



UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO
ESCOLA DE MINAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

**CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA E TEXTURAL DE GRANITOIDES DA
TERMINAÇÃO INTRACONTINENTAL DO ARCO MAGMÁTICO RIO DOCE,
ORÓGENO ARAÇUAÍ**

Marcos Geraldo Barbosa Pimenta

Ouro Preto, Fevereiro de 2018

**CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA E TEXTURAL DE
GRANITOIDES DA TERMINAÇÃO INTRACONTINENTAL
DO ARCO MAGMÁTICO RIO DOCE, ORÓGENO ARAÇUAÍ**



FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO

Reitora

Prof.^a Dr.^a Cláudia Aparecida Marlière de Lima

Vice-Reitor

Prof. Dr. Hermínio Arias Nalini Júnior

Pró-Reitora de Graduação

Prof.^a Dr.^a Tânia Rossi Garbin

ESCOLA DE MINAS

Diretor

Prof. Dr. Issamu Endo

Vice-Diretor

Prof. Dr. José Geraldo Arantes de Azevedo Brito

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

Chefe

Prof. Dr. Luís Antônio Rosa Seixas

MONOGRAFIA

Nº 259

CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA E TEXTURAL DE GRANITOIDES DA TERMINAÇÃO INTRACONTINENTAL DO ARCO MAGMÁTICO RIO DOCE, ORÓGENO ARAÇUAÍ

Marcos Geraldo Barbosa Pimenta

Orientadora

Prof.^a Dra. Cristiane Paula de Castro Gonçalves

Co-Orientador

Prof. Dr. Leonardo Eustáquio da Silva Gonçalves

Monografia do Trabalho de Conclusão de Curso apresentada ao Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial para avaliação da disciplina Trabalho de Conclusão de Curso – TCC 402, ano 2017/2.

OURO PRETO

2018

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus por me conduzir até aqui e me proporcionar tantas alegrias durante este trajeto. Tornar-me engenheiro geólogo é um sonho que graças ao senhor está se realizando.

Aos meus pais, Sergio e Márcia, serei eternamente grato por tudo que fizeram para que eu chegasse até este momento. Com certeza estas pessoas são os maiores tesouros da vida deste futuro geólogo.

À minha amada irmã Natália, pelo carinho, pela companheira que é, oferecendo apoio em todos os momentos.

Ao meu irmão Luisinho, agradeço pela amizade e carinho enquanto estivemos juntos, seus ensinamentos foram fundamentais para tornar-me a pessoa que sou.

À Júnia, agradeço pela companhia, carinho e atenção. Suas palavras me proporcionaram entusiasmo para realizar meus objetivos.

Agradeço aos meus queridos familiares, Vovó Maria José, tios, primos, padrinhos, que sempre me apoiaram e acompanham minha caminhada.

Aos meus amigos Thiago, Jordânia, Letícia, Aralim e Pedro agradeço pela amizade construída nestes mais de 4 anos de graduação em Engenharia Geológica. Agradeço a Carol e Reginaldo pelo apoio na realização deste volume.

Agradeço a todos professores da graduação que transmitiram um pouco do seu conhecimento para contribuir com a minha formação. Agradeço aos professores Gilmar e Cláudio Lana pelos ensinamentos e conselhos. Ao professor Leonardo Gonçalves agradeço pela atenção, incentivo e orientação nos projetos de IC e TCC. À professora Cristiane Gonçalves agradeço por me conceder oportunidades para realizar projetos científicos desde o início da minha graduação. Sempre me atendeu com muita atenção, buscou solucionar minhas dúvidas e incentivou para que eu fosse um aluno melhor.

Agradeço a galera do laboratório de Difração de Raios X do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto pela convivência e amizade. Agradeço também a galera do microlab e da microsonda pela ajuda referente às fotomicrografias.

Agradeço a FAPEMIG pelo suporte financeiro à Rede de Microscopia de Minas Gerais (RMic).

Agradeço a Nacional de Grafite, principalmente ao setor de geologia da empresa, por todo apoio prestado durante o estágio obrigatório, em que eu pude aprender com a prática os desafios e virtudes que um engenheiro geólogo enfrenta no dia-a-dia.

Agradeço a Fundação Gorceix por todo apoio que me proporcionou durante a graduação e a Universidade Federal de Ouro Preto por ter me oferecido um ensino de qualidade.

P644c Pimenta, Marcos Geraldo Barbosa.
Caracterização mineralógica e textural de granitoides da terminação
intracontinental do Arco Magmático Rio Doce, Orógeno Araçuaí [manuscrito] /
Marcos Geraldo Barbosa Pimenta. - 2018.

98f.: il.: color; graf.; tabs; mapas.

Orientador: Profa. Dra. Cristiane Paula de Castro Gonçalves.
Coorientador: Prof. Dr. Leonardo Eustáquio da Silva Gonçalves.

Monografia (Graduação). Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de
Minas. Departamento de Geologia.

1. Rochas granitoides. 2. Microestrutura. I. Gonçalves, Cristiane Paula de
Castro. II. Gonçalves, Leonardo Eustáquio da Silva. III. Universidade Federal
de Ouro Preto. IV. Título.

CDI: 552.321

Catálogo: ficha@sisbin.ufop.br

Ficha de Aprovação

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

TÍTULO: Caracterização mineralógica e textural de granitoides da terminação intracontinental do arco magmático Rio Doce, Orógeno Araçuaí

AUTOR: MARCOS GERALDO BARBOSA PIMENTA

ORIENTADORA: Profª. Dra. Cristiane Castro Gonçalves

CO-ORIENTADOR: Prof. Dr. Leonardo Gonçalves

Aprovada em: 07 de fevereiro de 2018

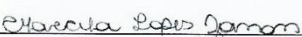
BANCA EXAMINADORA:

Prof. Dr. Leonardo Gonçalves



DEGEO/UFOP

MSc. Marcela Lopes Zanon



DEGEO/UFOP

Prof. MSc. Samuel Moreira Bersan



DEGEO/UFOP

Ouro Preto, 07/02/2018

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	1
1.1	APRESENTAÇÃO	1
1.2	OBJETIVOS	2
1.3	JUSTIFICATIVA DO PROJETO	2
1.4	METODOLOGIA	3
1.5	LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO	4
2	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	6
2.1	CONTEXTO GEOLÓGICO	6
2.1.1	Orógeno Araçuaí	6
2.1.2	Arco Magmático Rio Doce	8
2.1.3	Segmento norte do Arco Magmático	9
2.1.3.1	Complexo Jequitinhonha	9
2.1.3.2	Grupo Rio Doce	10
2.1.3.3	Supersuite G1 no segmento norte	10
2.1.3.4	Supersuite G2 no segmento norte	11
2.1.3.5	Supersuite G5 no segmento norte	11
2.2	REVISÃO DE TEXTURAS	12
2.2.1	Texturas de fluxo magmático e de deformação em estado sólido	12
2.2.2	Texturas resultantes de processos de fusão parcial de rocha	13
2.2.3	Critérios para classificação de granitos de baixa e alta temperatura	15
3	RESULTADOS	17
3.1	DESCRIÇÃO DE AMOSTRAS	17
3.1.1	Caracterização petrográfica e textural das rochas que compõem a Supersuite G1	19
3.1.2	Caracterização petrográfica e textural das rochas que compõem a Supersuite G2 ..	30
3.1.3	Caracterização petrográfica e textural das rochas que compõem a Supersuite G5 ..	40
3.2	ANÁLISES EM MEV-EDS	48
3.3	ASPECTOS RELEVANTES OBTIDOS POR MEIO DAS ANÁLISES QUALITATIVAS	59
3.4	ANÁLISES QUANTITATIVAS	61
4	DISCUSSÕES E INTERPRETAÇÕES	68

4.1 EXPLANAÇÃO SOBRE AS FEIÇÕES ENCONTRADAS NAS SUPERSUITES G1, G2 E G5.....	68
4.2 DIFERENCIAÇÃO DAS MICROTRAMAS DESCRITAS – INTERPRETAÇÕES E DISCUSSÕES	69
4.3 INTERPRETAÇÕES E DISCUSSÕES A PARTIR DOS DADOS EXTRAÍDOS DAS ANÁLISES QUALITATIVAS DAS SUPERSUITES G1, G2 E G5	71
4.4 INTERPRETAÇÕES DOS DADOS OBTIDOS A PARTIR DA ANÁLISE QUANTITATIVA REALIZADA NAS ROCHAS DA TERMINAÇÃO INTRACONTINENTAL DO ORÓGENO ARAÇUAÍ	76
4.5 SEQUÊNCIA EVOLUTIVA DOS PROCESSOS ENVOLVIDOS NAS ROCHAS DAS SUPERSUITES G1, G2 E G5.....	76
4.6 COMPARAÇÃO ENTRE AS ROCHAS DA TERMINAÇÃO INTRACONTINENTAL DO ORÓGENO ARAÇUAÍ COM AS ROCHAS DE OUTRAS PORÇÕES DO ORÓGENO	79
4.6.1 Comparação entre as rochas da Supersuite G1 nas porções norte e central do arco magmático Rio Doce.....	80
4.6.2 Comparação entre as rochas da Supersuite G2 nas porções norte e leste (Pluton Carlos Chagas) do Orógeno Araçuaí,.....	81
4.6.3 Comparação entre as rochas da Supersuite G5 da terminação intracontinental do arco magmático Rio Doce e as rochas G5 do restante do Orógeno Araçuaí.....	83
4.7 CLASSIFICAÇÃO DOS MIGMATITOS DAS SUPERSUITES G1, G2 E G5.....	84
4.7.1 Migmatitos G1.....	85
4.7.2 Migmatitos G2.....	86
4.7.3 Migmatitos G5.....	88
5 CONCLUSÕES	91
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	93

ÍNDICE DE FIGURAS

CAPÍTULO I – INTRODUÇÃO

Figura 1.1: Localização da área.	4
--	---

CAPÍTULO II – REVISÃO

Figura 2.1: Supersuites graníticas do Orógeno Araçuaí.	7
Figura 2.2: Núcleo cristalino do Orógeno Araçuaí.	7
Figura 2.3: Fechamento da Bacia Macaúbas.	8
Figura 2.4: Subducção do assoalho oceânico da bacia precursora e instalação do arco magmático na margem leste.	8
Figura 2.5: Mapa geológico simplificado da terminação intracontinental do arco magmático Rio Doce, Orógeno Araçuaí.	10

CAPÍTULO III – RESULTADOS

Figura 3.1: Mapa geológico simplificado da área de estudo abrangendo a Supersuite G1.	19
Figura 3.2: Mapa simplificado dos plútons na região nordeste do Orógeno Araçuaí, Suites Rancho Novo e Felisburgo.	20
Figura 3.3: Grãos de quartzo da Supersuite G1.	21
Figura 3.4: Grãos de plagioclásio da Supersuite G1.	23
Figura 3.5: Grãos de ortoclásio da Supersuite G1.	23
Figura 3.6: Grãos de microclínio da Supersuite G1.	24
Figura 3.7: Grãos de biotita da Supersuite G1.	25
Figura 3.8: Grãos de granada, anfibólio, muscovita, zircão da Supersuite G1.	27
Figura 3.9: Grãos de apatita, opacos, allanita, cordierita da Supersuite G1.	29
Figura 3.10: Diagrama QAP modal com a classificação das rochas da Supersuite G1.	30
Figura 3.11: Mapa geológico simplificado da área de estudo abrangendo a Supersuite G2.	31
Figura 3.12: Grãos de quartzo da Supersuite G2.	32
Figura 3.13: Grãos de plagioclásio da Supersuite G2.	33
Figura 3.14: Grãos de ortoclásio da Supersuite G2.	34
Figura 3.15: Grãos de microclínio da Supersuite G2.	35
Figura 3.16: Grãos de biotita da Supersuite G2.	36
Figura 3.17: Grãos de granada, muscovita, zircão, apatita da Supersuite G2.	37
Figura 3.18: Grãos opacos, cordierita, sillimanita, hercinita.	39
Figura 3.19: Diagrama QAP modal com a classificação das rochas da Supersuite G2.	40
Figura 3.20: Mapa geológico simplificado da área de estudo abrangendo a Supersuite G5.	41
Figura 3.21: Grãos de quartzo da Supersuite G5.	42

Figura 3.22: Grãos de plagioclásio da Supersuite G5.....	43
Figura 3.23: Grãos de microclínio da Supersuite G5.....	43
Figura 3.24: Grãos de ortoclásio da Supersuite G5.....	44
Figura 3.25: Grãos de biotita da Supersuite G5.....	45
Figura 3.26: Grãos de zircão, anfibólio, piroxênio, rutilo, carbonato e clorita da Supersuite G5.....	47
Figura 3.27: Diagrama QAP modal com a classificação das rochas da Supersuite G5.	48
Figura 3.28: Fotomicrografias provenientes de análises em MEV-EDS referentes a lâmina LG43	49
Figura 3.29: Fotomicrografias provenientes de análises em MEV-EDS referentes a lâmina LG92-b	49
Figura 3.30: Fotomicrografias provenientes de análises em MEV-EDS referentes a lâmina LG173	50
Figura 3.31: Fotomicrografias provenientes de análises em MEV-EDS referente a lâmina LG251 e LG276	50
Figura 3.32: Fotomicrografias provenientes de análises em MEV-EDS referente a lâmina LG276	51
Figura 3.33: a) Fotomicrografias por (MEV-EDS) em grão de granada da amostra LG43. b) Espectrograma mostrando a % Peso de elementos para o “ <i>Spectrum 14</i> ”.....	51
Figura 3.34: Mapa composicional (MEV-EDS) em grão de granada.	52
Figura 3.35: a) Fotomicrografias por (MEV-EDS) em grão de biotita da amostra LG43. b) Espectrograma mostrando a % Peso de elementos para o “ <i>Spectrum 21</i> ”.....	53
Figura 3.36: a) Fotomicrografias por (MEV-EDS) em grão de biotita da amostra LG92-b. b) Espectrograma mostrando a % Peso de elementos para o “ <i>Spectrum 3</i> ”.....	53
Figura 3.37: a- Fotomicrografias em MEV-EDS em plagioclásio. b-c: Espectrogramas de análises pontuais e lineares em % Peso de elementos para os “ <i>Spectrum 1</i> ” e “ <i>8</i> ”.....	55
Figura 3.38: Fotomicrografia e espectrograma em microanálise linear de grão de plagioclásio.	55
Figura 3.39: Mapa composicional (MEV-EDS) em grão de plagioclásio.	56
Figura 3.40: a) Fotomicrografias por MEV-EDS em cordierita na amostra LG276. b) Espectrograma em % Peso de elementos para o “ <i>Spectrum 1</i> ”. Amostra LG27.....	58
Figura 3.41: Fotomicrografia obtida pelo <i>software SPO 2003</i> sobrepondo as formas dos grãos de quartzo da Supersuite G1.....	62
Figura 3.42: Fotomicrografia obtida pelo <i>software SPO 2003</i> sobrepondo as formas dos grãos de quartzo da Supersuite G2.....	62
Figura 3.43: Fotomicrografia obtida pelo <i>software SPO 2003</i> sobrepondo as formas dos grãos de quartzo da Supersuite G5.....	63
Figura 3.44: Fotomicrografia obtida pelo <i>software SPO 2003</i> mostrando a razão entre os eixos dos grãos de quartzo da Supersuite G1.	64
Figura 3.45: Fotomicrografia obtida pelo <i>software SPO 2003</i> mostrando a razão entre os eixos dos grãos de quartzo da Supersuite G2.	64

Figura 3.46: Fotomicrografia obtida pelo <i>software SPO 2003</i> mostrando a razão entre os eixos dos grãos de quartzo da Supersuite G5.....	64
Figura 3.47: Fotomicrografia obtida pelo <i>software SPO 2003</i> indicando o tamanho dos grãos de quartzo da Supersuite G1	65
Figura 3.48: Fotomicrografia obtida pelo <i>software SPO 2003</i> indicando o tamanho dos grãos de quartzo da Supersuite G2.....	65
Figura 3.49: Fotomicrografia obtida pelo <i>software SPO 2003</i> indicando o tamanho dos grãos de quartzo da Supersuite G5.....	66

CAPÍTULO 4 – DISCUSSÕES E INTERPRETAÇÕES

Figura 4.1: A-I; Grãos félsicos em migmatitos da Supersuite G1 e a determinação do tamanho dos grãos.	85
Figura 4.2: A-I; Grãos félsicos em migmatitos da Supersuite G1 e a determinação do tamanho dos grãos.	86
Figura 4.3: A-I; Grãos félsicos em migmatitos da Supersuite G2 e a determinação do tamanho dos grãos.	87
Figura 4.4: A-I; Grãos félsicos em migmatitos da Supersuite G2 e a determinação do tamanho dos grãos.	87
Figura 4.5: A-I; Grãos félsicos em migmatitos da Supersuite G5 e a determinação do tamanho dos grãos.	88
Figura 4.6: A-I; Grãos félsicos em migmatitos da Supersuite G5 e a determinação do tamanho dos grãos.	88

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1: Diferenças entre granitos de baixa e alta temperatura.....	15
Tabela 2: Relação entre as amostras descritas e as supersuities presentes na porção nordeste do Orógeno Araçuaí.	18
Tabela 3: Dados apresentados a partir da análise química em MEV-EDS de grão de granada mostrado na Figura 3.33 e os valores padrão para almandina	52
Tabela 4: Dados apresentados a partir da análise química em MEV-EDS de grão de biotita com coloração bege/amarronzada e de coloração avermelhada.....	54
Tabela 5: Resultados em relação a composição química do grão de plagioclásio zonado ao qual fez-se análises pontuais e valores padrão para andesina e labradorita	56
Tabela 6: Comparação por meio de tabela entre os grãos de cordierita de locais distintos.....	58
Tabela 7: Comparação entre feições texturais e mineralogia das rochas da Supersuite G1 da terminação intracontinental e da parte central do Orógeno Araçuaí.	80
Tabela 8: Comparação entre feições texturais e mineralogia das rochas da Supersuite G2 da terminação intracontinental e da parte mais a leste do Orógeno Araçuaí.	82
Tabela 9: Comparação entre feições texturais e mineralogia das rochas da Supersuite G5 da terminação intracontinental com as demais que compõem o Orógeno Araçuaí.	83

ÍNDICE DE GRÁFICOS

Gráfico 1: Comparação entre os grãos de cordierita de diferentes localidades	58
---	----

RESUMO

O Orógeno Neoproterozoico Araçuaí é a porção brasileira do sistema orogênico Araçuaí-Congo Ocidental, fruto da aglutinação de massas continentais que culminaram na formação do Gondwana Ocidental. Situado entre o Cráton do São Francisco e a margem continental brasileira, possui a particularidade de ter se desenvolvido em um ambiente parcialmente confinado, circundado pelos crátons do São Francisco e Congo. Por apresentar tais características, este orógeno possui uma terminação intracontinental, na qual afloram rochas metamórficas de alto grau e rochas graníticas (englobadas em supersuites) que marcam desde seu estágio pré-colisional (de magmatismo relacionado à subducção e geração de um arco magmático, o Arco Rio Doce) até seu colapso gravitacional, pós-colisional. No presente trabalho foram estudadas, sob o ponto de vista microestrutural, envolvendo microscopia óptica e eletrônica (MEV-EDS), rochas graníticas dos estágios pré-colisional (Supersuite G1 – de idade ~ 630-570 Ma), sin-colisional (Supersuite G2 – 590-545 Ma) e pós-colisional (Supersuite G5 – 530-480 Ma), localizadas na região nordeste de seu núcleo cristalino, em sua porção intracontinental. Com o objetivo central de caracterizar a mineralogia e as microestruturas dos granitoides presentes nesta região, trabalhou-se com amostras coletadas em estudos prévios. Particularmente, buscou-se verificar qual era a composição mineralógica e o tipo de microtrama mais frequente em cada supersuite (se magmática, deformacional ou combinação de ambas), os padrões e variações microestruturais existentes, se há registro de processos de migmatização, e ainda obter uma comparação entre os litotipos estudados, e aqueles cronocorrelatos presentes em outras porções do orógeno. O estudo revelou que a Supersuite G1 na área de estudo é constituída por biotita-sienogranitos, biotita-monzogranitos, granada-biotita-granodioritos, biotita-monzogranitos, biotita-sienogranitos, cordierita-biotita-granodioritos, cordierita-anfibólio-monzogranitos e cordierita-anfibólio-biotita-tonalitos. Os aspectos microestruturais mais representativos são grãos de quartzo, plagioclásio e K-feldspatos com bordas lobadas e junções tríplexes entre grãos de quartzo-feldspatos com granulação média de 0,2mm a 0,25mm. Tais feições microestruturais permitem sugerir que estes granitoides sejam classificados como migmatitos do tipo diatexitito. Portanto, as rochas que compõem a Supersuite G1 na área de estudo se diferenciam em sua mineralogia e processos deformacionais daquelas do mesmo estágio evolutivo presentes em outras partes do orógeno. Vale ressaltar que provavelmente houveram duas fontes magmáticas combinadas envolvidas na geração das rochas G1 da região: uma de origem metaígneia (evidenciada pela ocorrência de hornblenda-biotita granitos) e outra de origem metasedimentar, pelítica (presença de granitoides ricos em minerais aluminosos, tais como granada e cordierita). Por sua vez, os granitoides da Supersuite G2 são constituídos por biotita-monzogranitos, biotita-sienogranitos, granada-biotita-sienogranitos, granada-biotita-monzogranitos, cordierita-granada-biotita-granodioritos, biotita-granada-cordierita-sienogranitos e cordierita-biotita-granodioritos. As microestruturas mais proeminentes são texturas mirmequíticas nos contatos entre K-

feldspatos e plagioclásio, bem como a presença de grãos de quartzo com granulação de 1mm a 2,5mm. Os contatos entre grãos de quartzo e K-feldspatos são dados por bordas lobadas. Junções trípticas entre grãos de quartzo-feldspatos são menos comuns nessas rochas. Por meio das microestruturas observadas sugere-se que estes granitoides sejam classificados como migmatitos do tipo metatexitos. Os granitoides pertencentes à Supersuite G5 são formados predominantemente por anfibólio-biotita-monzogranitos, anfibólio-piroxênio-biotita-monzogranitos, granada-biotita-monzogranitos e biotita-granodioritos. Nestas rochas observa-se que os grãos de quartzo de granulação maior que 2mm apresentam bordas lobadas. São encontrados grãos de quartzo de granulação fina bordejando grãos porfiríticos de K-feldspatos. Nos grãos de plagioclásio verificaram-se maclas mecânicas e nos contatos entre grãos de plagioclásio e K-feldspatos tem-se texturas mirmequíticas. Os grãos de K-feldspatos são anédricos e possuem microfraturas. Os aspectos microestruturais mencionados para as rochas G5 sugerem que este grupo de granitoides pertencem a migmatitos do tipo leucogranito. Por fim, ressalta-se que as microtramas típicas de deformação em estado sólido são mais proeminentes nas rochas das supersuites G1 e G2, e que nas rochas G5 os processos de fluxo ígneo prevalecem em relação àqueles típicos de deformação em estado sólido. Constatou-se ainda que todas as rochas estudadas apresentam feições texturais relacionadas a processos de migmatização. Por meio das análises qualitativas e quantitativas, pode-se sugerir que as rochas G1 apresentaram grãos mais deformados que as rochas G2 e que ambas estão mais deformadas que as rochas G5, sendo que a granulação dominante nas rochas G1 e G2 é média, enquanto nas rochas G5 predomina a fração grossa. Como já esperado as amostras de borda se mostram mais deformadas que aquelas encontradas no núcleo dos plútons em todas as rochas graníticas estudadas.

Palavras Chave: Microtramas; Fluxo Ígneo; Deformação em Estado Sólido; Migmatização; Arco Rio Doce

CAPITULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

O presente estudo é um item obrigatório da disciplina do 10º período, Trabalho de Conclusão de Curso, TCC-402, ou seja, um pré-requisito necessário para obtenção do título de engenheiro geólogo, pela Escola de Minas - Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP). O trabalho em questão foi totalmente desenvolvido no Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto, com orientação da professora Dra. Cristiane Paula de Castro Gonçalves e co-orientação do professor Dr. Leonardo Eustáquio da Silva Gonçalves, ambos professores do Departamento de Geologia.

O estudo intitulado: “*Caracterização mineralógica e textural de granitoides da terminação intracontinental do Arco Magmático Rio Doce, Orógeno Araçuaí*” envolveu a análise microestrutural de rochas que compõem a porção nordeste do núcleo cristalino do Orógeno Araçuaí. A discriminação de microtramas de deformação em estado sólido e fluxo magmático nessas rochas é importante para a compreensão das variações de temperatura e pressão envolvidas no seu processo de formação, variações temporais entre as estruturas observadas, a colocação dos corpos plutônicos na área estudada e superposição de processos.

Os granitoides são rochas compostas predominantemente por grãos de quartzo, plagioclásio, feldspatos potássicos e em menor proporção por algum mineral máfico, comumente biotita, sendo que os litotipos estudados caracterizam os estágios pré- (Supersuite G1 – arco magmático Rio Doce), sin- (Supersuite G2) e pós-colisionais (Supersuite G5) do Orógeno Araçuaí, em sua porção nordeste (Gonçalves 2015, Gonçalves *et al.* 2016). Este projeto é um estudo de detalhe que visa complementar o trabalho de Gonçalves (2015), que em seu doutorado verificou em campo a presença de feições de fusão parcial nos granitoides na terminação intracontinental do arco magmático Rio Doce e a comprovação do processo de fusão parcial nestas rochas será evidenciado por este estudo microestrutural, em que a diferenciação de microtramas é de fundamental importância.

O volume da monografia foi dividido em 5 capítulos. O Capítulo 1 refere-se à apresentação do trabalho, os objetivos que se visam alcançar, a justificativa do projeto, a metodologia utilizada e a localização da área de estudo. O Capítulo 2 apresenta uma revisão bibliográfica sobre o contexto geológico e revisão de texturas, que se faz necessária para o tratamento dos dados. O Capítulo 3 apresenta as descrições das rochas quanto aos seus aspectos mineralógicos e texturais, combinadas com análises em MEV-EDS e os resultados obtidos por meio das análises quantitativas e qualitativas para as

rochas da terminação intracontinental do arco magmático Rio Doce. O Capítulo 4 apresenta as interpretações e discussões a partir dos dados obtidos, comparações entre as rochas estudadas neste volume e as rochas que compõem o Orógeno Araçuaí em outras regiões e a classificação dos migmatitos. Por fim, o capítulo 5 apresenta as conclusões finais e as referências bibliográficas utilizadas.

1.2 OBJETIVOS

O presente estudo visou a identificação e diferenciação de microtramas de corpos plutônicos que marcam a terminação intracontinental do arco magmático Rio Doce e teve como objetivos específicos:

- ⇒ Caracterizar a composição mineralógica (minerais essenciais, varietais, acessórios e secundários) dos plutons (G1, G2 e G5) que marcam a terminação nordeste do Orógeno Araçuaí;
- ⇒ Caracterizar os padrões texturais presentes;
- ⇒ Determinar as variações mineralógicas e texturais entre os plutons amostrados;
- ⇒ Comparar a microtrama dos plutons representantes da Supersuite G1 a norte com os padrões já definidos para seus representantes nas porções central e sul do Arco Rio Doce e os representantes das Supersuites G2 e G5 com outras porções do Orógeno Araçuaí;
- ⇒ Diferenciar microtramas típicas de fluxo magmático daquelas resultantes de fluxo em estado sólido e determinar qual delas é mais frequente;
- ⇒ Determinar se os padrões de microtrama descritos devem caracterizar tramas múltiplas relacionadas a diferentes processos magmáticos e/ou tectono-metamórficos;
- ⇒ Diferenciar feições texturais tipicamente relacionadas a processos de migmatização;
- ⇒ Quantificar, por meio de microscopia óptica e eletrônica, parâmetros como variação de tamanho de grãos, razões axiais, bem como variações composicionais.

1.3 JUSTIFICATIVA DO PROJETO

O projeto se justifica por discutir um tema inédito na literatura: a presença de processos de fusão parcial em rochas da terminação intracontinental do Arco Rio Doce. Além disso, o estudo se justifica por contribuir com projetos de maior porte e discutir sobre um tema que ainda não se chegou a um consenso pelo meio científico: a relação entre as microtramas magmáticas e deformação em estado sólido presentes em granitoides relacionados aos diferentes estágios evolutivos no Orógeno Araçuaí e o

timing de colocação dos plútons. Quanto ao aspecto econômico, o projeto contribui para o entendimento de um local situado às margens de uma das maiores províncias pegmatíticas do Brasil e do mundo.

1.4 METODOLOGIA

Iniciou-se o projeto com uma revisão bibliográfica acerca de trabalhos que apresentassem aspectos a serem considerados para se diferenciar microtramadas ígneas e de estado sólido (e.g. Vernon 2000, Passchier & Trouw 2005, Winter 2010), além de trabalhos que abordassem a geologia regional da área onde foram coletadas as amostras estudadas (e.g. Gonçalves *et al.* 2016).

Após essa fase, deu-se início a organização do acervo de amostras existente, sendo estas coletadas nos trabalhos de Gonçalves *et al.* (2013) e Gonçalves (2015), como parte do trabalho de conclusão de curso e desenvolvimento de projeto de doutorado, respectivamente. A separação das amostras ocorreu segundo sua localização, se de borda ou núcleo dos plútons, por meio do *software ArcGis*.

A caracterização mineralógica e microestrutural das amostras ocorreu principalmente por meio de microscopia óptica, com ênfase na discriminação entre feições magmáticas, feições indicativas de deformação em estado sólido e feições indicativas de fusão parcial de rochas. As descrições foram realizadas no laboratório de microscopia do Departamento de Geologia – EM/UFOP.

As amostras mais representativas foram selecionadas para análise no Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) para ressaltar relações texturais dessas amostras e realizar microanálises químicas. O sistema MEV-EDS gera imagens em tons de cinza por meio da detecção de elétrons retroespalhados. Quanto maior o número atômico do(s) elemento(s) presente(s), mais clara será a tonalidade cinza do grão visualizado. Portanto, o contraste entre as tonalidades dos grãos presentes na amostra deve marcar variações químicas internas, gerando, por exemplo, zonamentos químicos. O uso do espectrômetro de energia dispersiva (EDS) permitiu determinar os elementos químicos presentes por meio da leitura de raios-x emitidos quando ocorre a excitação da amostra. Realizaram-se então, análises químicas pontuais em grãos selecionados de biotita, granada, feldspatos e cordierita. Além disso, foram feitos perfis composicionais (análises lineares) em grãos de feldspatos a fim de se avaliar o zonamento químico, evidenciado em fotomicrografias ópticas. Os dados obtidos pelas microanálises são apresentados no tópico 3.2 deste volume na forma de fotomicrografias, tabelas e gráficos.

Para quantificar a deformação ocorrida nas rochas da porção nordeste do Orógeno Araçuai, foram selecionadas as amostras mais representativas de cada supersuite descrita no volume em questão e utilizou-se o *software Adobe Illustrator CS6* para marcar o contorno dos grãos sobre fotomicrografias ópticas, que se faz necessária para uma posterior etapa de análises no *software SPO (shape preferred orientation) 2003*. No *software SPO* foram feitas análises quanto ao tamanho, forma e as razões axiais

dos grãos por meio da utilização do método tensor de inércia, sendo este método bastante utilizado para identificação de tramas graníticas e eficiente para delimitar as características dos grãos.

1.5 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

As amostras selecionadas para o presente estudo foram coletadas em trabalhos prévios realizados na porção leste do estado de Minas Gerais, próximo às cidades de Teófilo Otoni, Águas Formosas e Rio do Prado (Fig. 1.1). A área estudada por Gonçalves (2015) engloba a área de abrangência do trabalho de Gonçalves *et al.* (2013). O acesso à região, tomando por referência a cidade de Belo Horizonte, capital do estado de Minas Gerais, se dá pelas rodovias BR-381, BR-116, BR-342 e BR-367.

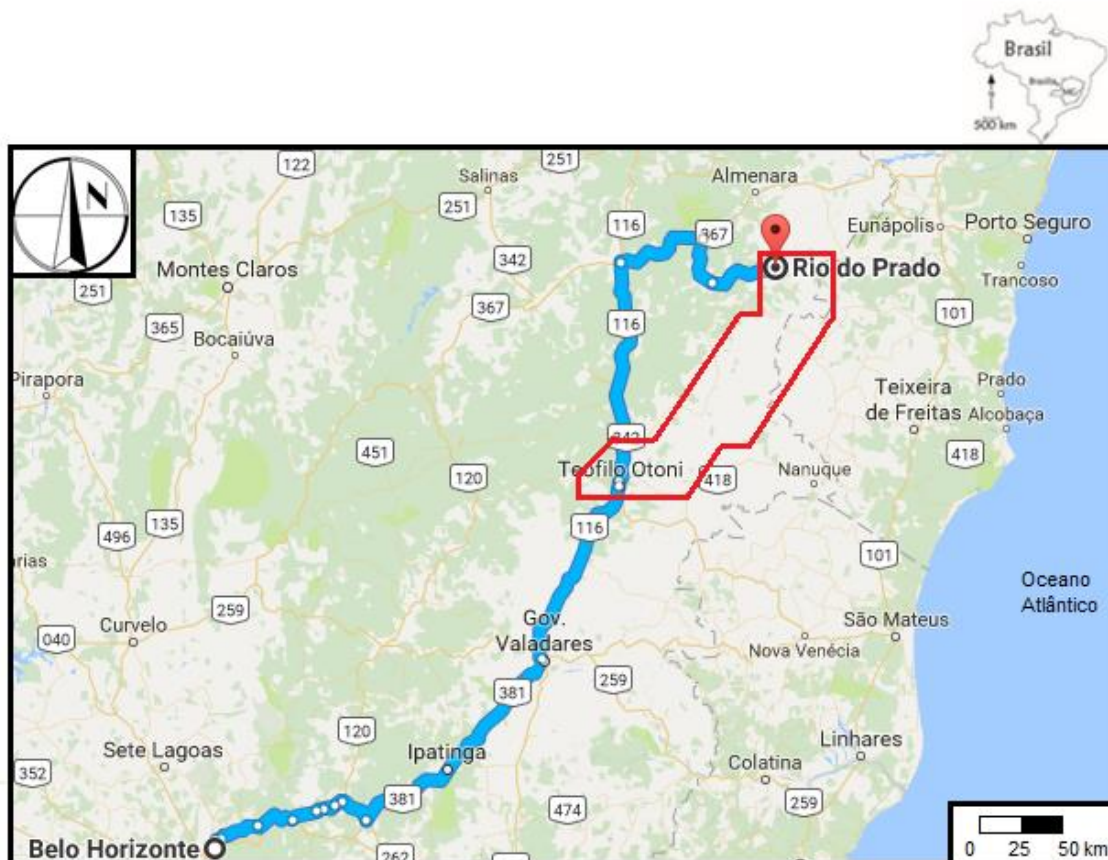


Figura 1.1: Mapa de localização da área de estudo, destacada em vermelho (modificado do Google Maps, acesso em: 02/03/2017, 20:32 h).

CAPÍTULO 2

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1.1 ORÓGENO ARAÇUAÍ

A ascensão de uma pluma astenosférica durante o Neoproterozoico iniciou o processo de rifteamento continental no Paleocontinente São Francisco-Congo (880 Ma), dando origem à bacia precursora do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental, ou bacia Macaúbas. Tal processo desencadeou a produção de rochas magmáticas oceânicas, que culminou na formação do oceano Adamastor (660 Ma) (Alkmim *et al.* 2007, Pedrosa-Soares *et al.* 2011). O fechamento da bacia Macaúbas foi impulsionado pela colisão dos crátons São Francisco-Congo, Khalahari e Rio de la Plata e resultou em um processo orogênico. Dessa forma, o Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental, localizado na parte central do Supercontinente Gondwana Ocidental, foi então formado em ambiente confinado, durante o período Criogeniano a Ediacariano (Alkmim *et al.* 2006, 2007, Pedrosa-Soares *et al.* 2011).

Uma característica importante do referido orógeno é que este possui uma terminação intracontinental composta por rochas metamórficas de alto grau e rochas ígneas plutônicas graníticas (Gonçalves 2015). Os granitos formados foram ordenados em função de seus aspectos estruturais, petrológicos, geoquímicos e geocronológicos em supersuites e compreendem cinco estágios distintos (Fig. 2.1): G1 (estágio pré-colisional: 630 - 570 Ma), G2 (estágio sin-colisional: 590 – 545 Ma), G3 (estágio tardi-colisional: 545 – 530 Ma), G4 (estágio pós-colisional: 530 – 500 Ma) e G5 (estágio pós-colisional: 530 – 480 Ma) (Alkmim *et al.* 2006, 2007, Pedrosa-Soares *et al.* 2011, Gonçalves *et al.* 2014, 2016). No período Cretáceo, cerca de 200 Ma atrás, um rifteamento continental causou a ruptura do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental e promoveu a abertura do oceano Atlântico. O resultado do processo de rifteamento dividiu o Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental em dois segmentos: Orógeno Araçuaí, situado na margem continental sulamericana; Faixa Congo Ocidental, situada sobre a margem continental africana (Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2008, 2011, Alkmim *et al.* 2006, 2007, Silva *et al.* 2007). O estudo em questão tem como alvo os granitoides gerados nos estágios pré-colisional, sin-colisional e pós-colisional localizados na terminação intracontinental do arco magmático do Orógeno Araçuaí, sendo este arco designado como arco magmático Rio Doce por Figueiredo & Campos-Neto (1993). Os granitoides acima mencionados compõem o núcleo cristalino do orógeno (Fig. 2.2) e a evolução do arco magmático está descrita a seguir.

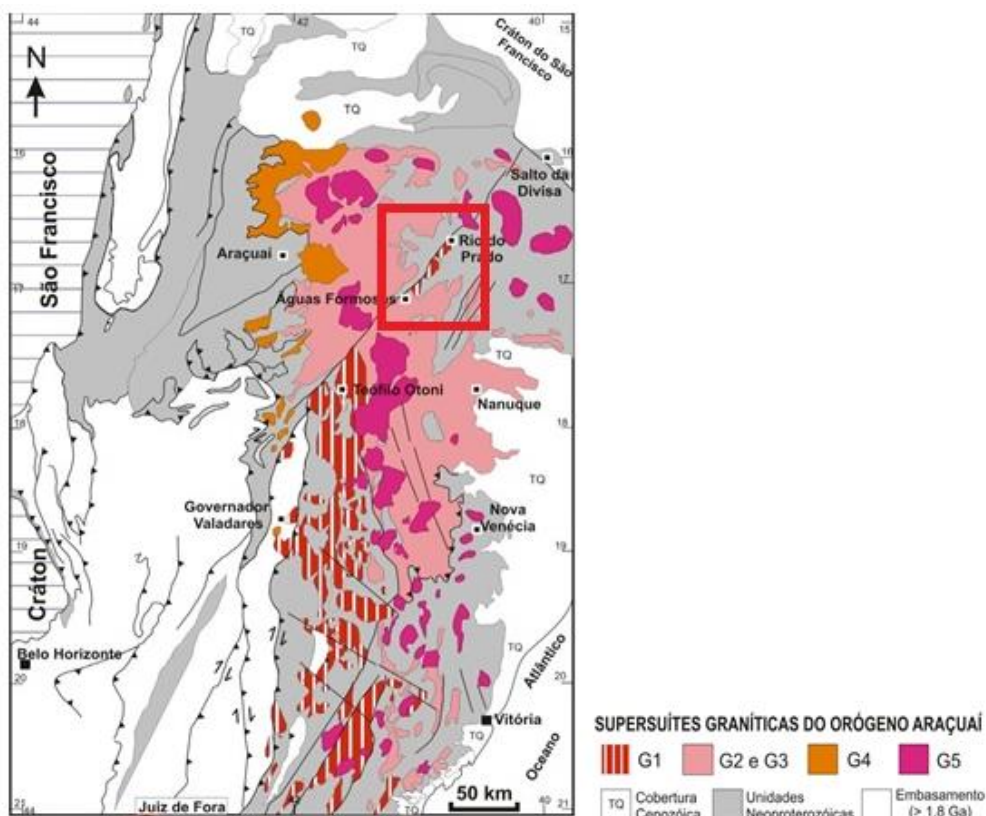


Figura 2.1: Distribuição das supersuítas graníticas individualizadas no Orógeno Araçuaí (Pedrosa-Soares *et al.* 2001). A área de estudo está demarcada pelo polígono de cor vermelha.

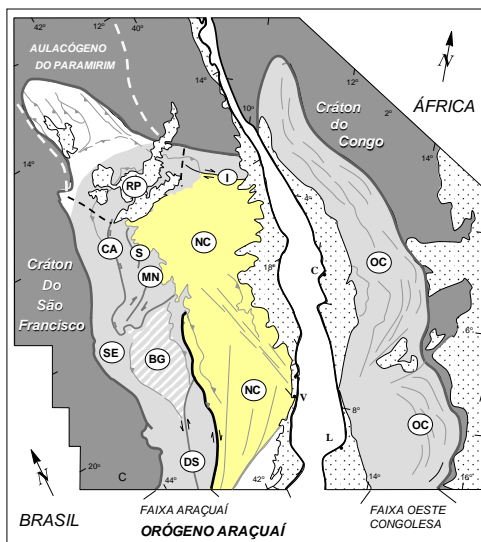


Figura 2.2: Compartimentação geotectônica do Orógeno Araçuaí, em que se destacam a Faixa Araçuaí e o núcleo cristalino, NC. Os demais compartimentos são: SE: Cinturão de Cavalgamentos da Serra do Espinhaço Meridional; CA: Zona de Cisalhamento da Chapada Acauã; S: Zona de dobramentos de Salinas; MN: Corredor transpressivo de Minas Novas; RP: Saliência do Rio Pardo e zona de interação com o Aulacógeno do Paranim; BG: Bloco de Guanhães; DS: Zona de Cisalhamento de Dom Silvério; I: Zona de Cisalhamento de Itapebi; OC: Faixa Oeste-Congoleza (Alkmim *et al.* 2007).

2.1.2 ARCO MAGMÁTICO RIO DOCE

O arco magmático Rio Doce foi formado no estágio pré-colisional do Orógeno Araçuaí no intervalo de 630 a 570 Ma (Nalini Jr. 1997, Pedrosa-Soares *et al.* 2011, Gonçalves *et al.* 2014, 2016). O fechamento da Bacia Macaúbas (Fig. 2.3) iniciou em sua margem leste após o consumo forçado da crosta oceânica sobre o Paleocontinente Congo, sendo que o processo mencionado resultou na instalação de um arco magmático (Fig. 2.4). Esse arco é caracterizado por um conjunto de plútons graníticos cálcio-alcalinos pertencentes a Supersuite G1 e rochas vulcânicas associadas que constituem o Grupo Rio Doce (Alkmim *et al.* 2007, Vieira 2007, Pedrosa-Soares *et al.* 2011, Gonçalves *et al.* 2014, 2016).

