx. Norm.	Óx. Norm.	Óx. Norm.	Óx. Norm.
SiO ₂	65,41	65,60	65,72	65,78	65,77	65,38	65,65	65,38	65,49
Al ₂ O ₃	19,28	19,14	19,04	18,96	19,15	19,21	19,21	19,36	19,13
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,90	0,89	0,55	0,48	0,51	0,87	0,74	0,69	0,77
K ₂ O	14,40	14,37	14,69	14,78	14,57	14,55	14,41	14,57	14,61
Soma	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
	P/32O	P/32O	P/32O	P/32O	P/32O	P/32O	P/32O	P/32O	P/32O
O	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00
Si	9,52	9,55	9,53	9,53	9,54	9,50	9,55	9,50	9,51
Al	3,31	3,28	3,25	3,24	3,27	3,29	3,29	3,31	3,27
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,26	0,25	0,15	0,13	0,14	0,25	0,21	0,19	0,22
K	2,67	2,67	2,72	2,73	2,70	2,70	2,67	2,70	2,71
Na	0,26	0,25	0,15	0,13	0,14	0,25	0,21	0,19	0,22
Ca	0	0	0	0	0	0	0	0	0
K	2,67	2,67	2,72	2,73	2,7	2,7	2,67	2,7	2,71
Soma	2,93	2,92	2,87	2,86	2,84	2,95	2,88	2,89	2,93
Albita	8,87	8,56	5,23	4,55	4,93	8,47	7,29	6,57	7,51
Anortita	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ortoclásio	91,13	91,44	94,77	95,45	95,07	91,53	92,71	93,43	92,49

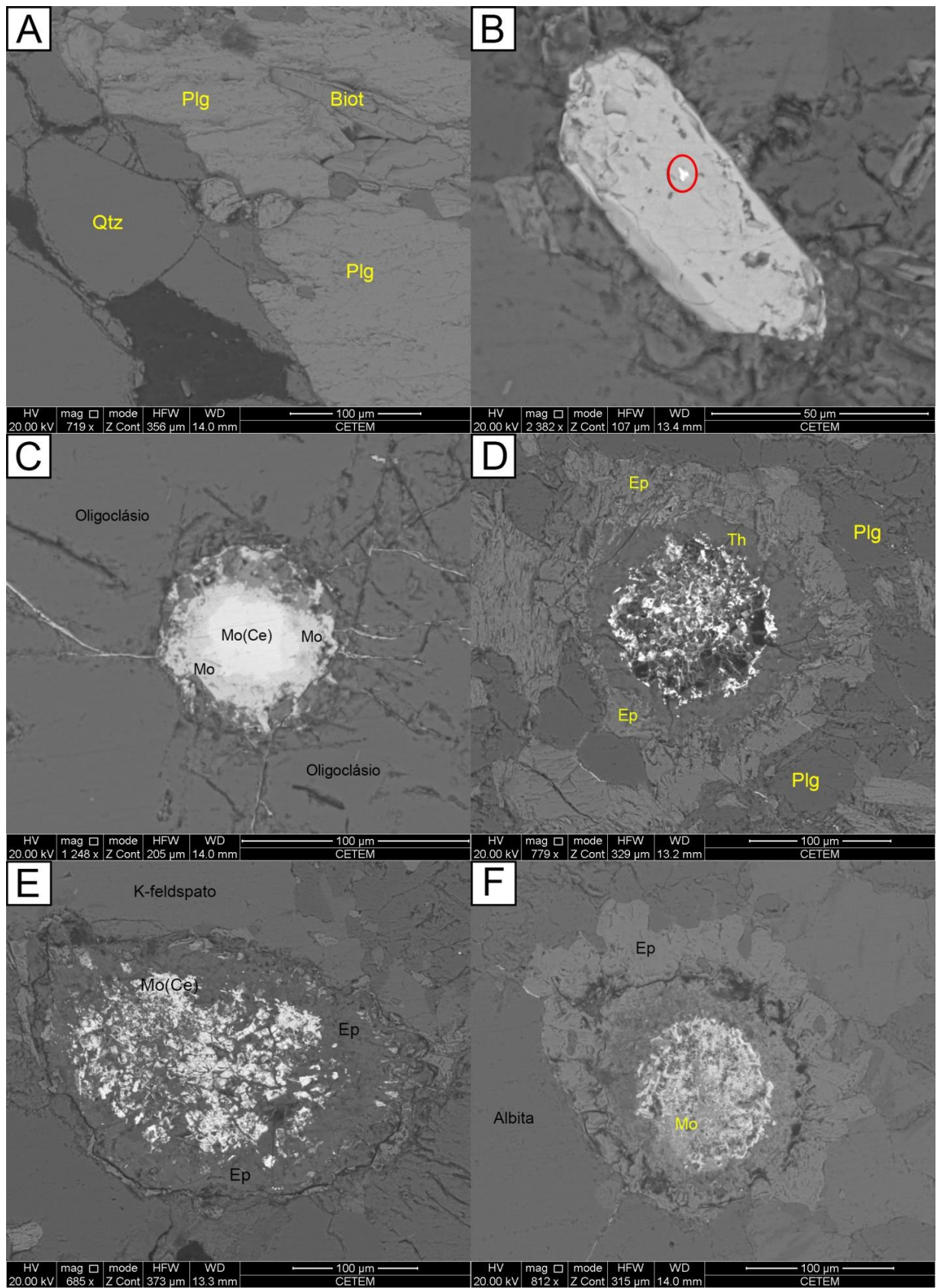


Figura 43 - A: Quartzo (Qtz) recristalizado e límpido, plagioclásio (Plg) alterado e grãos de biotita (Biot); B: grão de zircão alterado, em detalhe é observada inclusão de silicato de tório ; C: grão com monazita rica em cério no centro, bordejado por monazita alterada, incluso em um grão de oligoclásio; D: silicato de tório (Th) com borda de epidoto (Ep) imerso em plagioclásio (Plg); E: grão de monazita rica em cério bordejada por epidoto (Ep); F: grão de monazita (Mo) alterado com borda de epidoto.