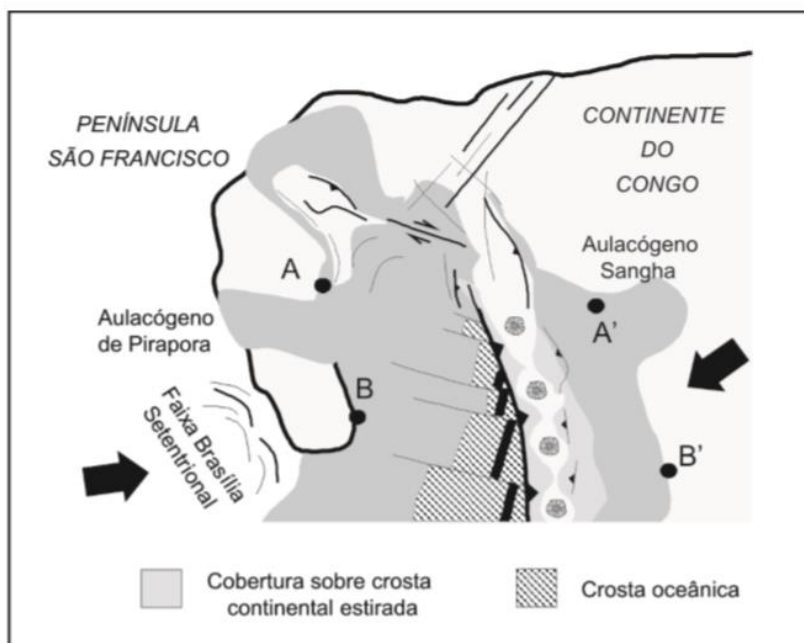


Figura 2.3: Figura esquemática mostrando o consumo forçado do assoalho oceânico na margem leste sob o continente Congo, implicando no fechamento da bacia Macaúbas (Alkmim *et al.* 2007).



Figura 2.4: Perfil esquemático mostrando a subdução do assoalho oceânico da bacia precursora e instalação do arco magmático na margem leste, agora convertida em placa superior (Alkmim *et al.* 2007).

Tedeschi *et al.* (2015) dividiu o arco magmático Rio Doce em 3 segmentos: Norte, região compreendida entre as cidades de Rio do Prado-MG e Teófilo Otoni-MG; Central, na região compreendida entre as cidades de Teófilo Otoni-MG e Manhuaçu-MG; e Sul, na região compreendida entre as cidades de Manhuaçu-MG e Cantagalo-RJ. Gonçalves (2015) direcionou seu trabalho às rochas G1 que caracterizam o segmento norte, designado como zona de terminação intracontinental do arco magmático Rio Doce.

O trabalho de Pedrosa-Soares *et al.* (2011) mostrou que os plutons da Supersuite G1 são constituídos por granitos do tipo I, tonalitos e granodioritos, com caráter metaluminoso a peraluminoso. As rochas pertencentes a esta supersuite encontram-se regionalmente deformadas pelo evento de orogênese brasileira, no entanto, localmente encontram-se feições de magmatismo bem preservadas (e.g. Gonçalves *et al.* 2016). Datações U-Pb apontaram que a Supersuite G1 foi formada no intervalo de 630 a 570 Ma (Nalini Jr., 1997, Pedrosa-Soares *et al.* 2011, Gonçalves *et al.* 2014, 2016).

2.1.3 SEGMENTO NORTE DO ARCO MAGMÁTICO

A região nordeste do núcleo cristalino do Orógeno Araçuai, inserida no setor norte do arco magmático Rio Doce que se estende entre as cidades de Teófilo Otoni-MG e Rio do Prado-MG, apresenta as seguintes unidades aflorantes (Fig.2.5) (Gonçalves *et al.* 2016):

- Rochas que compõem o Complexo Jequitinhonha;
- Rochas meta-vulcano-sedimentares do Grupo Rio Doce;
- Granitoides pré a pós-colisionais;
- Cobertura Cenozóica.

2.1.3.1 COMPLEXO JEQUITINHONHA

O Complexo Jequitinhonha representa uma das unidades mais abrangentes no que se refere ao domínio interno do Orógeno Araçuai e localiza-se no segmento norte da área em estudo (Fig. 2.5). As rochas encontradas neste complexo compreendem granada-biotita-gnaisses, kinzigitos, quartzitos, gnaisses ricos em grafita, mármore e rochas meta-máficas, sendo estas as rochas mais antigas que se encontram expostas na região (Almeida & Litwinski 1984, Paes *et al.* 2010, Gonçalves-Dias *et al.* 2011, Gonçalves *et al.* 2016). Segundo esses autores, observam-se também paragneisses migmatizados.

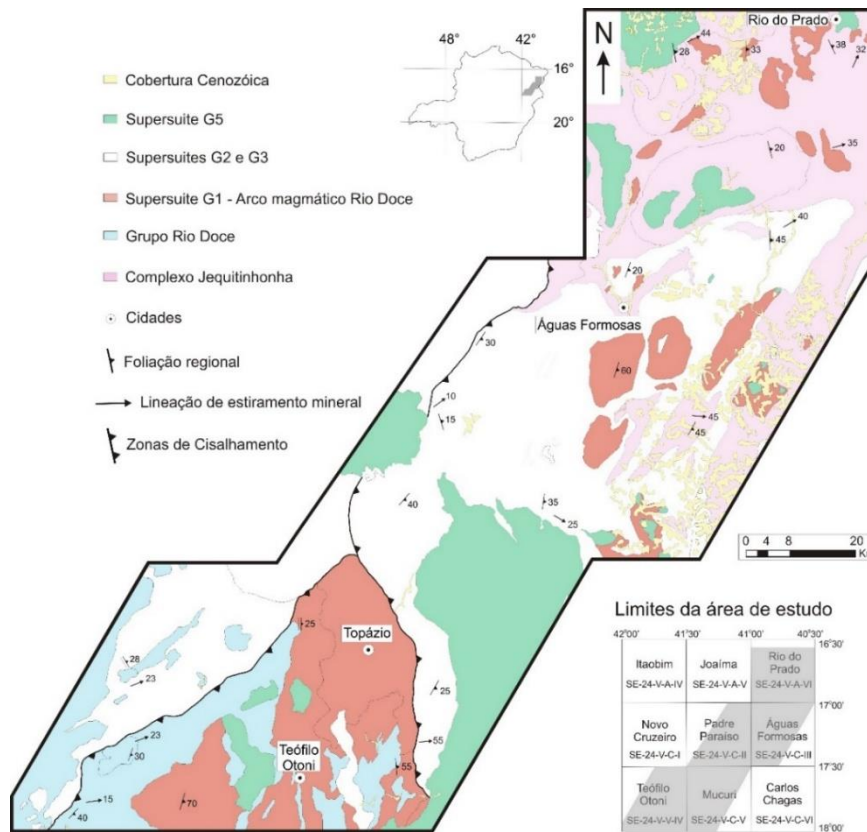


Figura 2.5: Mapa geológico simplificado da terminação intracontinental do arco magmático Rio Doce, Orógeno Araçuai (Gonçalves *et al.* 2016).

2.1.3.2 GRUPO RIO DOCE

O Grupo Rio Doce engloba rochas meta-vulcano-sedimentares (xistos pelíticos, quartzitos, orto e para-gnaisses e meta-grauvacas) que foram geradas por meio da deposição de sedimentos em bacias relacionadas ao arco magmático Rio Doce em que a idade máxima de deposição das rochas, obtidas por meio de zircões detríticos em xistos e meta-grauvacas, é de 594 ± 3 Ma (Alkmim *et al.* 2007, Vieira 2007). As rochas que compõem este grupo não possuem unidades correlatas no Orógeno Araçuai e representariam a contraparte vulcânica do Arco Rio Doce (Noce *et al.* 2004, Alkmim *et al.* 2007, Vieira 2007, Pedrosa-Soares *et al.* 2007, 2008, 2011).

2.1.3.3 SUPERSUÍTE G1 NO SEGMENTO NORTE

Os plútons da Supersuíte G1 na porção nordeste do núcleo cristalino, terminação intracontinental do arco magmático Rio Doce, afloram na forma de pequenos plútons e stocks dominados por tonalitos, granodioritos e monzogranitos, isotrópicos a foliados, que apresentam localmente feições migmatíticas (Paes *et al.* 2010, Gonçalves *et al.* 2016). Quimicamente as rochas G1

dessa região são levemente peraluminosas, sendo que estas rochas não são tipicamente granitos dos tipos I e S, mas sim granitoides transicionais I/S, sendo que estas rochas pertencem às séries magmáticas de médio a alto potássio e se encontram divididas em 3 fácies: cálcica (68%), cálcio alcalina (24%) e álcali-cálcica (8%) (Gonçalves *et al.* 2016). Datações U-Pb em zircão mostram que as rochas foram formadas entre 630 – 570 Ma em decorrência do consumo de crosta oceânica na porção terminal do oceano Adamastor (Pedrosa-Soares *et al.* 1998, 2001, 2008, Alkmim *et al.* 2006, Gonçalves *et al.* 2014, 2016). Idades de U-Pb em zircão apontam que um grupo de rochas G1 experimentaram migmatização entorno de 585 Ma (Gonçalves *et al.* 2016).

2.1.3.4 SUPERSUITE G2 NO SEGMENTO NORTE

A Supersuite G2 é essencialmente peraluminosa e ocorre como plútons isolados e enormes batólitos, constituída por leucogranitos, compreendendo principalmente granitos tipo S gerados no estágio sin-colisional do Orógeno Araçuaí, e também granitos tipo I formados no mesmo estágio, provenientes do processo de fusão parcial do embasamento Paleoproterozoico (De Campos *et al.* 2004; Noce *et al.* 2006, 2007, Novo 2009, Pedrosa-Soares *et al.* 2011, Gonçalves *et al.* 2016). Datações U-Pb em cristais de zircão e monazita indicaram idades de granitogênese para a Supersuite G2 de 590 a 545 Ma (Gradim *et al.* 2014). As rochas da Supersuite G2 guardam complexos estágios de cristalização magmática e fusão parcial para as rochas formadas no período de colisão do Orógeno Araçuaí (Melo *et al.* 2017). Gradim *et al.* (2014) postularam que a Supersuite G2 fazia parte da região de *back-arc* do Orógeno Araçuaí e que a posterior instalação dos plútons G5, referentes ao estágio pós-colisional, implicaram em uma adição de calor a essa região.

2.1.3.5 SUPERSUITE G5 NO SEGMENTO NORTE

A Supersuite G5 é composta por monzogranitos, sienogranitos e charnoquitos não foliados que ocorrem na terminação intracontinental do arco como plútons zonados, batólitos, sills e soleiras (Pedrosa-Soares *et al.* 2011). A Supersuite G5 apresenta granitos do tipo I e A, e estes podem variar de cálcio-alcalinos a alcalinos. Os granitos dessa supersuite são metaluminosos a peraluminosos, oriundos de magmas de altas profundidades da crosta continental que possivelmente sofreram influência do manto (Pedrosa-Soares *et al.* 2011).

Quanto à gênese, sabe-se que as rochas G5 derivam-se do magmatismo ocorrido no estágio pós-colisional e se relacionam ao colapso gravitacional do Orógeno Araçuaí (Alkmim *et al.* 2006, Pedrosa-Soares *et al.* 2011). Datações U-Pb em cristais de zircão e monazita foram feitas em cinco amostras, sendo que quatro delas indicaram picos de produção de magmas de idades próximo a 500 Ma e uma

amostra indicou picos de produção de magmas próximo a 525 Ma. De Campos *et al.* (2016) sugeriram então que houve uma ascensão de uma pluma mantélica para a geração da Supersuite G5 devido a desestabilização do manto astenosférico por consequência do colapso gravitacional do Orógeno Araçuai.

2.2 REVISÃO DE TEXTURAS

2.2.1 TEXTURAS DE FLUXO MAGMÁTICO E DE DEFORMAÇÃO EM ESTADO SÓLIDO

Paterson *et al.* (1989) definiram fluxo magmático como deformações causadas por deslocamento de material fundido, resultando em rotação de cristais sem causar deformação plástica. Segundo a definição de Winter (2010), deformação em estado sólido relaciona-se a processos metamórficos, ou seja, ajustes da mineralogia da rocha sob condições físicas diferentes das quais foi gerada. Esses processos envolvem recristalização de minerais, deformação e reação entre minerais e/ou minerais e fluidos.

Passchier & Trown (2005) apresentaram critérios que evidenciam fluxo magmático e deformação em estado sólido. A distinção de ambos se encontra a seguir:

Evidências de Fluxo Magmático:

- Orientação Preferencial de cristais euédricos;
- Imbricação de cristais euédricos alongados que não estão internamente deformados;
- Textura ofítica, zonamento oscilatório e maclas de crescimento;
- Ausência de texturas de deformação;
- Distribuição de fases minerais: as fases minerais de origem ígnea são uniformemente dispersadas e apresentam padrão isotrópico, enquanto grãos recristalizados, de origem metamórfica, se concentram em aglomerados;
- Orientação preferencial cristalográfica: Texturas de fluxo magmático são caracterizadas por fenocristais de grãos euédricos com orientação preferencial na rede cristalina. Em geral, estes grãos estão paralelos a foliação magmática ou lineação magmática;
- Fragmentos angulares em estruturas que indicam fluxo ígneo;
- Formas alongadas de enclaves;

Evidências de deformação em estado sólido:

- Deformação interna frequentemente visível como extinção ondulante, formação de subgrãos e recristalização em grãos menores;
- Sombras de pressão recristalizadas em grãos deformados ou porfiroclastos; estas feições são comuns particularmente em augen gnaisses e milonitos;
- Elongação de agregados recristalizados;
- Ativação de deslizamento ao longo de planos prismáticos na direção c (Prisma $\langle c \rangle$), em quartzo, reconhecido pelo eixo- c do quartzo com orientação preferencial próxima a direção de lineação, utilizado para indicar deformação de alto grau;
- Foliação(ões) marcada(s) por grãos finos anastomosados em torno de lentes menos deformadas ou porfiroclastos, refletindo deformação heterogênea. Elas podem constituir texturas S-C;
- Boudinagem de minerais resistentes tais como feldspatos, hornblenda e turmalina;
- Mirmequita é considerada por vários autores como evidência de deformação em estado sólido desde que o crescimento seja em locais dilatados em torno de fenocristais.

2.2.2 TEXTURAS RESULTANTES DE PROCESSOS DE FUSÃO PARCIAL DE ROCHA

Os processos de fusão parcial ou migmatização ocorrem nas raízes de um orógeno e ficam registrados nas rochas ígneas e/ou metamórficas de alto grau geradas. Os registros são estruturas migmatíticas, que indicam a deformação ativa durante a orogênese (Ashworth 1985, Whitney *et al.* 2004, Viegas *et al.* 2013).

Segundo Winter (2010), são três as principais teorias para a formação de migmatitos:

- 1) Os migmatitos podem ser oriundos da injeção de leucossoma granítico em rochas xistosas máficas de alto grau.
- 2) Os migmatitos podem ser originados por anatexia. Os primeiros materiais fundidos são granitoides, compondo o leucossoma da rocha. Já o melanossoma da rocha é denominado de restito e advém de resíduos dos quais o fundido foi extraído.
- 3) Os migmatitos podem ser formados por meio da diferenciação metamórfica ou crescimento metassomático do leucossoma e o material fundido não se envolve no processo.

O trabalho de Sawyer (2008) traz a definição de Mehnert (1968) de migmatitos: “Migmatitos são compostos de rocha megascópicos que consiste de duas ou mais partes diferentes petrograficamente,

umas das quais é geralmente a rocha hospedeira em um estágio mais ou menos metamórfico, a outra é pegmatítica, aplítica, granítica ou de aparência geralmente plutônica”.

As observações microscópicas em migmatitos são feitas principalmente em leucossomas, por serem o produto direto da fusão parcial (Brown 2001, Sawyer 2008, Viegas *et al.* 2013). Sawyer (2008) definiu leucossoma como “...as partes claras de um neossoma em um migmatito que consiste predominantemente de quartzo e feldspatos. O leucossoma é a parte do migmatito derivado do material de fusão parcial segregado. Ela pode conter microestruturas que indicam cristalização de um fundido ou magma.”

Abaixo seguem os critérios de classificação para identificação de migmatitos sintetizado por Viegas *et al.* (2013), a partir dos trabalhos de Vernon (2000), Rosenberg (2001) e Sawyer (2010):

- Metatexitos: São migmatitos em que os paleossomas são dominantes e estes foram formados a partir de fusão parcial em baixo grau (Sawyer 2008). Nos metatexitos os grãos de quartzo possuem granulação entre 1 e 2mm, exibem bordas lobadas e podem apresentar extinção ondulante, subgrãos e podem preencher bordas de plagioclásio. Os grãos de plagioclásio têm aproximadamente 0,5mm e apresentam-se subédricos no contato com as bordas lobadas de quartzo. Os grãos de K-feldspatos apresentam extinção ondulante localmente e textura mirmequítica como resultado da reação com as bordas de grãos de plagioclásio.

- Diatexitos: São migmatitos dominados por neossomas e originados pelo resultado de fusão parcial completa, apresentando um vasto alcance de fração do fundido (Sawyer 2008). Os grãos de quartzo possuem aproximadamente 200µm formando “piscinas ou poças” em quartzo-feldspatos. Os grãos de quartzo podem apresentar bordas lobadas no contato com feldspatos, bem como se cristalizar em fraturas dilatadas de grãos de plagioclásio. Os grãos de plagioclásio podem estar fraturados ao longo de seus zonamentos internos, resultando em pequenos fragmentos no entorno de novos grãos recristalizados de quartzo.

- Leucogranitos: São granitos formados com baixo conteúdo de minerais máficos, em geral, composição menor que 5% (Pedrosa-Soares *et al.* 2006). São originados a partir de baixo grau de fusão de migmatitos. Uma característica marcante nos leucogranitos é o enriquecimento em potássio gerado por meio da quebra dos grãos de biotita presentes no componente melanocrático (Thomas 2005). Os grãos de quartzo têm granulação de aproximadamente 2mm e exibem subgrãos e bordas lobadas. Podem ocorrer grãos de quartzo alongados com aproximadamente 0,5mm paralelos a foliação e bordejando pórfiros de K-feldspatos. Os grãos de plagioclásio apresentam-se subédricos, com maclas deformadas e mirmequitas no contato com grãos de K-feldspatos. Já os grãos de K-feldspatos encontram-se anédricos com microfaturas.

- Restito: É o material refratário sólido remanescente de um processo de migmatização. Ele pode permanecer como um mineral coerente agrupado ou como minerais desagregados arrastados na migração do magma. Fusão de rochas micáceas consomem SiO₂ do quartzo residual e pode deixar a sílica depletada, contendo restito de granada e cordierita (Winter, 2010).

2.2.3 CRITÉRIOS PARA CLASSIFICAÇÃO DE GRANITOS DE BAIXA E ALTA TEMPERATURA

A partir das análises petrográficas e texturais das rochas que compõem as Supersuites G1, G2 e G5, buscou-se classificá-las quanto à sua formação, se geradas em baixa ou alta temperatura. A classificação de granitos de baixa e alta temperatura foi proposta por White & Chappell (2004) e Chappell *et al.* (2004), a partir de trabalhos relacionados a granitos do tipo I que ocorrem no sudeste da Austrália. A (Tabela 1) apresentada a seguir mostra critérios que os autores entendem como evidências para classificação de granitos de baixa e alta temperatura.

Tabela 1: Diferenças entre granitos de baixa e alta temperatura (modificado de Chappell *et al.* 2004).

Baixa temperatura	Alta temperatura
Agregados ou cúmulos heterogêneos de composição máfica.	Ocorrência de minerais máficos.
Algumas rochas têm cristais de quartzo de granulação grossa.	Quartzo é comumente intersticial.
Cristais de plagioclásio podem apresentar núcleos cúmulos com composições bastante uniformes (até Na > 180).	Núcleos cálcicos em plagioclásio são ausentes ou raros.
A maioria das rochas têm cristais de plagioclásio com orientação aleatória.	Zonamento normal e fraca orientação dos cristais tabulares de plagioclásio.
Na maioria das vezes, os cristais máficos são mal formados.	Cristais de hornblenda tabulares de granulação grossa.

CAPÍTULO 3

RESULTADOS

3.1 DESCRIÇÃO DE AMOSTRAS

O tópico a seguir discorre a respeito da caracterização mineralógica e textural das rochas que compõem as supersuites G1, G2 e G5. Na descrição, os minerais são classificados quanto à sua importância relativa. O conceito de minerais essenciais, varietais, acessórios e secundários são de uso corrente na literatura, conforme apresentado por Sgarbi (2007).

Minerais Primários: São aqueles minerais formados no momento em que a rocha se cristalizou. Os minerais primários podem ser divididos em essenciais, acessórios e varietais.

Minerais Essenciais: Um mineral essencial é aquele que sua presença está envolvida na definição da rocha e possui composição modal superior a 10%.

Minerais Acessórios: Um mineral acessório é aquele que sua presença ou ausência não interfere na caracterização da rocha.

Minerais Varietais: Um mineral varietal é aquele que está presente em quantidades consideráveis em uma rocha, caracterizando-a, ou seja, é o mineral que determina a variedade de uma rocha.

Minerais Secundários: Um mineral secundário é aquele que resulta da alteração de minerais primários.

Neste capítulo, as fases minerais estão representadas pelas seguintes siglas: (Qtz) quartzo, (Plg) plagioclásio, (Ort) ortoclásio, (Mic) microclínio, (Bt) biotita, (Gra) granada, (Zrc) zircão, (Crd) cordierita, (Mus) muscovita, (Tit) titanita, (All) allanita, (Sil) sillimanita, (Clr) clorita, (Crb) carbonato, (Hrc) hercinita, (Anf) anfibólio, (Czz) clinozoizita, (Opc) opaco, (apt) apatita, (Prx) piroxênio, (Mon) monazita, (Rtl) rutilo.

A Tabela 2 apresentada a seguir, mostra a localização de cada amostra de rocha analisada nas supersuites que constituem terminação intracontinental do Arco Rio Doce, porção nordeste do Orógeno Araçuaí.

Tabela 2: Relação entre as amostras descritas e as supersuítas presentes na porção nordeste do Orógeno Araçuaí.

*Plútons 1 a 10 – Segmento Norte.

Supersuite G1

FF01 Plúton 1	FF13 Plúton 1	FF16 Plúton 1	LG28 Plúton 1	LG43 Plúton 1	LG63 Plúton 2	MR23 Plúton 2	MR29 Plúton 2	MR35 Plúton 2
MR37 Plúton 2	FF28 Plúton 3	FF116 Plúton 3	LG49.1 Plúton 3	FF57 Plúton 4	LG82 Plúton 4	MR45 Plúton 5	MR46 Plúton 5	MR59 Plúton 5
MR62 Plúton 5	LG30 Plúton 5	LG76A Plúton 6	LG76B Plúton 6	FF81 Plúton 6	FF81B Plúton 6	FF91 Plúton 6	FF103 Plúton 6	LG92A Plúton 7
LG92B Plúton 7	MR98A Plúton 7	MR98B Plúton 7	MR88 Plúton 7	FF50 Plúton 8	FF51 Plúton 8	FF52 Plúton 8	LG72 Plúton 8	MR63 Plúton 9
LG31A Plúton 10	LG31B Plúton 10	LG31C Plúton 10	FF110 Plúton 10	LG27 Segmento Central	LG173 Segmento Central	LG20 Segmento Sul	LG251 Segmento Sul	LG257 Segmento Sul
LG259 Segmento Sul	LG266 Segmento Sul	LG273A Segmento Sul	LG273B Segmento Sul	LG276 Segmento Sul	LG290 Segmento Sul	LG329 Segmento Sul	LG335 Segmento Sul	LG226 Segmento Sul

Supersuite G2

LG12	LG16	LG24A	LG24B	LG32	LG149	LG152	LG156	LG161
LG163A	LG163B	LG182A	LG182B	LG192	LG209	LG236	LG240	LG265A
LG265B	LG274	LG313A	LG313B	LG338	LG353A	LG353B	LG355	LG357
LG389A	LG389B							

Supersuite G5

LG29	LG217	LG220	LG222	LG321A	LG321B
------	-------	-------	-------	--------	--------

3.1.1 CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E TEXTURAL DAS ROCHAS QUE COMPÕEM A SUPERSUITE G1

Apresenta-se a caracterização petrográfica e textural realizada para as rochas que compõem a Supersuite G1 que corresponde ao segmento norte da Figura 3.1. A caracterização destas rochas ocorreu por meio de análises em 54 amostras coletadas nos trabalhos de doutorado de Gonçalves (2015) e conclusão de curso de Gonçalves *et al.* (2013).

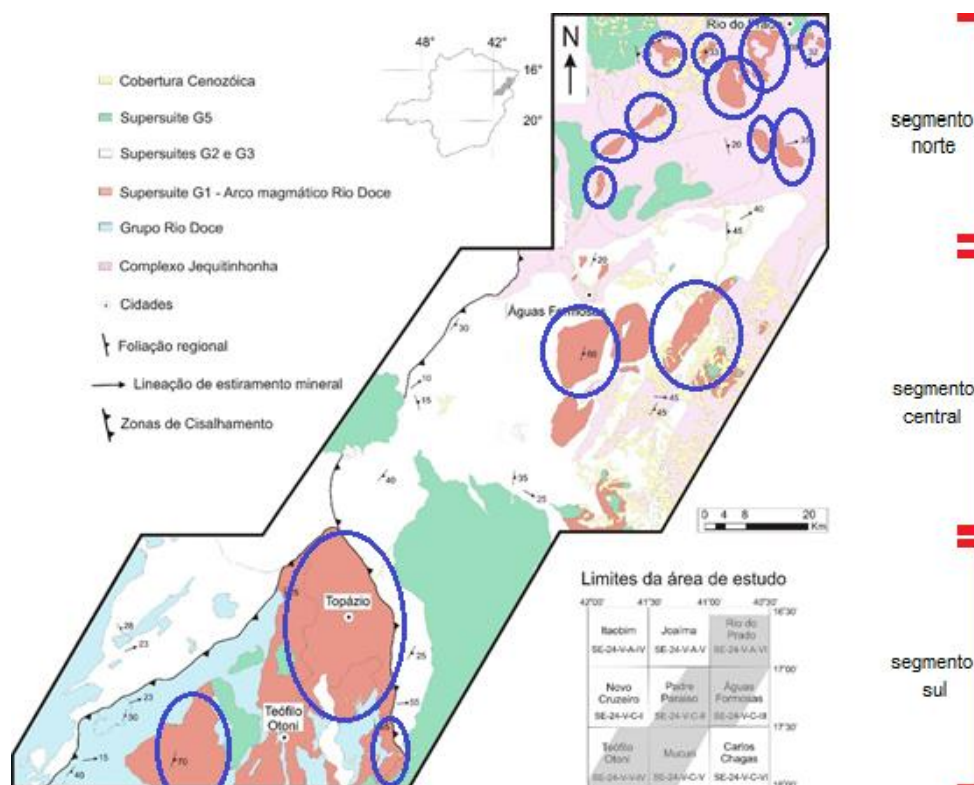


Figura 3.1: Mapa geológico simplificado da área de estudo abrangendo a Supersuite G1, em que os plutons analisados estão assinalados pelas elipses em coloração azul (Modificado de Gonçalves *et al.* 2016).

Particularmente, o trabalho de Gonçalves *et al.* (2013) foi realizado no segmento extremo norte da área (Fig. 3.2), e analisou 10 plútons G1. A nomenclatura para cada plúton utilizada no presente trabalho segue o que foi adotado no trabalho de Gonçalves *et al.* (2013), conforme a Figura 3.2.

As rochas encontradas são holocristalinas, faneríticas, inequigranulares, compostas de grãos finos (0,052 a 0,95mm) a grossos (5 a 13mm), mas predominantemente médios (1,2 a 1,4mm). Os grãos ígneos podem apresentar textura porfírica, glomerofírica, mirmequítica, pertítica/antipertítica e simplectítica. Pode-se classificar as rochas G1 como foliadas (predominantemente amostras de borda, em que algumas amostras de núcleo apresentam-se levemente foliadas) a não foliadas (englobando algumas rochas da borda e a grande maioria das amostras do núcleo), sendo que das 54 amostras analisadas, 27 representantes apresentaram foliação. A mineralogia das rochas está discriminada a seguir:

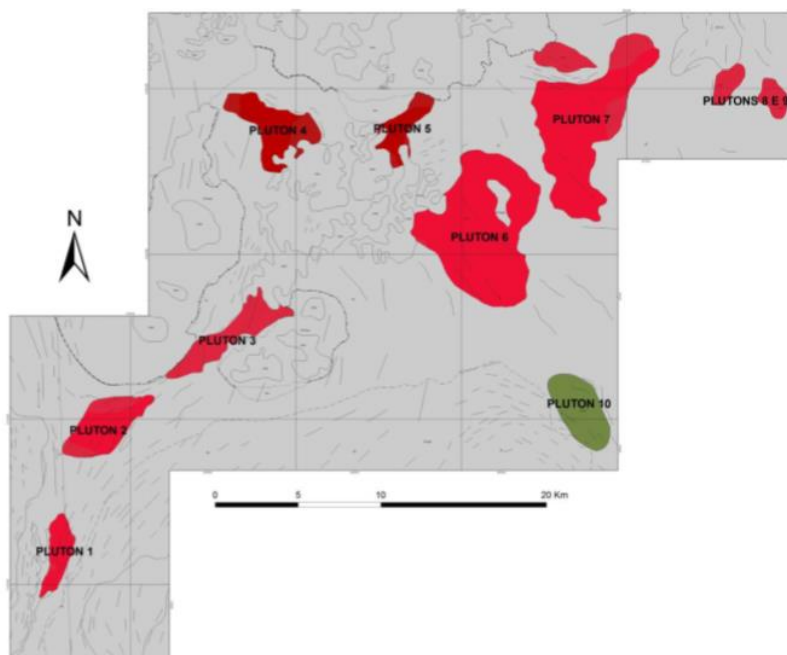


Figura 3.2: Mapa simplificado dos plútons estudados na região nordeste do Orógeno Araçuai, Suites Rancho Alegre e Felisburgo. Disponível em: TG-UFMG (Gonçalves *et al.* 2013).

Como minerais essenciais foram observados:

Quartzo: Compõe de 15% a 40% da moda das amostras descritas. Os grãos de quartzo na Supersuite G1 quanto à granulação se dividem da seguinte maneira: há um predomínio da granulação fina a média no entorno das foliações das rochas e entre grãos máficos; Os grãos de granulação fina são observados contornando grãos médios próximo a foliação e estes grãos ocorrem também próximo a grãos médios a grossos em rochas não foliadas preenchendo os interstícios entre eles; Entre as foliações, a granulação varia entre média a grossa, em que a granulação média é predominante, sendo que nessas regiões os grãos são félsicos e apresentam grãos ígneos preservados. Ressalta-se que os grãos de quartzo da Supersuite G1 são anédricos. Verifica-se que os grãos de quartzo de granulação fina a média, de maneira qualitativa, apresentam leve orientação preferencial de forma. Encontra-se localmente, na amostra LG257, grãos de quartzo equidimensionais de granulação fina apresentando bordas retas e contato poligonal com os demais grãos da rocha. Observam-se extinção ondulante e subgrãos em grãos de granulação média e grossa (Fig.3.3-a). Os contatos das bordas dos grãos são bem variáveis, podendo eles serem retos, irregulares, curvilíneos e lobados com grãos de biotita, feldspatos ou mesmo entre grãos de quartzo. Encontram-se grãos de quartzo de granulação fina que estão inclusos a grãos de plagioclásio e microclínio de granulação média a grossa, que por vezes podem apresentar bordas lobadas ou mesmo formar “poças” no grão hospedeiro (Fig.3.3-b). Quanto aos grãos de quartzo que apresentam bordas lobadas, eles podem ter granulação fina, média e grossa (Fig.3.3-c). Observam-se contatos

tríplices de grãos de quartzo de granulação fina que preenchem microfraturas (Fig.3.3-d). Encontram-se grãos de quartzo do tipo vermiforme e circulares, de granulação fina a muito fina, formados pela reação entre as bordas de plagioclásio e K-feldspatos, formando a textura denominada mirmequítica. Nota-se que os grãos de quartzo não apresentam com frequência inclusão de grãos de outras fases minerais. Verifica-se também grãos de quartzo de granulação fina do tipo vermiforme inclusos a grãos de cordierita (Vide Fig.3.31 – Tópico 3.2) e granada.

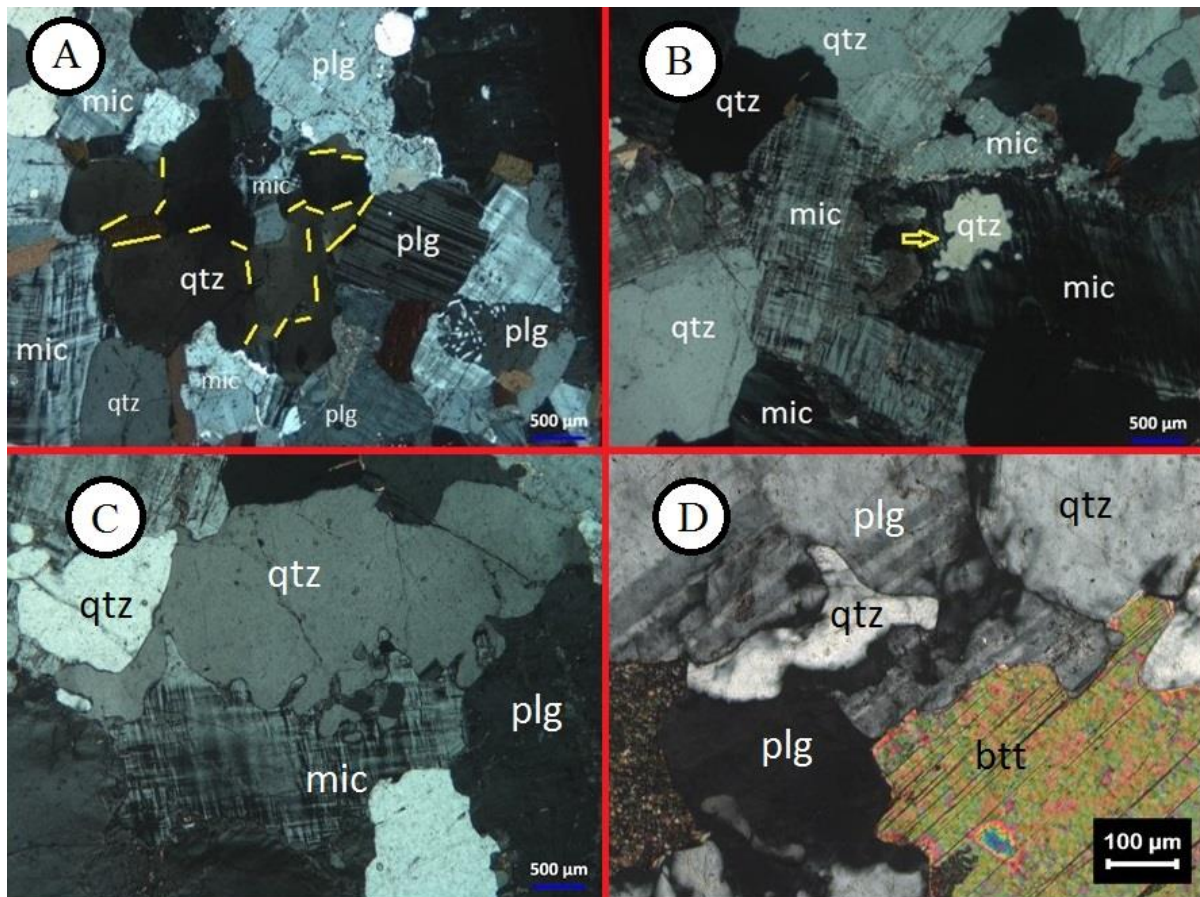


Figura 3.3: A) Grão médio de quartzo que apresenta subgrãos (LG20). B) Grão de quartzo de granulação fina formando uma “poça” em um grão médio de microclínio (LG92-B). C) Grão médio de quartzo que apresenta bordas lobadas no contato com grão de microclínio (LG92-B). D) Grão fino de quartzo apresentando junção tríplice no contato com grãos de plagioclásio (MR98).

Plagioclásio: Perfaz de 30% a 45% da composição modal dos grãos. Sua granulação pode variar de fina a grossa. Os grãos finos são encontrados próximo a foliação, inclusos em grãos grossos de K-feldspatos, biotita e granada, bem como contornando grãos do próprio plagioclásio de granulação média a grossa em porções mais distais da foliação. Os grãos de plagioclásio grossos, por muitas vezes se apresentam poiquilíticos, e se encontram nas porções menos deformadas da rocha. A textura poiquilítica anteriormente mencionada, apresenta inclusões de grãos de quartzo, K-feldspatos, apatita e biotita, de granulação fina. Quanto à forma dos grãos, são classificados como anédricos, havendo em algumas rochas grãos euédricos a subédricos de plagioclásio de granulação fina (Fig.3.4-a). Grãos de plagioclásio

podem apresentar ou não maclas. Quando presentes, as maclas são aspectos diagnósticos para a identificação da fase mineral plagioclásio em microscópio óptico, sendo que estas podem ser primárias ou deformadas/mecânicas (Fig.3.4-b). Alguns grãos de plagioclásio de granulação média possuem zonamento químico fraco (Fig.3.4-c). Observa-se em alguns grãos médios a grossos, a presença de subgrãos (Fig.3.4-d). A reação entre as bordas de plagioclásio e ortoclásio/microclínio, provoca em grãos finos a grossos de plagioclásio a presença da textura mirmequítica (Fig.3.4-e), sendo que essas texturas não se encontra orientadas com a foliação da rocha. Os contatos entre plagioclásio/ortoclásio-microclínio ou plagioclásio/quartzo ou plagioclásio/plagioclásio e plagioclásio/biotita podem ser dos tipos: reto, irregular, curvilíneo e lobado. Encontram-se grãos de plagioclásio muito alterados apresentando principalmente como grãos secundários a sericita, ocorrendo tanto na borda quanto no núcleo do grão. Verificou-se a presença da textura de exsolução, antipertita, não muito comum às rochas dessa supersuite, em que grãos de K-feldspatos possuem granulação fina e podem ser euédricos a anédricos, sendo que esses grãos se encontram inclusos sobre grãos de plagioclásio de granulação média a grossa (Fig.3.4-f).

Ortoclásio: Os grãos de ortoclásio compõem de 14% a 35% da moda das rochas estudadas. Esta fase mineral é encontrada na maioria das rochas do segmento norte da área de estudo, no entanto, no segmento sul, compõem aproximadamente 20% das rochas analisadas, em detrimento dos 80% restantes que correspondem a grãos de microclínio. Os grãos são anédricos e a granulação varia de fina a grossa. Os grãos finos ocorrem principalmente próximo a foliação da rocha, fazendo o preenchimento intragrãos e também estando inclusos em grãos de plagioclásio, biotita e do próprio ortoclásio que possuem granulação média a grossa. Verificou-se poucas ocorrências de subgrãos nesta fase mineral, e quando presentes, são encontradas em grãos médios e grossos. A textura poiquilítica apresenta-se em grãos médios a grossos, em que pode haver inclusões de grãos de quartzo, feldspatos, biotita e muscovita, de granulação fina (Fig.3.5-a). Os grãos de ortoclásio geralmente não apresentam maclas, no entanto, as maclas nos grãos que a exibem podem ser primárias como a macla carlsbad ou maclas primárias deformadas. Encontra-se em alguns grãos texturas de exsolução, pertita, em que se observa lamelas de plagioclásio sobre grãos de ortoclásio de granulação média a grossa (Fig.3.5-b). Os tipos de contato entre plagioclásio/ortoclásio, ortoclásio/ortoclásio, ortoclásio/quartzo, ortoclásio/biotita podem ser irregulares, retos, curvilíneos e lobados. Encontra-se grãos de sericita nas fraturas dos grãos desta fase mineral.

Microclínio: Foram observados grãos de microclínio nas amostras dos plútons 5 e 6 que compõem o segmento norte da área de estudo, em todas amostras analisadas no segmento central e em 80% das rochas analisadas no segmento sul, como anteriormente foi mencionado. Verificou-se que essa fase mineral constitui de 32% a 45% da composição modal das rochas analisadas. Os grãos nessas rochas apresentam variação de granulação entre fina a grossa. Os grãos finos ocorrem geralmente inclusos em

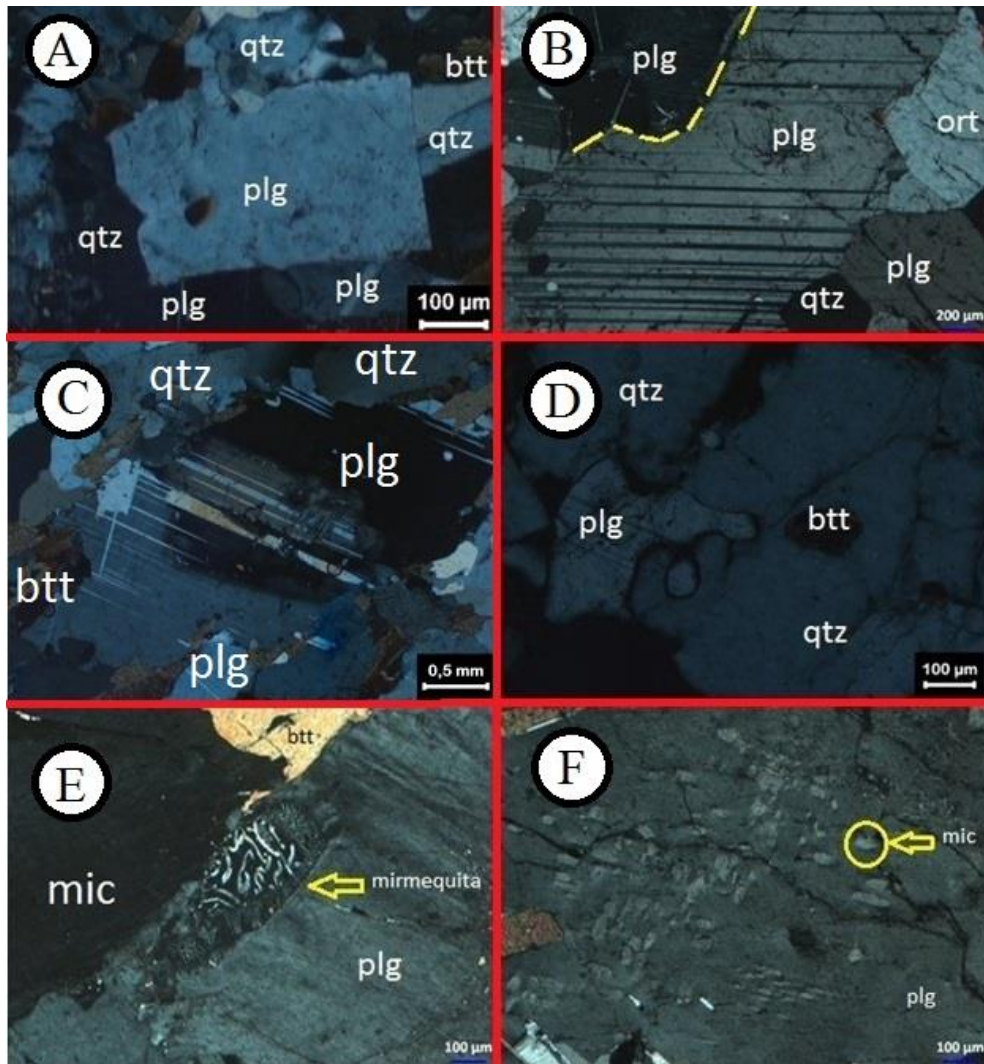


Figura 3.4: A) Grão fino de plagioclásio subédrico envolto por grãos de quartzo e biotita (MR37). B) Grão médio de plagioclásio exibindo subgrão (LG276). C) Grão médio de plagioclásio exibindo zonamento químico e maclas mecânicas (MR37). D) Grão fino de plagioclásio exibindo bordas lobadas no contato com quartzo (FF01). E) Grão grosso de plagioclásio exibindo textura mirmequítica em suas bordas (LG92-B). F) Exsolução de antiperitita em grão grosso de plagioclásio (LG82).