Duas amostras do metagranitoide porfirítico Macuco de Minas foram estudadas e pode-se observar que os grãos de plagioclásio estão muito alterados e saussuritizados. De um modo geral, os grãos de plagioclásio possuem enriquecimento de sódio em relação ao cálcio, sendo que suas amostras (Tabelas 8 e 9) plotam no campo da albita (Figura 44). Os fenocristais de k-feldspato mostraram em análise que seu conteúdo de K₂O é maior que 90% em relação ao Na₂O, sendo assim classificados como microclínio.

Tabela 8 - Análise química semiquantitativa em EDS dos grãos de plagioclásio estudados no metagranitoide porfirítico Macuco de Minas.

Análise	JR-011-04	JR-011-05	JR-011-06	JR-098-17	JR-098-20	JR-098-21	JR-098-22
	Óx. Norm.	Óx. Norm.	Óx. Norm.	Óx. Norm.	Óx. Norm.	Óx. Norm.	Óx. Norm.
SiO ₂	67,49	69,79	67,12	67,72	68,88	66,12	68,25
Al ₂ O ₃	20,20	19,63	20,69	20,88	19,69	20,74	19,56
CaO	0,50	0,07	1,07	0,46	0,39	0,42	0,23
Na ₂ O	11,80	10,51	11,12	9,95	10,73	11,67	11,63
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,99	0,26	1,00	0,28
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,05	0,05
Soma	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
	P/32O	P/32O	P/32O	P/32O	P/32O	P/32O	P/32O
O	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00
Si	11,83	12,11	11,76	11,64	11,95	11,46	11,88
Al	4,17	4,01	4,27	4,23	4,02	4,24	4,01
Ca	0,09	0,01	0,20	0,08	0,07	0,08	0,04
Na	4,01	3,53	3,78	3,32	3,61	3,92	3,93
K	0,00	0,00	0,00	0,22	0,06	0,22	0,06
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	4,01	3,53	3,78	3,32	3,61	3,92	3,93
Ca	0,09	0,01	0,2	0,08	0,07	0,08	0,04
K	0	0	0	0,22	0,06	0,22	0,06
Soma	4,1	3,54	3,98	3,62	3,74	4,22	4,03
Albita	97,80	99,72	94,97	91,71	96,52	92,89	97,52
Anortita	2,20	0,28	5,03	2,21	1,87	1,90	0,99
Ortoclásio	0,00	0,00	0,00	6,08	1,60	5,21	1,49

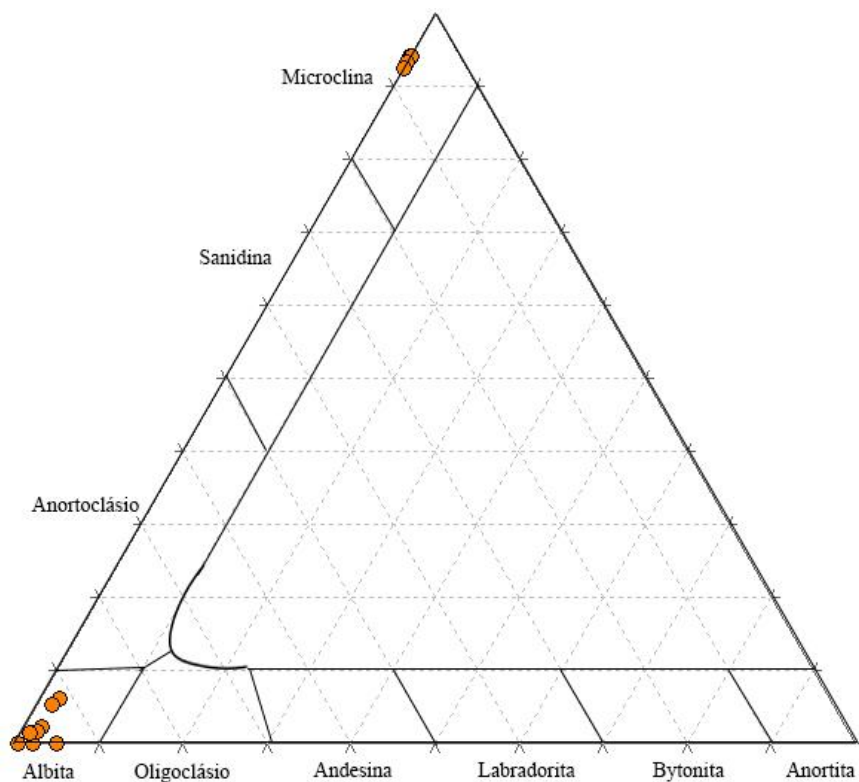


Figura 44 – Diagrama ternário para classificação de feldspatos.

Tabela 9 - Análise química semiquantitativa em EDS dos grãos de k-feldspato estudados no metagranitoide porfirítico Macuco de Minas.