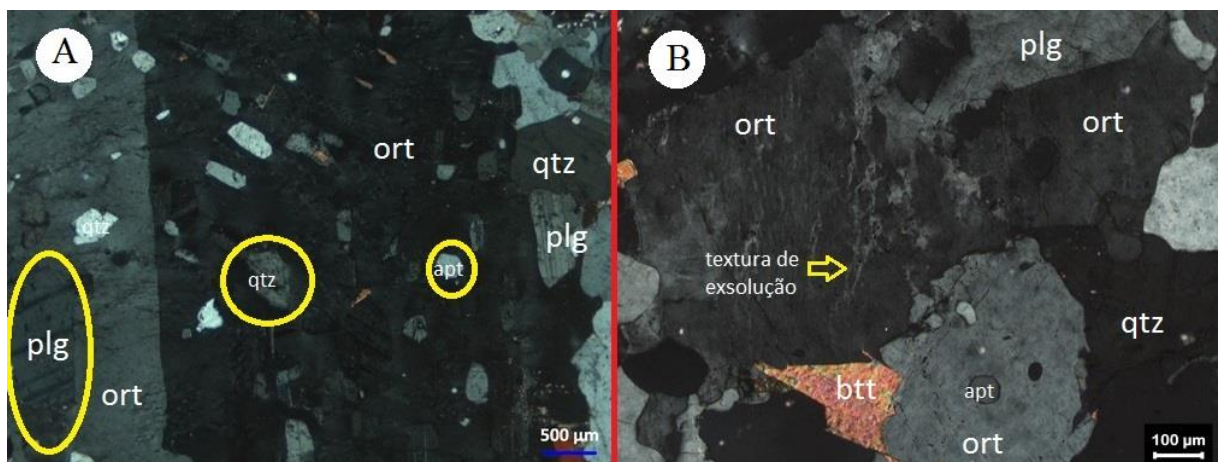


Figura 3.5: A) Grão grosso de ortoclásio poiquilítico com inclusões de quartzo, apatita, biotita e plagioclásio (LG82). B) Grão médio de ortoclásio exibindo textura de exsolução, peritita (MR63).

grãos de quartzo, plagioclásio e do próprio microclínio de granulação média a grossa, bem como preenchendo vazios entre grãos, ocorrendo próximo a foliação da rocha. Os grãos de granulação média a grossa, localizados nas porções mais félsicas da rocha, podem apresentar textura poiquilítica com inclusões de grãos de quartzo, feldspatos, biotita e muscovita, de granulação fina. Estes grãos podem ou não apresentar maclas, em que estas quando presentes podem ser primárias, secundárias/tartan ou maclas deformadas. Subgrãos podem ser encontrados principalmente em grãos grossos. As texturas de exsolução do tipo pertita, apresentam-se em grãos de granulação média a grossa (Fig.3.6-a). A textura mirmequítica é verificada nos grãos de plagioclásio vizinhos aos grãos de microclínio, devido a reação entre as bordas das fases minerais mencionadas. Os contatos de grãos de microclínio são do tipo reto, irregular, curvilíneo e lobado (Fig.3.6-b). Encontram-se grãos de sericita inclusos nas fraturas de microclínio. Os grãos são predominantemente anédricos, mas verificou-se com ajuda de microscópio eletrônico cristais euédricos de microclínio de granulação fina, sendo estes grãos orientados (Fig. 3.32 – tópico 3.2).

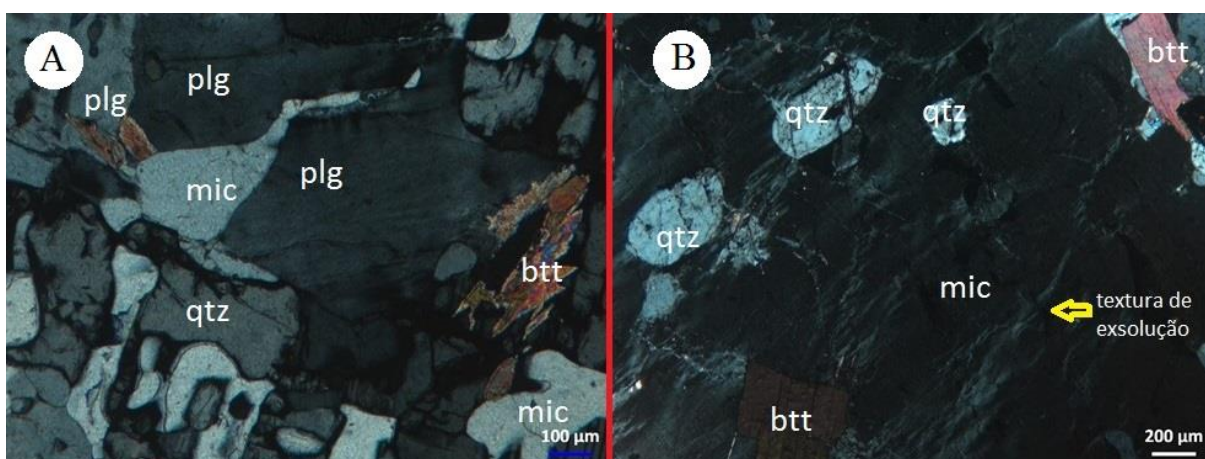


Figura 3.6: A) Grão fino de microclínio fazendo o preenchimento entre grãos de quartzo e plagioclásio (LG276). B) Grão grosso de microclínio exibindo textura de exsolução, no caso, pertita (LG173).

Como minerais varietais foram observados:

Biotita: Compõe de 12% a 30% das rochas estudadas sendo encontrada em quantidade inferior a 10% em poucas amostras. Os grãos de biotita são subédricos a anédricos e têm granulação que varia de fina a média, sendo que a moda de granulação é fina. A biotita é o principal mineral máfico e se apresenta com tonalidade avermelhada a amarronzada marcando a foliação das rochas, quando estas se apresentam foliadas (Fig.3.7-a). Verifica-se que a foliação consiste de grãos finos predominantemente. É comum entre os grãos de biotita a textura glomerofírica (Fig.3.7-b). Verifica-se que grãos de origem metamórfica se apresentam com granulação menor que os grãos ígneos e estes podem contornar grãos grossos félsicos em algumas amostras de rocha (Fig.3.7-c). Encontra-se, por vezes, indícios de restito composto por minerais máficos, em que a biotita é o principal componente e estes grãos são encontrados inclusos em granada e cordierita do segundo tipo (a seguir mencionadas), apresentando bordas muito

alteradas e associadas a grãos opacos finos. O restito é encontrado nas porções mais fundidas da rocha em que os grãos se apresentam anédricos, possuem granulação fina, não apresentam uma orientação preferencial, possuem coloração avermelhada e apresentam baixa composição modal. A amostra FF91 apresenta um bandamento melanocrático composto principalmente por grãos de biotita com composição modal em torno de 40% e baixa proporção de minerais félsicos como plagioclásio, ortoclásio e quartzo. Averiguam-se nos grãos de biotita dobramentos conhecidos como kink bands. Grãos opacos, zircão, apatita, allanita, clorita, quartzo e feldspatos, de granulação fina, apresentam-se inclusos em grãos de biotita. Grãos muito alterados de biotita não exibem pleocroísmo e extinção incompleta, e por vezes, podem apresentar cores anômalas como amarelada, em que se verificam estas ocorrências no plúton 6 (Fig.3.7-d). Algumas amostras apresentaram grãos de clorita substituindo grãos de biotita nas bordas do grão. Os grãos de biotita apresentam contatos retos, irregulares a curvos com os grãos do seu entorno.

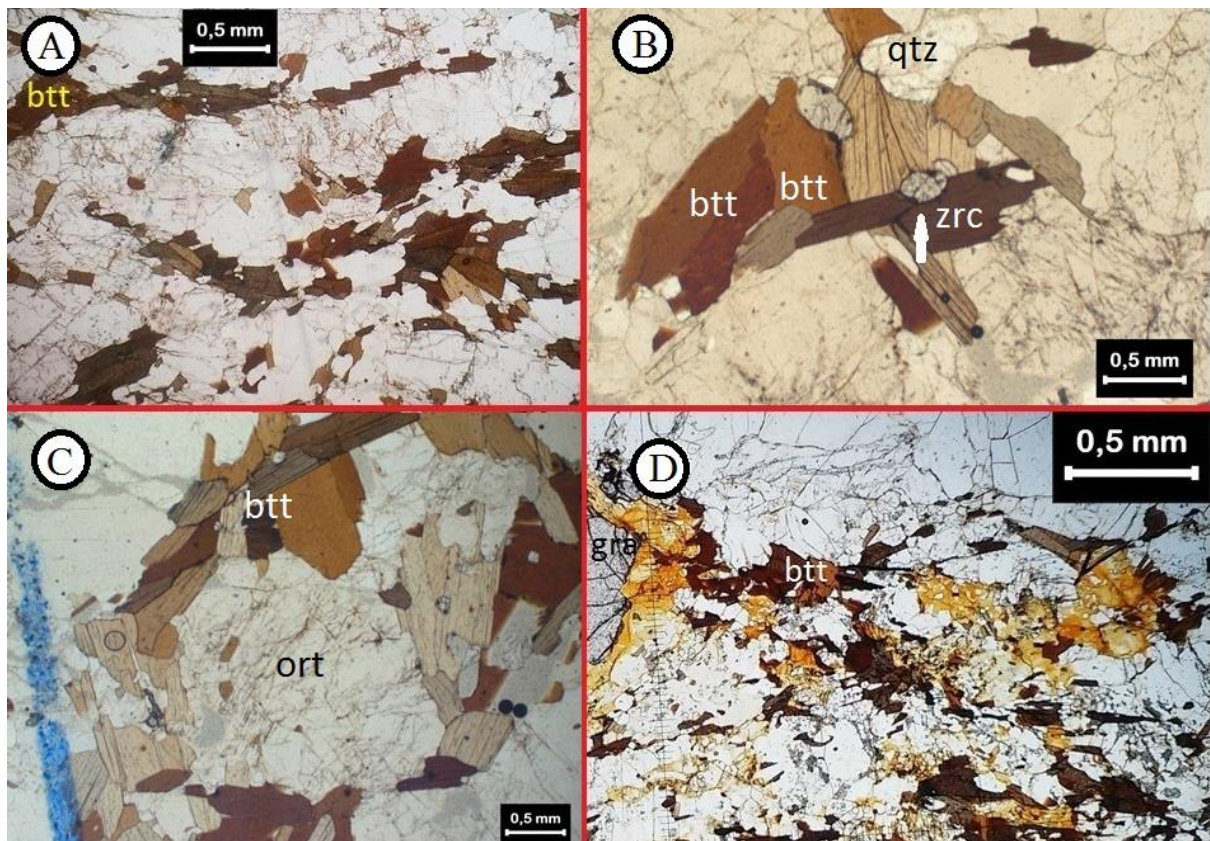


Figura 3.7: A) Grãos de biotita de granulação fina formando a foliação da rocha (FF81-B). B) Grãos de biotita de granulação fina constituindo a textura glomerofírica (MR98). C) Grãos finos de biotita contornando grãos grossos de ortoclásio (MR98). D) Alteração de grãos de biotita em coloração amarela (FF91).

Granada: São encontrados dois tipos de granada nesta supersuite. Os grãos de granada do primeiro tipo compõem de 2% a 5% da composição modal, são anédricos, apresentam granulação média a grossa sendo que a granulação média é predominante (e são maiores que o segundo tipo). Estes grãos podem ser poiquilíticos e apresentam inclusões de grãos de quartzo, plagioclásio e biotita. Estes grãos também podem se associar a minerais máficos como a biotita, sobrepondo a foliação. Ocorrem em todos os

plútons do segmento norte da área de estudo, no entanto, não ocorrem no segmento central e há poucas ocorrências no segmento sul (Fig.3.8-a). Os grãos de granada do segundo tipo ocorrem em vários plútons, no entanto, no plúton 9 averigua-se uma aglomeração anômala desta fase mineral, representando aproximadamente 10% da composição modal. Os grãos de granada do segundo tipo são predominantemente finos, se apresentam contornados por quartzo vermiforme e podem apresentar inclusões de quartzo, biotita e opacos, de granulação fina, em que os grãos de biotita aparentam ser consumidos e grãos finos opacos são produzidos juntos a granada (Fig. 3.8-b). Em ambos os casos, as bordas dos grãos de granada são principalmente retas, curvas a lobadas.

Cordierita: Encontra-se esta fase mineral em cinco amostras (LG276, FF110, LG31-A,B,C) da Supersuite G1. Estes grãos integram de 3% a 6% da composição modal. Os grãos de cordierita se apresentam nestas rochas de duas maneiras. O primeiro tipo de cordierita é encontrada nas amostras do segmento norte da área de estudo (LG31- A,B,C e FF110), em que os grãos de cordierita são finos a médios, anédricos, possuem bordas retas a curvas, são incolores a acinzentados, se apresentam manchados, podem apresentar inclusões de quartzo e feldspatos e se encontram associados a grãos de biotita, anfibólio e muscovita, formando a foliação da rocha (Fig.3.8-c). Os grãos de cordierita do segundo tipo são encontrados na amostra LG276. São grãos finos a médios, anédricos e observou-se a presença de grãos de quartzo inclusos a estes grãos apresentando reentrâncias, bordas lobadas a ameboides, sendo possível verificá-la por meio óptico. Com o auxílio do microscópio eletrônico de varredura foi possível verificar com maior precisão a textura dos grãos (Figs. 3.31 e 3.32 – tópico 3.2). Além dos grãos de quartzo, encontram-se grãos de biotita e muscovita incorporados a estes grãos (Fig. 3.8-d). Os grãos de cordierita podem apresentar bordas retas a curvas e também pode-se verificar a presença de minerais secundários nas bordas como a sericita e minerais isotrópicos.

Anfibólio (hornblenda): Os grãos de anfibólio ocorrem em quatro amostras (FF110, LG31-A, LG31-B, LG266) na Supersuite G1. Três das amostras, LG266, LG31-A, LG31-B, possuem composição modal de 2% a 5%, enquanto a amostra FF110 mostrou uma variação, compondo 8%. Os grãos possuem granulação que varia de fina a média e são subédricos a anédricos. Os grãos ocorrem localmente no plúton 10 no segmento norte da área de estudo e acompanham a foliação da rocha, estando associados a grãos de biotita, cordierita e opacos, com granulação predominantemente média (Fig. 3.8-c). Estes grãos também ocorrem no segmento sul da área de estudo, possuem granulação fina a média, estão associados a grãos de biotita formando a foliação da rocha e podem exibir textura glomerofírica. Pode-se encontrar inclusão de grãos opacos, apatita e zircão, de granulação fina, que formam halos pleocroicos em grãos de anfibólio.

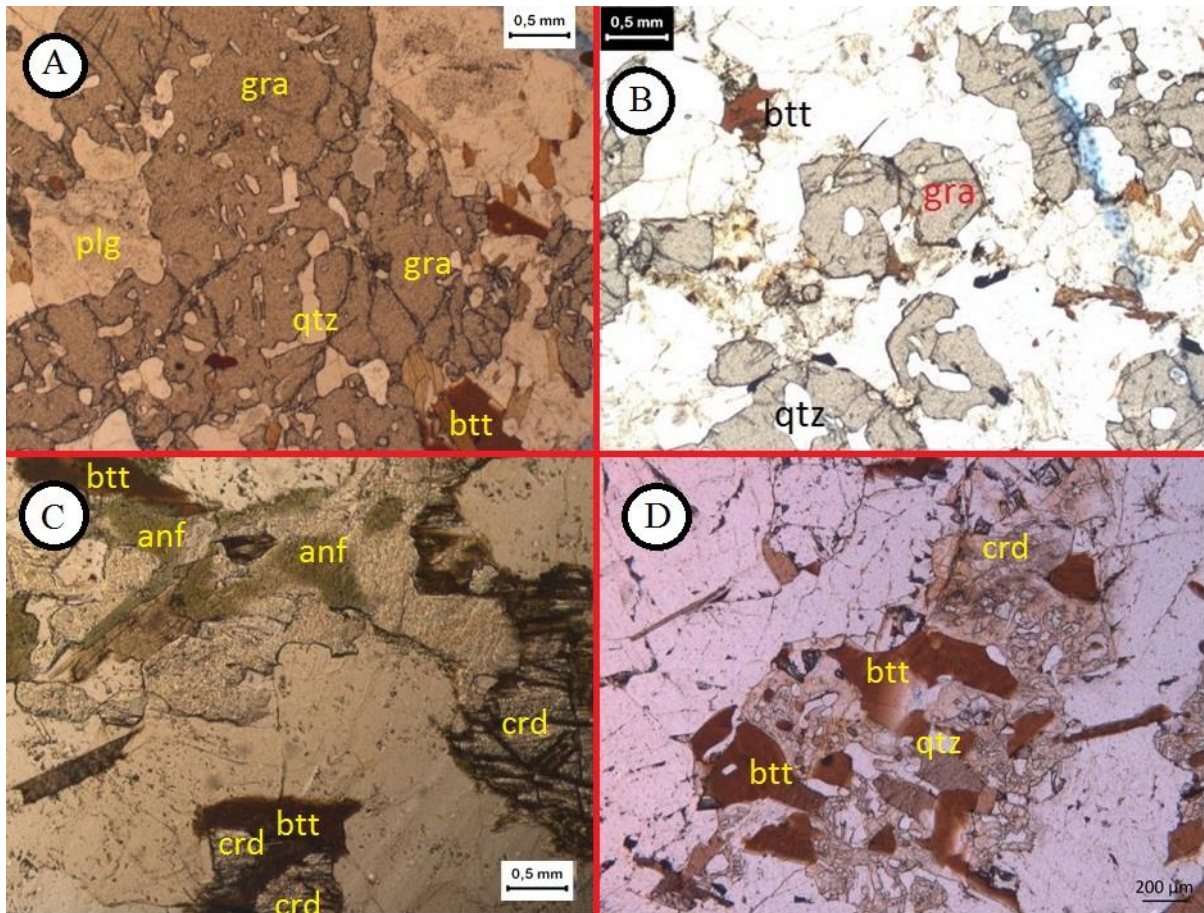


Figura 3.8: A) Grão grosso de granada com inclusões de grãos de quartzo e plagioclásio, podendo exibir bordas lobadas (FF51). B) Grãos de granada de granulação fina com inclusões lobadas de quartzo e feldspatos (MR63). C) Grão de cordierita associado a foliação da rocha junto a grãos de biotita e anfibólio (FF110). D) Grão de cordierita com inclusões de grãos finos de quartzo lobado e biotita (LG276).

Como minerais acessórios foram observados:

Muscovita: Os grãos de muscovita têm composição menor que 1% podendo chegar a 3% nas rochas analisadas. Estes grãos possuem origem primária e estão associados a grãos de biotita compondo a foliação da rocha, quando a rocha se encontra foliada. Esses grãos são anédricos, tabulares e possuem granulação fina predominantemente, podendo em alguns casos ocorrer grãos de granulação média, como é o caso da amostra LG276 (Fig.3.9-a).

Zircão: Os grãos de zircão ocorrem comumente nas rochas da Supersuite G1. Estes grãos compõem menos de 1% da composição modal das amostras, possuem granulação fina e são anédricos. Quando inclusos em grãos de biotita e anfibólio, geram halos pleocroicos (Fig.3.9-b), sendo que estes grãos podem estar inclusos em grãos de granada, quartzo e feldspatos.

Apatita: Perfaz menos de 1% da composição modal das rochas da Supersuite G1, no entanto, é um mineral de comum ocorrência a elas. Apresentam-se em granulação fina e são euédricos. Os grãos de

apatita ocorrem geralmente inclusos a grãos de feldspatos, principalmente nos álcali-feldspatos, anfibólio e biotita. (Fig.3.9-c).

Allanita: Compõe menos de 1% da composição modal. Estes grãos estão presentes no segmento norte da área de estudo presente nas amostras (LG31-A,B,C, LG82 e FF110) e apresentam-se no segmento sul da área de estudo nas amostras LG266 e LG329. Os grãos de allanita são geralmente anédricos e sua granulação é fina. Quando associados a biotita formam halos pleocroicos e quando inclusos em grãos de feldspatos e quartzo, provoca fraturas nesses grãos. Verificou-se que o núcleo dos grãos de allanita da amostra LG266 encontram-se muito alterados.

Titanita: Estes grãos ocorrem em três amostras: LG251 e LG257, perfazendo menos de 1% da composição modal; e LG31-a, perfazendo cerca de 2% da composição modal. Estes grãos são anédricos a euédricos e possuem granulação fina. Os grãos de titanita estão geralmente associados a foliação da rocha, próximo a grãos de biotita.

Como minerais secundários foram observados:

Opacos: Estes grãos possuem composição modal inferior a 1%. Na amostra FF57, representante do plúton 4, encontram-se grãos opacos com composição modal de 4%. Os grãos opacos são comuns a Supersuite G1, no entanto, não ocorrem em todas as amostras descritas. Os grãos opacos são comumente anédricos, podendo grãos euédricos serem encontrados em algumas amostras (Fig.3.9-d). Quanto à granulação, os grãos finos predominam, com raras exceções de grãos médios. Estes grãos estão inclusos em grãos de biotita, granada e cordierita, compondo a foliação das rochas e restitos, bem como estes grãos podem associar-se ao núcleo de grãos de feldspatos. A substituição de grãos de biotita por grãos finos opacos resulta na presença da textura simplectítica.

Sericita: Sempre presente nas rochas da Supersuite G1, os grãos de sericita possuem composição modal inferior a 1%, granulação fina e são anédricos. A sericita é o principal mineral secundário presente nas rochas G1. Esta fase mineral é encontrada nas fraturas dos grãos da rocha e como intergrãos, no caso dos feldspatos, que se apresentam tanto no centro quanto no núcleo dos grãos.

Epidoto Clinozoizita: Esta variedade do mineral epidoto possui cor de interferência azul de Berlim e é pleocroico. Estes grãos constituem menos de 1% da composição modal da amostra de rocha em que está presente, a FF110. Os grãos possuem granulação fina, sendo estes anédricos e estão associados a ortoclásio e plagioclásio.

Epidoto s.s.: Os grãos de epidoto s.s. da Supersuite G1 compõe menos de 1% da composição modal. É possível verificar a presença destes grãos nas amostras LG20, FF81, LG257, MR98 e LG290. Estes grãos possuem granulação fina, coloração amarelada, são anédricos e se associam a grãos de biotita.

Clorita: Os grãos de clorita são encontrados na borda de grãos de biotita, claramente substituindo-os. Os grãos são finos, podem ser anédricos a subédricos, em que a forma subédrica é herdada do grão de biotita que a clorita substituiu. A composição modal destes grãos nas rochas varia entre menos de 1% a 2%.

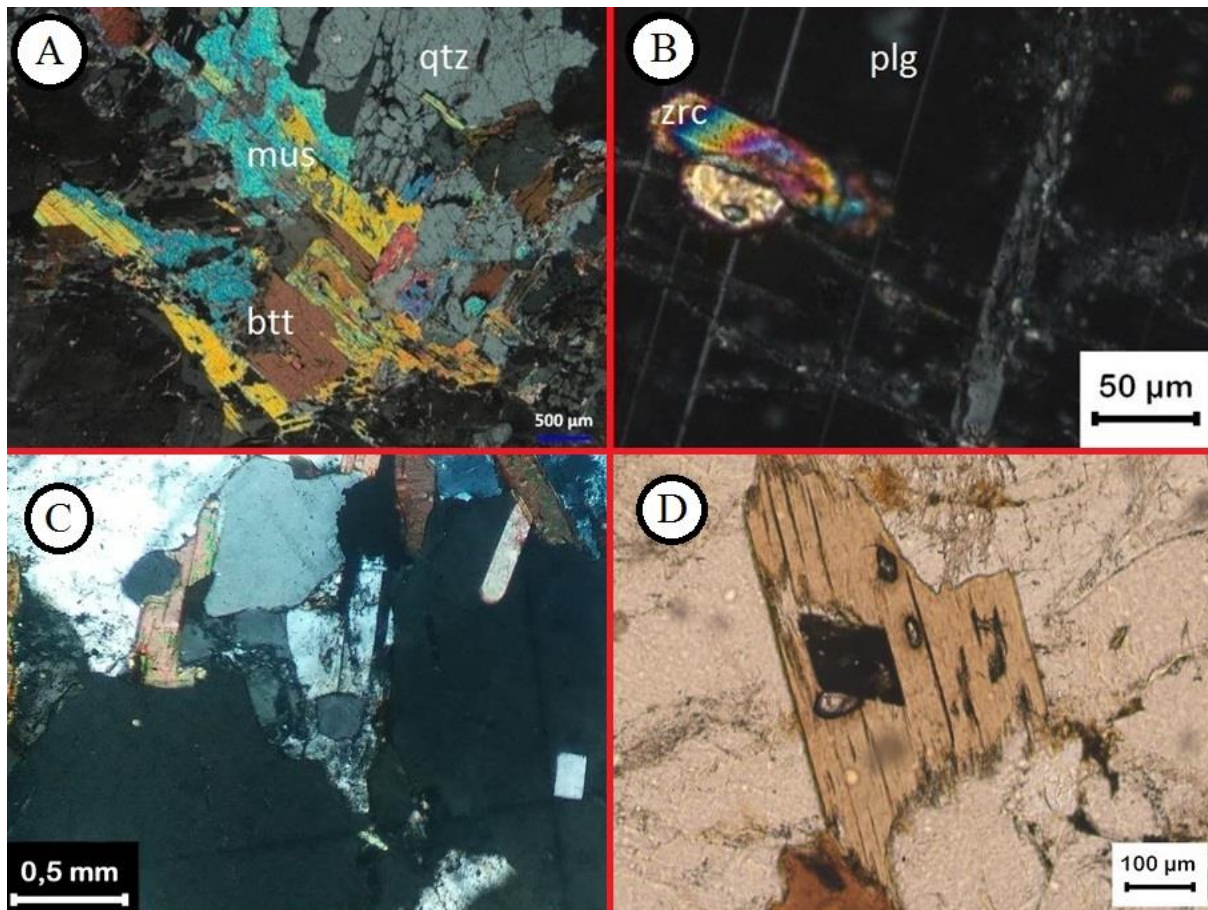


Figura 3.9: A) Grão de muscovita de granulação média, associado a biotita (LG276). B) Grão de zircão de granulação fina localizado no entorno de um grão félsico (MR62). C) Grão de apatita de granulação fina como inclusão em grão de feldspato (MR46). D) Grão de opaco euédrico como inclusão em grão de biotita (MR62).

A partir das descrições apresentadas acima classificou-se os granitos da Supersuite G1 na terminação intracontinental do arco magmático Rio Doce como biotita-sienogranitos, biotita-monzogranitos, granada-biotita-granodioritos, biotita-monzogranitos, biotita-sienogranitos, cordierita-biotita-granodioritos, cordierita-anfibólio-monzogranitos, cordierita-anfibólio-biotita-tonalitos, segundo o Diagrama QAP (Fig. 3.10), que leva em consideração a proporção de quartzo, álcali-feldspatos e plagioclásio nas amostras.

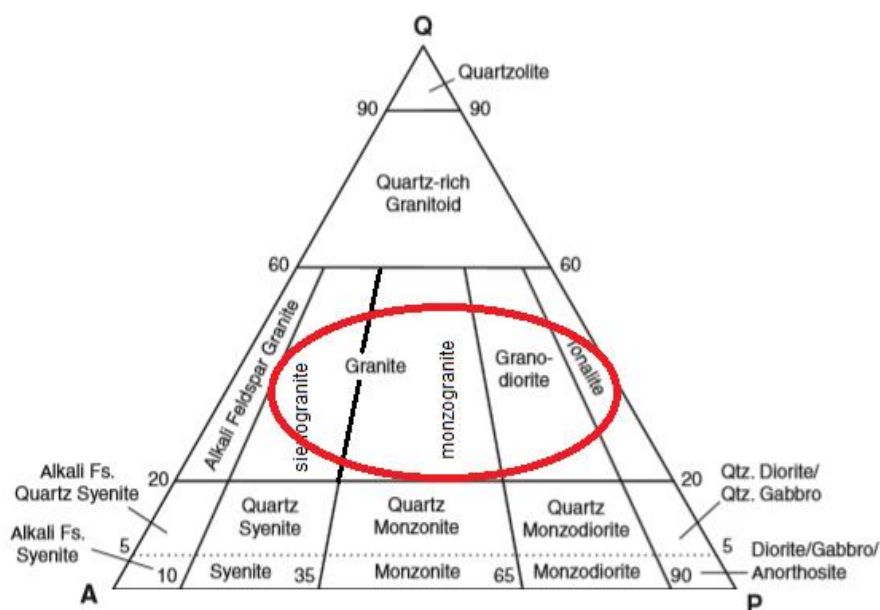


Figura 3.10: Figura modificada de Le Maitre *et al.* (2002), mostrando o diagrama QAP modal. As rochas da Supersuite G1 classificadas apresentam maior densidade dentro do círculo em coloração avermelhada.

3.1.2 CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E TEXTURAL DAS ROCHAS QUE COMPÕEM A SUPERSUITE G2

Este item discorre a respeito da caracterização petrográfica e textural realizada em rochas que compõem a Supersuite G2 na terminação intracontinental do arco magmático Rio Doce (Fig. 3.11) por meio de análises em 29 amostras coletadas no trabalho de doutorado de Gonçalves (2015).

As rochas encontradas são holocristalinas, faneríticas, inequigranulares, compostas de grãos finos (0,032 a 0,93mm) a grossos (5 a 16mm), mas predominantemente médios (de 1,05 a 1,3mm). Os grãos ígneos podem apresentar textura porfírica, glomerofírica, mirmequítica, pertítica/antipertítica e simplectítica. As rochas G2 são classificadas como levemente foliadas (predominantemente amostras de borda) a não foliadas. São 6 as amostras desta supersuite que apresentaram foliação. A mineralogia das rochas G2 está a seguir discriminada:

Como minerais essenciais foram observados:

Quartzo: Compõe de 18% a 45% da moda das amostras descritas. Verifica-se que os grãos de quartzo da Supersuite G2 possuem granulação que varia de fina a grossa e são anédricos. A granulação média nos grãos de quartzo é predominante nestas rochas, possuem ou não orientação preferencial de forma, indicadas pelo eixo mais alongado desses grãos e são encontrados próximos ou não da foliação, quando existente. Os grãos de quartzo de granulação grossa geralmente são encontrados fora da foliação, em porções mais félsicas. Observam-se subgrãos, bem como extinção ondulante em grãos

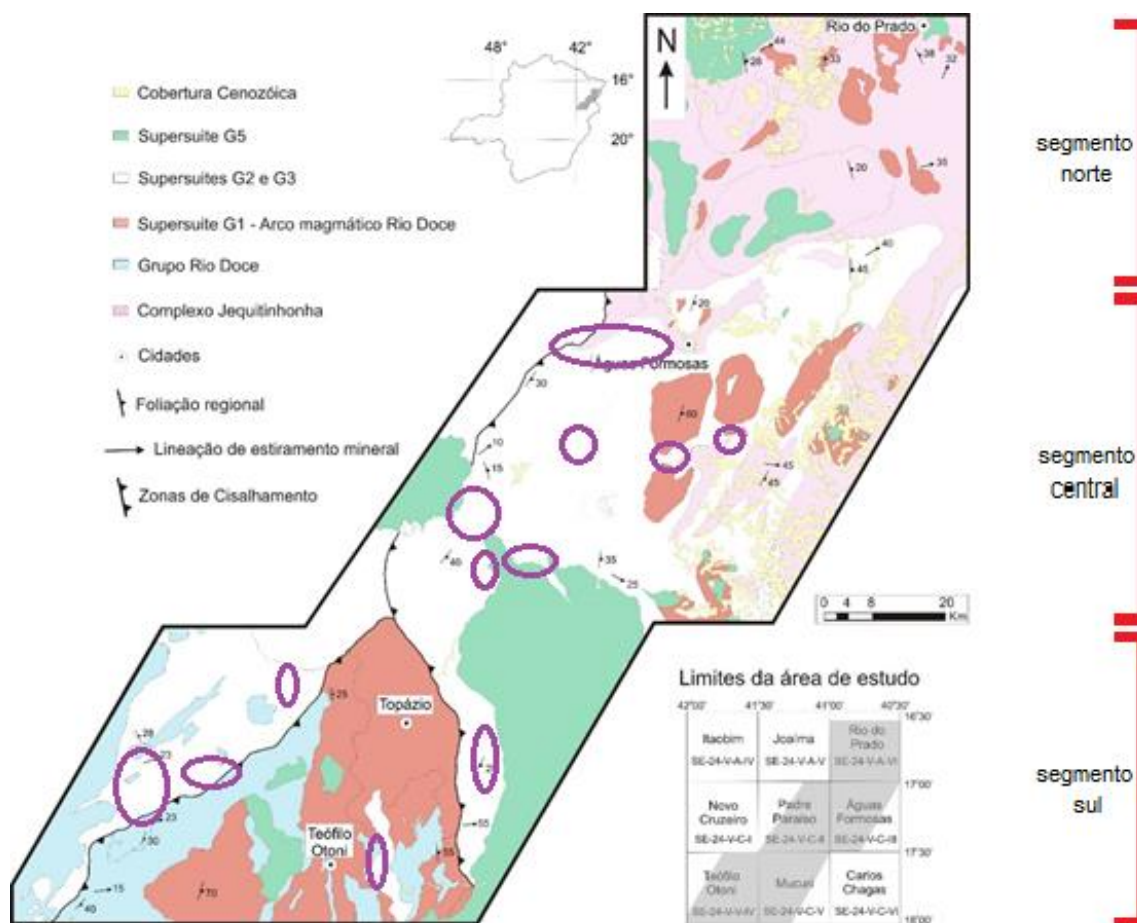


Figura 3.11: Mapa geológico simplificado da área de estudo abrangendo a Supersuite G2, em que os plútons analisados estão identificados por elipses de coloração roxa (Modificado de Gonçalves *et al.* 2016).

médios a grossos (Fig.3.12-a). Grãos finos podem ser encontrados nos seguintes casos: no entorno das foliações; Como inclusões em grãos de feldspatos exibindo bordas lobadas a circulares; Como “gotas” ou “poças” em grãos de quartzo-feldspatos médios; Preenchendo vazios entre os grãos da rocha (Fig.3.12-b); E próximo aos restitos, sendo estes grãos vermiformes a reentrantes principalmente nos contatos com granada e cordierita. Raramente encontram-se grãos de outras fases minerais inclusos aos grãos de quartzo. As bordas dos grãos de quartzo podem exibir múltiplas variações em seus contatos, como visto para a Supersuite G1, que podem ser retos, irregulares, curvilíneos e lobados (Fig.3.12-c) com grãos máficos, feldspatos ou mesmo entre grãos de quartzo. Em algumas ocasiões são encontrados contatos tríplexes de grãos de quartzo de granulação fina, que por vezes preenchem microfraturas (Fig.3.12-d). A exemplo da Supersuite G1, a Supersuite G2 também apresenta grãos de quartzo vermiformes e circulares em textura mirmequítica.

Plagioclásio: Representa de 10% a 35% da composição modal. Os grãos de plagioclásio da Supersuite G2 são predominantemente médios. Os grãos são geralmente anédricos, no entanto, pode-se verificar grãos euédricos (Fig. 3.13-a). Grãos com maclas primárias e maclas mecânicas são muito comuns às

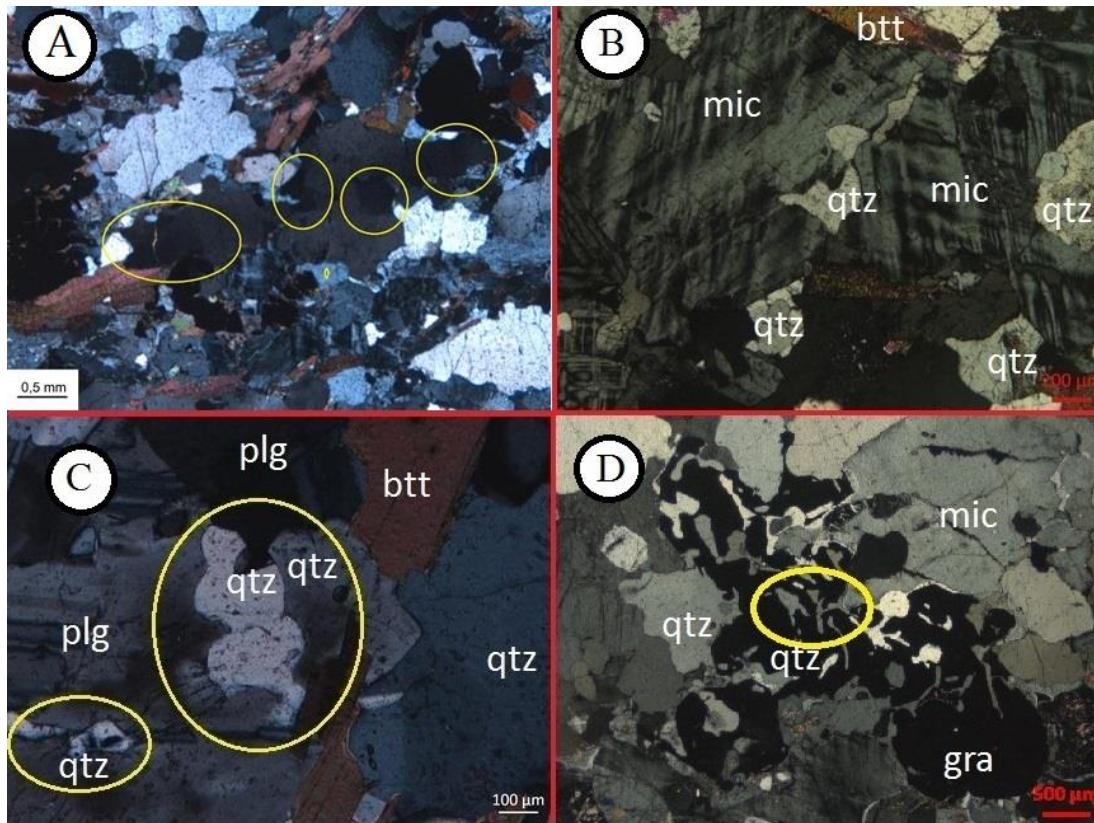


Figura 3.12: A) Subgrãos em grão de quartzo médio, indicados pelas elipses amarelas (LG353-B). B) Grão de quartzo de granulação fina preenchendo os interstícios de grãos médios de microclínio (LG240). C) Grão fino de quartzo exibindo bordas lobadas no contato com grãos de quartzo e plagioclásio (LG338). D) Grão de quartzo de granulação fina vermiforme associado a grão de granada (LG-149).

rochas G2, ocorrendo mais comumente do que, por exemplo, na Supersuite G1 (Fig. 3.13-b). A inclusão de grãos finos de plagioclásio em grãos de granulação grossa de outras fases minerais e do próprio plagioclásio são frequentemente encontradas (Fig. 3.13-c). A presença de zonamento químico nestas rochas é muito raro, quanto presente é bastante fraco, como viu-se para a Supersuite G1 (Fig. 3.13-d). Subgrãos são feições frequentemente encontradas nos grãos de plagioclásio médios a grossos (Fig. 3.13-e). Como também visto na Supersuite G1, as texturas mirmequíticas são muito comuns (Fig. 3.13-f). Os contatos dos grãos de plagioclásio são iguais aos descritos para a Supersuite G1, em que o contato do tipo lobado é muito comum a estas rochas (Fig. 3.13-g). A textura de exsolução, antipertita, ocorre com frequência nestas rochas (Fig.3.13-h). Encontram-se grãos de plagioclásio de granulação média a grossa, com textura poiquilítica, apresentando inclusões de grãos de biotita, quartzo e K-feldspatos, de granulação fina. De forma semelhante ao que foi observado para as rochas G1, os grãos de sericita nesta supersuite alteram os grãos de plagioclásio tanto no núcleo quanto na borda dos grãos.

Ortoclásio: Compõe de 20% a 42% da composição modal das rochas da Supersuite G2. Os grãos de ortoclásio ocorrem com menor frequência nesta supersuite em detrimento da ocorrência de grãos de microclínio. Os grãos de ortoclásio possuem granulação predominantemente média, podendo variar de

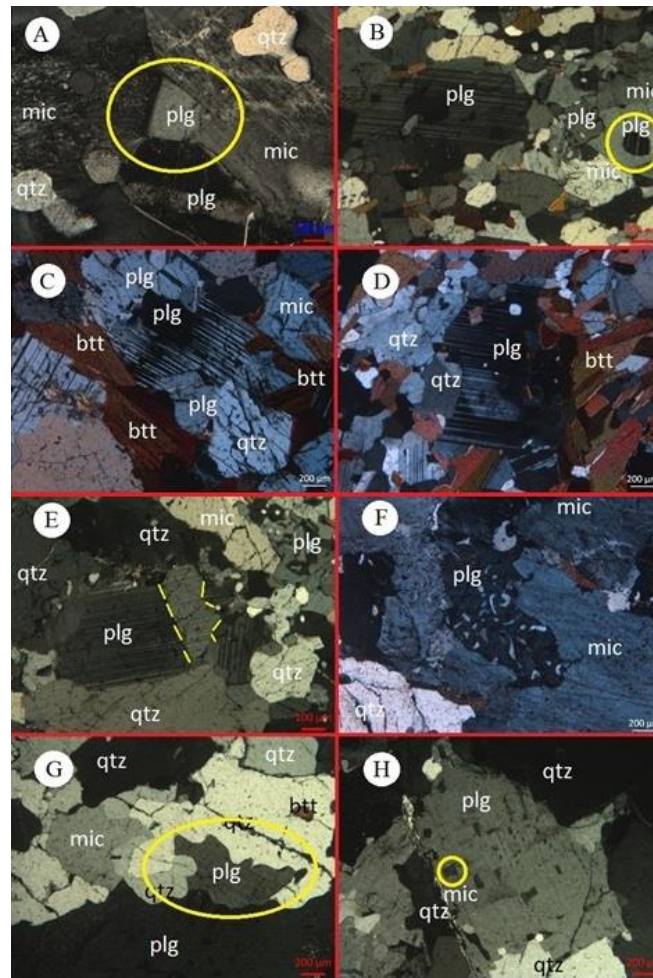


Figura 3.13: a) Grão fino subédrico de plagioclásio no contato entre grãos de microclínio e plagioclásio (LG163-A). b) Grão fino de plagioclásio incluído em grão de microclínio médio (LG209). c) Grão médio de plagioclásio com maclas mecânicas no contato com grãos de plagioclásio e quartzo (LG357). d) Zonamento químico em grão de plagioclásio de granulação média envolto por grãos de quartzo e biotita (LG338). e) Subgrão de plagioclásio de granulação fina (LG209). f) Mirmequita em grão médio de plagioclásio em que o K-feldspato vizinho ao grão é o microclínio (LG353-B). g) Grão fino de plagioclásio com bordas lobadas em grão de quartzo, indicada pelo círculo amarelo (LG274). h) Textura de exsolução, antipertita, em grão médio de plagioclásio em que as lamelas de microclínio são grãos finos euédricos, indicada pelo círculo amarelo (LG274).

fina a grossa. Os grãos são geralmente anédricos, mas pode-se verificar em algumas amostras grãos euédricos a subédricos, como se viu na amostra LG24-B, que grãos de plagioclásio apresentam textura de exsolução, antipertita, e os produtos exsolvidos são grãos de ortoclásio euédricos de granulação fina com orientação preferencial. Os grãos de ortoclásio podem apresentar maclas primárias e estas podem se apresentar deformadas, bem como os grãos grossos podem apresentar subgrãos. Grãos poiquilíticos de ortoclásio de granulação grossa ocorrem mais comumente na Supersuite G2 do que na Supersuite G1, e estes podem conter inclusões de grãos quartzo, feldspatos e biotita, de granulação fina, com bordas irregulares a lobadas (Fig.3.14-a). Averígua-se texturas mirmequíticas nos grãos de plagioclásio vizinhos às bordas de ortoclásio. Texturas de exsolução, pertita, são muito comuns a esses grãos e estão

presentes em grãos médios a grossos (Fig.3.14-b). Os contatos entre o ortoclásio e os grãos vizinhos são semelhantes àqueles descritos para Supersuite G1.