Análise	JR_011_07	JR_011_08	JR_098_15	JR_098_18	JR_098_19
	Óx. Norm.	Óx. Norm.	Óx. Norm.	Óx. Norm.	Óx. Norm.
SiO ₂	65,31	65,49	67,65	62,10	61,12
Al ₂ O ₃	19,24	18,99	20,14	18,45	18,20
CaO	0,00	0,00	0,41	0,00	0,00
Na ₂ O	0,61	0,60	11,41	0,83	0,99
K ₂ O	14,84	14,92	0,39	17,61	18,64
BaO	0,00	0,00	0,00	1,01	1,05
Soma	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
	P/32O	P/32O	P/32O	P/32O	P/32O
O	32,00	32,00	32,00	32,00	32,00
Si	9,46	9,48	11,78	8,74	8,53
Al	3,28	3,24	4,13	3,06	2,99
Ca	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00
Na	0,17	0,17	3,85	0,23	0,27
K	2,74	2,75	0,09	3,16	3,32
Ba	0,00	0,00	0,00	0,06	0,06
Na	0,17	0,17	3,85	0,23	0,27
Ca	0	0	0,08	0	0
K	2,74	2,75	0,09	3,16	3,32
Soma	2,91	2,92	4,02	3,39	3,59
Albita	5,84	5,82	95,77	6,78	7,52
Anortita	0,00	0,00	1,99	0,00	0,00
Ortoclásio	94,16	94,18	2,24	93,22	92,48

Em relação a mineralogia acessória e inclusões sólidas foram identificados cristais de allanita, Ce-monazita, thorianita, magnetita, ilmenita, fluorapatita e zircão (Figura 45). Com exceção de allanita, zircão e apatita, os demais minerais não foram caracterizados na microscopia ótica por apresentarem tamanho muito reduzido dificultando a obtenção de seus dados ópticos. Nas imagens geradas pelo MEV esses minerais se mostram com coloração bem clara devido ao seu elevado peso atômico.

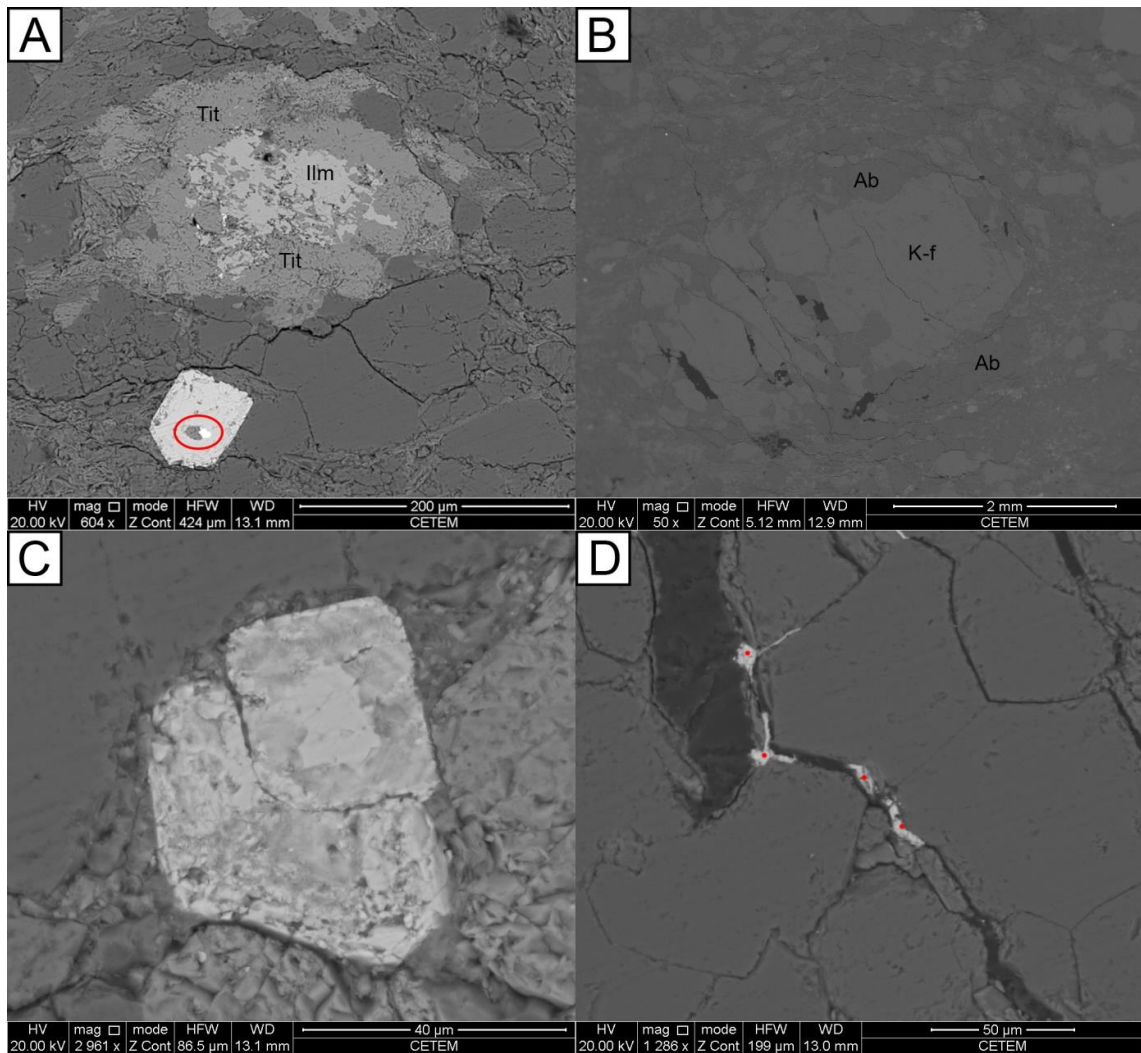


Figura 45 – A: em cima ilmenita com borda de titanita, em baixo cristal de zircão com inclusão de fluorapatita (cinza escuro) e silicato de tório (branco); B: cristal de microclínio com borda de albita; C: detalhe de cristais de zircão com zonamento; D: monazita-(Ce) preenchendo os espaços entre os grãos de quartzo.

9 – DADOS ESTRUTURAIS

A área mapeada apresenta evolução estrutural complexa, não sendo o foco do trabalho a discussão da mesma. Por isso esse capítulo será um resumo simplificado da mesma.