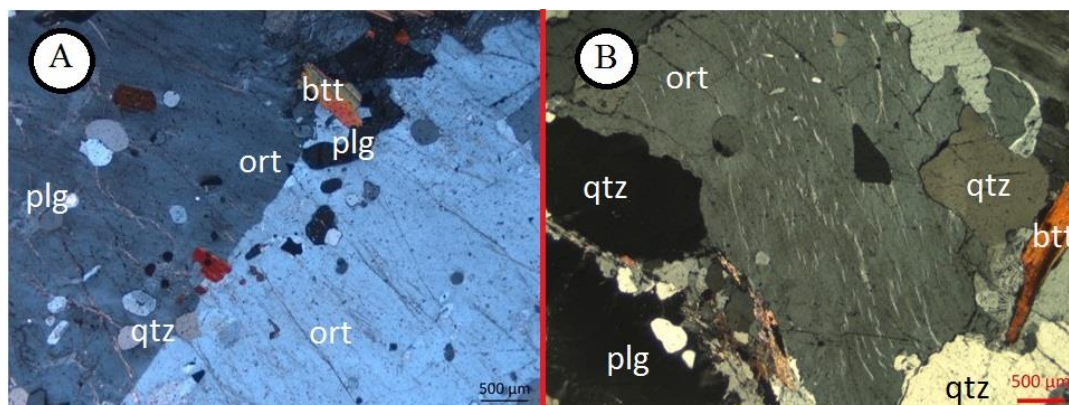


Figura 3.14: A) Grão de ortoclásio de granulação grossa, poiquilítico, com inclusões de biotita e quartzo (LG389-A). B) Grão de ortoclásio de granulação grossa com lamelas de plagioclásio resultando na textura pertítica (LG274).

Microclínio: Compõe de 28% a 50% da composição modal das amostras analisadas. Os grãos de microclínio são mais frequentes nas rochas G2 que os grãos de ortoclásio, como dito anteriormente. Os grãos de microclínio possuem granulação média, predominantemente, variando de fina a grossa. Os grãos são anédricos, mas como visto para o ortoclásio da Supersuite G2, existem grãos euédricos a subédricos de granulação fina inclusos a grãos de plagioclásio, nas texturas antipertíticas. Grãos médios e grossos encontram-se nas porções mais félsicas da rocha. Encontram-se grãos porfíricos de microclínio envoltos a grãos finos de plagioclásio, quartzo e do próprio microclínio (Fig.3.15-a). Constatam-se grãos poiquilíticos de microclínio de granulação grossa, contendo inclusões de grãos de granulação fina de quartzo, feldspatos e biotita, com bordas irregulares a lobadas. Os grãos finos, em geral, encontram-se próximo a foliação da rocha, preenchendo interstícios entre grãos e aparecendo inclusos a grãos de quartzo, plagioclásio e do próprio microclínio de granulação grossa, como viu-se anteriormente nas descrições de grãos félsicos (Fig.3.15-b). Algumas características dos grãos de microclínio da Supersuite G2 se assemelham com os grãos de microclínio observados na Supersuite G1 como maclas, textura mirmequítica e subgrãos (Fig.3.15-c). A textura pertítica também é comumente verificada na Supersuite G2 em grãos de microclínio (Fig.3.15-d). Os contatos de grãos de microclínio com grãos de quartzo, plagioclásio, biotita e o próprio microclínio são os mesmos verificados para os grãos de microclínio na Supersuite G1. A sericita pode ser comumente encontrada nas fraturas desses grãos.

Como minerais varietais foram observados:

Biotita: Os grãos de biotita na Supersuite G2 compõem de 8% a 12% das rochas estudadas. Encontram-se rochas que apresentam valores muito discrepantes daqueles verificados para a moda das amostras, como a LG24-B, em que a composição modal é menor que 1% e apresentam grãos finos, e

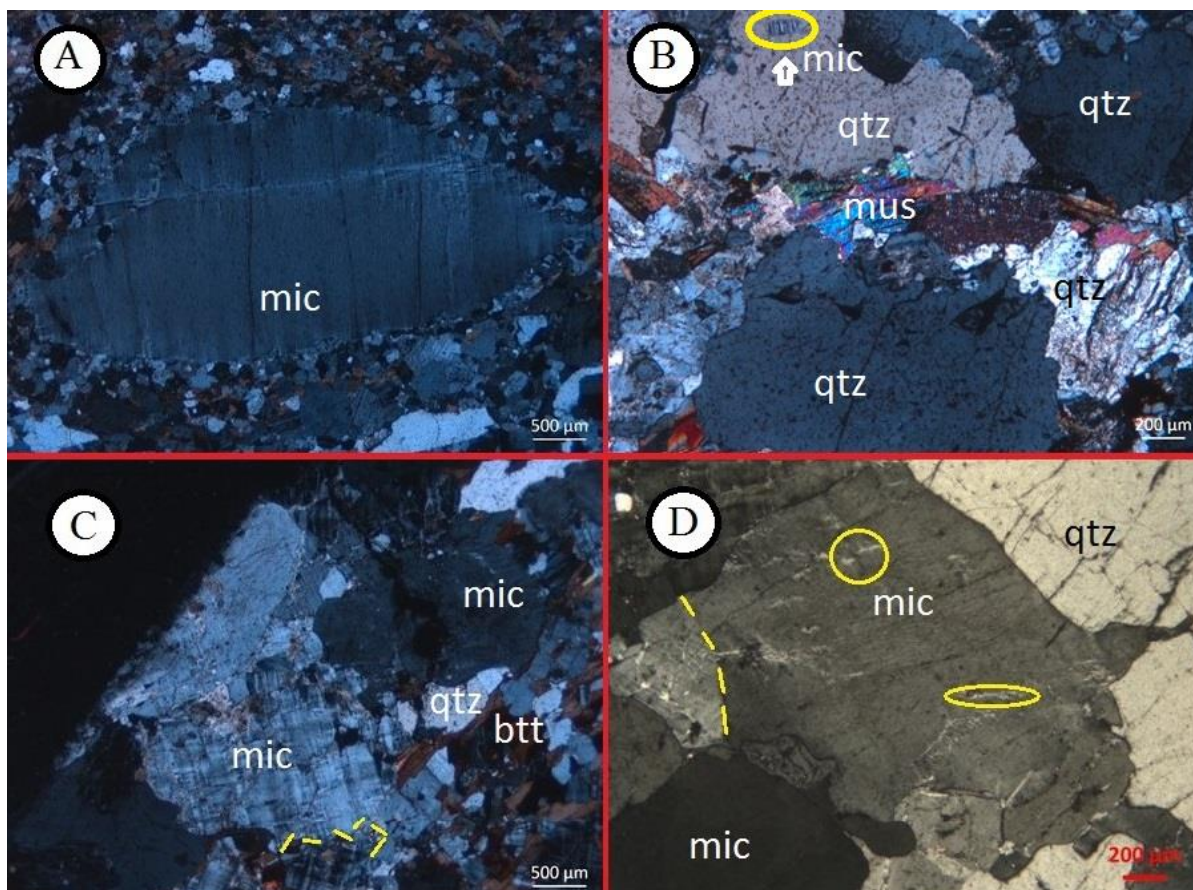


Figura 3.15: A) Grão grosso de microclínio exibindo textura porfirítica (LG-313). B) Grão fino de microclínio incluído a grão médio de quartzo (LG353-A). C) Grão de microclínio médio exibindo subgrão (LG313-B). D) Grão de microclínio de granulação média exibindo pertita e subgrão (LG163-A).

também as amostras LG338 e LG152 que apresentam composição modal de 30% e 45% respectivamente, com granulação fina e não orientados. Em geral, os grãos de biotita têm granulação que varia de fina a média, com predomínio de grãos finos, sendo estes anédricos a subédricos. Os grãos desta supersuíte, a exemplo da Supersuíte G1, apresentam-se com coloração avermelhada. Algumas rochas da borda desta supersuíte apresentaram-se levemente foliadas, em que o metamorfismo regional é o responsável pela orientação dos grãos. A maioria dos grãos de biotita têm origem ígnea e possuem granulação maior que os grãos metamórficos, como na Supersuíte G1, sendo que os últimos podem estar contornando grãos médios a grossos félsicos e constituindo a foliação da rocha. Comum as rochas da Supersuíte G2 é o restito, material máfico segregado resultante de processos de fusão parcial, sendo a biotita o principal constituinte, em que se apresenta com granulação fina, coloração avermelhada e encontra-se muito associada a grãos de granada do segundo tipo e sillimanita. Nos locais que a rocha se apresenta mais fundida, os grãos de biotita encontram-se associados a granada do segundo tipo, opacos finos e cordierita do segundo tipo. Outra feição também muito presente nos grãos de biotita da Supersuíte G2 é a textura glomerofírica (Fig.3.16-a). Averiguam-se grãos de biotita muito alterados e deformados (Fig.3.16-a). Verificam-se grãos de biotita contornando grãos grossos de feldspatos em

rochas não-foliadas. São encontradas inclusões de grãos de zircão (formando halos pleocroicos), allanita, epidoto s.s, apatita, quartzo, feldspatos, clorita, estes de granulação fina, (como visto na Supersuite G1, encontram-se grãos de clorita substituindo grãos de biotita - Fig.3.16-b) em grãos de biotita. Da mesma forma que a Supersuite G1, os grãos de biotita das rochas G2 apresentam contatos do tipo reto, irregular e curvo com outras fases minerais.

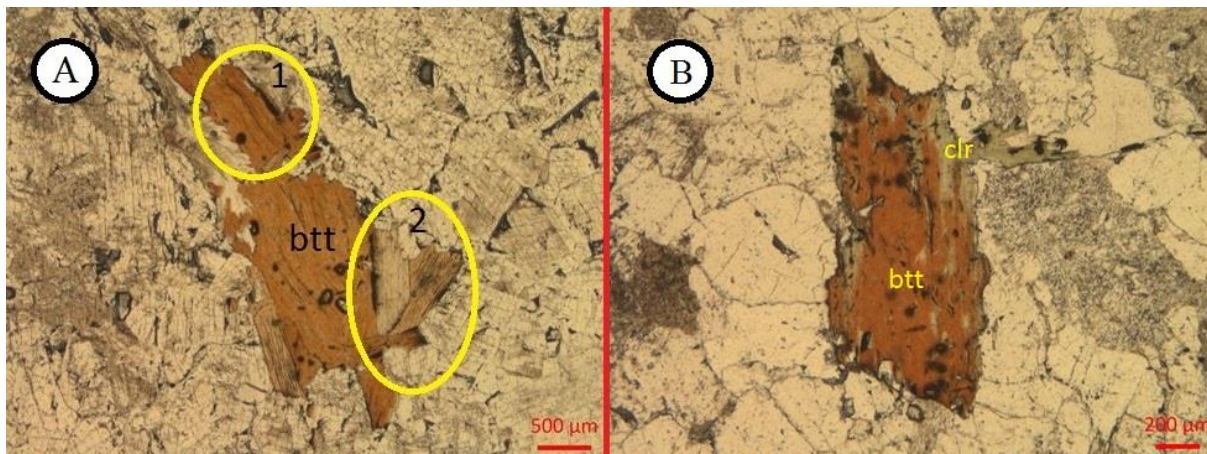


Figura 3.16: A) Grão de biotita de granulação média que apresenta as seguintes feições: 1- Deformação causando *kink bands*. 2- Textura glomerofírica (LG265-A). B) Grão de biotita sendo substituído por grãos de clorita em suas bordas (LG265-B).

Granada: Compõe de 2% a 4% da composição modal. A exemplo da Supersuite G1, são dois os tipos de grãos de granada que ocorrem nas rochas G2. O primeiro tipo ocorre nas amostras LG338 e LG353-B, em que os grãos de granada são anédricos, têm granulação fina a média e estão associados a grãos máficos como a biotita e por vezes, apresentam inclusões, sendo que não há reação da borda do grão de granada com o grão incluído (biotita, quartzo, feldspatos). O segundo tipo de grãos de granada é mais comum nas rochas G2, presente por exemplo na amostra LG24-B, em que possui granulação mais fina do que o primeiro tipo, podem ocorrer em agregados, são anédricos e estão associados muitas vezes a grãos de cordierita. Encontram-se inclusões de sillimanita, biotita, opacos e quartzo com bordas lobadas a vermiformes, em que a bordas do grão de granada reage com a borda dos grãos mencionados (Fig.3.17-a). Bordas retas podem ser encontradas nos dois tipos de granada.

Cordierita: Encontram-se estes grãos em cinco amostras (LG355, LG357, LG24-B, LG152 e LG182-B) com composição modal de respectivamente: <1%, <1%, 7%, 20% e 50%. Os principais grãos que estão inclusos em grãos de cordierita são: quartzo, feldspatos e biotita, de granulação fina. São encontrados três tipos de grãos de cordierita. O primeiro, ocorre nas amostras LG355, LG357 e LG152 (Fig.3.17-b). Os grãos são finos a médios, anédricos, possuem coloração mais escura e ocorrem associados a biotita, em que as substitui. Ocorrem minerais secundários em suas bordas, como clorita e sericita. Estes grãos de cordierita das rochas G2 são semelhantes aos representantes da Supersuite G1 que estão presentes nas amostras FF110 e LG31-A,B,C, descritas anteriormente. O segundo tipo de grãos de cordierita

ocorrem na amostra LG24-B (Fig.3.17-c). Os grãos são finos a médios, anédricos, com bordas retas a curvilíneas e compõem o restito. Estes associam-se intimamente a grãos de granada, quartzo com formas lobadas e vermiformes, feldspatos, hercinita, opacos e sillimanita. Os grãos de cordierita exibem grãos de formação secundária, como é o caso da sericita. O terceiro tipo de grãos de cordierita ocorre na amostra LG182-A, compondo 50% da composição modal, como havia sido mencionado anteriormente (Fig.3.17-d). Os grãos possuem granulação grossa, são anédricos, os contatos são dos tipos retos, curvos e lobados, sendo que o contato lobado não é visto nos outros exemplares de cordierita da Supersuite G2. Outra característica vista neste terceiro tipo de grãos de cordierita que não ocorre nos outros exemplares analisados está relacionada ao relevo, pois este é um pouco mais baixo devido a apresentarem poucos minerais secundários em suas bordas como minerais isotrópicos e sericita. Pode-se também encontrar neste exemplar de cordierita inclusões de quartzo e biotita de granulação fina.

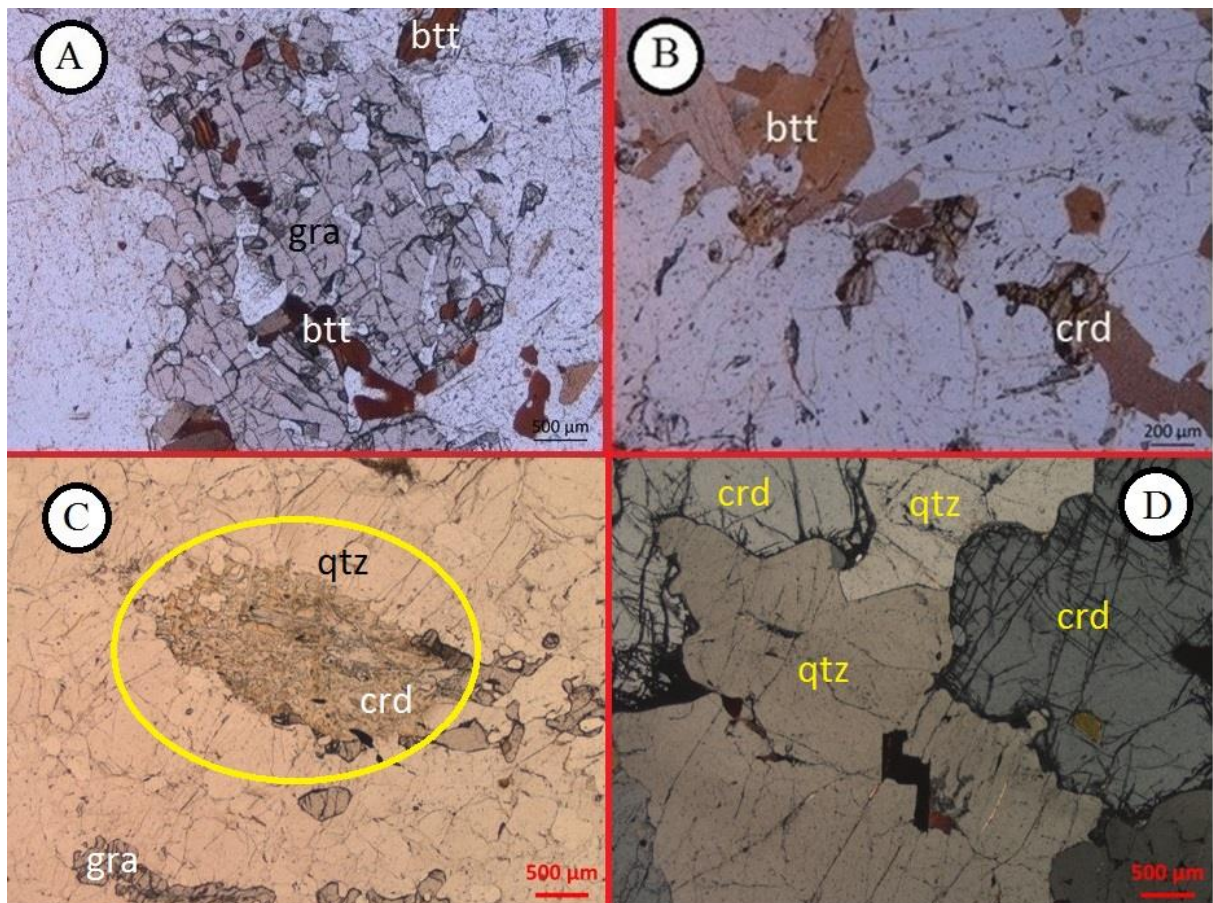


Figura 3.17: A) Grão grosso de granada apresentando inclusões lobadas de grãos de quartzo e inclusões de biotita (LG355). B) Grão fino de cordierita associado a biotita de granulação também fina (LG355). C) Grão médio de cordierita, compondo o restito juntamente com a granada. O grão está identificado pela elipse de cor amarela e apresenta microinclusões de grãos de quartzo vermiforme (LG24-B). D) Grão grosso de cordierita em contato lobado com grãos de quartzo (LG182-B).

Como minerais acessórios foram observados:

Apatita: Compõe menos de 1% da composição modal nas rochas em que estão presentes, sendo estes grãos minerais muito comuns a Supersuite G2. Os grãos são geralmente finos e quanto à forma estes grãos se apresentam euédricos, podendo em alguns casos ocorrerem como grãos subédricos a anédricos. Os grãos de apatita ocorrem associados aos mesmos minerais indicados na Supersuite G1 (Fig.3.18-a).

Zircão: Os grãos de zircão, a exemplo da Supersuite G1, também são muito comuns na Supersuite G2. Quanto às características diagnósticas e composição, os grãos de zircão desta supersuite se assemelham aos grãos de zircão da Supersuite G1 (Fig.3.18-b).

Muscovita: Nesta supersuite, a presença de muscovita é muito superior quando comparada a Supersuite G1. A composição modal destes grãos varia entre menor que 1% a 3%. Os grãos possuem as mesmas características quanto à forma quando comparadas a Supersuite G1. Estes grãos se associam a sillimanita, cordierita, granada e biotita, estando esta rocha foliada ou não. A granulação modal da muscovita da Supersuite G2 é um pouco maior do que aquelas vistas para a Supersuite G1 (Fig.3.18-c).

Sillimanita: Os grãos de sillimanita são encontrados na maioria das amostras da Supersuite G2 e não foi encontrada esta fase mineral em outra supersuite analisada. Estes grãos perfazem de menos de 1% a 3% da composição modal das rochas G2. Estes grãos possuem granulação fina e são anédricos. Os grãos de sillimanita possuem hábito fibroso, mas podem ocorrer como grãos tabulares. Pode-se encontrar “trilhas de sillimanita”, em que se formam agregados orientados de grãos finos fibrosos (Fig.3.18-d). Os grãos de sillimanita geralmente estão associados a biotita, muscovita e granada, formando a foliação da rocha.

Hercinita (Espinélio): Encontrou-se esta fase mineral em somente duas amostras na Supersuite G2, a LG24-B e LG209. Este mineral compõe menos de 1% da composição modal nas amostras analisadas e se trata de grãos finos, anédricos, que possuem bordas retas a curvas e se apresentam orientados (Fig.3.18-e). Verificou-se um grão de hercinita incluso em um grão de granada na amostra LG209. Os grãos de hercinita também ocorrem associados a minerais opacos, biotita, K-feldspatos e cordierita.

Monazita: Os grãos de monazita apresentam maior ocorrência na Supersuite G2 do que na Supersuite G1. Estes grãos compõem menos de 1% da composição modal. A exemplo da Supersuite G1, estes grãos possuem granulação fina, são anédricos e ocorrem associados principalmente a grãos de biotita, podendo provocar halos pleocroicos devido ao fato destes serem minerais radioativos.

Como minerais secundários foram observados:

Sericita: Os grãos de sericita encontrados na Supersuite G2 possuem as mesmas características anteriormente citadas para a Supersuite G1.

Epidoto s.s.: Encontrou-se localmente estes grãos, como por exemplo na amostra LG353-B, em que apresentam composição modal inferior a 1%. As características desses grãos são semelhantes àqueles encontrados na Supersuite G1.

Clorita: Estes grãos ocorrem em 11 amostras (LG12, LG16, LG24-A, LG152, LG182-A, LG236, LG240, LG265-B, LG353-A, LG353-B, LG357) da Supersuite G2 e compõe menos de 1% a 3% da composição modal. Os grãos são anédricos a subédricos e a granulação é predominantemente fina. Os grãos de clorita, por vezes, assumem a forma do grão ao qual ele está substituindo, mais comumente grãos de biotita. Os grãos de clorita encontram-se geralmente nas bordas dos grãos de biotita e associados a grãos finos opacos (Fig.3.16-b – biotita).

Opacos: São grãos comuns a Supersuite G2 e compõem em torno de 1% da composição modal. Os grãos opacos são anédricos a euédricos e possuem granulação predominantemente fina. Os grãos opacos podem ocorrer inclusos em grãos de granada, sendo estes granulares a vermiformes, estarem inclusos ou próximos a grãos de biotita e muscovita como grãos fibrosos a tabulares finos (Fig.3.18-f) e também como grãos finos em locais onde se encontra clorita substituindo a biotita. A exemplo da Supersuite G1, encontram-se grãos finos opacos gerando textura simplectítica em biotita.

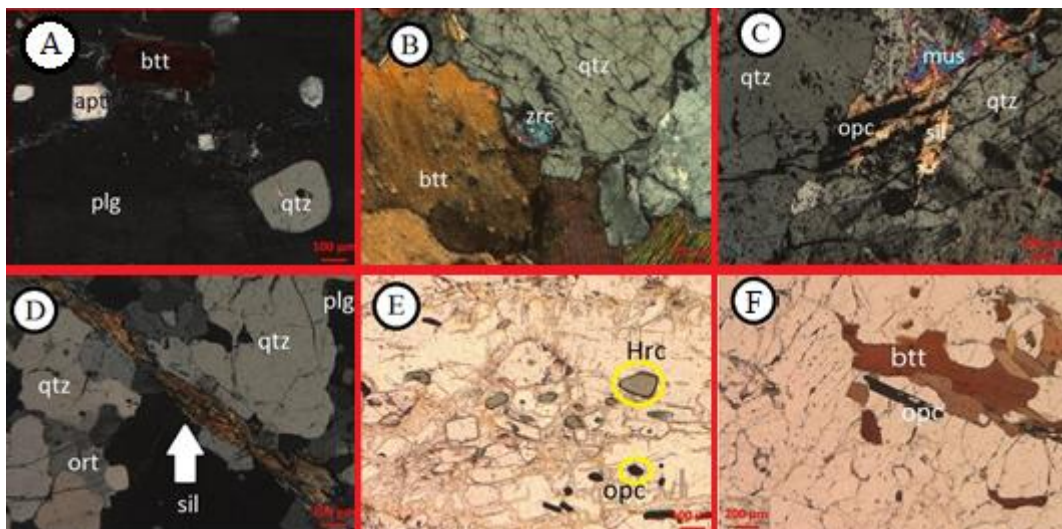


Figura 3.18: A) Grão de apatita fino, euédrico, incluído em grão de plagioclásio (LG182-A). B) Grão de zircão fino localizado próximo a grão de biotita e grãos de quartzo de granulação média (LG265-A). C) Grão fino de muscovita encontrado próximo a grão fino opaco e grão fino de sillimanita, (LG12). D) Grãos finos de sillimanita, formando agregados, conhecidos como trilhas de sillimanita (LG24B). E) Grão fino de hercinita próximo a grãos de feldspatos euédricos finos e opacos de granulação fina (LG-24B). F) Grão tabular fino de mineral opaco associado a grãos de biotita (LG24-A).

A partir das descrições apresentadas acima, classificou-se os granitos da Supersuite G2 na terminação intracontinental do arco magmático Rio Doce como biotita-monzogranitos, biotita-sienogranitos, granada-biotita-sienogranitos, granada-biotita-monzogranitos, cordierita-granada-biotita-granodiorito, biotita-granada-cordierita-sienogranito e cordierita-biotita-granodiorito. Essa classificação foi feita utilizando-se o Diagrama QAP (Quartzo, Álcali-feldspatos, Plagioclásio - Fig.3.19).

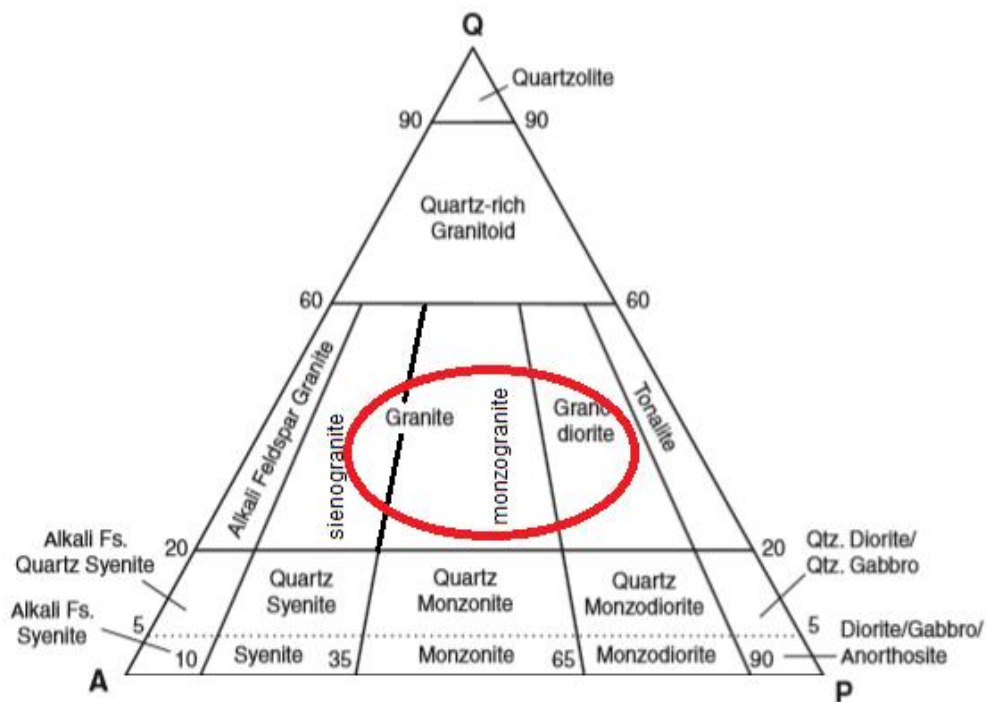


Figura 3.19: Figura modificada de Le Maitre *et al.* (2002), mostrando o diagrama QAP modal. As rochas classificadas apresentam maior densidade dentro do círculo em coloração avermelhada.

3.1.3 CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E TEXTURAL DAS ROCHAS QUE COMPÕEM A SUPERSUITE G5

A descrição sobre petrografia e texturas da Supersuite G5 nas rochas da terminação intracontinental do arco magmático Rio Doce (Fig.3.20) foram baseadas em três segmentos e foram analisadas 6 amostras coletadas no doutorado de Gonçalves (2015).

As rochas encontradas são holocristalinas, faneríticas, inequigranulares, compostas de grãos finos (0,029 a 0,92mm) a grossos (5 a 22mm), mas predominantemente grossos (5,58 a 7,36mm). Os grãos ígneos predominam nessas rochas e podem apresentar textura porfírica, glomerofírica, mirmequítica, pertítica/antipertítica e simplectítica. As rochas não-foliadas representam um total de 5 amostras. A amostra LG217 é a única representante da Supersuite G5 em que a rocha se encontra foliada. A mineralogia das rochas G5 está a seguir discriminada:

Como minerais essenciais foram observados:

Quartzo: Compõe de 15% a 40% da moda das amostras descritas. Os grãos de quartzo da Supersuite G5 apresentam variação de granulação de fina a grossa, sendo que a granulação grossa é

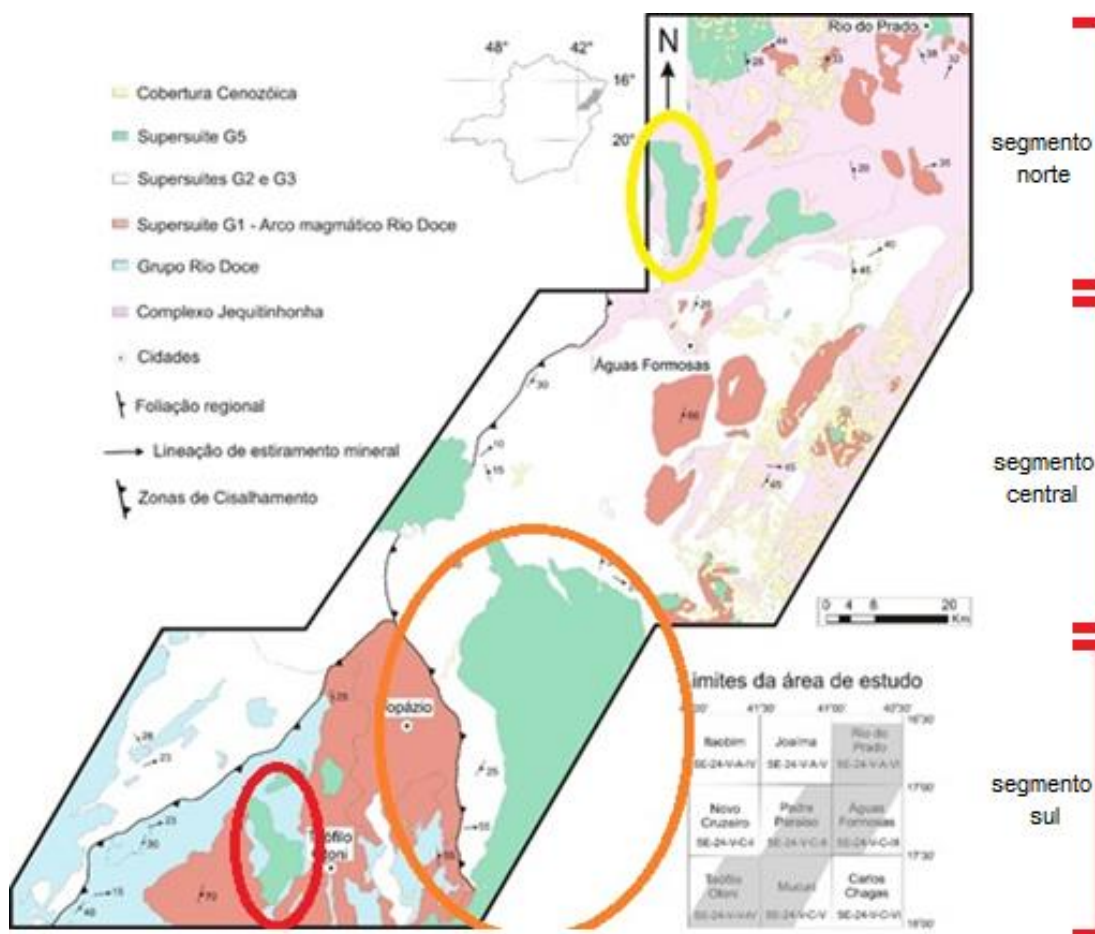


Figura 3.20: Mapa geológico simplificado da área de estudo abrangendo a Supersuite G5, em que os plútons estão identificados pelas elipses de cor amarela, laranja e vermelha (Modificado de Gonçalves *et al.* 2016).

predominante. Quanto à forma, esses grãos podem ser classificados como anédricos. Os grãos finos e médios, a exemplo do que se verificou nas supersuítas G1 e G2, apresentam-se inclusos a grãos de biotita, anfibólio, feldspatos e (piroxênio – G5) de granulação média a grossa, preenchendo vazios entre grãos e circundando grãos grossos que se encontram nas porções mais félsicas das rochas. Observa-se localmente extinção ondulante, enquanto subgrãos em grãos médios a grossos ocorrem comumente (Fig.3.21-a). A geometria das bordas dos grãos de quartzo segue os mesmos padrões das supersuítas G1 e G2, como exemplo, os contatos lobados (Fig.3.21-b) com as fases minerais de feldspatos e biotita, já descritas anteriormente. Também se observam contatos tríplices de grãos de quartzo de granulação fina a média. Os grãos de quartzo podem se apresentar fraturados e se encontram menos deformados que aqueles analisados nas supersuítas G1 e G2. Como também se viu nas supersuítas G1 e G2, a Supersuite G5 apresenta grãos de quartzo formado pela reação entre as bordas de grãos de plagioclásio e K-feldspatos resultando na textura mirmequítica.

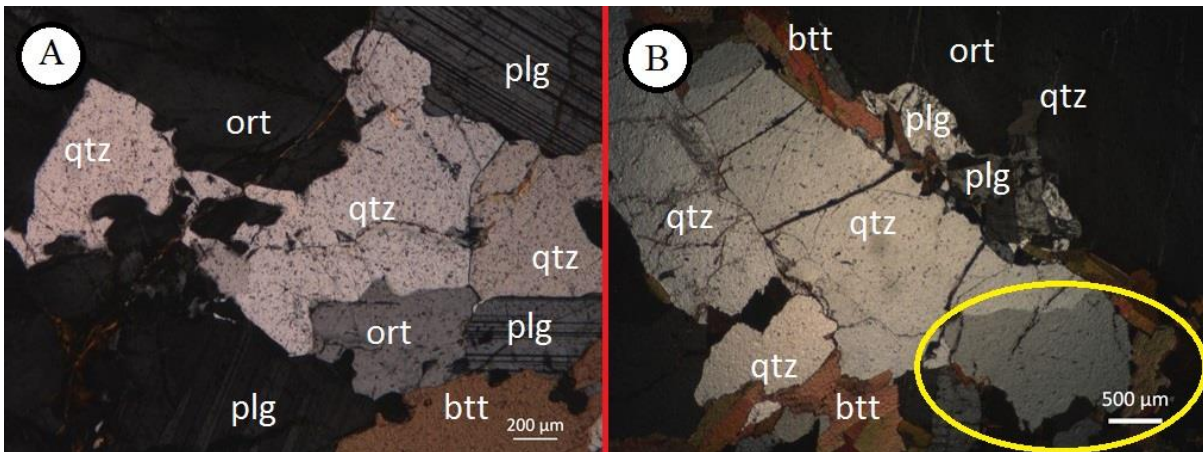


Figura 3.21: A) Quartzo de granulação média exibindo bordas lobadas (LG321- B) Quartzo de granulação grossa exibindo subgrão indicado pela elipse de cor amarela (LG217).

Plagioclásio: Compõem de 20% a 45% da composição modal das rochas da Supersuite G5. Os grãos grossos são predominantes nessas rochas, sendo estes anédricos. Feições como inclusões de grãos de plagioclásio em grãos maiores, grãos poiquilíticos de plagioclásio de granulação média a grossa, zonamento químico fraco em grãos médios a grossos, subgrãos em grãos médios a grossos e grãos maclados (Fig.3.22-a) ou não, são comuns a esta supersuite, assim como viu-se nas Supersuites G1 e G2. Os grãos de sericita são os principais minerais de alteração vistos nos grãos de plagioclásio, mas também se verificou grãos de carbonato, sendo encontrados tanto nas bordas quanto no núcleo dos grãos. As texturas mirmequíticas estão sempre presentes nestas rochas (Fig.3.22-b). Os contatos entre plagioclásio e outros grãos são similares àqueles descritos para as Supersuites G1 e G2, em que a figura (3.22-c) ilustra o contato entre grãos de plagioclásio apresentando contato lobado.

Microclínio: Compõe de 25% a 36% da composição modal. Os grãos são anédricos na maioria dos casos, e em excepcionais circunstâncias, ocorrem inclusos a grãos de plagioclásio com formas euédricas a subédricas. A granulação varia de fina a grossa, em que a granulação grossa é predominante, sendo que os grãos de microclínio desta supersuite apresentam granulação maior que os grãos das supersuites G1 e G2. Os grãos de microclínio das rochas G5 apresentam as mesmas características vistas em outras supersuites: grãos finos a médios de microclínio inclusos em outras fases minerais e ao próprio microclínio; Grãos poiquilíticos de microclínio de granulação média a grossa ocorrendo nas porções mais félsicas da rocha (Fig.3.23); Contatos lobados, irregulares e retos que as bordas desses grãos fazem com os grãos vizinhos; Maclas incipientes, primárias, tartan ou maclas primárias e secundárias deformadas; e subgrãos em grãos médios a grossos. As texturas mirmequítica e pertítica são muito comuns a essas rochas.

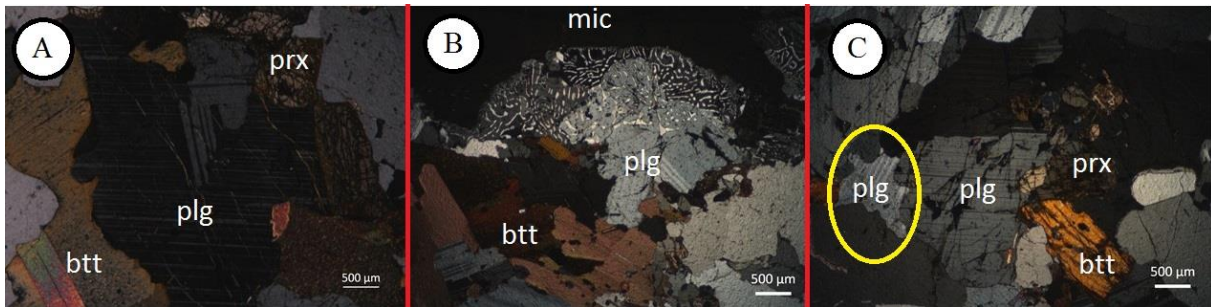


Figura 3.22: A) Grão grosso de plagioclásio exibindo maclas mecânicas (LG220). Grão médio de plagioclásio com mirmequita (LG220). C) Grão fino de plagioclásio com bordas lobadas, indicada pelo círculo amarelo (LG220).



Figura 3.23: Grão de microclínio médio poiquilítico com inclusões de quartzo, plagioclásio e biotita de granulação fina (LG29).

Ortoclásio: Os grãos de ortoclásio compõe de 25% a 44% da moda dos grãos analisados. Os grãos são anédricos, em geral, mas podem ocorrer como grãos finos euédricos sobre grãos de plagioclásio nas antiperititas. A granulação varia de fina a grossa, sendo que a granulação grossa é predominante. Os grãos de ortoclásio, predominantemente, são muito maiores que os grãos de plagioclásio e quartzo na Supersuite G5, em que se pode verificar grãos centimétricos. Os grãos de ortoclásio apresentam maclas primárias, sendo que estas podem estar totalmente ou parcialmente deformadas. Observam-se subgrãos em grãos grossos. Quanto às inclusões de ortoclásio em outros minerais e outras fases minerais se

hospedando em grãos de ortoclásio, as características são as mesmas descritas para as supersuities G1 e G2. A textura pertítica (Fig.3.24-a) é muito comum a esses grãos, assim como a textura mirmequítica ocorrendo próximo aos grãos de ortoclásio. Os contatos entre ortoclásio e outros grãos ocorrem da mesma forma vista para as supersuities G1 e G2, como por exemplo o contato lobado (Fig.3.24-b). Encontram-se grãos de microclínio coexistindo com grãos de ortoclásio nesta supersuite, como mencionado anteriormente.

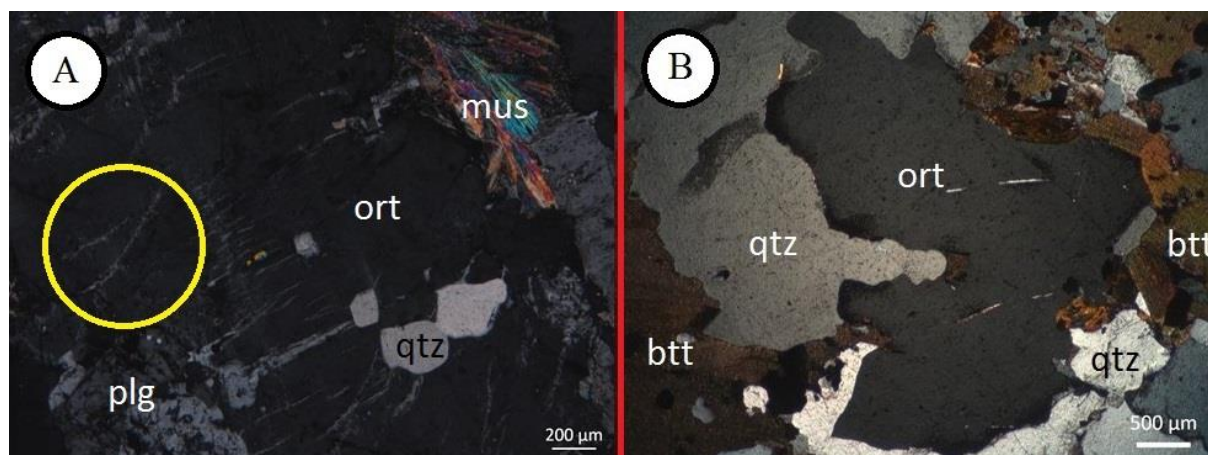


Figura 3.24: A) Pertita em grão grosso de ortoclásio, o círculo em amarelo exemplifica uma lamela de plagioclásio presente (LG222). B) Grão grosso de ortoclásio com bordas lobadas (LG321-A).