As rochas da área apresentam uma foliação que está dobrada (Figura 46) sendo que ela mergulha ora pra noroeste ora pra sul, sendo a densidade de polos maior a norte, no metagranitoide Represa de Camargos e de maneira equilibrada no metagranitoide porfirítico Macuco de Minas, estando plotadas metade a norte e metade a sudeste (Figuras 47 e 48). Essa fase de deformação pôde ser observada nos metagranitoides estudados, assim como nos xenólitos presentes nos mesmos.



Figura 46 – Metagranitoide Represa de Camargos com sua foliação dobrada.

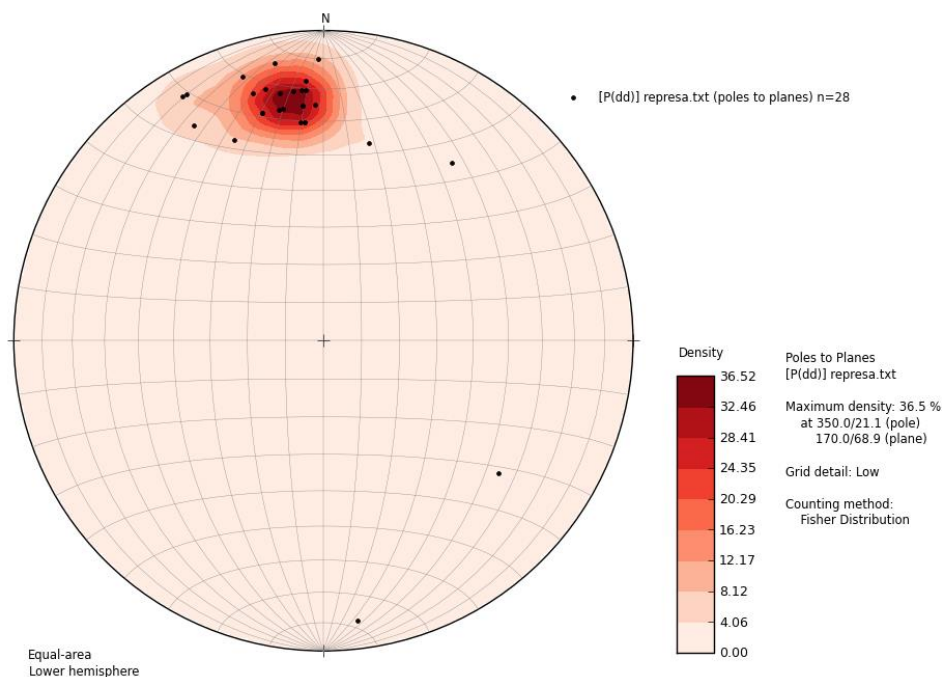


Figura 47 – Estereograma com os polos da foliação do metagranitoide Represa de Camargos, total de 28 medidas.

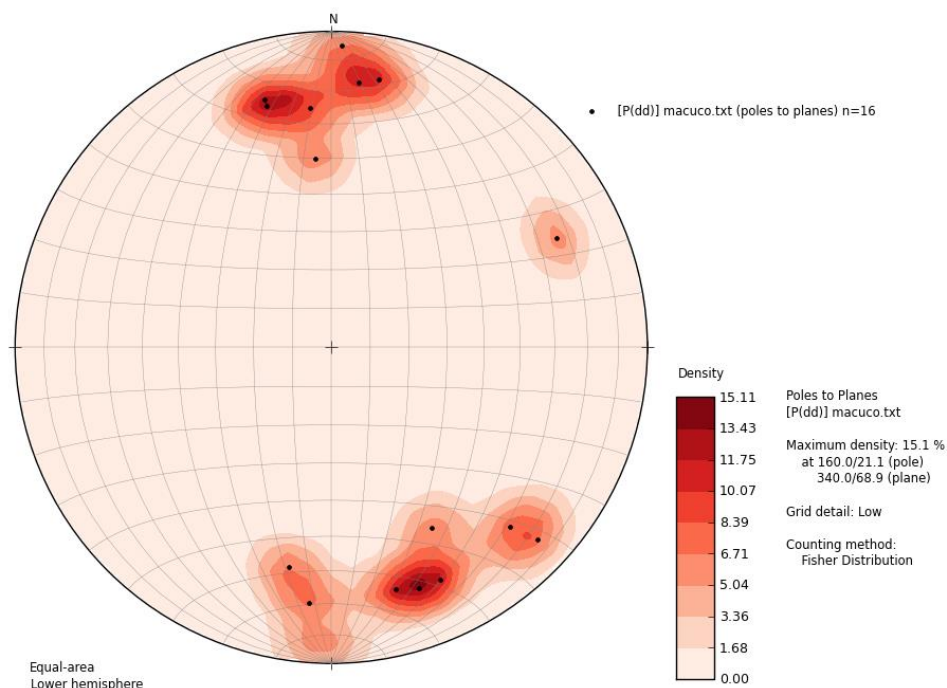


Figura 48 – Estereogramas com os polos da foliação do metagranitoide porfírico Macuco de Minas, um total de 16 medidas.

Além da foliação dobrada, são observadas muitas zonas de cisalhamento (Figura 49), com strike principalmente NE-SW até NW-SE e espessura de poucos centímetros até alguns metros, onde podemos observar porfiroclastos e porfiroblastos de feldspato (Figura 50). Nessas zonas de cisalhamento é comum a presença de milonitos e de indicadores cinemáticos (Figuras 51 e 52).



Figura 49 – Zona de cisalhamento e dobra no metagranitoide Represa de Camargos.