Como minerais varietais foram observados:

Biotita: Encontrou-se grãos de biotita em todas as 6 amostras estudadas, sendo grãos de origem predominantemente ígnea. As composições modais em 3 dessas amostras apresentaram-se variando de 4% a 6% (LG217, LG321-B, LG222). Nessas amostras os grãos são médios a grossos, anédricos a subédricos, sendo que as rochas LG321-B, LG222 se apresentam não-foliadas, enquanto a amostra LG217 se encontra foliada. Nas amostras LG321-A e LG220 a composição modal varia de 11% e 12% e os grãos variam de médios a grossos e são anédricos. Já a amostra LG29 a composição modal é de 21%, em que é possível verificar grãos ígneos de biotita de granulação fina, subédricos a anédricos. Verificou-se que alguns grãos grossos de biotita possuem pequenos dobramentos (Fig.3.25-a). A coloração amarronzada clara predomina entre os grãos de biotita dessa supersuite. Verifica-se nos grãos grossos a presença de muitas inclusões de grãos opacos, apatita, epidoto s.s, quartzo, feldspatos, zircão e monazita, de granulação fina. A textura glomerofírica é muito comum nestes grãos. Os contatos desses grãos com os grãos vizinhos ocorrem da mesma forma descrita para os grãos de biotita de outras supersuities. Verificam-se nesta supersuite grãos de biotita alterados, apresentando-se em coloração amarelada (Fig.3.25-b). Verificam-se grãos de quartzo em contato com grãos de biotita formando texturas simplectíticas na amostra LG321-A.

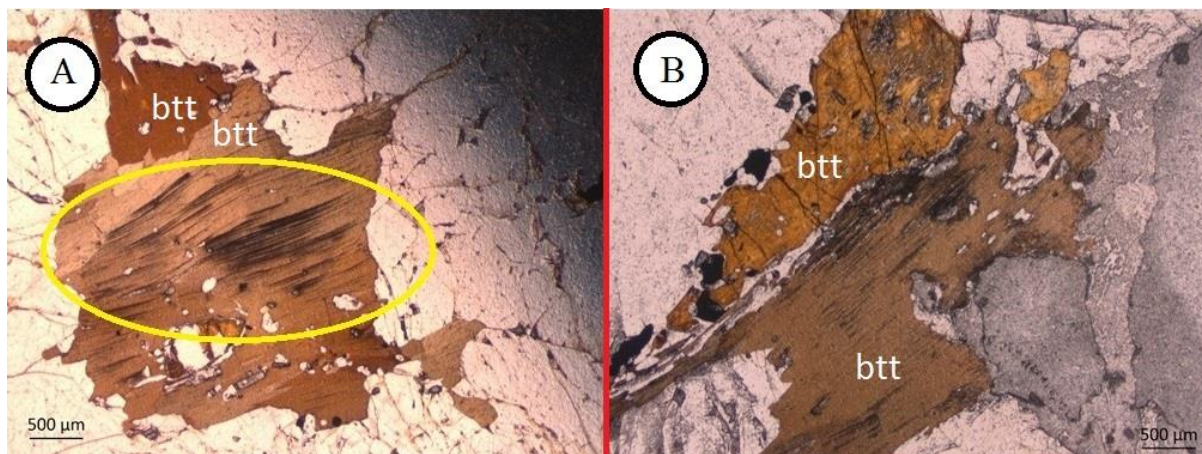


Figura 3.25: A) kink bands em grão médio de biotita (LG220). B) Grão médio de biotita alterado ao lado de outro grão de biotita mais preservado (LG321-A).

Anfibólio (hornblenda): Os grãos de anfibólio ocorrem em quatro amostras da Supersuite G5, sendo que em três delas compõe cerca de 1% a 2% da composição modal. A amostra de rocha que apresenta variação em relação a moda é a LG321-B, em que os grãos de anfibólio compõem cerca de 8%. Os grãos de anfibólio dessa supersuite são anédricos, sendo que duas amostras apresentaram granulação predominantemente fina e as outras duas apresentaram granulação predominantemente grossa. Nos grãos de anfibólio de granulação grossa é comum a inclusão de grãos finos de epidoto s.s., zircão, opaco, biotita, quartzo e apatita (Fig.3.26-a). A coloração dos grãos de anfibólio varia entre esverdeada a levemente amarronzada. Os grãos de anfibólio estão localizados próximo a grãos máficos como biotita e piroxênio. Alterações ocorrem próximo a grãos de anfibólio como concentrações de hidróxido de ferro.

Ortopiroxênio: Os grãos de ortopiroxênio perfazem de 3% a 5% da composição modal. Os grãos são tabulares, anédricos e apresentam-se em granulação fina a grossa, predominantemente média, sendo encontrados somente nas lâminas LG220 e LG321-B. Fraturas são comumente encontradas nesses grãos e são preenchidas por minerais de alteração como sericita e hidróxido de ferro. Os grãos de piroxênio apresentam inclusões de grãos de quartzo, feldspatos e zircão euédrico de granulação fina. Estes grãos se associam principalmente a minerais máficos como biotita, opacos e anfibólio (Fig.3.26-b). Os contatos das bordas de grãos de ortopiroxênio são retas, irregulares e curvilíneas.

Granada: Os grãos de granada foram encontrados em somente uma amostra, na LG222, e estes grãos são semelhantes aos encontrados na Supersuite G1. Os grãos de granada têm granulação fina, são anédricos e podem apresentar bordas retas a curvas com composição modal inferior a 1%. Os grãos dessa amostra não apresentam inclusão de grãos e se associam a grãos finos a médios de biotita em uma rocha não foliada. Os grãos de granada verificados nesta supersuite se assemelham aos grãos de granada do primeiro tipo das supersuites G1 e G2.

Como minerais acessórios foram observados:

Muscovita: Os grãos de muscovita compõem menos de 1% das rochas analisadas. Possuem baixa representatividade nessas rochas, sendo que sua presença é inferior àquelas descritas para as supersuites G1 e G2. Quando presentes, estes grãos possuem granulação fina e possuem características quanto à forma e associação com demais grãos da rocha semelhantes a aquelas vistas para a Supersuite G1.

Zircão: Os grãos de zircão são comuns nas rochas G5. Distinguindo-se dos grãos já mencionados nas rochas G1 e G2, os grãos de zircão desta supersuite são euédricos e/ou subédricos, raramente anédricos, sendo que a geração de halos pleocroicos em biotita e anfibólio não é tão presente (Fig.3.26-c). A composição modal dos grãos é inferior a 1%.

Apatita: Compõe menos de 1% da composição modal das rochas da Supersuite G5. Quanto à granulação e forma estes grãos apresentam as mesmas características vistas nas supersuites G1 e G2. Os grãos de apatita associam-se predominantemente a grãos de feldspatos, quartzo e biotita, que foram anteriormente descritos nas supersuites G1 e G2.

Rutilo: Encontraram-se grãos de rutilo compondo menos de 1% da composição modal da amostra LG222, na Supersuite G5. Estes grãos possuem granulação fina e são anédricos, estando associados a grãos de biotita e anfibólio (Fig.3.26-d).

Monazita: Nesta supersuite os grãos de monazita possuem baixa ocorrência e sua composição é inferior a 1%. Os grãos de monazita são mais euédricos do que os descritos para as supersuites G1 e G2 e apresentam granulação fina (Fig.3.25-e).

Titanita: Compõem menos de 1% da composição modal e ocorrem somente em uma amostra, a LG29. Estes grãos são anédricos e possuem granulação fina, como os vistos na Supersuite G1. Os grãos de titanita estão associados a minerais máficos como grãos de biotita e opacos.

Allanita: Compõe menos de 1% da composição modal, ocorrendo somente na amostra LG29. Os grãos de allanita apresentam-se como grãos anédricos e estes possuem granulação fina podendo associar-se a grãos de biotita formando halos pleocroicos e também a grãos de feldspatos e quartzo, provocando fraturas nesses grãos, a exemplo do que se viu nos grãos de allanita que ocorrem na Supersuite G1.

Como minerais secundários foram observados:

Clorita: Os grãos de clorita ocorrem integrando menos de 1% da composição modal, encontrados somente na amostra LG321-A. O que chama atenção, é que os grãos de clorita encontrados na amostra G5 apresentam formas radiais, são circulares e se associam a outro mineral de alteração, o carbonato (Fig.3.26-f).

Sericita: Estes grãos ocorrem com composição modal inferior a 1%. Como já foi visto nas outras supersuites, a sericita também ocorre como o principal mineral de alteração, sendo que as características dos grãos são as mesmas que foram mencionadas para as supersuites G1 e G2.

Epidoto s.s.: Os grãos de epidoto da Supersuite G5 compõe menos de 1% da composição modal. Apresenta-se nas amostras LG220 e LG321-B e possuem as mesmas características vistas para os mesmos representantes das Supersuites G1 e G2 no que diz respeito a granulação, forma e associação mineralógica.

Opacos: Os grãos opacos são comumente verificados nesta supersuite. Estes possuem granulação fina, mas apresentam grãos mais grossos quando comparados com as supersuites G1 e G2. Nesta supersuite estes são encontrados próximo a grãos de anfibólio e estão associados a grãos de piroxênio, em que se verifica a substituição dos grãos de piroxênio por grãos opacos.

Carbonato: Os grãos de carbonato representam menos de 1% da composição modal na amostra LG321-A, única amostra da Supersuite G5 em que este mineral foi encontrado. Os grãos de carbonato são finos e anédricos, ocorrendo como produto de alteração de minerais de feldspatos. Associado a este mineral encontrou-se outro mineral secundário, a clorita, mencionada anteriormente (Fig.3.26-f).

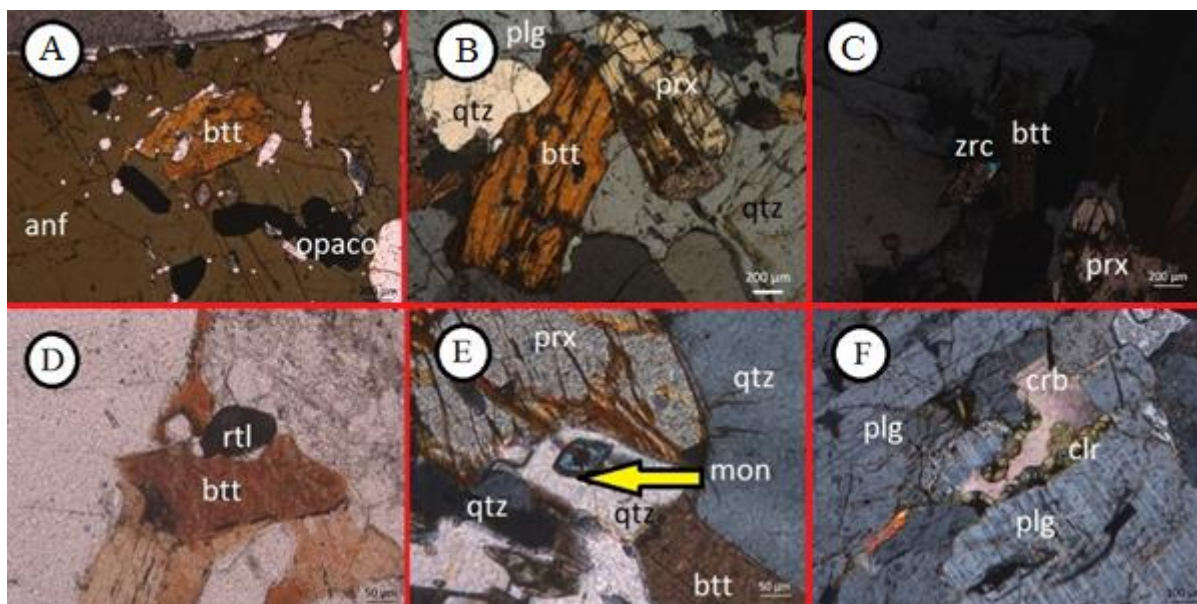


Figura 3.26: A) Grão grosso de anfibólio com inclusões de biotita e opacos (LG321-B). B) Grão médio de piroxênio próximo a biotita e quartzo (LG220). C) Grão fino de zircão incluído em grão de biotita. D) Grão fino de rutilo incluído em biotita (LG222). E) Grão fino de monazita próximo a grão de quartzo (LG220). F) Grão fino de carbonato e grão fino de clorita e radial incluído em grão de plagioclásio (LG321-A).

Por meio das análises mineralógicas classificou-se as rochas da Supersuite G5 na terminação intracontinental do arco magmático Rio Doce como anfibólio-biotita-monzogranitos, anfibólio-piroxênio-biotita-monzogranitos, granada-biotita-monzogranitos, biotita-granodioritos. A referência para classificação é o Diagrama QAP (Fig. 3.27)

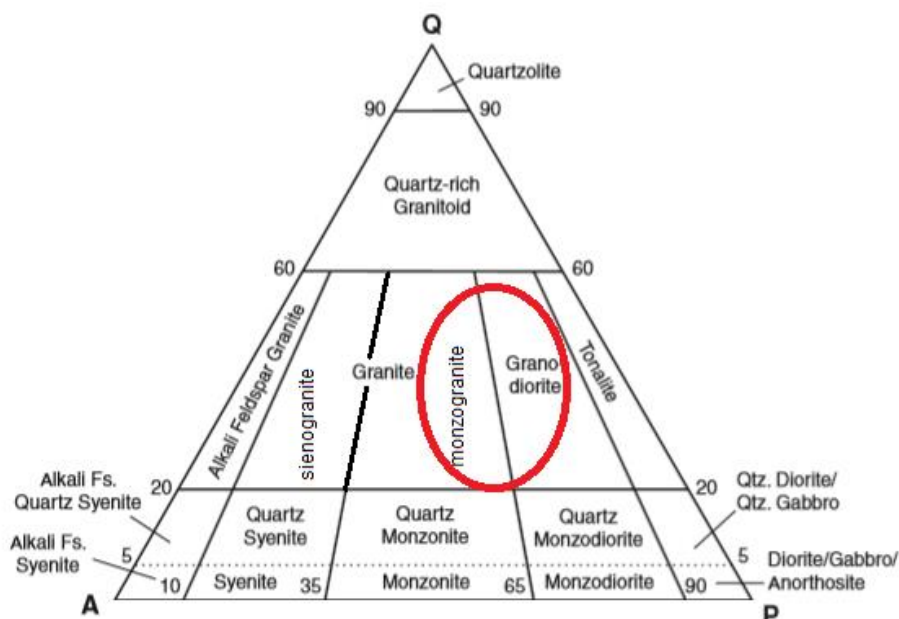


Figura 3.27: Figura modificada de Le Maitre *et al.* (2002), mostrando o diagrama QAP modal. As rochas da Supersuite G5 apresentam maior densidade dentro do círculo indicado pela coloração avermelhada.

3.2 ANÁLISES EM MEV-EDS

A partir das análises em microscópio óptico para as rochas da Supersuite G1, selecionaram-se as amostras mais representativas da área de estudo para análises em MEV-EDS. Este item de análises apresentará fotomicrografias obtidas por MEV-EDS que são baseadas na detecção de elétrons retroespalhados, representadas pelas Figuras 3.28, 3.29, 3.30, 3.31, 3.32, com intuito de buscar indícios de fusão parcial de rocha e ressaltar feições texturais entre as fases presentes nas amostras selecionadas. Além disso, este item apresentará microanálises pontuais e lineares realizadas em grãos de granada, biotita, plagioclásio e um provável grão de cordierita, com o objetivo de ressaltar a composição química dos grãos selecionados e verificar zonamentos químicos internos.

Não foram feitas análises em MEV-EDS nas rochas G2 e G5 pelo fato da Supersuite G1 ser o principal foco deste estudo e também pelo alto custo que estas análises demandam a Universidade Federal de Ouro Preto.

A Figura 3.28 apresenta fotomicrografias obtidas a partir da amostra LG43, relativa ao plúton 1 no segmento norte da área de estudo, em que foram detectados grãos de granada (Fig.3.28-a,b), grãos de biotita com orientação preferencial (Fig.3.28-c) e feições de migmatização em grãos félsicos (Fig.3.28-d).

A Figura 3.29 apresenta fotomicrografias relativas a amostra LG92-B, sendo esta pertencente ao plúton 7, localizado no segmento norte da área de estudo. Estas fotomicrografias visaram realçar feições

indicativas de processos de fusão parcial (Fig.3.29-a,b) e características texturais de grãos de biotita (Fig.3.29-c,d).

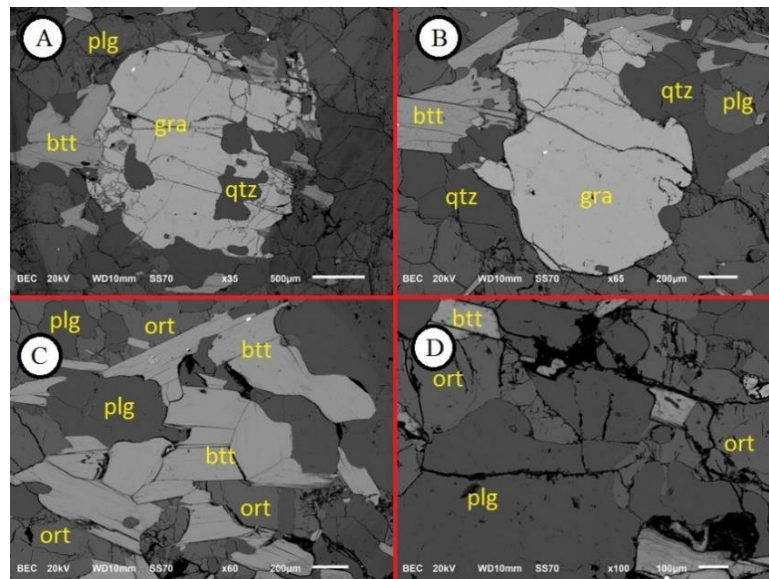


Figura 3.28: Fotomicrografias obtidas por MEV, baseadas na detecção de elétrons retroespalhados. a) Grão de granada com inclusões de grãos de quartzo com bordas lobadas. b) Outro grão de granada da mesma amostra, sem inclusões. c) Grãos de biotita de granulação fina a média formando aglomerados. d) Bordas lobadas em grãos de feldspatos (plagioclásio, ortoclásio).

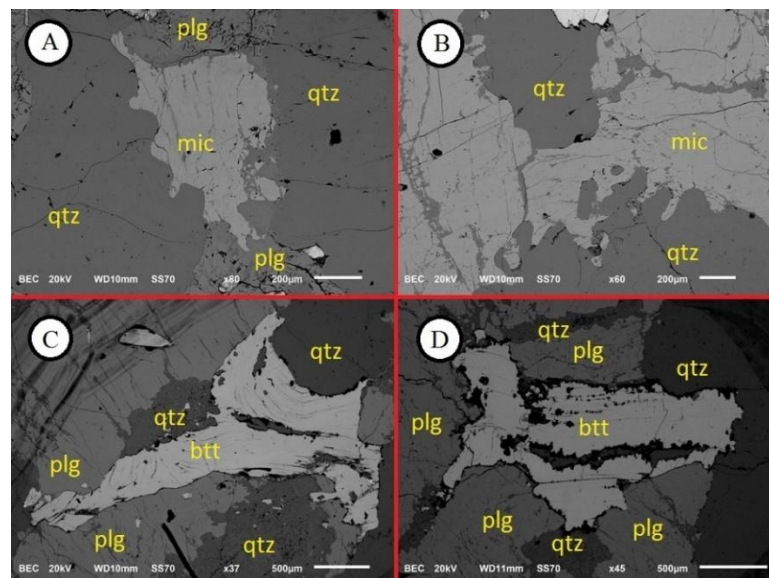


Figura 3.29: Fotomicrografias obtidas por MEV, baseadas na detecção de elétrons. a) Bordas lobadas em grãos de microclínio no contato com quartzo. b) Bordas lobadas em grãos de microclínio no contato com quartzo. c) e d) Grãos de biotita de granulação média apresentando inclusões de grãos opacos nas bordas.

A Figura 3.30 apresenta fotomicrografias referentes a amostra LG173, representante das rochas G1 no segmento central da área de estudo. Com a exposição das fotomicrografias viu-se de forma mais aprofundada feições indicativas de fusão parcial (Fig.3.30-b,d) e texturas mirmequítica e de exsolução (Fig.3.30-a,c).

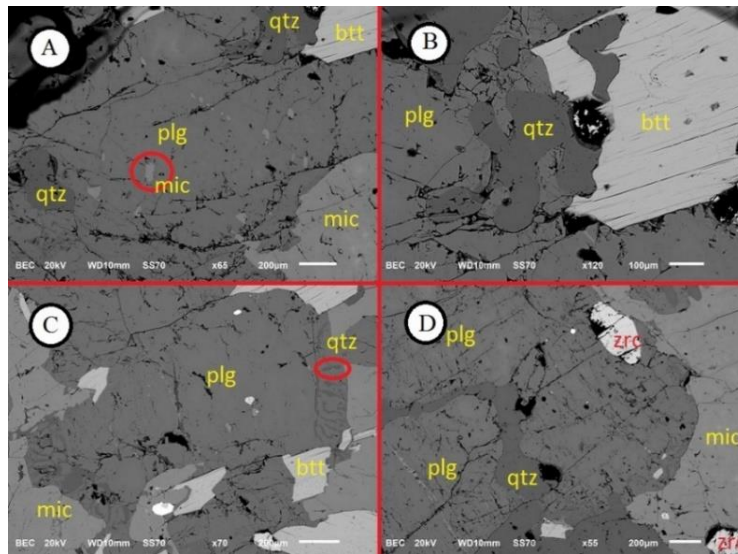


Figura 3.30: Fotomicrografias obtidas por MEV, baseadas na detecção de elétrons. a) Grão de plagioclásio apresentando inclusões de grãos de K-feldspato de granulação fina, anédricos a euédricos. b) Bordas lobadas de quartzo no contato com grãos de zircão, biotita e plagioclásio. c) Textura mirmequítica na borda de grãos de plagioclásio. d) Inclusão de grãos de quartzo preenchendo fraturas de grão de plagioclásio.

As Figuras 3.31 e 3.32 apresentam fotomicrografias que relatam as microtexturas das amostras LG251 e LG276, em que estas representam as rochas da Supersuite G1 no segmento sul da área de estudo. As fotomicrografias mostram feições relativas a indícios de fusão parcial (Fig.3.31-b), grãos finos contornando grãos médios (Fig.3.31-a), textura de exsolução (Fig.3.32-a,b,c), detalhes do grão de cordierita ao qual se encontrou dificuldades para identificá-lo por meio de microscopia óptica (Fig.3.31-c,d) e feições que indicam orientação preferencial de grãos euédricos de K-feldspatos (Fig.3.32-d).

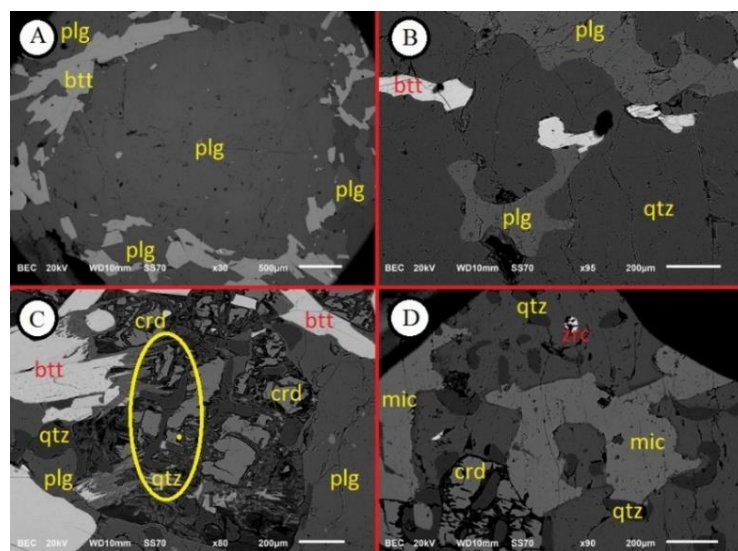


Figura 3.31: Fotomicrografias obtidas por MEV, baseadas na detecção de elétrons. a) Grão de plagioclásio de granulação média com zonamento químico fraco envolto por grãos de plagioclásio de granulação fina. b) Grão de plagioclásio com bordas lobadas incluído em grão de quartzo. c) Grão de cordierita com grãos de quartzo com bordas lobadas ao longo de microfraturas. Pode-se encontrar grãos de muscovita e biotita associados a esta estrutura. d) Grão de cordierita envolto a bordas lobadas de K-feldspato e gotas de grãos de quartzo.

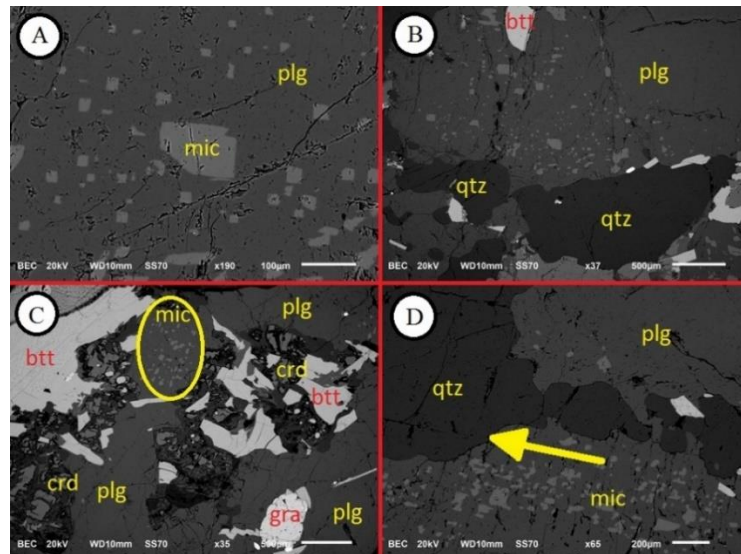


Figura 3.32: Fotomicrografias por MEV, baseadas na detecção de elétrons. As figuras a) b) c) e d) apresentam grãos de microclínio de granulação fina, subédricos a euédricos, definindo a textura de exsolução antiperitita. Na figura (d) é possível verificar orientação preferencial de cristais euédricos de grãos finos de K-feldspatos.

Realizaram-se microanálises químicas pontuais e lineares para caracterizar variações composicionais nas fases encontradas, como zonamento químico em feldspatos, composição química de grãos de biotita e granada, e identificação de uma fase mineral a qual se encontrou dificuldades quanto à sua identificação por microscopia óptica.

Granada: Realizaram-se microanálises pontuais em grãos de granada (Fig. 3.33-a,b), afim de se determinar a composição química deste grão para uma posterior classificação e comparação com os grãos de granada encontrados na porção central do arco magmático. A proporção (concentração) dos elementos encontrados está apresentada na (Tabela 3) em que os resultados obtidos na análise química para a granada estão determinados em % Óxido. Na (Tabela 3) também são apresentados os valores padrão para almandina segundo Deer *et al.* (1992) para comparação dos grãos.

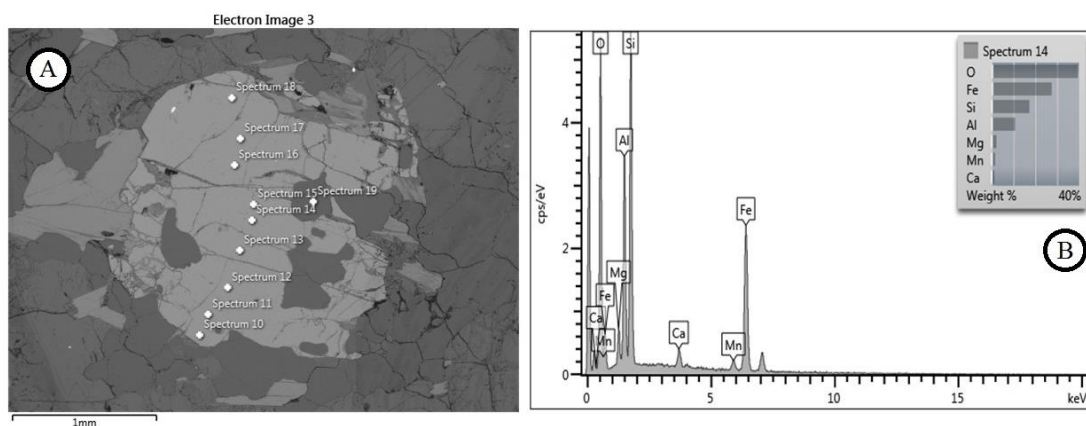


Figura 3.33: a) Fotomicrografia por MEV baseada na detecção de elétrons apresentando um grão de granada de granulação média, anédrica e fraturada com grãos de quartzo inclusos com bordas lobadas. Grão presente na amostra LG43. b) Espectrograma mostrando a % Peso de elementos determinados para o “Spectrum 14”, em que se nota uma alta concentração dos elementos Fe e Al no grão analisado.

Tabela 3: Dados apresentados a partir da análise química em MEV-EDS de grão de granada mostrado na Figura 3.33 e os valores padrão para almandina segundo Deer *et al.* (1992).

Óxido	Spectrum 19	Spectrum 10	Spectrum 11	Spectrum 12	Spectrum 13	Spectrum 14	Spectrum 15	Spectrum 16	Spectrum 17	Spectrum 18	Almandina (Padrão)
MgO		3,29	3,48	3,74	3,69	3,62	3,62	3,93	3,68	3,65	0,9
Al ₂ O ₃		20,32	20,44	20,14	20,2	20,36	20,23	20,59	20,32	20,71	21,4
SiO ₂	100	36,19	36,67	36,88	36,17	36,88	36,63	35,72	36,04	36,52	36,7
CaO		1,72	1,83	2,27	2,5	1,68	2,11	1,84	1,73	1,62	9,02
MnO ₂		2,69	2,21	2,32	2,49	2,06	2,53	2,49	2,63	2,31	1,14
FeO		35,79	35,38	34,65	34,96	35,39	34,89	35,43	35,6	35,2	29,9
TiO ₂											0,75
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	99,81

Corroborando com o espectrograma da Figura 3.33-b, a análise dos dados químicos da Tabela 3 indica um silicato com alto teor de FeO e Al₂O₃.

Realizou-se um mapa composicional em uma amostra de granada para avaliar se há variações químicas do centro para borda do grão (Fig. 3.34). As cores empregadas no mapa são artificiais, com intuito de proporcionar uma melhor visualização ao leitor.

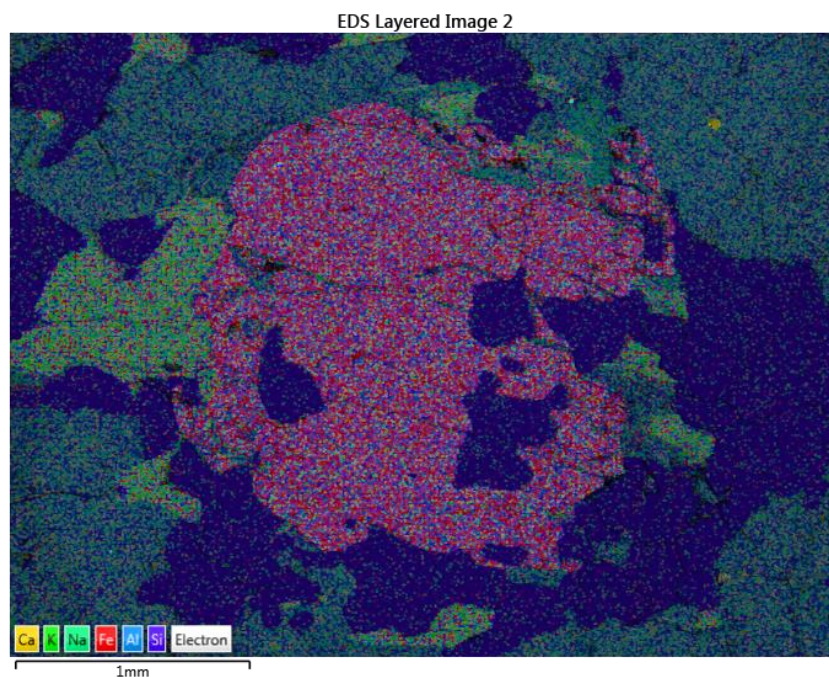


Figura 3.34: Mapa composicional (MEV-EDS) que mostra distribuição homogênea dos elementos internamente no grão.

Com a geração do mapa, verifica-se que os elementos estão distribuídos homogeneamente no grão sem anomalias locais, ou mesmo, zonamento químico.

A comparação entre os valores padrão de Almandina apresentados por Deer *et al.* (1992) e os valores apresentados na Tabela 3 para o grão de granada do segmento norte do arco magmático confirmam que a granada encontrada na amostra LG43 é mesmo do tipo almandina.

Biotita: As microanálises em grãos de biotita permitiram averiguar se há variação composicional entre grãos que apresentaram diferença de coloração nas análises por meio de microscopia óptica. Serão apresentados os dados das análises químicas referentes aos grãos com coloração bege/amarronzada e grãos com coloração avermelhada em uma tabela, com uma posterior análise visando a correlacionar os grãos de biotita selecionados.

Realizaram-se microanálises pontuais nos grãos de biotita com coloração bege/amarronzada. Os resultados das microanálises são apresentados a seguir por meio das (Figuras 3.35-a,b) e (Tabela 4), sendo que os dados expostos da análise química estão dispostos em % Óxido.

Para haver comparação entre as duas variedades de grãos de biotita, realizaram-se microanálises em grão de coloração avermelhada. Os dados obtidos nas análises químicas estão apresentados por meio das (Figuras 3.36-a,b) e Tabela 4, em que os dados que estão dispostos na tabela se encontram em % de óxido.

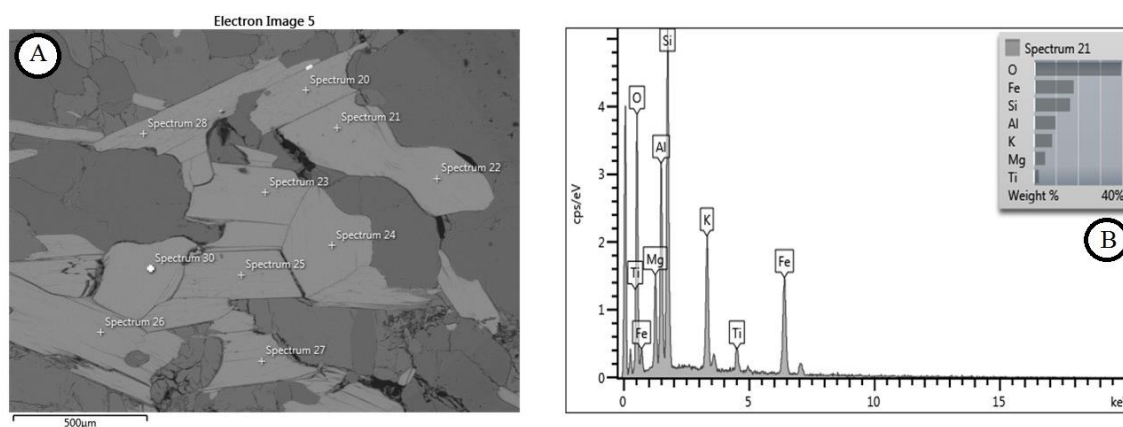


Figura 3.35: a) Fotomicrografia obtida por MEV-EDS de grãos de biotita de granulação fina a média, anédricas a subédricas (lâmina LG43). b) Espectrograma mostrando a % peso de elementos determinados para o “*Spectrum 21*”.

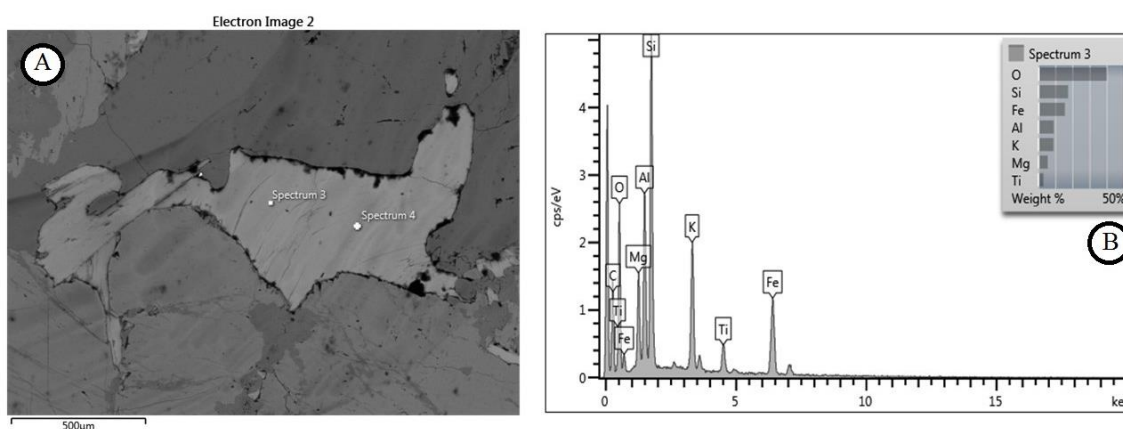


Figura 3.36: a) Fotomicrografia obtida por MEV-EDS de grão de biotita de granulação média, anédrico (amostra LG92-b). b) Espectrograma mostrando a % peso de elementos determinados para o “*Spectrum 3*”.

Tabela 4: Dados apresentados a partir da análise química em MEV-EDS de grão de biotita com coloração bege/amarronzada e de coloração avermelhada.

Óxido	Biotita Bege/Amarronzada										Biotita Vermelhada	
	Spectrum 19	Spectrum 10	Spectrum 11	Spectrum 12	Spectrum 13	Spectrum 14	Spectrum 15	Spectrum 16	Spectrum 17	Spectrum 18	Spectrum 3	Spectrum 4
MgO	7,94	8,61	8,05	8	7,99	8,12	7,78	8,07	8,1	7,98	9,33	9,33
Al ₂ O ₃	17,88	18,75	18,36	18,5	18,67	18,62	18,86	18,55	19,5	18,57	17,19	17,47
SiO ₂	35,38	35,23	36,42	35,84	35,33	35,79	35,09	35,16	35,18	35,54	37,5	37,05
K ₂ O	10,43	10,11	10,55	10,21	10,35	10,08	10,81	10,59	10,12	10,32	10,79	10,42
FeO	23,99	23,31	22,6	23,27	23,5	23,23	22,96	23,13	21,86	23,4	20,08	20,92
TiO ₂	4,39	3,99	4,02	4,19	4,17	4,16	4,49	4,51	4,24	4,19	5,1	4,81
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

O espectrograma da figura 3.35-b em conjunto com a Tabela 4 indicam a presença de um silicato com alta proporção dos compostos FeO e Al₂O₃.

O espectrograma apresentado na Figura 3.36-b em conjunto com a análise dos dados químicos na Tabela 4, indicam também um silicato que apresenta alto teor em FeO e Al₂O₃.

A partir da análise dos dados mencionados, verificou-se uma pequena variação composicional entre os grãos de biotita que apresentam coloração bege/amarronzada dos grãos de biotita que apresentam coloração avermelhada. Os grãos de biotita com coloração bege/amarronzada são enriquecidos em FeO, podendo apresentar teor superior de até 4% quando comparados aos grãos de biotita de coloração avermelhada. As quantidades de MgO, Al₂O₃, K₂O e TiO₂ possuem variações sutis entre os tipos de biotita analisadas, em torno de 1%. De acordo com Deer *et al.* (1992), o aumento da composição de TiO₂ na rocha é responsável pela coloração mais avermelhada em grãos de biotita. Portanto, a diferença de coloração entre os grãos de biotita se refere a sutil variação na composição de TiO₂ que cada grão apresenta, como foi verificado nas microanálises químicas.

Plagioclásio: Realizaram-se microanálises (pontuais e lineares) para determinação da variação composicional em um grão de plagioclásio zonado. O grão selecionado para as análises pertence a amostra LG251, sendo um grão é anédrico e possui granulação grossa. Os dados obtidos na respectiva análise estão dispostos nas (Figuras 3.37-a,b,c e 3.38) e (Tabela 5), em que os resultados obtidos na análise química estão em % Óxido. Os valores padrão para andesina e labradorita levantados por Deer *et al.* (1992) também estão indicados na Tabela 5 como base para comparação.

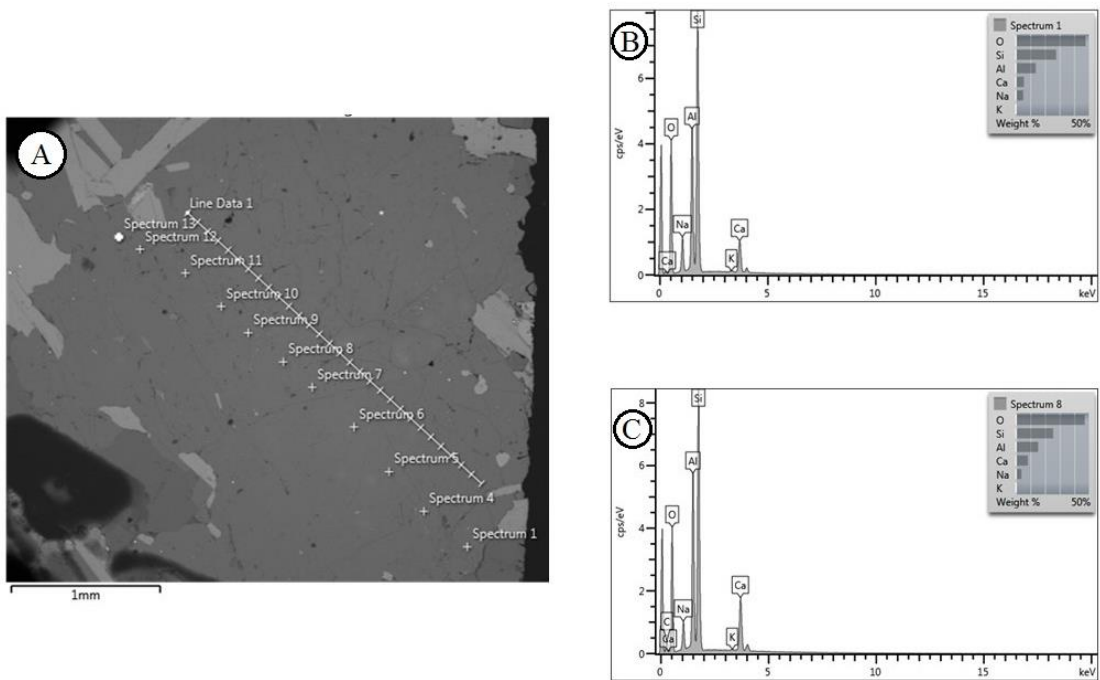


Figura 3.37: a- Fotomicrografia obtida por MEV-EDS baseada na detecção de elétrons em grão de plagioclásio de granulação grossa, anédrico. Realizou-se no grão microanálises pontuais e lineares como mostra a figura. b-c: Espectrogramas mostrando a % Peso de elementos determinados para o “*Spectrum 1*” e “*Spectrum 8*”, respectivamente (amostra LG251).