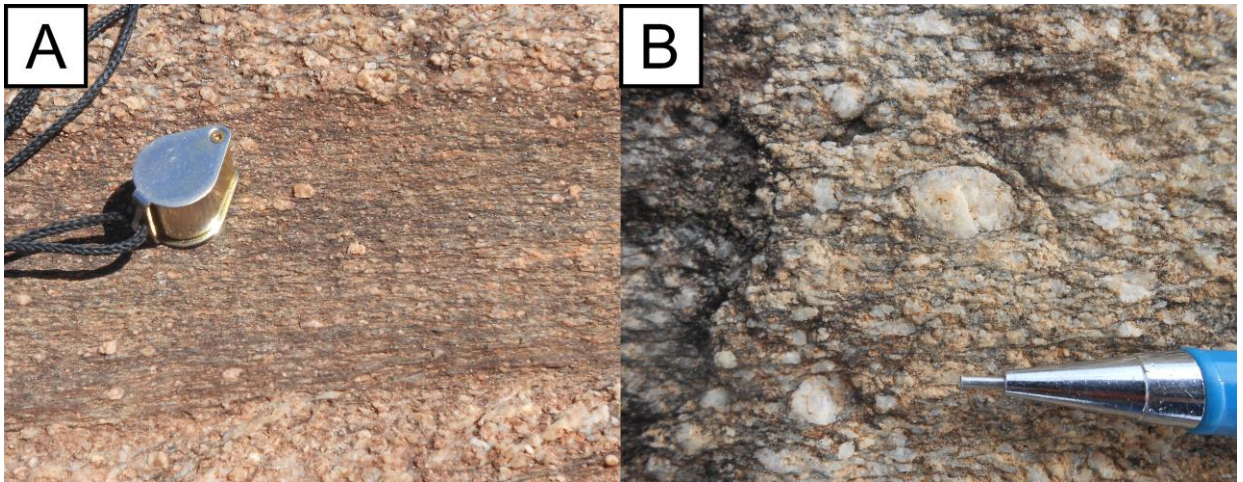


Figura 50 – Feições deformacionais do metagranitoide Represa de Camargos: Fig. 50 A: Porfiroclasto de feldspato em zona de cisalhamento com formato tabular preservado; Fig 50 B: porfiroblasto com bordas amendoadas.



Figura 51 - Indicadores cinemáticos no milonito. Lâmina JR-006, nicol descruzado, 2,5x.

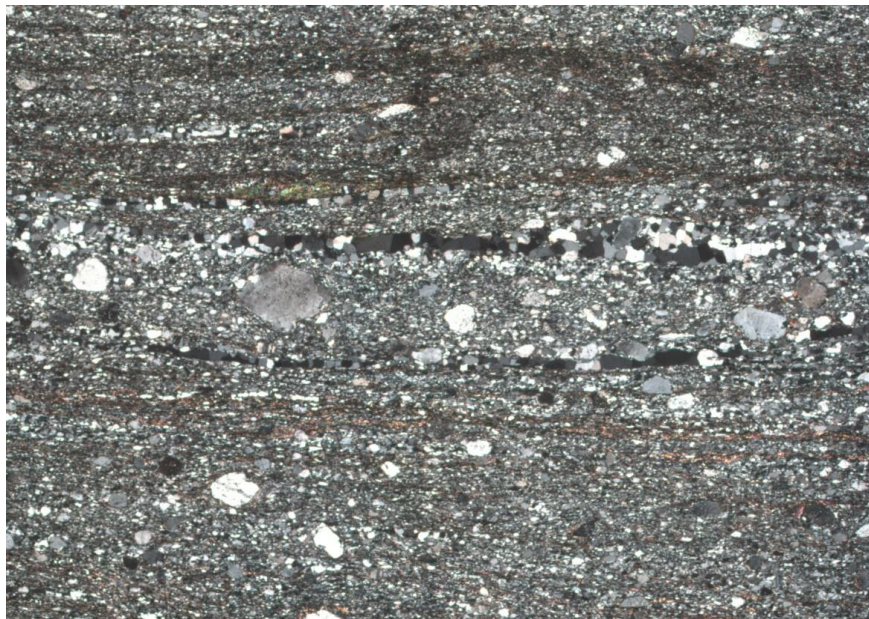


Figura 52 – Fotomosaico feito em parte da lâmina JR-006 mostrando a textura milonitônica, com alguns indicadores cinemáticos e fitas de quartzo indicando que é de alta temperatura.

10 – CONCLUSÕES

Com base no levantamento de campo e no estudo petrográfico realizado na presente monografia, foi possível entender a relação entre os metagranitóides. Porém, para propostas mais aprofundadas acerca da tectônica da área e inserção desses granitóides no contexto do Cinturão Mineiro, será necessária a realização de outras campanhas de campo, afim de coletar novas amostras para obtenção de dados geoquímicos, isotópicos e geocronológicos.

O metagranitoide Represa de Camargos, que foi o foco do trabalho, possui composição principalmente granodiorítica, textura equigranular média a grossa, com rara presença de fenocristais, o que o difere em campo do metagranitoide porfirítico Macuco de Minas, que possui matriz fina e textura porfirítica, com fenocristais de até 8 centímetros. Sua mineralogia acessória foi identificada após a realização de estudos petrográficos, por catodoluminescência e MEV-EDS e é representada principalmente por monazita-(Ce), titanita, zircão e ilmenita, enquanto allanita, fluorapatita, magnetita e thorogummita são mais raros. Esses minerais podem indicar um elevado grau de fracionamento do magma pai desse corpo e, conseqüentemente, o enriquecimento do mesmo em elementos incompatíveis. Barbosa *et al.*, (2015) obtiveram idade de 2172 ± 32 Ma para esse corpo. Esse corpo apresenta feições de interação em diversos afloramentos com um metagranitoide leucocrático, fino e equigranular que não foi encontrado aflorando em escala mapeável. O metagranitoide Represa de Camargos tem caráter intrusivo na Sequência metavulcano-sedimentar Nazareno, sendo esta interpretada com uma sequência de fundo oceânico na qual esse arco de ilha foi encaixado. Seu contato com o metagranitoide Macuco de Minas foi interpretado como relacionado ao prolongamento da zona de cisalhamento do Lenheiro, devido a não serem encontradas relações ígneas de campo entre os metagranitóides.

O metagranitoide porfirítico Macuco de Minas possui composição majoritariamente monzogranítica, apresentando textura porfirítica com matriz muito fina a fina e fenocristais de microclínio com até 8 cm. Sua mineralogia é principalmente representada por fluorapatita, monazita-(Ce), zircão, enquanto allanita, ilmenita, titanita, magnetita e thorogummita são mais raros. Barbosa *et al.*, (2015) obtiveram idade de 2125 ± 21 Ma para esse corpo. Seu corpo é intrusivo na Sequência metavulcano-sedimentar Rio das Mortes.

Esses eventos termais que afetaram a região levaram a diversas transformações minerais que foram observadas nos metagranitóides estudados, tais como: saussuritização do plagioclásio, extraíndo cálcio do mesmo e formando epidoto, sericita, zoisita/clinozoisita e carbonatos associados e titanita substituindo ilmenita.

11 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Alkmim F.F. 2004. O que faz de um cráton um cráton? O cráton do São Francisco e revelações Almeidianas ao delimitá-lo. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito-Neves, B.B. (orgs.) *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca Editor, São Paulo, p.:17-35.

Alkmim, F.F., Noce, C.M. 2006. The Paleoproterozoic Record of the São Francisco Craton. In: IGCP 509 Field Workshop, Bahia and Minas Gerais, Brazil. Field Guide & Abstracts, p. 114.

Alkmim F.F.; Lana C. C.; Duque T.R.F. 2014. Zircões detríticos do grupo Itacolomi e o registro do soerguimento do cinturão Mineiro. In: 47º Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, *Anais*, p.1802.

Almeida F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, **7**:349-364.

Ávila C.A. 2000. *Geologia, petrografia e geocronologia de corpos plutônicos Paleoproterozóicos da borda meridional do cráton São Francisco, região de São João Del Rei, Minas Gerais*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 401p.

Ávila, C.A.; Teixeira, W. & Pereira, R.M., 2004. Geologia e petrografia do Quartzo Monzodiorito Glória, Cinturão Mineiro, porção sul do Craton São Francisco, Minas Gerais. *Arquivos do Museu Nacional*, **62**(1):83-98.

Ávila C.A., Teixeira W., Cordani U.G., Barreto H.R., Pereira R.M., Martins V.T.S, Dunyi L. 2006. The Glória quartz-monzodiorite isotopic and chemical evidence of arc-related magmatism in the central part of the Paleoproterozoic Mineiro Belt, Minas Gerais State, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **78**: 543-556

Ávila C.A., Teixeira W., Cordani U.G., Moura C.A.V., Pereira R.M. 2010. Rhyacian (2.23-2.20 Ga) juvenile accretion in the southern São Francisco craton, Brazil: Geochemical and isotopic evidence from the Serrinha magmatic suite, Mineiro belt. *Journal of South American Earth Sciences*, **29**: 464-482.

Ávila C.A., Teixeira W., Vasques F.S.G.; Dussin I.A.; Mendes J.C. 2012. Geoquímica e idade U-Pb (LA-ICPMS) da crosta oceânica anfíbolítica riaciana do cinturão Mineiro, borda meridional do cráton São Francisco. In: 46º Congresso Brasileiro de Geologia, Santos, *Anais*.

Ávila, C.A.; Teixeira, W.; Bongiolo, E.M.; Dussin, I.A.; Vieira, T.A.T. 2014. Rhyacian evolution of subvolcanic and metasedimentary rocks of the southern segment of the Mineiro belt, São Francisco Craton, Brazil. *Precambrian Research*, **243**: 221-251.

Babinski, M., Chemale, F., Van Schumus, W.R., 1995. The Pb/Pb age of the Minas Supergroup carbonate rocks, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Precambrian Research* **72**, 235–245.

Barbosa, N. S. 2015. *Evolução paleoproterozoica do Cinturão Mineiro: geocronologia U-Pb, isótopos de Nd-Hf-Sr e geoquímica de rochas plutônicas*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 229 p.

Bastos, A.A. & Enrichsen, A.I. 1927. Geologia da Folha Barbacena. Rio de Janeiro. In: DNPM/SGM, P. 1-20 (Boletim 25).

Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. 1992. *An introduction to rock-forming minerals*. Second Edition. Longman, Harlow. 696p.

Didier, J. & Barbarin, B. 1991. The different types of enclaves in granites – Nomenclature. In: DIDIER, J. & BARBARIN, B. (Eds). *Enclaves and Granite Petrology*. Netherlands, Elsevier. P. 19-23.

Lana, C.C.; Alkmim, F.F.; Armstrong, R.; Scholz, R.; Romano, R.; Nalini Jr., H.A. 2013. The ancestry and magmatic evolution of Archaean TTG rocks of the Quadrilátero Ferrífero province, southeast Brazil. *Precambrian Research*, **231**: 157– 173.

Le Maitre R.W. 2002. *Igneous rocks: a classification and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the systematics of Igneous rocks*. Cambridge University Press, 236p.

Machado, N.; Noce, C.M.; Ladeira, E.A.; Oliveira, O.B. 1992. U-Pb Geochronology of Archean magmatism and Proterozoic metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero, southern São Francisco craton, Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, v. 104, p. 1221-1227.

Noce C.M., Hoppe A., Trouw R.A.J., Karfunkel J. 1987. O Pré-Cambriano inferior da região de Barbacena-Tiradentes, Minas Gerais. In: SBG, Simpósio Geologia Minas Gerais, 4, Belo Horizonte, 1:149-163.