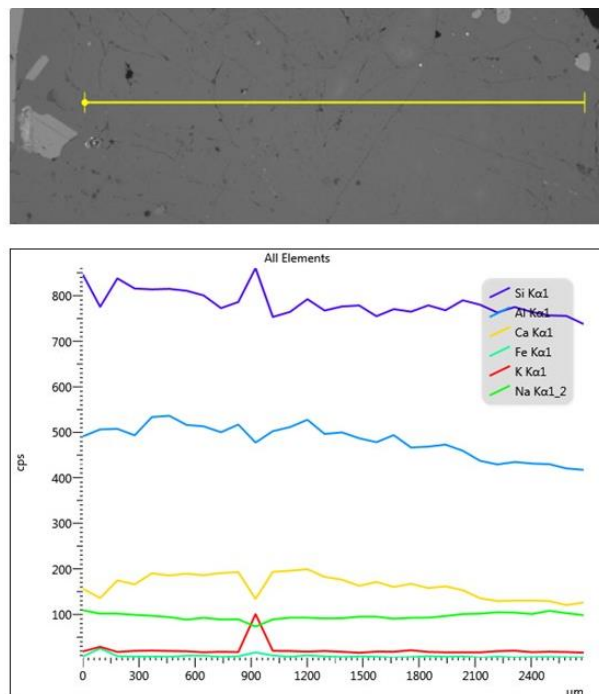


Figura 3.38: Fotomicrografia e espectrograma utilizados para uma microanálise linear em um grão de plagioclásio. O espectrograma obtido mostra as variações de concentração de cada elemento presente no grão analisado.

Tabela 5: Resultados em relação a composição química do grão de plagioclásio zonado ao qual fez-se análises pontuais e valores padrão para andesina e labradorita segundo Deer *et al.* (1992).

Óxido	Spectrum 1	Spectrum 4	Spectrum 5	Spectrum 6	Spectrum 7	Spectrum 8	Spectrum 9	Spectrum 10	Spectrum 11	Spectrum 12	Spectrum 13	Andesina (Padrão)	Labradorita (Padrão)
Na ₂ O	6,91	6,87	6,18	5,92	5,15	5,2	6,18	5,89	6,61	7,13	6,69	6,48	4,01
Al ₂ O ₃	25,82	25,7	27,24	27,64	27,93	28,68	27,14	27,02	26,5	25,8	26,55	26,44	29,7
SiO ₂	59,17	59,01	56,75	55,86	55,35	54,48	56,78	56,61	57,75	58,83	58,15	58,1	52,42
K ₂ O	0,31	0,27	0,38		0,34	0,2		0,2	0,45	0,26		1,1	0,21
CaO	7,8	8,15	9,45	10,58	11,23	11,45	9,9	10,28	8,69	7,97	8,62	7,84	12,65
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	99,96	98,99

A figura 3.39 apresenta um mapa composicional com o intuito de detectar variações para os elementos da borda do grão em relação ao seu núcleo.

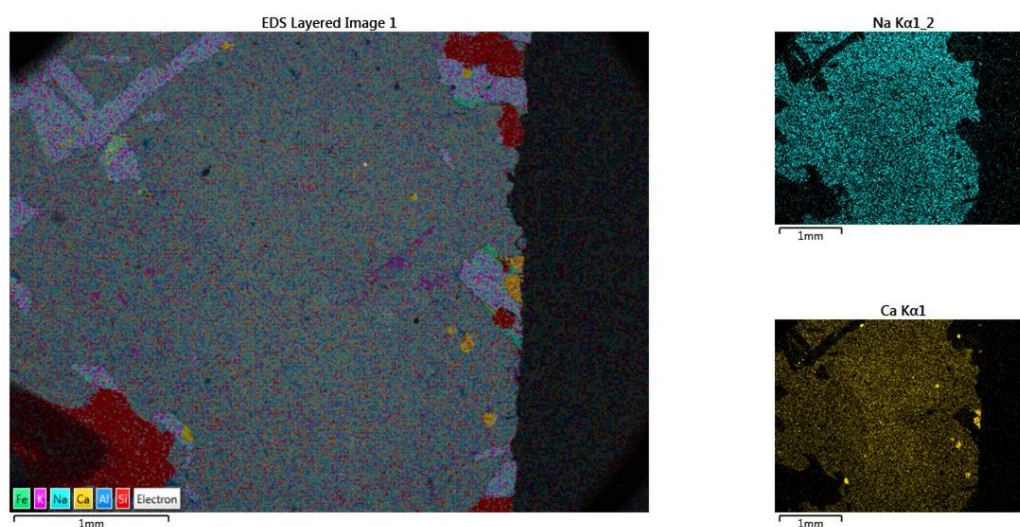


Figura 3.39: Mapa composicional (MEV-EDS) realizado em grão de plagioclásio que apresenta zonamento químico, o elemento Na está com coloração azul e o elemento Ca está com coloração amarela. Vale ressaltar que as cores são artificiais para melhorar a visualização das imagens.

Nas análises pontuais, verificou-se um aumento do elemento Ca das bordas em direção ao núcleo, o mesmo fato ocorreu com o elemento Al. Em contrapartida, a concentração de Si e Na diminui em direção ao núcleo dos grãos. Estas são evidências de um zonamento concêntrico normal que ocorre neste grão de plagioclásio. O núcleo do grão é relativamente enriquecido em cálcio e as bordas do grão são enriquecidas em sódio. Este evento ocorre em resposta à diminuição na temperatura de cristalização. Essas variações composicionais foram observadas de forma sutil por meio dos mapas composicionais.

O espectrograma mostrado na Figura 3.37 apresenta um pequeno pico positivo para potássio e silício, sendo que o mesmo ponto corresponde a um pico negativo para alumínio e cálcio, mas as proporções de sódio e ferro foram pouco alteradas. Pode-se relacionar este resultado a presença de um grão ou lamela de K-feldspato formada sobre o grão de plagioclásio, conforme ilustra a Figura 3.31, em que a textura de exsolução, antiperitita, foi descrita nas rochas dessa supersuite.

A análise dos dados químicos (Tabela 5) indicam que o grão de plagioclásio apresenta variações de CaO e Na₂O do núcleo para a borda, sugerindo variedade dos tipos andesina e labradorita.

A partir da análise do mapa composicional, as diferenças de tonalidades entre o núcleo e a borda dos grãos revelam sutis variações para os elementos Ca e Na, confirmando o que se viu nas descrições por meio de microscopia óptica, em que os grãos de plagioclásio da terminação intracontinental do Arco Rio Doce apresentam zonamento químico fraco.

Na comparação dos valores apresentados pelas análises químicas para grãos de plagioclásio da Supersuite G1 com os valores padrão para andesina e labradorita segundo Deer *et al.* (1992), ambos apresentados na tabela 5, pôde-se inferir que nas bordas do grão de plagioclásio zonado predomina o componente andesina enquanto no núcleo tem-se o componente labradorita.

Grão não-identificado: Realizaram-se microanálises químicas em um grão ao qual houve dúvidas quanto à sua identificação por suas características ópticas. O grão se assemelha a um ortopiroxênio, e se encaixa na classificação de Gonçalves *et al.* (2016) que descreve, localmente, a presença de ortopiroxênio na Supersuite G1. Para certificar a ocorrência de tal fase e também sua composição química, realizou-se microanálises pontuais neste grão (Fig.3.40 a – b, *spectrum* 52) sendo que os resultados das respectivas análises estão apresentados na (Tabela 6) em que a concentração dos elementos encontrados na análise química estão em % Óxido.

Trata-se de um mineral rico em alumínio, para o qual a concentração dos óxidos contrasta com a esperada para ortopiroxênio (Deer *et al.* 1992). A composição química encontrada para o grão pertencente a Supersuite G1 se assemelha ao valor médio de 30 amostras de grãos de cordierita apresentados por Erdmann *et al.* (2009) no Batólito South Mountain na região de Nova Scotia, Canadá, e também ao valor padrão para cordierita dado por Deer *et al.* (1992), ambos apresentados na Tabela 6.

Também se fez o (Gráfico 1) para realçar as semelhanças entre grãos de cordierita da Supersuite G1 com os valores padrão de cordierita segundo Deer *et al.* (1992) e os grãos de cordierita encontrados no Batólito South Mountain na região de Nova Scotia, Canadá de acordo com Erdmann *et al.* (2009).

Tabela 6: Comparação por meio de tabela entre os grãos de cordierita encontrados em Nova Scotia – Canadá, grãos de cordierita da Supersuite G1 e os valores padrão de cordierita apresentados por Deer *et al.* (1992).

Óxido	SMB, Nova Scotia	Deer <i>et al.</i> (1992)	Sup.G1 - O.A.
MgO	7,25	7,56	6,98
Al ₂ O ₃	32,76	29,96	32,01
SiO ₂	48,42	47,69	49,15
Fe ₂ O ₃	9,7	11,02	11,86
Total	98,13	96,23	100

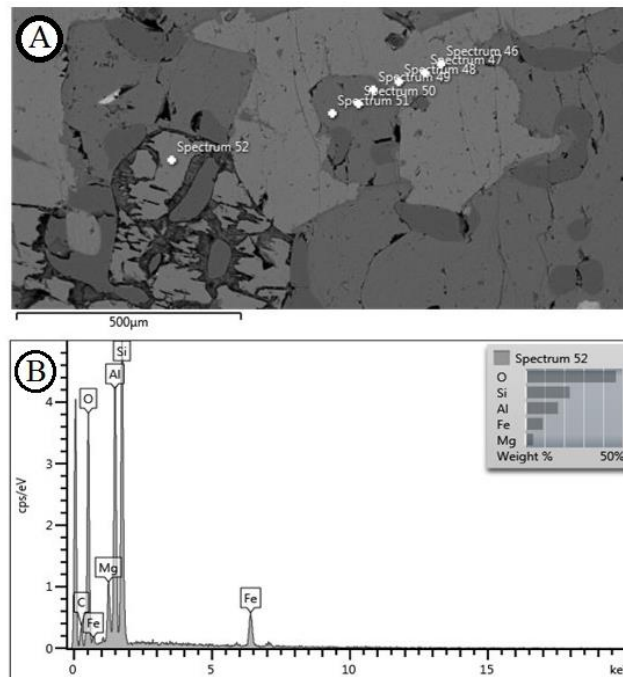
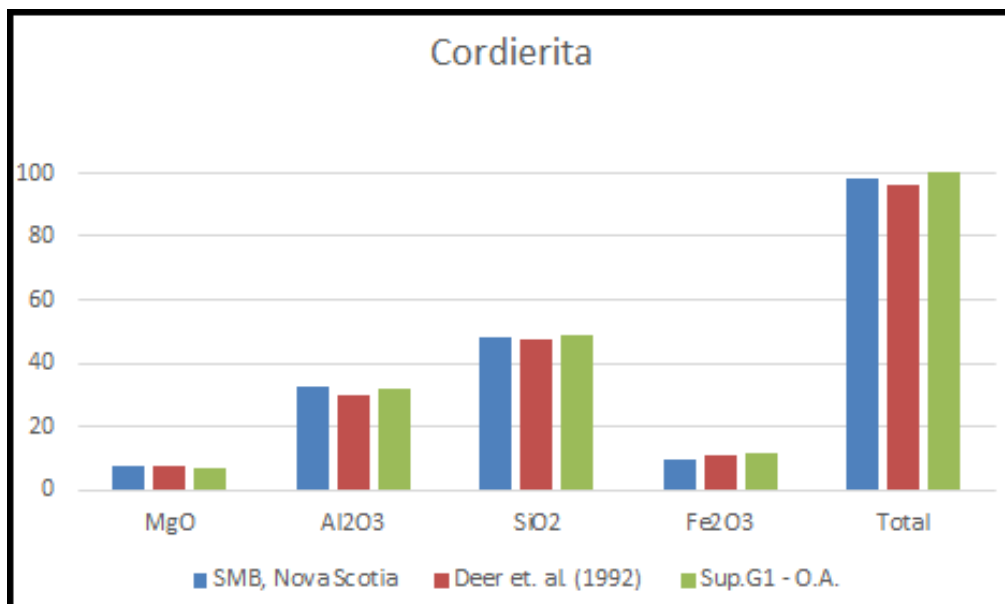


Figura 3.40: a) Fotomicrografias obtidas por MEV-EDS baseada na detecção de elétrons em grão anédrico de granulação média, relevo alto, sendo que estes podem apresentar inclusões de grãos de quartzo e feldspatos e associado a grãos de biotita principalmente (amostra LG276). b) Espectrograma mostrando a % Peso de elementos determinados para o “Spectrum 52” (amostra LG276).

Gráfico 1: Comparação por meio de gráfico entre os grãos de cordierita encontrados em Nova Scotia – Canadá, grãos de cordierita da Supersuite G1 e os valores padrão para cordierita apresentados por Deer *et al.* (1992).



Por meio das comparações viu-se que as composições de MgO, Al₂O₃, SiO₂ e F₂O₃ do grão com dúvidas quanto à sua identificação pertencente a Supersuite G1, de fato, é uma cordierita, mostrando leves variações em relação aos grãos de cordierita que ocorrem em outras partes do mundo.

3.3 ASPECTOS RELEVANTES OBTIDOS POR MEIO DAS ANÁLISES QUALITATIVAS

A partir dos dados levantados nas descrições sobre mineralogia e texturas apresentadas no tópico 3.1 para as Supersuites G1, G2 e G5, pode-se analisar de forma qualitativa os seguintes aspectos:

- 1) Foram encontradas três assembleias mineralógicas que representam a Supersuite G1. A primeira está presente em 46 amostras, entre elas as amostras LG49, LG63, LG257, e é composta por quartzo, plagioclásio, K-feldspatos (ortoclásio/microclínio), biotita, granada. A segunda assembleia mineralógica é encontrada em 6 amostras (LG266, LG276, FF110, LG31-A,B,C) e é composta por quartzo, plagioclásio, K-feldspatos (ortoclásio/microclínio), biotita, anfibólio e cordierita. A terceira assembleia mineralógica é encontrada em duas amostras (LG27, LG173) e é composta por quartzo, plagioclásio, microclínio e biotita.
- 2) Na Supersuite G2 encontrou-se também três assembleias mineralógicas. A primeira assembleia é encontrada em 13 amostras (LG163A, LG163B, LG182-B, LG192, LG209, LG265-A, LG274, LG313-A, LG313-B, LG338, LG355, LG389-A e LG389-B) e é composta por quartzo, plagioclásio, K-feldspatos (ortoclásio/microclínio), biotita, muscovita, sillimanita, granada do primeiro tipo, cordierita do primeiro e terceiro tipo. A segunda assembleia mineralógica é encontrada em 5 amostras (LG24-B, LG149, LG152, LG161, LG357) e é composta por quartzo, plagioclásio, K-feldspatos (ortoclásio/microclínio), biotita, sillimanita, muscovita, granada do segundo tipo, cordierita do segundo tipo e opacos. A terceira e última assembleia mineralógica que constitui a Supersuite G2 é encontrada em 11 amostras (LG12, LG16, LG24-A, LG152, LG182-A, LG236, LG240, LG265-B, LG353-A, LG353-B, LG357) e é composta por quartzo, plagioclásio, K-feldspatos (ortoclásio/microclínio), biotita, muscovita, granada, clorita, opacos e epidoto.
- 3) A Supersuite G5 apresenta duas assembleias mineralógicas: A primeira assembleia é composta por quartzo, plagioclásio, ortoclásio, biotita, anfibólio e piroxênio, sendo registrada em duas amostras, a LG220 e a LG321-B. A segunda assembleia é composta por quartzo, plagioclásio, microclínio e biotita, registrada em 4 amostras: LG29, LG217, LG222 e LG321-A.
- 4) Verifica-se que nas amostras da Supersuite G1 não há associação entre grãos de granada e cordierita, que é constatada nas amostras da Supersuite G2.
- 5) Encontrou-se minerais aluminosos como granada, cordierita e muscovita na composição das rochas da Supersuite G1, sendo que estes grãos podem ter composição modal máxima de 5% para grãos de granada, 6% para grãos de cordierita e 3% para grãos de muscovita (Vide as Figs 3.8 a-c e 3.9-a). Vale ressaltar que na literatura, as rochas da Supersuite G1 são metaluminosas.

- 6) Verificou-se a presença duas micas (muscovita e biotita) em 43 amostras de rocha da Supersuite G1, que por vezes, compõem a foliação (Vide Fig. 3.9-a).
- 7) Verificou-se que a maioria das rochas analisadas relacionadas às Supersuites G1, G2 e G5 apresentam feições de migmatização, como grãos de quartzo formando junções tríplices entre grãos, bordas lobadas em grãos de quartzo e feldspatos, inclusões em forma de “poças” de grãos finos de quartzo em grãos médios de feldspatos (Vide Figs. 3.3, 3.4, 3.5, 3.6, 3.8 b-d, 3.12, 3.13, 3.14, 3.15, 3.21, 3.22 e 3.24).
- 8) Nas rochas G1, G2 e G5, a foliação da rocha é definida principalmente por grãos de biotita que se apresentam com tonalidades avermelhadas a amarronzadas (vide Figs. 3.7, 3.16 e 3.25).
- 9) Os grãos de anfibólio ocorrem com baixa frequência nas rochas da Supersuite G1. No entanto, no segmento norte da área de estudo, quando presentes, estes grãos representam cerca de 3% da composição modal e possuem granulação fina (LG31-a e LG31-b), podendo localmente se encontrar grãos com composição modal de 8% com granulação média (FF110). No segmento sul da área de estudo, os grãos compõem 3% da composição modal e possuem granulação fina (LG266).
- 10) Com relação a proporção modal de K-feldspatos, verificou-se que a medida que se caminha para sul há um gradativo aumento da proporção modal de microclínio em detrimento da ocorrência de ortoclásio.
- 11) Verifica-se que algumas rochas da Supersuite G1 se apresentam bem foliadas nas bordas dos plútons, enquanto as rochas do núcleo dos plútons G1 apresentam levemente foliadas a não-foliadas. Algumas rochas da Supersuite G2 se apresentam levemente foliadas nas bordas e as rochas do núcleo se apresentam não-foliadas. Verificou-se que a maioria das rochas da borda e núcleo da Supersuite G5 não são foliadas.
- 12) Encontrou-se grãos de feldspatos e biotita muito alterados, e sobre eles, respectivamente, encontrou-se minerais secundários como a sericita e clorita. A ocorrência desse processo foi verificada em todas as supersuites analisadas.
- 13) Encontrou-se nas rochas G1, G2 e G5, grãos de quartzo e feldspatos de mesma fase apresentando forte interação entre suas bordas. As interações entre as bordas desses grãos são do tipo lobada e ameboide.
- 14) Encontrou-se microestruturas nas rochas do núcleo da Supersuite G5 que evidenciam deformação em estado sólido (Vide as Figs. 3.21-a e 3.22-a).
- 15) São encontradas em amostras G1, como exemplo a FF110, grãos de muscovita e cordierita associadas a grãos de anfibólio (Vide Fig. 3.8-c).

- 16) São encontrados dois tipos de granada nas rochas das Supersuites G1 e G2, mencionadas como primeiro tipo e segundo tipo (Vide Figs. 3.8-a,b). Os grãos de granada encontrados na Supersuite G5 são semelhantes ao primeiro tipo.
- 17) São encontrados dois tipos de cordierita relacionados a Supersuite G1, as cordieritas mencionadas como primeiro e segundo tipo (Vide Figs. 3.8-c,d). Nas rochas da Supersuite G2 são encontrados três tipos de cordierita, as mencionadas cordieritas do primeiro, segundo e terceiro tipo (Vide Figs. 3.17-b,c,d).

3.4 ANÁLISES QUANTITATIVAS

De acordo com o trabalho de Hatcher (1995), em um determinado maciço rochoso, os grãos que sofreram alteração de sua forma, desde que possam ser comparados quanto sua forma inicial e final, podem ser classificados como registro ou índice de deformação.

Neste capítulo realizaram-se análises quantitativas para dimensionar o grau de deformação das rochas da terminação intracontinental do arco magmático Rio Doce. Para quantificar a deformação dessas rochas, buscou-se analisar grãos de quartzo deformados e/ou recristalizados das bordas dos plútons, devido ao fato de que estes grãos apresentam menor resistência à deformação, quando comparados com outros minerais, como os feldspatos. Os parâmetros utilizados para verificar, de forma quantitativa, o grau de deformação que essas rochas sofreram foram as razões axiais, tamanho e forma dos grãos. A faixa de granulação escolhida para a análise dos grãos foi de 0,01mm a 1mm, ou seja, compreendendo a granulação fina. O corte das lâminas foi feito utilizando os eixos XZ em que o eixo X é a direção que apresenta o máximo estiramento e o eixo Z é a direção perpendicular ao eixo X e apresenta o máximo encurtamento. Portanto para o cálculo das razões axiais fez-se a razão entre o eixo X e o eixo Z. A marcação dos grãos foi feita pelo *software Adobe Illustrator CS6* em fotomicrografias obtidas pelo microscópio óptico nas amostras de rocha selecionadas. O meio pelo qual fez-se a quantificação dos parâmetros abordados é o *software SPO (Shape Preferred Orientation) 2003* (Launeau & Robin, 2003).

Neste processo de análises foram selecionadas 3 amostras de cada supersuite (G1, G2 e G5). Caracterizou-se 400 grãos de quartzo nas amostras G1 e G2, e 243 grãos nas amostras G5. A inferioridade na contagem de grãos de quartzo das rochas G5 em comparação com as demais supersuites é atribuída a limitada quantidade de amostras e a granulação mais grosseira característica dessa supersuite, que dificulta a presença de grãos na faixa granulométrica estipulada.

- 1) Análises Quantitativas: Forma dos grãos

Realizaram-se análises quanto à forma dos grãos em quartzo nas rochas G1, G2, G5. Os dados obtidos nas análises estão abaixo indicados pelas Figuras 3.41, 3.42, 3.43.

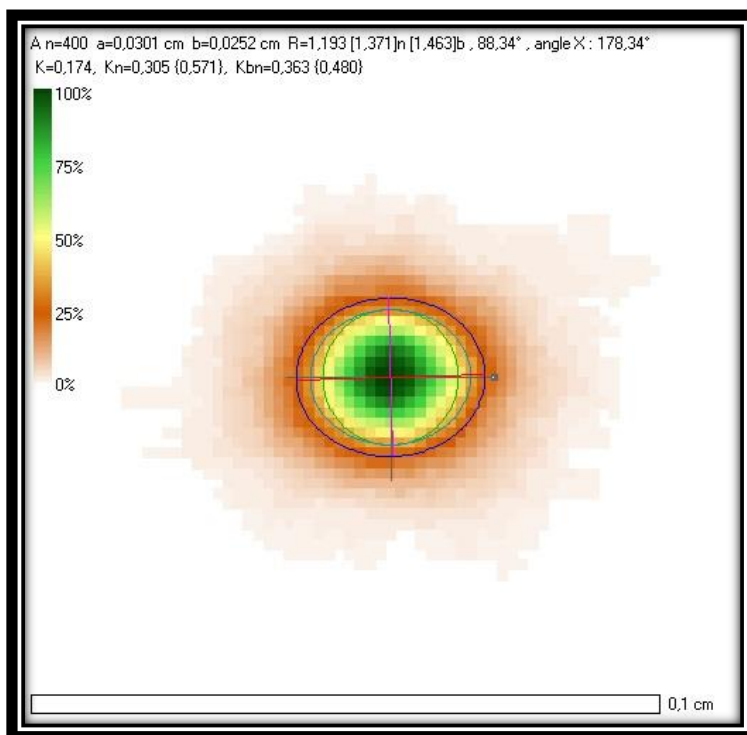


Fig. 3.41: Fotomicrografia obtida pelo software SPO 2003 que retrata a forma dos grãos da Supersuite G1.

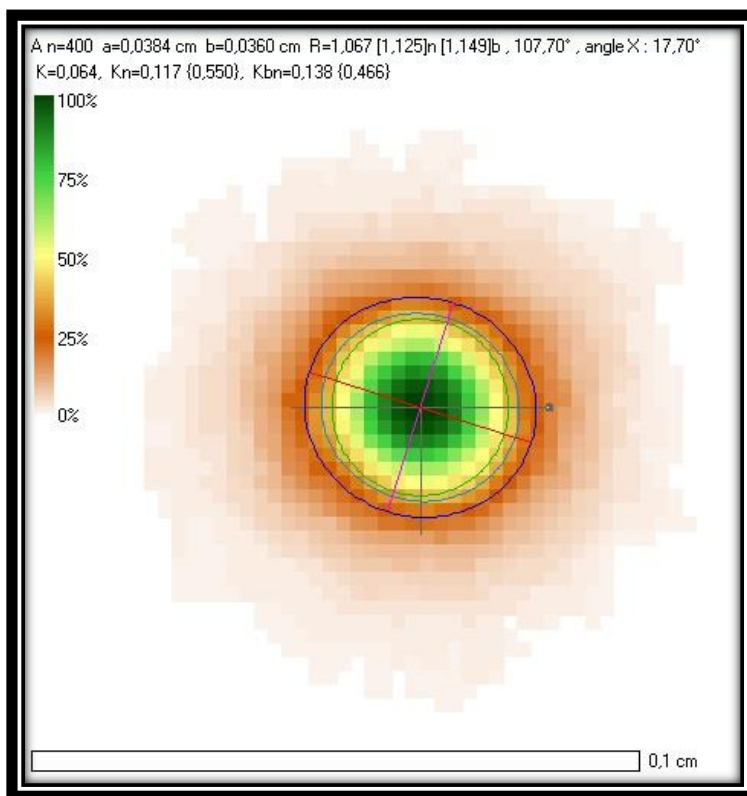


Fig. 3.42: Fotomicrografia obtida pelo do software SPO 2003 que retrata a forma dos grãos da Supersuite G2

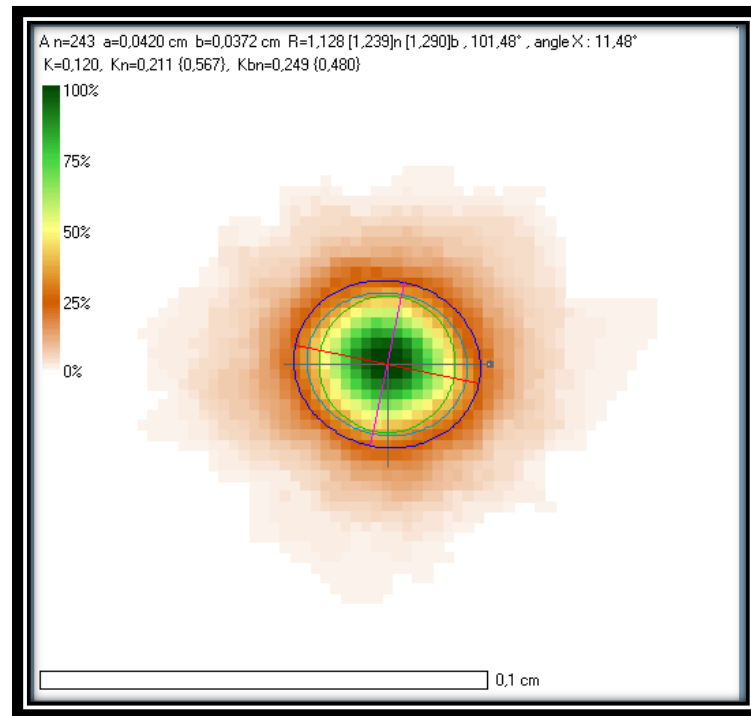


Fig. 3.43: Fotomicrografia obtida pelo do software *SPO 2003* que retrata a forma dos grãos da Supersuite G5.

Quanto à forma dos grãos: Ao se avaliar a distribuição da forma dos grãos na Figura 3.41, referente aos grãos de quartzo da Supersuite G1, estes se apresentam, em média, com eixo maior das elipses ($a = 0,0301\text{cm}$) relativamente mais alongado em relação ao eixo menor das elipses ($b = 0,0252\text{cm}$). Ao se avaliar a distribuição da forma dos grãos na Figura 3.42, referente aos grãos de quartzo da Supersuite G2, estes se apresentam, em média, com eixo maior das elipses ($a = 0,0384\text{cm}$) levemente mais alongado em relação ao eixo menor das elipses ($b = 0,0360\text{cm}$). Ao se avaliar a distribuição da forma dos grãos na Figura 3.43, referente aos grãos de quartzo da Supersuite G5, estes se apresentam, em média, com eixo maior das elipses ($a = 0,0420\text{cm}$) um pouco mais alongado em relação ao eixo menor das elipses ($b = 0,0372\text{cm}$).

Análises Quantitativas: Razões Axiais

Realizaram-se análises quanto à razão axial dos grãos em quartzo nas rochas G1, G2 e G5. Os dados obtidos nas análises estão abaixo indicados pelas Figuras 3.44, 3.45, 3.46.

Quanto à razão axial dos grãos: O histograma de frequência apresentado na Figura 3.44 mostra que os grãos de quartzo da Supersuite G1 apresentam em média, razão axial baixa, com valores próximo a 1,90 e valor máximo entorno de 4,9. O histograma de frequência apresentado nas Figura 3.45 mostra que os grãos de quartzo da Supersuite G2 apresentam em média, razão axial baixa, com valores próximo a 1,86, e valor máximo entorno de 5,0. O histograma de frequência apresentado nas Figura 3.46 mostra que os grãos de quartzo da Supersuite G5 apresentam em média, razão axial baixa, com valores próximo a 1,91, e valor máximo entorno de 5,1.

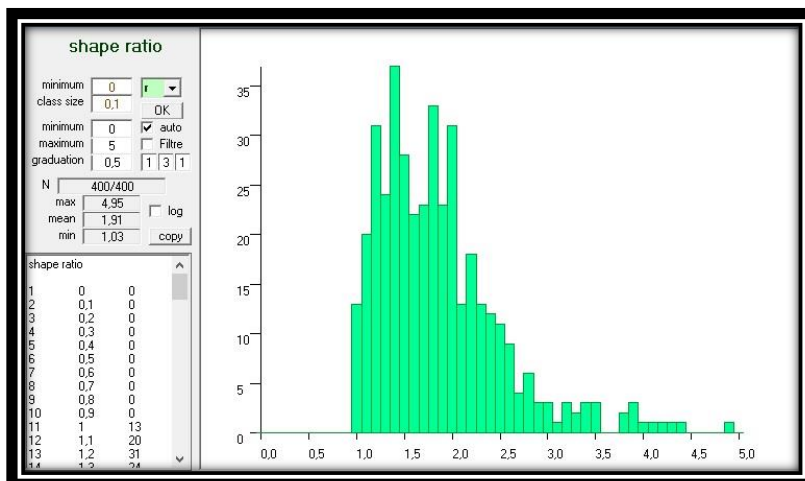


Fig.3.44: Fotomicrografia obtida pelo *software SPO 2003* mostrando a razão entre os eixos dos grãos de quartzo na Supersuite G1, sendo este parâmetro fundamental para quantificação da deformação.

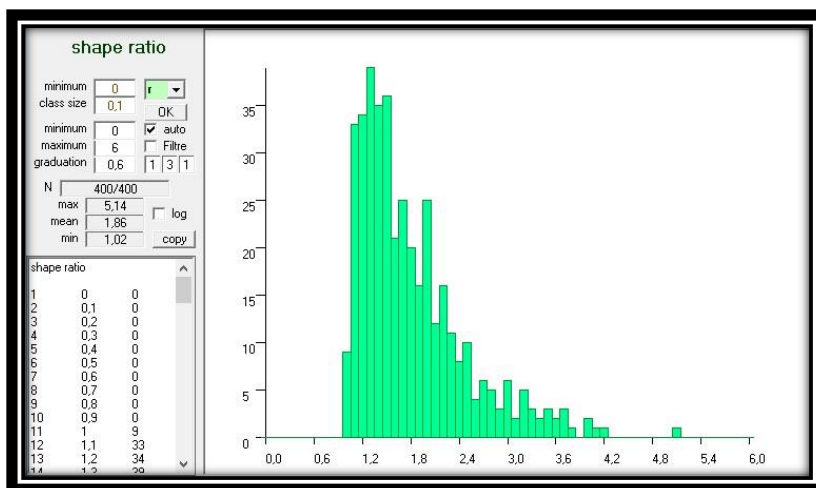


Fig. 3.45: Fotomicrografia obtida pelo *software SPO 2003* mostrando a razão entre os eixos dos grãos de quartzo na Supersuite G2, sendo este parâmetro fundamental para quantificação da deformação.

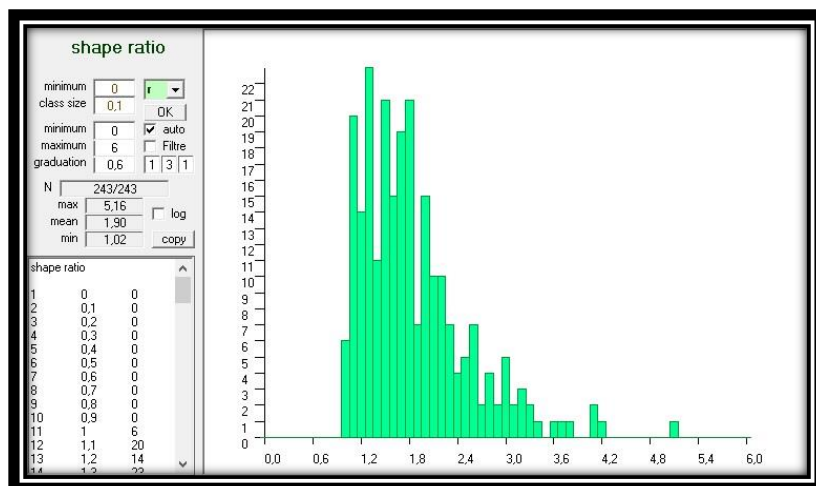


Fig. 3.46: Fotomicrografia obtida pelo *software SPO 2003* mostrando a razão entre os eixos dos grãos de quartzo na Supersuite G5, sendo este parâmetro fundamental para quantificação da deformação.

3) Análises Quantitativas: Tamanho dos grãos

Realizaram-se análises quantitativas para obter o tamanho dos grãos de quartzo nas rochas G1, G2 e G5. Os dados obtidos nas análises estão abaixo indicados pelas Figuras 3.47, 3.48 e 3.49

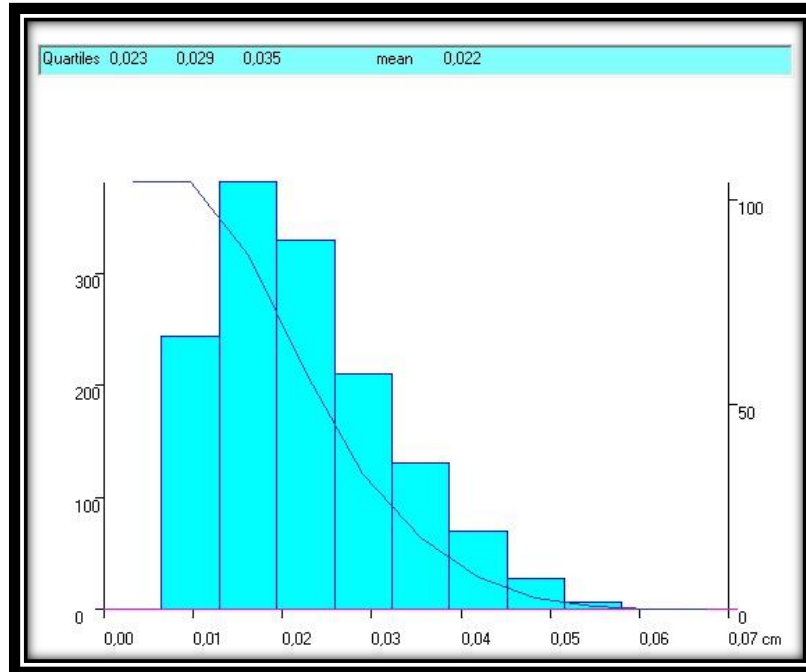


Fig.3.47: Fotomicrografia obtida pelo software SPO 2003 indicando o tamanho dos grãos de quartzo analisados para a Supersuite G1.

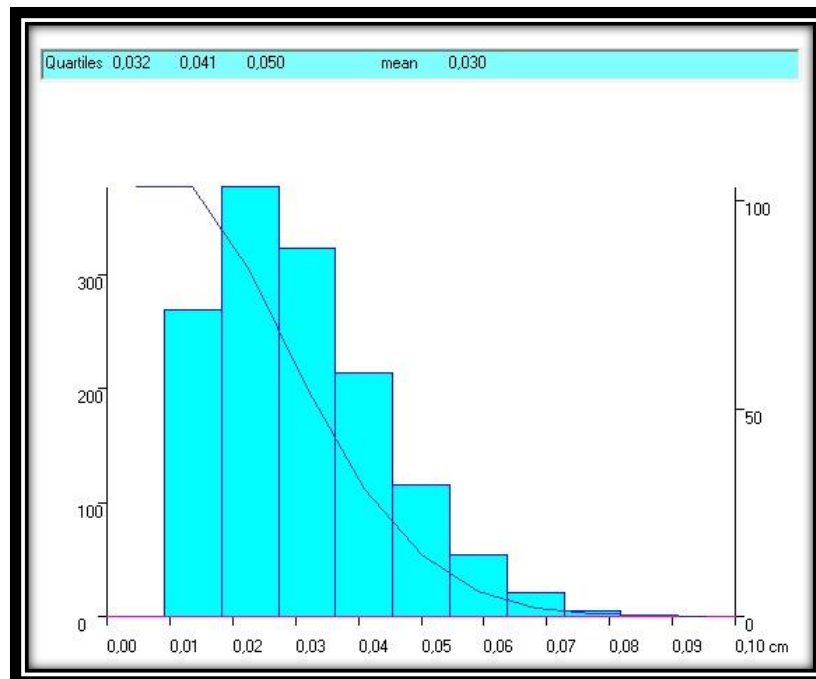


Fig.3.48: Fotomicrografia obtida pelo *software SPO 2003* indicando o tamanho dos grãos de quartzo analisados para a Supersuite G2.

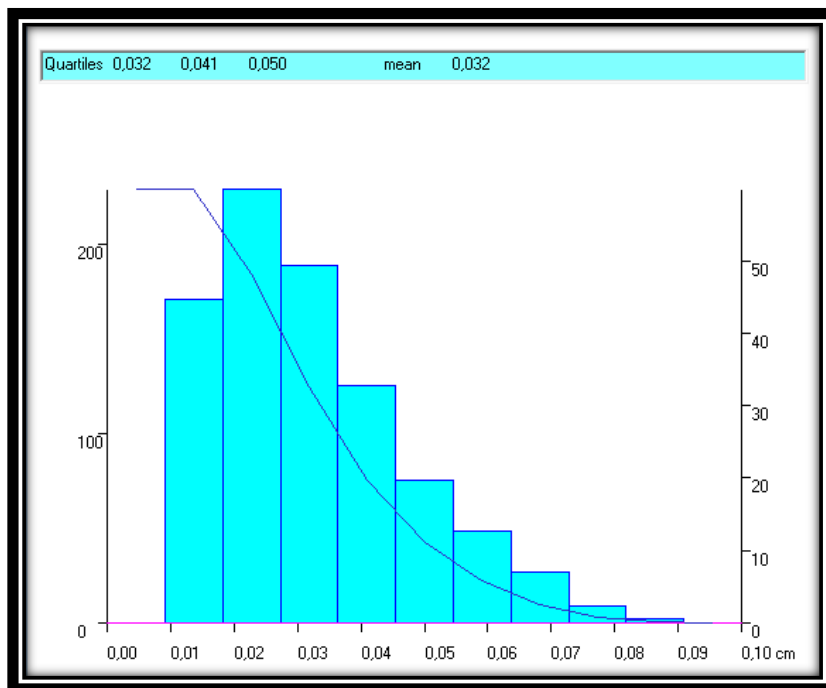


Fig. 3.49: Fotomicrografia obtida pelo *software SPO 2003* indicando o tamanho dos grãos de quartzo analisados para a Supersuite G5.

Quanto ao tamanho dos grãos: Entre os grãos finos de quartzo da Supersuite G1 (Fig.3.47), a maior parte dos grãos analisados estão localizados na faixa de granulação compreendida entre 130 μ m e 190 μ m, sendo que a média de granulação é de 220 μ m e valor máximo de 570 μ m. Entre os grãos finos de quartzo da Supersuite G2 (Fig.3.48), a maior parte dos grãos analisados estão localizados na faixa de granulação compreendida entre 180 μ m e 270 μ m, sendo que a média de granulação é de 300 μ m e valor máximo de 820 μ m. Entre os grãos finos de quartzo da Supersuite G5 (Fig.3.49), a maior parte dos grãos analisados estão localizados na faixa de granulação compreendida entre 180 μ m e 270 μ m, sendo que a média de granulação é de 320 μ m e valor máximo de 910 μ m.

CAPÍTULO 4

DISCUSSÕES E INTERPRETAÇÕES

4.1 EXPLANAÇÃO SOBRE AS FEIÇÕES ENCONTRADAS NAS SUPERSUITES G1, G2 E G5

Este tópico apresenta uma breve explicação sobre os processos que geraram as principais feições texturais e estruturais que foram mencionadas no tópico 3.1 deste trabalho. As explicações apresentadas consistem em uma revisão de texturas, sendo esta baseada no trabalho de Winter (2010) e estão a seguir sintetizadas.

Zonamento Químico: Esta feição é comumente encontrada em grãos de plagioclásio e ocorre quando o equilíbrio em um grão não é estabelecido, e por isso, uma nova composição é adicionada a esse grão. O reequilíbrio composicional em um cristal de plagioclásio implica em mudanças referentes aos elementos Si-Al, e isso é dificultado pela forte ligação entre Si-O e Al-O.

Exsoluções – pertita / antipertita: O exemplo mais comum de exsolução ocorre em álcali-feldspatos como ortoclásio e microclínio, onde não há mistura entre elementos, e desta forma, os elementos são separados em segregados ricos em Na e segregados ricos em K. Por não se misturarem, os elementos se fracionam em íons de K ou Na, e não em fortes ligações como Al e Si, e os segregados aparecem como um intercrescimento orientado, implicando no aparecimento de lamelas. Quando o álcali-feldspato é potássico, o resultado exsolvido são lamelas de albita no K-feldspato hospedeiro, denominado pertita. Quando o álcali feldspato é sódico, as lamelas são de K-feldspato em uma albita hospedeira, referida como antipertita.

Maclas Primárias: Dá-se o nome de macla a um intercrescimento de duas ou mais orientações que ocorrem em uma determinada fase com relações cristalográficas especiais correlacionadas entre si. As maclas são denominadas primárias quando são formadas devido a imperfeições na estrutura cristalina durante o processo de cristalização do magma, em que o exemplo mais famoso é a macla de carlsbad. Imperfeições durante a nucleação podem ocorrer durante crescimento rápido, seguido de uma posterior nucleação, na qual deveria rapidamente reduzir supersaturação e resfriamento.

Maclas Secundárias: Essas maclas podem ocorrer como um resultado de transformação ou deformação polimórfica. As maclas se transformam quando em alta temperatura a estrutura do cristal inverte para um polimórfico de baixa temperatura. Esta é a origem das maclas “tartan” de microclínio, na qual são produzidas quando em alta temperatura a forma monoclinica inverte para a estrutura triclinica de baixa temperatura.

Maclas deformadas / mecânicas: No processo de deformação das maclas em plagioclásio, a forma lamelar extremamente reta que ocorre nas maclas primárias se apresentam com um determinado ângulo e pode com o decorrer da deformação tornar-se incipiente. As maclas em processo de deformação estão na maioria dos casos acunhadas ou dobradas.