Noce, C.M.; Zuccheti, M.; Baltazar, O.F.; Armstrong, R.; Dantas, E.; Renger F.E.; Lobato, L.M. 2005. Age of felsic volcanism and the role of ancient continental crust in the evolution of the Neoproterozoic Rio das Velhas Greenstone belt (Quadrilátero Ferrífero, Brazil): U–Pb zircon dating of volcanoclastic graywackes. *Precambrian Research*, **141**: 67–82.

Noce C.M., Pedrosa-Soares A.C., Silva L.C., Armstrong R., Piuze D., 2007. Evolution of polycyclic basement complexes in the Araçuaí orogen, based on U–Pb SHRIMP data: Implication of Brazil-Africa links in Paleoproterozoic time. *Precambrian Research*. **159**: 60–78.

Pires F.R.M. 1978. The Archean Barbacena greenstone belt in its typical development and the itabirite distribution at the Lafaiete District. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **59**: 599-600.

Pires R.R.M., Ribeiro A., Barbosa M.I.M. 1990. Distribuição do *greenstone belt* Barbacena na região de São João Del Rei, Minas Gerais. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, 1990. *Anais*. SBG. V. 1, pp. 449-460.

Queménéur J. & Baraud E.R. 1983. Estrutura do embasamento arqueano e geologia econômica da área pegmatítica de São João del Rei – MG. In: SBG. Simp. Geol. Minas Gerais, 2, *Atas*, p.460.

Ribeiro A., Trouw R.A.J., Paciullo F.V.P., Valença J.G. 1995. Evolução das bacias proterozóicas e o termo-tectonismo brasileiro na margem sul do cráton São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, **25**(4): 235-248.

Romano, R., Lana, C., Alkmim, F.F., Stevens, G.S., Armstrong, R., 2013. Stabilization of the southern portion of the São Francisco Craton, SE Brazil, through a long-lived period of potassic magmatism. *Precambrian Research*, **224**:143–159.

Streckeisen, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. In: *Earth – sci. Rev.*, 12:1. 33.
Teixeira, W.; Carneiro, M.A.; Noce, C.M.; Machado, N.; Sato, K.; Taylor, P.N. 1996. Pb, Sr e Nd isotope constraints on the Archean evolution of gneissic-granitoid complexes in the southern São Francisco craton, Brazil. *Precambrian Research*, **78**:151-164.

Teixeira N.A. 1992. Contribuição à geologia do Greenstone belt Itumirim-Nazareno (MG). In: Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, Anais. SBG. V. 1, p 476-477.

Teixeira W. & Figueiredo M.C.H. 1991. *An outline of Early Proterozoic crustal evolution in the São Francisco craton, Brazil: a review. Precambrian Research*, **53**: 1 22.

Teixeira, W.; Carneiro, M.A.; Noce, C.M.; Machado, N.; Sato, K.; Taylor, P.N. 1996. Pb, Sr and Nd isotope constraints on the archaean evolution of gneissic-granitoid complexes in the southern São Francisco Craton, Brazil. *Precambrian Research*, **78** (1/3):151-164.

Teixeira, W.; Cordani, U.G.; Nutman, A.P.; Sato, K. 1998. Polyphase Archean evolution in the Campo Belo metamorphic complex, Southern São Francisco Craton, Brazil: SHRIMP U-Pb zircon evidence. *Journal of South American Earth Sciences*, **11** (3): 279-289.

Teixeira W., Sabaté P., Barbosa J., Noce C.M, Carneiro M.A. 2000. Archean and Paleoproterozoic tectonic evolution of São Francisco craton, Brazil. In: U.G.Cordani, E.J.Milani, A.Thomaz-Filho, D.A. Campos, D.A. (eds.) *Tectonic Evolution of South America*, Rio de Janeiro, p.101-138.

Teixeira W., Ávila C.A., Cordani U.G., Martin V.T.S., Valença J. 2005. Dados isotópicos (U/Pb, Pb/Pb, Sm/Nd, Rb/Sr) do plutonismo Paleoproterozóico do Cinturão Mineiro, porção meridional do Cráton São Francisco: implicações tectônicas. In: SBG, Simpósio do Cráton São Francisco, 3, Atas, p.174-177.

Teixeira, W., Ávila, C.A., Dussin, I.A., CorrêaNeto, A.V., Bongiollo, E.M., Santos, J.O., Barbosa, N.S. 2015. A juvenile accretion episode (2.35–2.32 Ga) in the Mineiro belt and its role to the Minas accretionary orogeny: Zircon U–Pb–Hf and geochemical evidences. *Precambrian Research*, **256**, 148-169.

Toledo C.L.B. 2002. *Evolução geológica das rochas máficas e ultramáficas no Greenstone Belt Barbacena, região de Nazareno, MG*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 307 p.

Trouw, R. A. J.; Ribeiro, A., Paciullo, F. V. P. 1986. Contribuição à geologia da folha Barbacena 1:250.000. Anais do 34° Congresso Brasileiro de Geologia Goiânia, Sociedade Brasileira de Geologia, 2:972-986 p.

Vasques, F.S.G., Ávila C.A., Teixeira W., Mendes J.C., Guimarães E.H.A. 2010. Caracterização petrográfica, geoquímica e isotópica de anfíbolitos do *greenstone belt* Rio das Mortes, estado de Minas Gerais. In: 45° Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, Anais, p. 58.

Williams, H.; Turner, F.J.; Gilbert, C.M. 1970. Petrografia: uma introdução ao estudo das rochas em seções delgadas. Editora Polígono.

MAPEAMENTO GEOLÓGICO E PETROGRAFIA DOS CORPOS PLUTÔNICOS FÉLSICOS PRÓXIMOS A CIDADE DE MACUCO DE MINAS, MINAS GERAIS

Anexo I - Mapa geológico

Jānis Ivars Valenča Rītiņš

Orientador: Ciro Alexandre Ávila

Legenda

Litologias

Bloco Rio das Mortes

Metagranitoide porfírico Macuco de Minas

Sequência metavulcano-sedimentar Rio das Mortes

Bloco Nazareno

Quartzito da Serra do Ouro Grosso

Metagranitoide Represa de Camargos

Sequência metavulcano-sedimentar Nazareno

Gondito

Anfibolito

Clorita Xisto

Simbologia

Contato Inferido

Contato Mapeado

Contato Tectônico

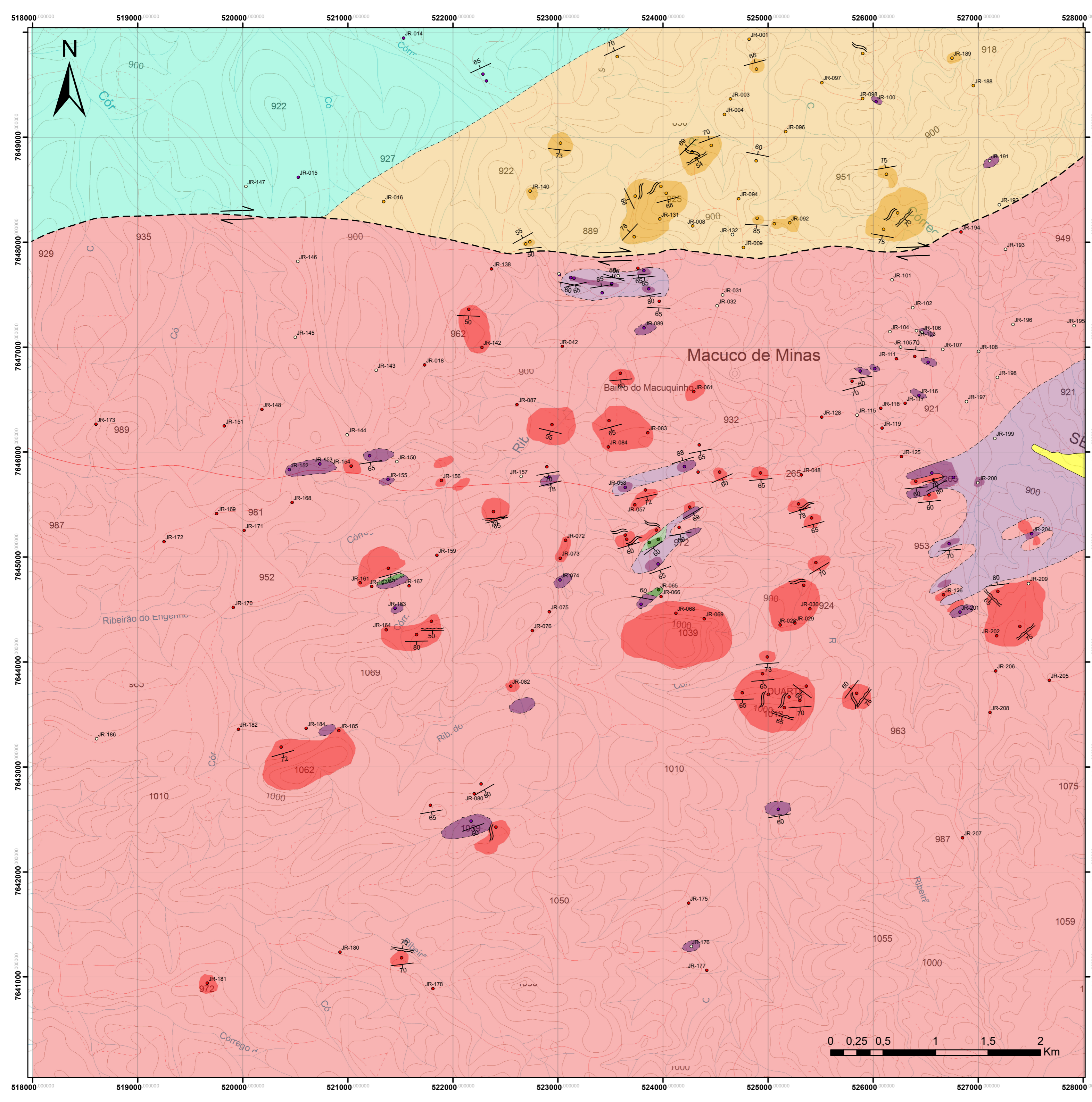
Foliação Principal

Zona de Cisalhamento

Strike Zona de cisalhamento

Sentido do Movimento

Pontos



MAPEAMENTO GEOLÓGICO E PETROGRAFIA DOS CORPOS PLUTÔNICOS FÉLSICOS PRÓXIMOS A CIDADE DE MACUCO DE MINAS, MINAS GERAIS






Anexo II - Mapa de pontos

Jānis Ivars Valenča Rītiņš








Orientador: Ciro Alexandre Ávila

Legenda

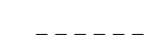

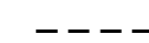
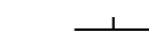
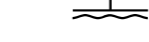



Unidade

-  Ponto de Controle
-  Metagranitoide porfírico Macuco de Minas
-  Metagranitoide Represa de Camargos
-  Anfibolito
-  Clorita Xisto

Principais afloramentos

-  Quartzito da Serra do Ouro Grosso
-  Granito Campo Redondo
-  Greenstone Belt Rio das Mortes
-  Granodiorito Represa de Camargos
-  Clorita Filito
-  Anfibolito
-  Gondito

Simbologia

-  Contato Inferido
-  Contato Mapeado
-  Contato Tectônico
-  Foliação Principal
-  Zona de Cisalhamento
-  Strike Zona de cisalhamento
-  Sentido do Movimento
-  Pontos