Mirmequita: Este processo está relacionado a um intercrescimento de quartzo dentrítico em um único cristal de plagioclásio. Estas feições têm ocorrência frequente em rochas graníticas e ocorre preferencialmente nos contatos entre plagioclásio e K-feldspatos. Como o plagioclásio substitui o K-feldspato na reação, tem-se a liberação de SiO₂, pois o plagioclásio contém menos sílica do que K-feldspatos, produzindo o quartzo.

Explicação quanto à formação de cristais euédricos / subédricos / anédricos: Os minerais recém-cristalizados em magmas que não se resfriaram suficientemente, encontram-se envolvidos por líquido e os cristais euédricos são conectados em todos lados pelas faces de outros cristais. Assim, quanto mais cristais começam a se cristalizar e preencher a câmara magmática, aumenta a relação de contato entre os grãos, resultando em uma interferência mútua em que os próprios grãos interferem no desenvolvimento completo da face dos cristais, acarretando na formação de cristais anédricos ou subédricos.

Subgrãos: Esta feição está relacionada a processos de deformação em estado sólido. Denomina-se subgrãos as porções de um grão na qual as estruturas se diferenciam em um baixo ângulo, geralmente entre 7° a 10°. Nomeia-se como novos grãos, os grãos que se apresentam com alto ângulo de desorientação. Subgrãos podem apresentar extinção ondulante.

4.2 DIFERENCIAÇÃO DAS MICROTRAMAS DESCRITAS – INTERPRETAÇÕES E DISCUSSÕES

As rochas que definem a terminação intracontinental do arco magmático Rio Doce podem ser classificadas como meta-ígneas. Tal classificação ocorre devido ao fato das rochas estudadas apresentarem feições típicas de deformação em estado sólido e feições típicas ígneas. As descrições petrográficas das rochas mostram que estas foram submetidas a processos de fusão parcial.

O tópico 2-2 deste trabalho apresenta critérios para reconhecer feições tipicamente ígneas e metamórficas tendo como base o trabalho de Passchier & Trouw (2005), bem como feições indicativas de processos de fusão parcial que se baseiam principalmente nos trabalhos de Sawyer (2008) e Viegas *et al.* (2013) que sintetizou os critérios de classificação de migmatitos a partir das obras de Vernon (2000), Rosenberg (2001) e Sawyer (2010).

Seguindo os critérios acima mencionados, os processos ígneos nas rochas da terminação intracontinental do arco magmático Rio Doce estão abaixo caracterizados:

- Observam-se grãos de quartzo sem orientação preferencial e grãos com intercrescimento em outros grãos ígneos (Vide Figs. 3.3 e 3.12).
- Preservação de maclas primárias, como por exemplo a macla carlsbad, relacionadas ao estágio formação dos grãos de feldspatos (Vide Figs. 3.5-a e 3.14-a).
- Os grãos de plagioclásio apresentam zonamento concêntrico normal e fraco (Vide Figs. 3.4-c e 3.13-d).
- Presença de texturas de exsolução como pertita (em K-feldspatos) e antipertita (em plagioclásio) (Vide Figs. 3.4-f, 3.5-b, 3.6-b, 3.15-d e 3.24-a).
- Os grãos de biotita podem encontrar-se em aglomerados definindo textura glomerofírica (Vide Figs. 3.7-b e 3.16-a).
- Relaciona-se a presença de mirmequitas ao estágio ígneo devido a esta estrutura apresentar-se em rochas pouco deformadas e pelo fato de não haver algum tipo de orientação dessas estruturas com a foliação (Vide Figs. 3.4-e, 3.13-f e 3.22-b).
- Grãos euédricos de K-feldspatos apresentando orientação preferencial (Vide Fig. 3.32).

Seguindo os critérios acima mencionados, os processos que evidenciam deformação em estado sólido nas rochas da terminação intracontinental do arco magmático Rio Doce estão abaixo caracterizados:

- Encontram-se grãos de quartzo apresentando extinção ondulante e subgrãos, deformação dúctil, e também apresentando fraturas, deformação rúptil. Grãos de plagioclásio também apresentam subgrãos (Vide Figs. 3.3, 3.4, 3.12, 3.13, 3.21, 3.22).
- Os grãos porfiríticos de plagioclásio e K-feldspatos (ortoclásio/microclínio) apresentam deformação de suas maclas (Vide Figs. 3.4, 3.5, 3.6, 3.12, 3.13, 3.14, 3.22, 3.23, 3.24).
- Grãos finos félsicos (quartzo e feldspatos) recristalizados (Vide Figs. 3.3, 3.4, 3.12, 3.13, 3.21, 3.22).
- Grãos finos de biotita contornando grãos pórfiros de feldspatos (Vide Figs. 3.7-c e 3.23).

Seguindo os critérios acima mencionados, os processos que indicam fusão parcial nas rochas da terminação intracontinental do arco magmático Rio Doce estão abaixo caracterizados:

- Grãos de quartzo, plagioclásio e K-feldspatos apresentam bordas lobadas a ameboides (Vide Figs. 3.3-b,c,d, 3.4-d, 3.6-a, 3.12, 3.13-g, 3.21-a, 3.22-c, 3.24-b).

- Grãos de quartzo recristalizados formando feições conhecidas como junções tríplexes entre grãos, em que grãos de quartzo preenchem os interstícios entre grãos médios a grossos da rocha (Vide Fig.3.3-a).
- Encontram-se grãos de quartzo, plagioclásio e K-feldspatos (microclínio/ortoclásio) preenchendo microfraturas de outras fases e interstícios entre grãos (Vide Figs. 3.6-a e 3.12-b).
- Observam-se grãos de quartzo e feldspatos formando gotas ou poças dentro de grãos maiores.
- Observam-se grãos peritéticos como granada e cordierita (Vide Figs. 3.8-b,d).

4.3 INTERPRETAÇÕES E DISCUSSÕES A PARTIR DOS DADOS EXTRAÍDOS DAS ANÁLISES QUALITATIVAS DAS SUPERSUITES G1, G2 E G5

No capítulo 3.3, fez-se uma reunião dos dados obtidos para inferir quais foram os aspectos mais marcantes apresentados pelas rochas das Supersuites G1, G2 e G5 na terminação intracontinental do arco magmático Rio Doce. Neste tópico, serão discutidas as informações obtidas, buscando na literatura argumentos para explicar os eventos que afetaram as rochas alvo de estudo. As interpretações e discussões estão mencionadas a seguir:

- 1) A primeira assembleia da Supersuite G1 apresenta a mineralogia referente ao segmento norte da área de estudo. Essa assembleia mostra grãos ígneos preservados como quartzo, plagioclásio, biotita, ortoclásio e granada magmática. Os grãos citados nessa assembleia podem se apresentar recristalizados, enquanto a granada torna-se mais poiquilítica associando-se a foliação da rocha. A segunda assembleia mostra significativas alterações em relação a assembleia anteriormente descrita. Não se encontra grãos de granada magmática e envolve a adição de duas fases minerais importantes: o anfibólio, um mineral hidratado, importante para o processo de fusão contribuindo com H₂O, e cordierita, formada por processos de fusão parcial. Esta assembleia é encontrada no segmento sul da área de estudo e no plúton 10, no segmento norte da área de estudo. A terceira assembleia apresenta as rochas que ocorrem no segmento central da área de estudo, onde há um domínio de microclínio, grãos com feições ígneas preservadas e rochas fundidas, em que o material fundido não consome biotita, plagioclásio, microclínio e quartzo para formar outras fases minerais.
- 2) A primeira assembleia discutida para a Supersuite G2 apresenta grãos ígneos preservados como quartzo, plagioclásio, K-feldspatos, biotita e muscovita, e grãos formados a partir de esforços tectônicos regionais como a sillimanita, a biotita de origem metamórfica (em menor escala que a ígnea), quartzo e K-feldspatos. A segunda assembleia enunciada neste estudo se refere aos produtos ígneos e metamórficos formados na assembleia mineralógica anteriormente citada para a Supersuite G2 com adição dos produtos do processo de fusão parcial das rochas. O restito é

evidente nesta assembleia mineralógica e apresenta como principal fase mineral a biotita. A terceira e última assembleia da Supersuite G2 apresenta grãos das outras assembleias com acréscimo de um grão muito evidenciado nas análises das rochas G2, a clorita, sendo esta a principal evidência do retrometamorfismo, também confirmada por opacos e epidoto em menor escala, indicando os processos metamórficos aos quais as rochas foram novamente submetidas. Os grãos produzidos pelo retrometamorfismo aparecem com mais evidência nas rochas G2 do que nas rochas G1.

- 3) A primeira assembleia mineralógica que foi enunciada para a Supersuite G5 apresenta grãos ígneos bem preservados e pequenos grãos que apresentam sinais de deformação como quartzo (extinção ondulante, subgrãos), plagioclásio (deformação das maclas, subgrãos), K-feldspatos (deformação das maclas, fraturas), biotita (kink-bands), piroxênio (fraturas) e anfibólio (fraturas). Verifica-se também nessa assembleia grãos recristalizados, principalmente quartzo e feldspatos. A segunda assembleia mineralógica apresenta grãos de quartzo, plagioclásio, microclínio e biotita apresentando feições ígneas e feições de deformação em estado sólido, sendo que as feições de deformação estão relacionadas a instalação do plúton na encaixante e também ao tectonismo envolvendo o colapso do orógeno.
- 4) Os grãos de cordierita são formados após a quebra da granada peritética por meio do resfriamento rápido de fundidos e magmas anatectíticos em crosta rasa (Stevens, 2007). A fonte do magma que gera cordierita sem a presença de granada peritética está situada a uma profundidade inferior a 25Km e a fonte do magma que forma grãos de granada peritética sem a presença de cordierita é gerada em uma profundidade superior a 25Km (Green, 1976). Trazendo para o contexto das rochas da terminação intracontinental do arco magmático Rio Doce, encontram-se amostras de rochas G1 que apresentam grãos de cordierita peritética sem a presença de granada peritética, e em outras amostras, há presença de grãos de granada peritética em detrimento da presença de cordierita peritética. Isso permite dizer que a Supersuite G1 possui fontes magmáticas com diferentes profundidades. Já as amostras da Supersuite G2 mostram associação da granada peritética com a cordierita, ou seja, se refere a uma fonte magmática que se localiza na transição entre a zona de formação de granada e cordierita.
- 5) A natureza levemente peraluminosa das rochas que compõem a Supersuite G1 pode ser evidenciada pela presença de grãos ricos em alumínio como granada, muscovita e cordierita, como foi observada na descrição petrográfica e textural deste estudo. A ocorrência desses minerais pode estar relacionada a evidência de que o Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental tenha se desenvolvido em ambiente confinado, em que a bacia percussora desse orógeno, a bacia Macaúbas, era parcialmente ensialica e parcialmente oceânica, e que possivelmente, a terminação intracontinental desse orógeno tenha se desenvolvido quase completamente na

porção ensialica da bacia, com pouca contribuição de magmas relacionados a subducção de crosta oceânica e a magmas derivados do manto (Pedrosa-Soares *et al.* 2001, Alkmim *et al.* 2006, Gonçalves *et al.* 2016).

- 6) Conforme relata Gonçalves *et al.* (2016) as rochas da Supersuite G1 na terminação intracontinental do arco magmático Rio Doce estão relacionadas ao estágio pré-colisional conforme evidenciaram datações por meio de U-Pb em minerais de zircão, apesar das rochas apresentarem feições que as diferenciam das demais rochas pertencentes a Supersuite G1 ao longo do Orógeno Araçuaí. Um dos fatores contrastantes presentes nessas rochas para as demais do arco magmático é a presença de grãos de muscovita associados a grãos de biotita compondo a foliação. Segundo Pedrosa-Soares *et al.* (2011), a associação de duas micas no contexto do Orógeno Araçuaí, é uma característica mais comum a rochas da Supersuite G2.
- 7) Conforme relata Gonçalves *et al.* (2016), datações em zircões por U-Pb indicaram a divisão dos granitoides G1 em dois grupos: O mais velho, que apresenta feições de migmatização (630-590 Ma) e o mais novo, que não apresenta feições de migmatização (590-570 Ma), como a amostra de rocha LG173. No entanto, este volume apresenta a partir de análises por microscopia óptica e em MEV-EDS que algumas amostras do grupo mais novo também apresentam feições de migmatização (Vide – Fig. 3.30).
- 8) A coloração avermelhada a amarronzada dos grãos de biotita nas Supersuites G1, G2 e G5 se referem ao alto teor de Ti (titânio) encontrado nas rochas (Deer *et al.* 1992). A taxa de Ti aumenta nos granitos como uma função do aumento de Fe-Mg relacionado a essas rochas (Stevens, 2007). A afirmação anterior explica como os grãos de biotita e cordierita apresentam altas taxas de Fe e Mg em sua composição, como comprovou as análises em MEV-EDS. A cor avermelhada é tratada como uma característica diagnóstica para granitos do tipo-S (White *et al.* 1977).
- 9) Os grãos de anfibólio são muito comuns em granitos do tipo I, mas são pouco comuns em granitos do tipo S (Chappell & White, 2001). Verifica-se segundo Gonçalves *et al.* (2014, 2016) que no segmento central do arco magmático Rio Doce os minerais de anfibólio são de comum ocorrência e que os grãos de anfibólio da Supersuite G1 na área de estudo deste projeto com composição modal próximo a 3% são semelhantes a aqueles grãos de anfibólio localizados na parte central do referido arco. Portanto, a baixa presença de anfibólio nas rochas da Supersuite G1 na porção terminal do arco é mais um indício para afirmar que esse grupo de rochas apresentam uma natureza mais peraluminosa do que as demais rochas G1 estudadas ao longo do arco.

- 10) O grau de metamorfismo das rochas aumenta de sul para norte na área de estudo, em que Gonçalves *et al.* (2016) realizou esta constatação. Isto explica o aumento de ortoclásio em detrimento da ausência de microclínio.
- 11) Evidencia-se que as rochas que estão nas bordas dos plútons apresentam-se mais foliadas do que aquelas que se apresentam no núcleo dos plútons. Isso se deve ao fato das rochas da borda serem mais deformadas que as rochas do núcleo, sendo que tamanha deformação resultou do processo de instalação do plúton na encaixante fria e resistente, no caso, o Complexo Jequitinhonha. Outra evidência inferida é que a Supersuite G1, formada no estágio pré-colisional, encontra-se mais foliada que as Supersuites G2 e G5. Este fato descrito de forma quantitativa nas rochas da Supersuite G1 foi de encontro ao que Winter (2010) descreveu em seu trabalho para corpos plutônicos pré-colisionais. Segundo o autor, os corpos plutônicos pré-colisionais sofrem influência da foliação regional e também é afetado pelos posteriores eventos do processo de orogenia, o que explica a Supersuite G1 estar mais deformada que as demais supersuites. Por sofrer menos eventos tectônicos, a Supersuite G5 apresenta-se menos deformada que as demais, evidenciada pelas análises qualitativas em combinação com as análises quantitativas apresentadas neste volume.
- 12) Quanto aos grãos secundários sericita e clorita caracterizados por meio das análises qualitativas deste volume, Winter (2010) em seu trabalho define os processos relacionados a formação desses grãos:

Sericitização: “É o processo pelo qual minerais félsicos são hidratados para produzir sericita. São reconhecidos por meio de grãos finos em plagioclásio com aparência suja vista em luz plano polarizada. Em estágios mais avançados de alteração os grãos de plagioclásio apresentam-se manchados e as micas se apresentam como cristais claros com birrefringência amarelada, mais comumente. Íons K⁺ são adquiridos pelos grãos de plagioclásio para que haja a alteração para formar sericita. Em álcali-feldspatos, necessita-se de uma quantidade maior de íons K⁺”.

Cloritização: “É o processo que envolve a alteração de um mineral máfico para clorita. A clorita é um polissilicato hidratado e substitui tipicamente minerais máficos menos hidratados como biotita, piroxênio e hornblenda em baixa temperatura, quando água é disponível. Comumente a clorita substitui o mineral máfico da borda para o centro”.
- 13) O processo de migração de bordas de grão em alta temperatura é descrito na obra de Passchier & Trown, 2005. Os autores discorrem que este processo ocorre em temperaturas altas, e que a migração da borda de um grão aumenta para um tamanho tal que as bordas do grão podem atravessar grãos inteiros e até remover bordas de subgrão. As bordas dos grãos nesse processo

podem ser ameboides a lobadas, sendo que estas podem ser livres de deformação, ou seja, desprovidas de subgrão e extinção ondulante.

- 14) A deformação no núcleo da Supersuite G5 é maior do que inicialmente se esperava para este grupo específico de rochas. Em campo estas rochas não apresentam indícios fortes de deformação, entrando em conflito com o estudo microestrutural. Evidências de subgrãos em quartzo e feldspatos, maclas mecânicas em plagioclásio com grande representatividade, são indícios dos processos deformacionais atuantes sobre estas rochas (Vide Figs. 3.3-a, 3.4-b, 3.4-c, 3.12-c, 3.12-e, 3.13-b, 3.21-a, 3.22-a). Alguns autores já mencionaram sobre as deformações encontradas para a Supersuite G5 como Mendes (2005), que discorre que este grupo de rochas sofreram deformação dúctil em crosta profunda, entorno de 18Km e 6Kbars.
- 15) A associação de minerais típicos de granitos do tipo-I como anfibólio, com minerais típicos de granitos do tipo-S como cordierita, granada e muscovita, ocorrem em rochas G1. Esta associação indica que estas rochas apresentam uma característica de transição entre granitos do tipo I e granitos do tipo S. Gonçalves *et al.* (2016) classifica as rochas G1 como granitos transicionais do tipo-I/S.
- 16) Como viu-se nas descrições por meio de microscopia óptica das rochas das Supersuites G1, G2 e G5, encontrou-se dois tipos de granadas. As granadas relacionadas ao primeiro tipo são granadas de origem magmática que durante o processo de metamorfismo podem incorporar grãos primários como biotita, quartzo e feldspatos. O segundo tipo de granada é de origem peritética e está relacionada a processos de fusão parcial, em que os grãos são formados a partir da quebra de grãos de biotita em temperaturas entre 780°C e 820°C (Green, 1976). As duas classificações de granada apresentadas neste volume se baseiam no critério que (Melo, 2017) mostrou em seu estudo para granadas da Supersuite G2, no plúton Carlos Chagas. A correlação se deve a semelhança apresentada em ambos os casos.
- 17) Verificou-se nas descrições petrográficas do capítulo 3.1 a presença de três tipos de grãos de cordierita. Os grãos de cordierita do primeiro e terceiro tipo são de origem magmática, associando a minerais máficos como biotita, e quando presente, anfibólio. O segundo tipo de cordierita, é de origem peritética e é gerada a partir da quebra de cristais de granada em cristais de cordierita em profundidades inferiores a 25Km (Stevens, 2007).

4.4 INTERPRETAÇÕES DOS DADOS OBTIDOS A PARTIR DA ANÁLISE QUANTITATIVA REALIZADA NAS ROCHAS DA TERMINAÇÃO INTRACONTINENTAL DO ORÓGENO ARAÇUAÍ

Os dados obtidos na análise quantitativa das rochas da terminação intracontinental do arco magmático Rio Doce, apresentados no capítulo 3.4, permitem realizar a seguinte interpretação:

A análise microestrutural mostrou que os grãos de quartzo das rochas G1 se apresentam muito alongados exibindo extinção ondulante e mais comumente subgrãos, e que estes podem também se apresentarem fraturados, recristalizados. Os dados coletados a partir das razões axiais, forma e tamanho dos grãos de quartzo, associados com a análise microestrutural acima mencionada permite inferir que a deformação na Supersuite G1 é maior que a deformação apresentada nas outras supersuites. A associação entre as análises quantitativas e qualitativas, levando em conta os mesmos parâmetros anteriormente mencionados, permitem inferir que os grãos de quartzo da Supersuite G2 apresentam maior deformação que a Supersuite G5 e menor deformação que a Supersuite G1. Por fim, seguindo a mesma linha de raciocínio das Supersuites G1 e G2, os grãos de quartzo da Supersuite G5 apresentam-se menos deformados que aqueles das outras supersuites mencionadas

4.5 SEQUÊNCIA EVOLUTIVA DOS PROCESSOS ENVOLVIDOS NAS ROCHAS DAS SUPERSUITES G1, G2 E G5

A partir das feições identificadas e seus significados, interpretou-se uma sequência evolutiva das rochas das Supersuites G1, G2 e G5 que compõem a terminação intracontinental do arco magmático Rio Doce.

1) Cristalização dos minerais

Buscou-se criar uma sequência de cristalização dos minerais essenciais e varietais que compõem as rochas da terminação intracontinental do Arco Rio Doce. Esta sequência se baseia no trabalho de Winter (2010), em que o autor comenta sobre a série de cristalização de Bowen.

Supersuite G1:

Série contínua: Anfibólio → Biotita → Granada → Cordierita → K-feldspatos → Muscovita → Quartzo

Série descontínua: Labradorita → Andesina (Verificados por MEV-EDS)

Supersuite G2:

Série contínua: Biotita → Granada → Cordierita → K-feldspatos → Muscovita → Quartzo

Série descontínua: Plagioclásio mais rico em Ca → Plagioclásio mais rico em Na

Supersuite G5:

Série contínua: Piroxênio → Anfibólio → Biotita → Granada → K-feldspatos → Quartzo

Série descontínua: Plagioclásio mais rico em Ca → Plagioclásio mais rico em Na

Utilizou-se os critérios de classificação apresentados por White & Chappell (2004) e Chappell *et al.* (2004), apresentados no tópico 2.3 deste trabalho, para classificação das rochas das Supersuites G1, G2 e G5 como granitos de alta ou baixa temperatura. Pelos critérios mencionados inferiu-se que estas rochas são granitos de alta temperatura devido as seguintes evidências:

- Os grãos de feldspatos apresentam composição homogênea. Verificou-se que a presença de zonamento químico nestas rochas é pouco comum, e os poucos exemplares que apresentam estas ocorrências, possuem zonamento químico normal. Os grãos, em geral, não apresentam núcleos corroídos em relação a suas bordas.
- Os grãos de quartzo ocorrem na maioria dos casos como intersticiais. Podem ocorrer grãos grossos de quartzo, no entanto, não é a granulação mais representativa para esta fase mineral nas rochas da terminação intracontinental do Arco Rio Doce.
- As rochas apresentam minerais máficos como biotita e anfibólio, por vezes, possuindo granulação grossa na Supersuite G5.

2) Pós-cristalização dos minerais

As rochas que compõem os plútons da Supersuite G1 do arco magmático foram formadas no estágio pré-colisional do Orógeno Araçuaí, portanto, sofreram processos metamórficos relacionados a orogenia e eventos tectônicos regionais, ou seja, processos posteriores a cristalização dos minerais (Gonçalves *et al.* 2016).

As rochas da Supersuite G2 foram formadas na região de back-arc do Orógeno Araçuaí, no estágio sin-colisional (Alkmim *et al.* 2006, 2007, Gradim *et al.* 2014). Essas rochas sofreram deformações relacionadas aos eventos tectônicos regionais, ao aumento de temperatura induzido pela instalação da Supersuite G5 e também as deformações induzidas pelo colapso do orógeno.

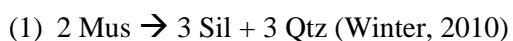
As rochas da Supersuite G5 sofreram deformações em altas profundidades, e posteriormente, deformações relacionadas a instalação dos plútons na encaixante (Mendes, 2005).

Dessa forma, tentou-se estabelecer uma sequência dos processos que acometeram essas rochas de acordo com as análises qualitativas e quantitativas, reportadas neste volume:

Após a cristalização dos granitos, o metamorfismo atuante sobre as rochas em baixa temperatura, fácies xisto-verde, já é suficiente para que grãos de mica iniciem o processo de deformação, em torno de 250°C (Passchier & Trouw 2005). Próximo a 300°C, os grãos de quartzo desenvolvem fraturas,

extinção ondulante e subgrãos (Passchier & Trouw 2005). O progressivo aumento de temperatura, entre 400°C a 500°C, impôs aos grãos feições típicas de deformação em condição de baixa temperatura. Os grãos de quartzo apresentam subgrãos, já os grãos de plagioclásio apresentam maclas mecânicas (polissintéticas acunhadas) e os grãos de microclínio apresentam maclas secundárias ou maclas “tartan” (Passchier & Trouw 2005).

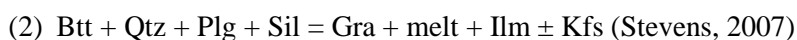
Com o progressivo aumento de temperatura, em condições de grau médio, fácies anfíbolito, em torno de 600°C, os grãos de feldspatos apresentam subgrãos (Passchier & Trouw 2005). Entre 500°C e 700°C os grãos de quartzo apresentam-se recristalizados por migração de bordas de grão (Passchier & Trouw 2005). A Supersuite G2, mais aluminosa, conta com uma paragênese típica. Os grãos magmáticos de granada são incorporados a foliação da rocha e estes englobam grãos típicos do estágio de cristalização como biotita primária, quartzo e plagioclásio. Em fácies anfíbolito são formados grãos de sillimanita, em que a formação desse mineral ocorre por meio da quebra de grãos de muscovita, indicada pela reação (1). A reação descrita explica o que se viu na descrição dessas rochas, grãos de sillimanita associados a grãos de muscovita, naturalmente substituindo-os.



Por volta de 700°C, ainda em fácies anfíbolito, as rochas das Supersuites G1, G2 e G5 iniciam o processo de migmatização sem chegar ao metamorfismo de fácies granulito. Esse fato se deve a minerais hidratados como a biotita, cederem água para o sistema, rebaixando a curva *liquidus* e implicando com que as rochas comecem a se fundir em uma temperatura mais baixa. Outra evidência de que o metamorfismo dessas rochas não chegou a fácies granulito é a ausência de uma paragênese mineral e estruturas típicas dessa fácies metamórfica. Nas descrições encontram-se contatos poligonais na Supersuite G1, contato típico de fácies granulito, e hercinita na Supersuite G2, mineral típico de fácies granulito, no entanto, são encontrados localmente, portanto, não representa de forma legítima que o metamorfismo dessa região tenha atingido a fácies metamórfica mencionada.

A fusão parcial dessas rochas impõe uma reestruturação da rocha, sendo que a rocha fundida pode ser classificada por: melanossoma; constituído pela aglomeração de minerais máficos, e o leucossoma; evidenciado por feições de fusão parcial como grãos de quartzo e feldspatos de granulação média com bordas lobadas, grãos de feldspatos preenchendo microfraturas e inclusão de quartzo e feldspatos de granulação fina a média em grãos félsicos grossos, sendo que estas inclusões se assemelham a “gotas” (Vernon, 2000, Rosenberg, 2001, Sawyer, 2010, Viegas *et al.* 2013). Os grãos de feldspatos apresentam-se recristalizados por migração de bordas de grão a alta temperatura em torno de 850°C, sendo esta temperatura muito elevada se comparada a temperatura que grãos de quartzo se recristalizaram, como já mencionado anteriormente, em fácies anfíbolito (Passchier & Trouw 2005).

O processo de fusão parcial das rochas forma uma fase mineral que está presente nas rochas das Supersuites G1 e G2, a granada peritética. A formação do mineral é indicada pela reação (2).



A reação (2) mostra que em condições de alta temperatura, próximo a 800°C, inicia-se a quebra dos grãos de biotita, e por meio da quebra destes minerais micáceos, tem-se a presença de minerais aluminosos anidros no restito, como a granada (Winter, 2010). Segundo Green (1976), os grãos de granada se cristalizam no líquido granítico, em temperaturas entre 780°C a 820°C, envolto aos grãos de biotita, sendo que os magmas graníticos foram gerados em alta profundidade, superior a 25Km. Portanto, os grãos geralmente de granulação fina constada nas descrições, sem inclusões, podem ser classificados como de origem peritética.

Como a ascensão de fundidos e magmas de fontes anatéticas geralmente ocorrem de forma rápida, esses tendem a fraturar a crosta e se instalarem. Dessa forma, o magma inicia o processo de resfriamento em crosta rasa gerando a quebra dos grãos de granada, dando origem a uma fase verificada para as Supersuites G1 e G2, a cordierita (Stevens, 2007).

Os grãos de cordierita sem co-existência de grãos de granada, se cristalizam em crosta mais rasa, em profundidades inferiores a 25Km (Green, 1976, Stevens, 2007).

Em alguns casos verifica-se cordierita coexistindo com grãos de granada, o que indica que os grãos de granada iniciaram a quebra para gerar grãos de cordierita na transição entre a zona da granada e a zona da cordierita.

Em um evento metamórfico posterior, as rochas G1, G2 e G5 são submetidas a temperaturas e pressões mais baixas, sendo este evento conhecido como retrometamorfismo. Assim, tem-se o aparecimento de minerais típicos de fácies xisto-verde como clorita e epidoto, em que a clorita substitui minerais de biotita e o epidoto substitui feldspatos, ambos casos em suas bordas (Winter, 2010).

4.6 COMPARAÇÃO ENTRE AS ROCHAS DA TERMINAÇÃO INTRACONTINENTAL DO ORÓGENO ARAÇUAÍ COM AS ROCHAS DE OUTRAS PORÇÕES DO ORÓGENO

Neste capítulo serão feitas comparações entre as rochas que compõem a terminação intracontinental do Orógeno Araçuaí, descritas neste trabalho, com rochas de outras regiões do orógeno já estudadas, para que haja um maior entendimento sobre o contexto em que estas rochas estão encaixadas e acrescentar novas informações para reconstrução da evolução do orógeno. As tabelas são

os meios utilizados para realizar as comparações, pois estas proporcionam ao leitor um panorama mais claro do parâmetro comparado com o respectivo grupo de rochas de interesse.

4.6.1 COMPARAÇÃO ENTRE AS ROCHAS DA SUPERSUITE G1 NAS PORÇÕES NORTE E CENTRAL DO ARCO MAGMÁTICO RIO DOCE

A partir da caracterização das rochas que compõem a Supersuite G1 na terminação intracontinental do arco magmático Rio Doce, fez-se uma comparação com as rochas da Supersuite G1 que compõem a porção central desse arco, a fim de se compreender de forma mais ampla como foi o estágio pré-colisional do Orógeno Araçuáí.

A comparação entre estas rochas está disponível na (Tabela 7). Utilizou-se dos trabalhos de Nalini Jr. *et al.* (2005), Gonçalves *et al.* (2009) e Souza (2015), que fizeram estudos a respeito das características das rochas que compõem a porção central do arco magmático.

Tabela 7: Comparação entre feições texturais e mineralogia das rochas da Supersuite G1 encontradas na terminação intracontinental e na parte central do arco magmático Rio Doce, Orógeno Araçuáí. (PC: Parte Central)

Critérios analisados:	Porção Central do arco magmático (PC)	Terminação intracontinental do arco magmático
Índice de saturação em alumina dos granitos: PC: Nalini Jr. <i>et al.</i> (2005); Gonçalves <i>et al.</i> (2009)	Metaluminosos	Levemente peraluminosos (Gonçalves <i>et al.</i> 2016)
Classificação genética dos granitos: Nalini Jr. <i>et al.</i> (2005); Gonçalves <i>et al.</i> (2009); Souza (2015)	Granitos do Tipo "T"	Granitos do Tipo "I/S" (Gonçalves <i>et al.</i> 2016)
Quanto à classificação das rochas: Nalini Jr. <i>et al.</i> (2005); Gonçalves <i>et al.</i> (2009); Souza (2015)	Tonalitos, granodioritos e granitos	biotita-sienogranitos, biotita-monzogranitos, granada-biotita-granodioritos, biotita-monzogranitos, biotita-sienogranitos, cordierita-biotita-granodioritos, cordierita-anfibólio-monzogranitos, cordierita-anfibólio-biotita-tonalitos
Quanto à foliação: PC: Gonçalves <i>et al.</i> (2009); Souza (2015)	Não foliada a foliada, com grãos de biotita orientados que estão associados a hornblenda.	Não foliada a foliada, em que o principal mineral máfico é a biotita.
Quanto à origem das biotitas: PC: Souza (2015)	Ígnea e Metamórfica	Ígnea e Metamórfica
Quanto à forma dos cristais de plagioclásio: PC: Souza (2015)	Euédricos a subédricos	Anédricos, com raríssima exceção subédrica
Quanto à forma dos cristais de K-feldspatos: PC: Souza (2015)	Anédricos	Anédricos, com raríssima exceção subédricos a euédricos

Classificação dos componentes da solução sólida em grãos de plagioclásio zonado: PC: Souza (2015)	Andesina nas bordas e labradorita no núcleo em grãos zonados de granulação grossa. Em grãos finos há uma inversão, labradorita nas bordas e núcleo composto por andesina	Andesina nas bordas e labradorita no núcleo em grãos zonados de granulação grossa
Predomínio de feições: Deformação em estado sólido ou fluxo magmático: PC: Souza (2015)	Fluxo magmático	Deformação em estado sólido
Texturas de milonitização: Nalini Jr. <i>et al.</i> (2005)	Presente: Textura protomilonítica	Ausente
Mineralogia principal das rochas: Gonçalves <i>et al.</i> (2009)	Quartzo, plagioclásio, biotita, anfibólio e microclínio	Quartzo, plagioclásio, biotita, microclínio/ortoclásio.
Características dos grãos de plagioclásio: PC: Souza (2015)	Caráter ígneo, evidenciado por zonamento químico forte	Os sinais de deformação estão mais presentes nesses grãos, sendo evidenciada por subgrãos, maclas mecânicas e grãos recristalizados por migração de borda de grão. Caráter Ígneo: zonamento químico fraco.
Características dos grãos de quartzo: PC: Souza (2015)	extinção ondulante, deformação intracristalina marcada por subgrãos, bordas retas, curvas a ameboides.	extinção ondulante, fraturamento, subgrãos e grãos recristalizados por migração de bordas de grão
Classificação dos grãos de granada: PC: Souza (2015)	Poiquilitica em alguns casos: almandina e glossulária	Poiquilitica; almandina
Quanto à composição química dos grãos de biotita. PC: Souza (2015)	Esverdeadas, pobre em Ti. Presente na composição de todas as rochas deste domínio.	Amarronzadas a avermelhadas, ricas em Ti.
Quanto aos grãos de anfibólio: PC: Souza (2015)	Grãos médios com composição modal em torno de 3%.	Grãos finos a médios e com composição próxima a 3%. Existem localmente amostras com composição modal de 8%.
Contato entre grãos félsicos: PC: Gonçalves <i>et al.</i> (2009) e Souza (2015)	Contatos retos, irregulares a lobadas	Contatos retos, irregulares, curvos e principalmente lobados.
Quanto à presença de feições de migmatização. PC: Gonçalves <i>et al.</i> (2009), Souza (2015), Nalini Jr. <i>et al.</i> (2005)	Ausente	Presente
Cristalização dos granitos: Souza (2015)	Granitos de baixa temperatura	Granitos de alta temperatura
Quanto ao metamorfismo em que as rochas foram submetidas; PC: Gonçalves <i>et al.</i> (2009)	Não excede a fácies xisto-verde a anfibolito	Fácies anfibolito

4.6.2 COMPARAÇÃO ENTRE AS ROCHAS DA SUPERSUITE G2 NAS PORÇÕES NORTE E LESTE (PLUTON CARLOS CHAGAS) DO ORÓGENO ARAÇUAÍ

Neste tópico será feita a comparação entre as características das rochas que compõem a Supersuite G2 na terminação intracontinental do arco magmático Rio Doce com as rochas que compõem a

Supersuite G2 na parte leste do Orógeno Araçuaí, em que a batólito estudado é denominado Carlos Chagas. Os dados levantados para se fazer a tabela comparativa têm por base os trabalhos de Melo *et al.* (2017 a-b).

A (Tabela 8) apresenta as relações entre as rochas da Supersuite G2 envolvidas para que assim sejam entendidas as variações e semelhanças que essa supersuite formada no estágio sin-colisional, apresenta ao longo do Orógeno Araçuaí.

Tabela 8: Comparação entre feições texturais e mineralogia das rochas da Supersuite G2 encontradas na terminação intracontinental e na parte mais a leste do Orógeno Araçuaí. (PL) Porção Leste.

Critérios analisados:	Porções leste do Orógeno Araçuaí - Carlos Chagas	Terminação intracontinental do arco magmático
Classificação genética dos granitos: (PL); Melo <i>et al.</i> (2017 a,b)	Granitos do Tipo “S”	Granitos do Tipo “S”
Quanto à classificação das rochas: (PL); Melo <i>et al.</i> (2017 a-b)	Leucogranitos	biotita-monzogranitos, biotita-sienogranitos, granada-biotita-sienogranitos, granada-biotita-monzogranitos, cordierita-granada-biotita-granodiorito, biotita-granada-cordierita-sienogranito, cordierita-biotita-granodiorito
Quanto à foliação: (PL); Melo <i>et al.</i> (2017 a-b)	Não foliada a foliada. Nas rochas foliadas o principal mineral máfico é a biotita	Não foliada a foliada. Nas rochas foliadas o principal mineral máfico é a biotita
Quanto à origem das biotitas: (PL); Melo <i>et al.</i> (2017 a-b)	Ígnea e Metamórfica	Ígnea e Metamórfica
Quanto à forma dos cristais de plagioclásio: (PL); Melo <i>et al.</i> (2017 a-b)	Anédricos	Anédricos, com locais ocorrências de grãos euédricos a subédricos
Quanto à forma dos cristais de K-feldspatos: (PL); Melo <i>et al.</i> (2017 a-b)	Grãos euédricos	Anédricos, com locais ocorrências de grãos euédricos a subédricos
Predomínio de feições: Deformação em estado sólido ou fluxo magmático: (PL); Melo <i>et al.</i> (2017 a-b)	Fluxo magmático	Deformação metamórfica
Mineralogia principal das rochas: (PL); Melo <i>et al.</i> (2017)	Quartzo, plagioclásio, K-feldspatos, biotita, granada, ilmenita e sillimanita	Quartzo, plagioclásio, biotita, microclínio/ortoclásio, sillimanita, muscovita.
Características dos grãos de plagioclásio: (PL); Melo <i>et al.</i> (2017)	Grãos recristalizados por migração de borda de grão, maclas deformadas e contatos poligonais	Encontra-se zonamento químico fraco em alguns grãos. A deformação é evidenciada por subgrãos e maclas mecânicas, recristalização de grãos por migração de borda de grão.
Características dos grãos de quartzo: (PL); Melo <i>et al.</i> (2017)	extinção ondulante, deformação intracristalina marcada por subgrãos, extinção ondulante, recristalização por migração de borda em alta temperatura	extinção ondulante, fraturamento, subgrãos e grãos recristalizados por migração de borda de grão

Características dos grãos de granada: (PL); Melo <i>et al.</i> (2017)	Granada (1): Granada magmática. Granada (2): Granada peritética formada a partir do consumo de minerais como a biotita.	Granada (1): Granada magmática. Granada (2): Granada peritética formada a partir do consumo de minerais como a biotita. (Vide Fig. 3.8-a,b)
Quanto à composição química dos grãos de biotita: (PL); Melo <i>et al.</i> (2017)	Grãos de biotita ricos em Ti, evidenciadas pela coloração avermelhada	Grãos de biotita ricos em Ti, evidenciadas pela coloração avermelhada a amarronzadas.
Contato entre grãos félsicos: (PL); Melo <i>et al.</i> (2017)	Contatos retos, irregulares, poligonais a lobadas	Contatos retos, irregulares, curvos e principalmente lobados. (Não se verifica contatos poligonais)
Quanto à presença de feições de migmatização: (PL); Melo <i>et al.</i> (2017)	Presente	Presente
Quanto ao metamorfismo em que as rochas foram submetidas: (PL); Melo <i>et al.</i> (2017)	Não excede a fácies granulito	Fácies anfibolito superior

4.6.3 COMPARAÇÃO ENTRE AS ROCHAS DA SUPERSUITE G5 DA TERMINAÇÃO INTRACONTINENTAL DO ARCO MAGMÁTICO RIO DOCE COM OS DEMAIS REPRESENTANTES DO ORÓGENO ARAÇUAÍ

Por fim, realizou a comparação das rochas que compõem a Supersuite G5, rochas essas relacionadas ao colapso gravitacional do Orógeno Araçuaí. Para tanto utilizou-se os dados adquiridos por meio deste estudo e relacionou-se com os estudos de Zanon (2013), Gradim *et al.* (2014) e De Campos *et al.* (2016) para evidenciar quais foram as variações que este estudo mostrou com relação as outras partes do Orógeno Araçuaí, bem como as semelhanças que as fazem possuir a mesma classificação quanto a um grupo específico de rochas.

As devidas comparações estão indicadas abaixo na (Tabela 9) elucidando as feições características de cada local de estudo.

Tabela 9: Comparação entre feições texturais e mineralogia das rochas da Supersuite G5 encontradas na terminação intracontinental com as demais que compõem o Orógeno Araçuaí.

Critérios analisados e autor	Supersuites (G5) do Orógeno Araçuaí	Terminação intracontinental do arco magmático
Classificação genética dos granitos: De Campos <i>et al.</i> (2016)	Granitos do Tipo "I"	Granitos tipo I, predominante. Localmente granitos do Tipo "S"
Quanto à classificação das rochas: Gradim <i>et al.</i> (2014)	Granitos, enderbitos, charnoquitos	anfibólio-biotita-monzogranitos, anfibólio-piroxênio-biotita-monzogranitos, granada-biotita-monzogranitos, biotita-granodioritos
Quanto à foliação: De Campos <i>et al.</i> (2016)	Não foliada a foliada. Nas rochas foliadas grãos de biotita indicam o fluxo magmático	Não foliada.

Quanto à origem das biotitas: De Campos <i>et al.</i> (2016)	Ígnea	Ígnea
Características dos grãos de plagioclásio: Zanon (2013)	Grãos predominantemente ígneos, no entanto, são encontradas feições de deformação. Os grãos podem se apresentar poligonalizados	Grãos predominantemente ígneos, no entanto, podem apresentar feições de deformação. Os contatos em geral são retos, curvilíneos e lobados
Características dos grãos de K-feldspatos: De Campos <i>et al.</i> (2016), Zanon (2013)	Presença de pertita e mesopertita com feições ígneas predominantes	Presença de pertita
Quanto as características dos grãos de quartzo: Zanon (2013)	Grãos ígneos predominantemente, mas podem apresentar feições de deformação como textura ribbon, extinção ondulante e contato poligonais.	Grãos ígneos predominantemente, mas podem apresentar feições de deformação como subgrãos, extinção ondulante e recristalização por migração de borda de grãos.
Predomínio de feições: Deformação em estado sólido ou fluxo magmático: De Campos <i>et al.</i> (2016), Zanon (2013)	Fluxo magmático	Fluxo magmático
Texturas de milonitização: Zanon (2013)	Presente: Textura milonítica	Ausente
Mineralogia principal das rochas: Gradim <i>et al.</i> (2014)	Quartzo, plagioclásio, K-feldspatos, ortopiroxênio, hornblenda, biotita	Quartzo, plagioclásio, K-feldspatos, ortopiroxênio, hornblenda, biotita
Quanto aos grãos de granada: Zanon (2013), De Campos <i>et al.</i> (2016)	Ausente	Mineral acessório associado a minerais máficos da rocha (Encontrado em localmente)
Quanto aos grãos de biotita: De Campos <i>et al.</i> (2016), Zanon (2013)	Granulação fina e pode apresentar dobramentos	Apresenta-se predominantemente com granulação grossa. Apresenta dobramentos

4.7 CLASSIFICAÇÃO DOS MIGMATITOS DAS SUPERSUITES G1, G2 E G5

A classificação dos migmatitos das Supersuites G1, G2 e G5 se baseia na definição de metatexitos, diatexitos e leucogranitos, apresentada no tópico de revisão de texturas, com base nos critérios de classificação para migmatitos, apresentados por Viegas *et al.* (2013), a partir dos trabalhos de Vernon (2000), Rosenberg (2001) e Sawyer (2010).

A comparação entre as referidas definições e as análises microestruturais nas rochas das Supersuites G1, G2 e G5, pretende-se determinar qual tipo de migmatito é mais frequente para cada grupo específico de rochas.

4.7.1 MIGMATITOS G1

No mosaico a seguir (Figs. 4.1 e 4.2), estão exemplificados alguns grãos que sofreram alterações em sua forma como resposta a fusão parcial das rochas da Supersuite G1. A análise a seguir baseou-se principalmente no tamanho dos grãos félsicos e feições texturais apresentadas. As amostras de rocha G1 selecionadas para as análises são: LG27, LG 92-B, LG173, LG276, FF57, FF103, MR63, MR62, FF01.

A partir da análise das feições de fusão parcial nas rochas da Supersuite G1, quanto ao tamanho e forma dos grãos, verificam-se nos contatos entre grãos de quartzo e K-feldspatos: bordas lobadas e junções tríplices entre grãos de quartzo-feldspatos com granulação média de 0,2mm a 0,25mm. A partir da análise das microestruturas, pode-se inferir que migmatitos sejam classificados como diatexitos, por sua representatividade. São encontradas feições típicas de metatexitos como mirmequitas nos contatos entre K-feldspatos e plagioclásio, raramente grãos subédricos e grãos de quartzo com granulação de 1mm, no entanto, possui menor representatividade.

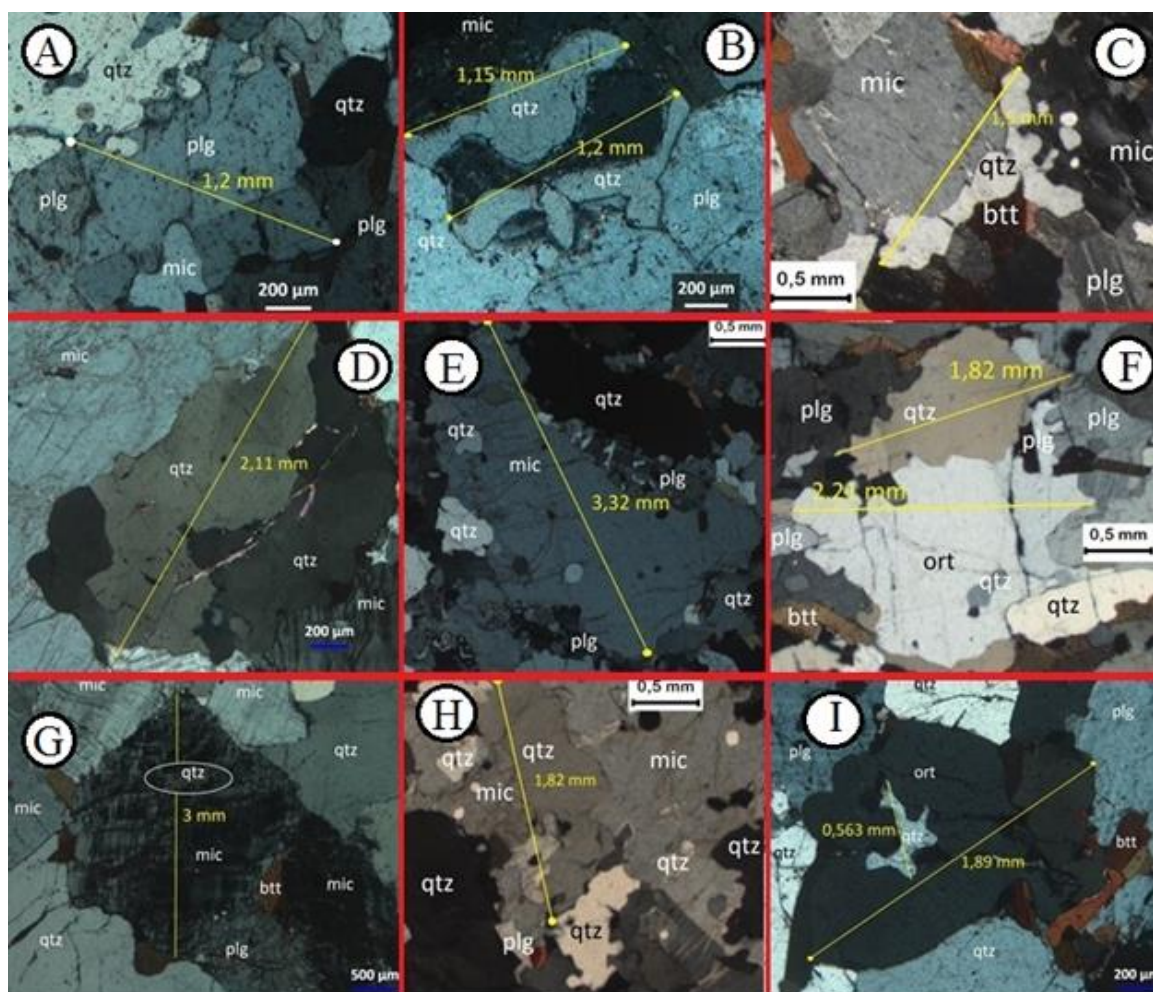


Figura 4.1: Mosaico ilustrativo que representa a análise para a classificação de migmatitos: A-I; Grãos félsicos em migmatitos da Supersuite G1 e a determinação do tamanho dos grãos. A) LG27. B) LG 27. C) MR62. D) LG92-B. E) MR63. F) FF57. G) LG92-B. H) FF103. I) LG276

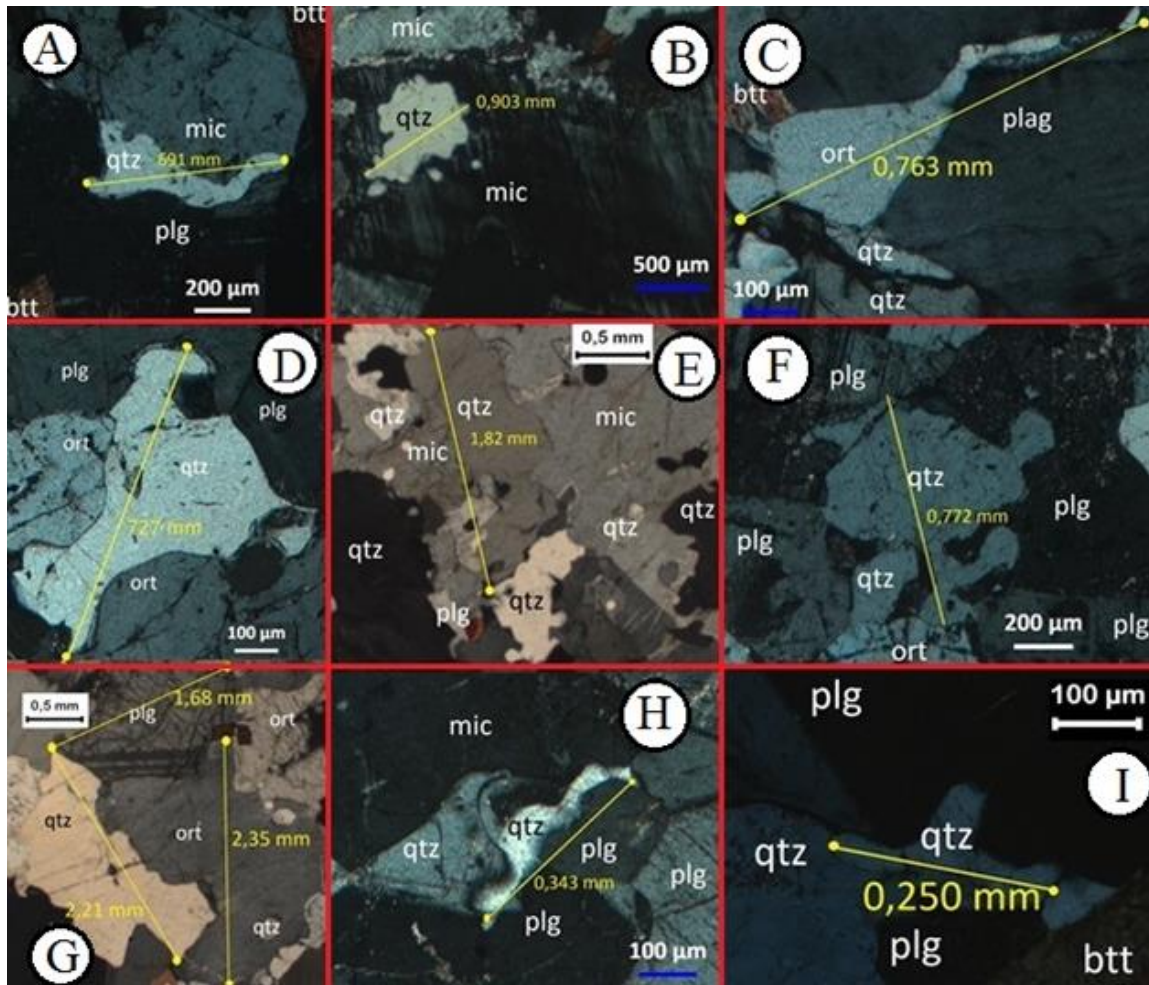


Figura 4.2: Mosaico ilustrativo que representa a análise quanto à classificação de migmatitos: A-I; Grãos félsicos em migmatitos da Supersuite G1 e a determinação do tamanho dos grãos. A) LG173. B) LG92-B. C) LG276. D) LG173. E) FF103. F) LG173. G) FF103. H) LG276. I) FF01.

4.7.2 MIGMATITOS G2

Para avaliar qual é o tipo de migmatito que a Supersuite G2 apresenta, utilizou-se também um mosaico (Figs. 4.3 e 4.4) que mostra quais são as características que os grãos mostram em resposta ao processo de fusão parcial nestas rochas. Esta análise deseja evidenciar o tamanho dos grãos félsicos e suas feições texturais para que assim essas rochas tenham uma classificação de acordo com os critérios que os autores acima mencionados propuseram. As amostras de rocha G2 selecionadas para as análises são: LG12, LG149, LG152, LG163-A, LG163-B, LG182-A, LG182-B, LG192, LG209, LG240, LG274, LG353-B, LG357, LG389-A.

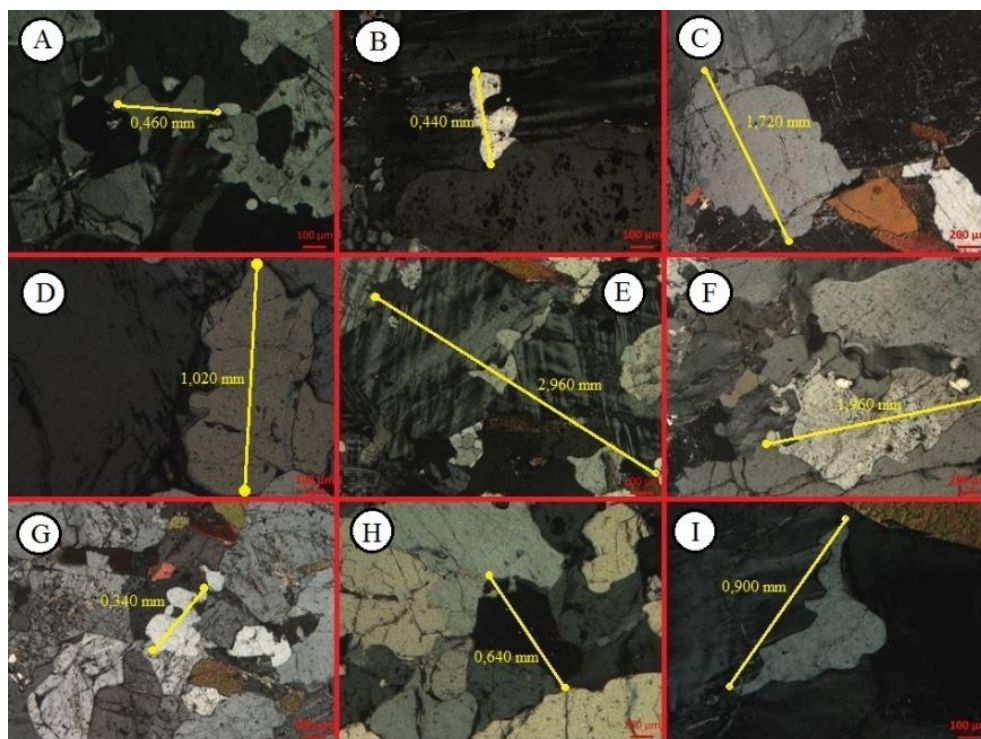


Figura 4.3: Mosaico ilustrativo que representa a análise quanto à classificação de migmatitos: A-I; Grãos félsicos em migmatitos da Supersuíte G2 e a determinação do tamanho dos grãos. A) LG274. B) LG12. C) LG182-A. D) LG182-B. E) LG240. F) LG163-A. G) LG192. H) LG209. I) LG156.

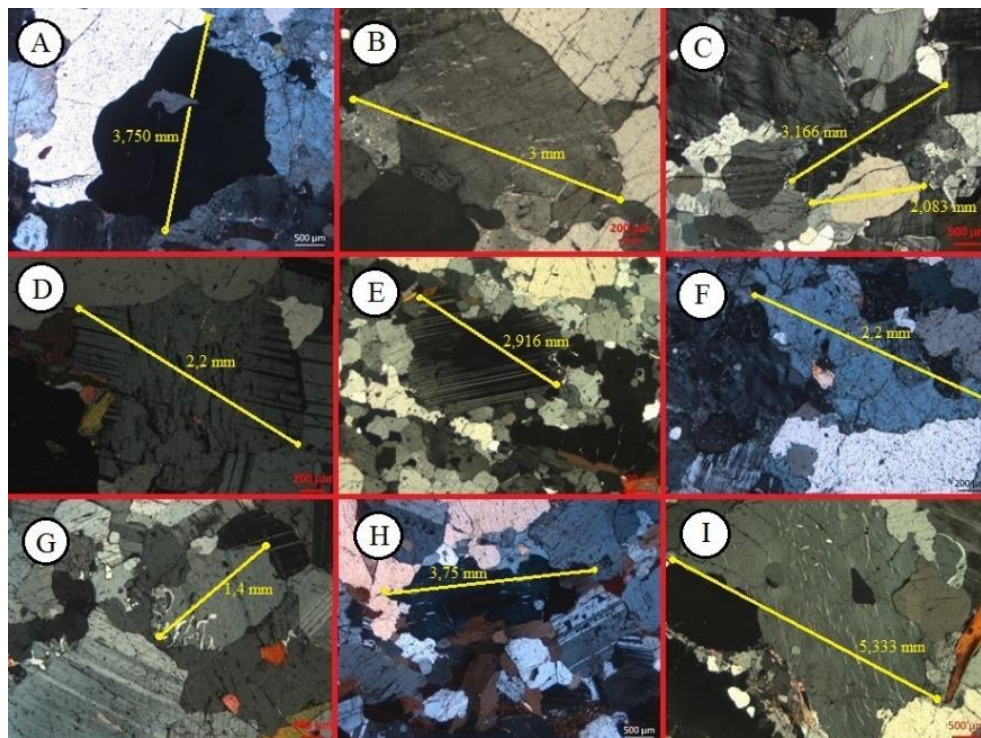


Figura 4.4: Mosaico ilustrativo que representa a análise quanto à classificação de migmatitos: A-I; Grãos félsicos em migmatitos da Supersuíte G2 e a determinação do tamanho dos grãos. A) LG389-A. B) LG163-A. C) LG149. D) LG163-B. E) LG209. F) LG353-B. G) LG163-B. H) LG357. I) LG274.

As análises das feições indicativas de processo de fusão parcial para as rochas da Supersuite G2, mostraram feições típicas de metatexitos como mirmequitas nos contatos entre K-feldspatos e plagioclásio, grãos subédricos com maior representatividade e grãos de quartzo com granulação de 1mm a 2,5mm. Verificam-se bordas lobadas nos contatos entre grãos de quartzo e K-feldspatos, junções triplíceis entre grãos de quartzo-feldspatos são menos comuns a esses grãos. A partir da análise das microestruturas, pode-se inferir que migmatitos sejam classificados como metatexitos.

4.7.3 MIGMATITOS G5

Os mosaicos expostos nas (Figs. 4.5 e 4.6) representam os grãos félsicos que foram alterados pelos processos de migmatização nas rochas que compõem a Supersuite G5 na terminação intracontinental do Arco Rio Doce. Como nas análises anteriores, esta tem como alvo o tamanho dos grãos e suas feições texturais para que assim haja uma classificação de qual grupo de migmatitos estas rochas estão inseridas. As amostras de rocha G5 selecionadas para as análises são: LG29, LG217, LG220, LG222, LG321-A e LG321-B.

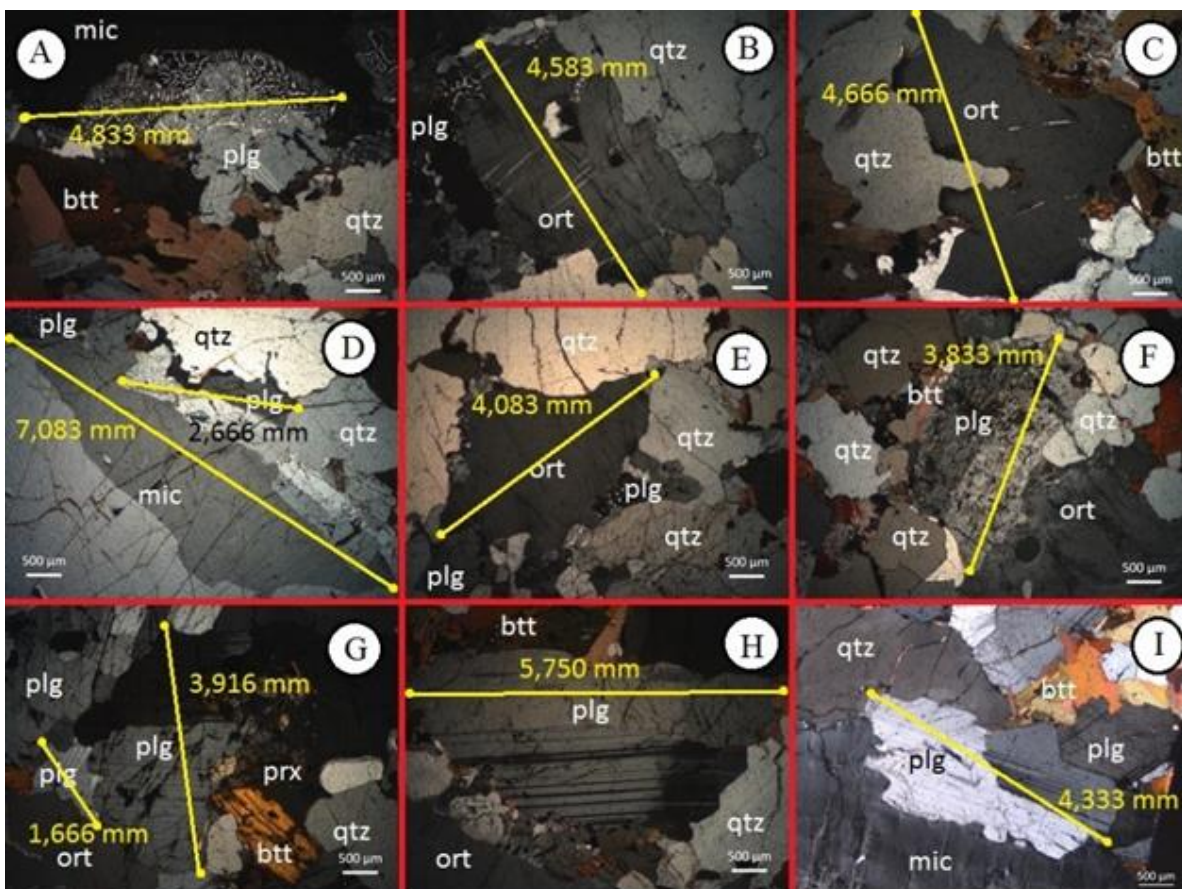


Figura 4.5: Mosaico ilustrativo que representa a análise quanto à classificação de migmatitos: A-I; Grãos félsicos em migmatitos da Supersuite G5 e a determinação do tamanho dos grãos. A) LG220. B) LG222. C) LG321-A. D) LG220. E) LG217. F) LG222. G) LG220. H) LG217. I) LG217.

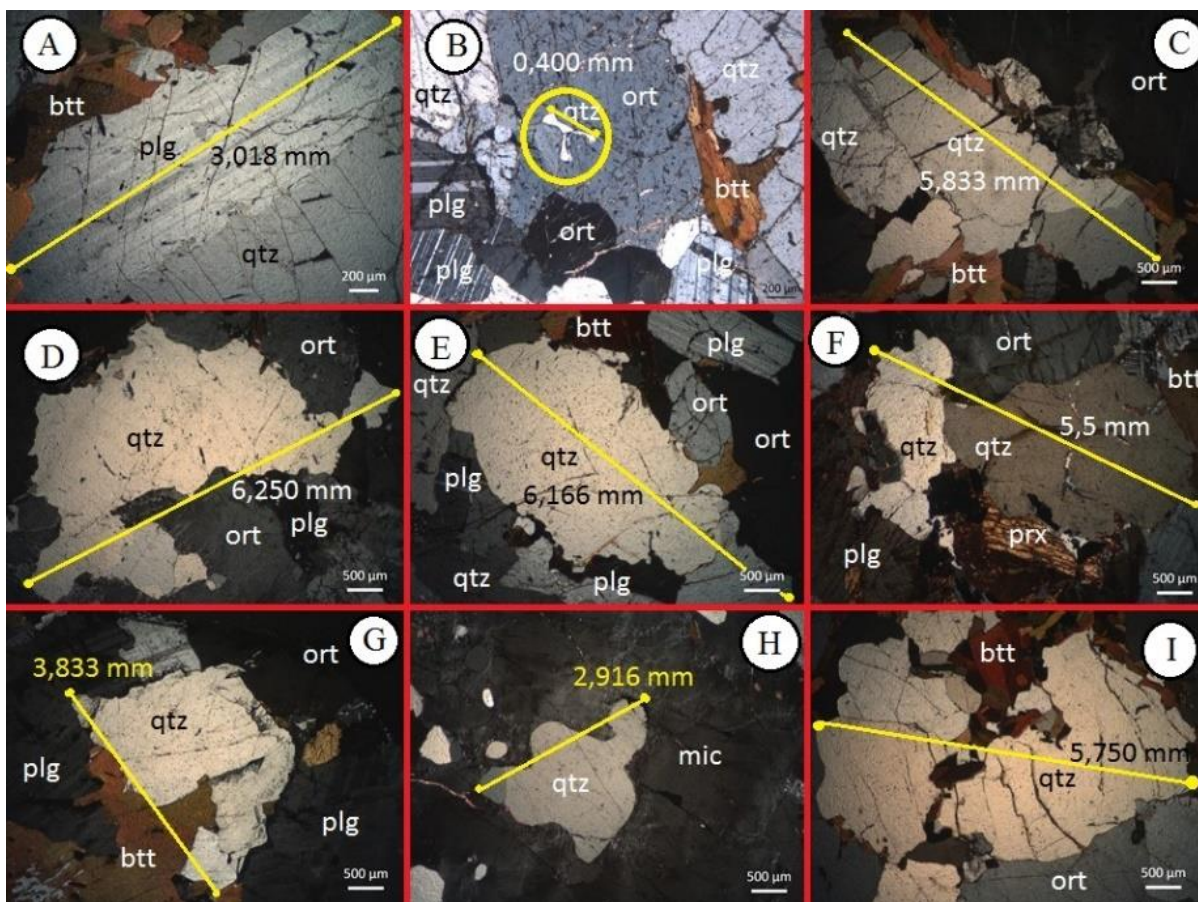


Figura 4.6: Mosaico ilustrativo que representa a análise quanto à classificação de migmatitos: A-I; Grãos félsicos em migmatitos da Supersuite G5 e a determinação do tamanho dos grãos. A) LG220. B) LG217. C) LG217. D) LG222. E) LG220. F) LG321-B. G) LG321-A. H) LG222. I) LG217.

A partir das referidas análises a respeito das texturas e tamanhos dos grãos félsicos que responderam ao processo de fusão parcial nas rochas da Supersuite G5, verificou-se que os grãos de quartzo apresentam, em geral, granulção maior que os grãos vistos nas rochas das Supersuites G1 e G2, maior que 2mm e apresentando bordas lobadas. Também são encontrados grãos de quartzo de granulometria fina bordejando grãos pórfiros de K-feldspatos. Entre os grãos de plagioclásio encontra-se frequentemente maclas mecânicas. No contato entre grãos de plagioclásio e K-feldspatos verifica-se textura mirmequítica. Os grãos de K-feldspatos são anédricos e possuem microfraturas. De acordo com os critérios de classificação mencionados pelos autores sugerem que estes migmatitos sejam classificados como leucogranitos.

CAPÍTULO 5

CONCLUSÕES

Os resultados obtidos permitiram levantar as seguintes conclusões a respeito das rochas das Supersuites G1, G2 e G5 na terminação intracontinental do arco magmático Rio Doce, Orógeno Araçuaí:

- Comprovou-se por meio do estudo microestrutural indícios de fusão parcial nas rochas que compõem a terminação intracontinental do Arco Rio Doce (*eg.* junções tríplexes entre interstícios de grãos, bordas lobadas a ameboides em grãos félsicos, poças de grãos finos de quartzo formada em grãos médios a grossos de quartzo e feldspatos).

- As amostras analisadas apresentam uma grande variedade mineralógica, em que se determinou os minerais essenciais (*eg.* quartzo, feldspatos), varietais (*eg.* granada, cordierita), acessórios (*eg.* zircão, monazita) e secundários (*eg.* sericita, clorita) presentes nas rochas.

- Determinou-se padrões texturais e estruturais de fluxo ígneo (*eg.* texturas de exsolução, texturas mirmequíticas, textura glomerofírica e orientação de cristais euédricos) e de deformação em estado sólido (*eg.* subgrãos, extinção ondulante).

- Verificou-se que as rochas que compõem a Supersuite G1 na porção norte do Arco Rio Doce se diferenciam em sua mineralogia, composição química e processos deformacionais das rochas que compõem a Supersuite G1 na porção sul do Arco Rio Doce.

- As microtramas típicas de fluxo magmático e as microtramas típicas de deformação em estado sólido estão presentes nas rochas que compõem as Supersuites G1, G2 e G5. Pôde-se observar que as microtramas típicas de deformação em estado sólido são mais presentes que aquelas relativas a processos ígneos nas Supersuite G1 e Supersuite G2. No entanto, na Supersuite G5, os processos ígneos prevalecem em relação a processo típicos de estado sólido.

- Foi possível determinar que as rochas da Supersuite G1 possuem origem ígnea e pelítica, e que vários processos de deformação agiram sobre estas rochas, posteriores a sua gênese.

- Os critérios de classificação sintetizados por Viegas *et al.* (2013), a partir dos trabalhos de Vernon (2000), Rosenberg (2001) e Sawyer (2010) permitiram classificar os migmatitos das Supersuites G1 como diatexitos, os migmatitos da Supersuite G2 como metatexitos e os migmatitos da Supersuite G5 como leucogranitos.

- As rochas das Supersuites G1 e G2 apresentam granulação predominantemente média e as rochas da Supersuite G5 apresentam granulação predominantemente grossa.

- Por meio das análises qualitativas e quantitativas, pôde-se concluir que as rochas da Supersuite G1 apresentaram grãos mais deformados que as rochas da Supersuite G2 e ambas mostraram mais deformadas que as rochas da Supersuite G5. Com relação as bordas dos plútons, estas se mostram mais deformadas em relação ao núcleo dos mesmos.

- Verificou-se a existência de múltiplas tramas associadas nas rochas da terminação intracontinental do arco magmático Rio Doce sendo elas ígneas, metamórficas e resultantes de processos de fusão parcial.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alkmim F.F., Marshak S., Pedrosa-Soares A.C., Peres G.G., Cruz S.C.P., Whittington A. 2006. Kinematic evolution of the Araçuaí – West Congo orogeny in Brazil and Africa: nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. *Precambrian Research*. 149, 43 e 64.
- Alkmim F.F., Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Cruz S.C.P., 2007. Sobre a Evolução Tectônica do Orógeno Araçuaí – Congo Ocidental, *Geonomos*, 15: 25-43.
- Almeida F.F.M., Litwinski N. 1984. Província Mantiqueira: setor setentrional. In: F.F.M. de Almeida e Y. Hasui (eds.) *O Pré-Cambriano do Brasil*. Editora Edgar Blücher, São Paulo, p. 282-307.
- Ashworth J. R., 1985. *Magmatites*. Blackie. Glasgow.
- Brown M., 2001. Orogeny, migmatites and leucogranites: review, *Proceedings of the Indian Academy of Science (Earth and Planetary Science)*, vol.110 (pg. 313-336).
- Chappell B. W., White A. J. R. 2001. Two contrasting granite types: 25 years later 48, 489–499.
- Chappell B.W., White A. J. R., Williams I. S., Wyborn D. 2004. Low and high-temperature granites. *Trans.Roy. Soc. Edinburgh, Earth Sci.*
- De Campos C., Mendes J., Ludka I., de Medeiros S., de Moura J., Wallfuss C. 2004. A review of the Brasileiro magmatism in southern Espírito Santo, Brazil, with emphasis on post-collisional magmatism. In: (eds.) Weinberg, R., Trouw, R., Fuck, R., and Hackspacher, P., *The 750-550 Ma Brasileiro Event of South America*, *Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition*, ISSN 1441-8142, Volume 17, Paper 1.
- De Campos C. P., de Medeiros S. R., Mendes J. C., Pedrosa-Soares A. C., Dussin I., Ludka I. P., Dantas E. L. 2016. Cambro-Ordovician magmatism in the Araçuaí Belt (SE Brazil): Snapshots from a post-collisional event. *Journal of South American Earth Sciences*, 68, 248-268.
- Deer W. A., Howie R. A., Zussman J., 1992. *An introduction to the rock forming minerals*. Pearson Prentice Hall, Second edition. 549p.
- Erdmann S., Jamieson R. A., MacDonald M. A. 2009. Evaluating the origin of garnet, cordierite, and biotite in granitic rocks: a case study from the South Mountain Batholith, Nova Scotia. *Journal of Petrology*, 50(8), 1477-1503.
- Figueiredo M. C. H., Campos Neto M. C. 1993. Geochemistry of the Rio Doce magmatic arc, Southeastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 65: 63-81.

Pimenta, M. G. B. 2018, Caracterização Mineralógica e Textural de Granitoides da Terminação...

Gonçalves-Dias T., Pedrosa-Soares A.C., Dussin I.A., Alkmim F.F., Caxito F.A., Silva L.C., Noce C.M. 2011. Maximum sedimentation age and provenance of the Jequitinhonha Complex in the type-area (Araçuaí orogen): First U-Pb (LA-ICP-MS) data from detrital zircon grains. *Geonomos*, 19: 121-130.

Gonçalves F.M., Zogheib F.F., Cacama M.S.J.B., Xavier R.C. 2013. Estudo das Suites Rancho Alegre e Felisburgo (Supersuite G1), Orógeno Araçuaí, Nordeste de Minas Gerais. Trabalho de Conclusão de Curso, Universidade Federal de Minas Gerais. 75p.

Gonçalves L.E. da S. 2009. Características Gerais e História Deformacional da Suite Granítica G1, entre Governador Valadares e Ipanema, MG. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Brasil. 112 p.

Gonçalves L.E. da S., Farina F., Lana C., Pedrosa-Soares A.C., Alkmim F.F., Nalini Jr. H.A. 2014. New U-Pb ages and lithochemical attributes of the Ediacarian Rio Doce magmatic arc, Araçuaí confined orogeny, southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 52, 129-148p.

Gonçalves L. E. da S., 2015. Contribuição à geoquímica, geocronologia, estrutura e evolução dos segmentos central e setentrional do arco magmático Rio Doce, Orógeno Araçuaí, MG. 149p.

Gonçalves L. E. da S., Alkmim F. F., Pedrosa-Soares A. C., Dussin I. A., Valeriano C. de M., Lana C., Tedeschi M., 2016. Granites of termination intracontinental of a magmatic arc; a example from the Ediacarian Araçuaí orogen, southeastern Brazil. *Gondwana Research*. 20, 439-458p.

Google Maps; Disponível em: <https://www.google.com.br/maps/>. Acesso: 02/03/2017.

Gradim C., Roncato J., Pedrosa-Soares A. C., Cordani U., Dussin I., Alkmim F. F., Babinski M. 2014. The hot back-arc zone of the Araçuaí orogen, Eastern Brazil: from sedimentation to granite generation. *Brazilian Journal of Geology*, 44(1), 155-180.

Green T. H. "Experimental generation of cordierite-or garnet-bearing granitic liquids from a pelitic composition." *Geology* 4.2. 1976. 85-88p.

Hatcher Jr. R. D. 1995. *Structural Geology - Principles Concept and Problems*. New Jersey, Prentice Hall, 525p.

Launeau P., Robin P. Y. F. 2003. "SPO v. 2003 (freeware)." Université de Nantes (França)/University of Toronto (Canadá). Disponível em: <http://www.sciences.univnantes.fr/geol/UMR6112/SPO/SPO>. Acessado em: 13.05.2017.

Le Maitre R.W. 2002. *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms*. Cambridge University Cambridge, Reino Unido. 226p.

- Melo M. G., Stevens G., Lana C., Pedrosa-Soares A. C., Frei D., Alkmim F. F., Alkmin L. A. (2017). Two cryptic anatectic events within a syn-collisional granitoid from the Araçuaí orogen (southeastern Brazil): Evidence from the polymetamorphic Carlos Chagas batholith. *Lithos*, 277, 51-71.
- Melo M. G., Lana C., Stevens G., Pedrosa-Soares A. C., Gerdes A., Alkmin L. A., Nalini Jr. H. A., Alkmim, F. F. 2017. Assessing the isotopic evolution of S-type granites of the Carlos Chagas Batholith, SE Brazil: Clues from U–Pb, Hf isotopes, Ti geothermometry and trace element composition of zircon. *Lithos*, 284, 730-750.
- Mendes J. C., de Medeiros S. R., McReath I., de Campos, C. M. P. 2005. Cambro-Ordovician magmatism in SE Brazil: U-Pb and Rb-Sr ages, combined with Sr and Nd isotopic data of charnockitic rocks from the Varzea Alegre complex. *Gondwana Research*, 8(3), 337-345.
- Mehnert K.R. 1968; *Migmatites and the Origin of Granitic Rocks*. Elsevier, Amsterdam, Netherlands.
- Nalini Jr. H.A. 1997. *Caractérisation des suites magmatiques néoproterozoïques de la region de Conselheiro Pena et Galiléia (Minas Gerais, Brésil)*. Etude géochimique et structurale des suites Galiléia et Urucum et relations avec les pegmatites à éléments rares associées. Ecole des Mines de Saint Etienne et Ecole des Mines de Paris. Tese de Doutorado, 237p
- Nalini Jr. H.A., Machado R., Bilal E. 2005. Geoquímica e Petrogênese da Suite Galiléia: Exemplo de Magmatismo Tipo-I Metaluminoso Pré-Colisional Neoproterozóico da Região do Médio Vale do Rio Doce (MG). *Revista Brasileira de Geociências*, 35 (4):23-34.
- Noce C. M., Pedrosa-Soares A.C., Piuzana D., Armstrong R., Laux J. H., de Campos C.M., Medeiros S.R., 2004. Ages of sedimentation of the kinzigitic complex and of a late orogenic thermal episode in the Araçuaí orogen, northern Espírito Santo State, Brazil: zircon and monazite U-Pb SHRIMP and ID-TIMS data. *Revista Brasileira de Geociências*, 349: 587-592.
- Noce C. M., Costa A. G., Piuzana D., Vieira V. S., Carvalho C. 2006. Folha Manhuaçu. Programa Geologia do Brasil, CPRM–Serviço Geológico do Brasil, Rio de Janeiro.
- Noce C. M., Pedrosa-Soares A. C., Silva L. C., Armstrong R., Piuzana D. 2007. Evolution of polycyclic basement complexes in the Araçuaí orogen, based on U–Pb SHRIMP data: Implications for Brazil–Africa links in Paleoproterozoic time. *Precambrian Research*, 159, 60–78.
- Novo T. 2009. Significado geotectônico das rochas charnockíticas da região de Carangola–MG: implicações para a conexão Araçuaí–Ribeira. MSc thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte.

Pimenta, M. G. B. 2018, Caracterização Mineralógica e Textural de Granitoides da Terminação...

Paes V. J. C., Raposo F.O., Pinto C.P., Oliveira F.A.R. 2010. Projeto Jequitinhonha, Estados de Minas Gerais e Bahia: texto explicativo. Geologia e Recursos Minerais das Folhas Comercinho, Jequitinhonha, Almenara, Itaobim, Joáima e Rio do Prado, Programa Geologia do Brasil: Belo Horizonte, CPRM, 376 p.

Passchier C.W., Trouw R.A.J. 2005. *Microtectonics*. Second Edition, Springer, 366p.

Paterson S.R., Vernon R.H., Tobisch O.T. 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology*. v.11:349-363p.

Pedrosa-Soares A. C., Vidal P., Leonardos O. H., Brito-Neves B. B. 1998. Neoproterozoic oceanic remnants in eastern Brazil: Further evidence and refutation of an exclusively ensialic evolution for the Araçuaí–West Congo orogen. *Geology*, 26, 519–522.

Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Wiedemann C.M., Pinto C.P. 2001. The Araçuaí–West Congo orogen in Brazil: An overview of a confined orogen formed during Gondwanland assembly. *Precambrian Research*, 110: 307-323.

Pedrosa-Soares A.C., Castañeda C., Queiroga G., Gradim C., Belém J., Roncato J., Novo T., Dias P., Gradim D., Medeiros S., Jacobsohn T., Babinski M., Vieira V. 2006. Magmatismo e Tectônica do Orógeno Araçuaí no Extremo Leste de Minas e Norte do Espírito Santo (18°-19°S, 41°-40°30'W). *GEONOMOS* 14(1, 2): 97 – 111.

Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Alkmim F.F, Silva L.C., Babinski M., Cordani U., Castañeda C. 2007. Orógeno Araçuaí: síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977. *Geonomos*, 15(1): 1-16.

Pedrosa-Soares A.C., Alkmim F. F., Tack L., Noce C. M., Babinski M., Silva L. C., Martins-Neto M. A. 2008. Similarities and differences between the Brazilian and African counterparts of the Neoproterozoic Araçuaí West-Congo orogen. In: Pankhurst, J.R., Trouw, R.A.J., Brito Neves, B.B., De Wit, M.J. (eds.) *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations across the South Atlantic Region*. Geological Society of London, Special Publications, 294: 153-172.

Pedrosa-Soares A.C., De Campos C.P., Noce C.M., Silva L.C., Novo T., Roncato J., Medeiros S., Castañeda C., Queiroga G., Dantas E., Dussin I., Alkmim F. F. 2011. Late Neoproterozoic–Cambrian granitic magmatism in the Araçuaí orogen (Brazil), the Eastern Brazilian Pegmatite Province and related mineral resources. In: Sial A. N., Bettencourt J. S., De Campos C. P., Ferreira V. P. *Granite-Related Ore Deposits*. Geological Society of London, Special Publications, 350: 25-51.

Rosenberg C. 2001. Deformation of partially molten granite: a review and comparison of experimental and natural case studies. *International Journal of Earth Sciences*. 90, 60-76.

Sawyer E.W. 2008. Atlas of Migmatites. The Canadian Mineralogist, Special Publication 9, NRC Research Press, Ottawa, Ontario, Canada, 371p.

Sawyer E.W. 2010. Migmatites formed by water-fluxed partial melting of a leucogranodiorite protolith: Microstructures in the residual rocks and source of the fluid. Lithos, Volume 116, Pages 273-286.

Sgarbi G. N. C. 2007. Petrografia macroscópica das rochas ígneas, sedimentares e metamórficas. Editora UFMG, Belo Horizonte - Minas Gerais, 559p.

Silva L.C., Pinto C.P., Gomes A.C., Paes V.C. Chemale F. 2007. Granitogenesis at the northern tip of the Araçuaí Orogen, E Brazil: LA-ICP-MS U-Pb zircon geochronology, and tectonic significance. In: Simpósio de Geologia do Sudeste. Diamantina, Anais, 20-21.

Souza M. M. 2015. Padrões de microtrama em granitoides pré-colisionais a sin-colisionais: A história evolutiva da supersuite G1, próximo a região de Conselheiro Pena, Minas Gerais. Trabalho de Conclusão de Curso, Universidade Federal de Ouro Preto. 83p.

Stevens G., Villaros A., Moven J. 2007. Selective peritectic garnet entrainment as the origin of geochemical diversity in s-type granites. Geology, v. 35, n. 1, p. 9-12.

Tedeschi M., Novo T., Pedrosa-Soares A. C., Dussin I., Tassinari C., Silva L. C., Gonçalves L., Alkmim F., Figueiredo C., Dantas E., Medeiros S., De Campos C., Corrales F., Heilbron M., Lana C. 2015. The Ediacarian Rio Doce magmatic arc revisited (Araçuaí-Ribeira orogenic system, SE Brazil). Journal of South American Earth Sciences.

Thomas H., 2005. Metamorphism and Crustal Evolution: Papers in Honour of Prof. R.S. Sharma. Atlantic Publishers & Distributors. 389p.

Vernon R.H. 2000. Review of Microstructural Evidence of Magmatic and Solid-State Flow. Visual Geosciences, 5(2):1-23.

Viegas L.G.F. 2013. Fabrics of migmatites and the relationships between partial melting and deformation in high grade transpressional shear zones: The Espinho Branco anetexite (Borborema Province, NE Brazil); Journal of Structural Geology. p. 45-56.

Vieira V. S. 2007. Significado do Grupo Rio Doce no Contexto do Orógeno Araçuaí. Tese de Doutorado, IGCUFMG, Belo Horizonte, Brasil. 117p.

Whalen, J. B., Chappell B. W. 1988. Opaque mineralogy and mafic mineral chemistry of I-and S-type granites of the Lachlan fold belt, southeast Australia. American Mineralogist, v. 73, n. 3-4, p. 281-296.

White A. J. R., Williams I. S., Chappell B. W. 1977. Geology of Berridale, 1:100,000 sheet, 8625. Geological Survey of New South Wales.

Pimenta, M. G. B. 2018, Caracterização Mineralógica e Textural de Granitoides da Terminação...

White A. J. R., Chappell B. W. 2004. Petrographic Discrimination of Low and High Temperature I-type Granites. Resource Geology.

Whitney D., Teyssier C., Vanderhaeghe O. 2004. Gneiss Domes and Crustal Flow. Pp. 15-33.

Winter J. D. 2010. Principles of Igneous and Metamorphic Petrology, Second Edition, Pearson Education. 738p.

Zanon, M. L. 2013. A geologia do Maciço Santa Angélica e suas encaixantes (Espírito Santo). Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Minas Gerais.