



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**



# **DISSERTAÇÃO DE MESTRADO**

A Geologia do Maciço Santa Angélica e suas encaixantes  
(Espírito Santo).

**AUTOR:** Marcela Lopes Zanon

**ORIENTAÇÃO:** Alexandre de Oliveira Chaves

**CO-ORIENTAÇÃO:** Caio Vinícius Gabrig Turbay Rangel

Nº 135

**BELO HORIZONTE  
DATA (31/07/12)**

Z33g  
2013      Zanon, Marcela Lopes.  
            A geologia do Maciço Santa Angélica e suas encaixantes (Espírito Santo) [manuscrito] / Marcela Lopes Zanon – 2013.  
            xxiii, 133 f.: il.(color.)

            Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, 2013.  
            Orientador: Alexandre de Oliveira Chaves.  
            Co-Orientador: Caio Vinícius Gabrig Turbay.  
            Bibliografia: f. 118-133.  
            Inclui anexos.

            1. Petrologia – Espírito Santo – Teses. 2. Geoquímica – Teses. 3. Espírito Santo – Teses. I. Chaves, Alexandre de Oliveira. II. Turbay, Caio Vinícius Gabrig. III. Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências. IV. Título.

CDU: 552(81)

Dedico este trabalho às minhas irmãs Isabella e Maria Clara. Que elas se inspirem nestas páginas para buscar nos estudos o caminho de um futuro digno e feliz.

## **Agradecimentos**

Primeiramente gostaria de agradecer as forças divinas do bem que pairam sobre a Terra, estas que me fortaleceram a cada momento vivido durante estes dois anos de trabalho. Sei que se não fossem elas, eu não teria tido a garra de enfrentar um ano de viagem todas as semanas, nem as noites em claro para escrever e muito menos teria acreditado que este trabalho seria possível!

Agradeço ao Cláudio Lana por ter me apoiado e compreendido durante todas as dificuldades destes dois últimos anos. Sem seu amor e força, eu não teria conseguido vencer mais esta etapa.

Aos meus pais e a minha mãe postiça Fabiana, agradeço toda a paciência, compreensão e apoio. Aos meus cachorros, Bidu e Daisuki, e a minha gatinha Pipoca, agradeço a companhia e carinho durante todo o tempo que estive escrevendo. Aos meus sogros, padrinhos (Márcia e Antônio), Gabriella Rodrigues, primas Michele e Mirele, cunhado Júlio, agradeço imensamente a hospitalidade por me receber em seus lares quando precisei cumprir minhas disciplinas. Também agradeço o enorme carinho e palavras amigas que me confortaram durante aqueles dias tão estressantes. A Larissa, pelo auxílio na correção gramatical de parte desta dissertação. A Daniele, obrigada pela amizade e carinho durante estes dois anos, e também por acreditar que eu conseguiria chegar até aqui.

Ao meu orientador Alexandre Chaves agradeço imensamente toda a paciência e dedicação dispostos durante todo este trabalho. Perdi as contas de quantos emails e mensagens desesperadoras o enviei, tendo sempre uma resposta em tempo recorde e com uma solução para quase todos os problemas. Também agradeço por confiar em mim, acreditando que eu seria capaz de terminar esta dissertação.

Agradeço ao meu co-orientador Caio Turbay por me acompanhar em algumas das atividades de campo, e também por me ajudar na parte petrográfica e geoquímica, auxiliando a clarear minhas ideias e a construir este trabalho.

Ao professor Carlos Alberto Rosière da UFMG, gostaria de expressar meu obrigado pela paciência e dedicação dispostas durante a disciplina de Geologia Estrutural e também em todas as outras vezes que precisei da sua ajuda. Sei que parte do meu amadurecimento geológico nos últimos dois anos é fruto de toda a experiência e conhecimento que obtive com sua ajuda.

Aos meus ex-colegas do IFES, em especial Ana Paula, Antônio e Gilberto, agradeço por compreenderem minha ausência e por me apoiarem neste trabalho. Também agradeço ao

Carlos Pires, Leonan e Murilo por me acompanharem em atividades de campo cheias de aventuras, estilo Rally dos Sertões, que contribuíram para a finalização de parte do trabalho.

Também deixo meu muito obrigado aos meus ex-alunos do IFES que, por muitas vezes, estiveram dispostos a aceitar as aulas extras para que eu me ausentasse durante os compromissos do mestrado. Perdi as contas de quantas vezes entrei na sala de aula com um ar de desânimo e tristeza, e de repente encontrava em cada um deles a força que precisava para perceber o quanto aquele era o caminho certo e o quanto eu era capaz de vencer.

Aos meus colegas da UFMG, em especial Mahyra, Bárbara, Eliza, Fabrício e Marta, por me ajudarem em diversas situações e por sempre estarem dispostos a contribuir positivamente. Também agradeço ao Garcia do Departamento de Física (UFMG) que, além de nos auxiliar nas análises em Microsonda, compartilhou um pouco comigo sua boa fonte musical, esta que me acompanhou pelos longos dias de dissertação, tornando-os mais divertidos. E a toda a Pós-graduação em Geologia da UFMG pelo suporte e auxílio essencialmente importantes a este trabalho.

Saibam que cada página desta dissertação tem um pedacinho de vocês essencialmente importante! A vocês, muito obrigada!

“Se a ciência nos ensina alguma coisa, nos ensina a aceitar nossos fracassos, assim como  
nossos sucessos, com tranquilidade, dignidade e elegância”.  
Barão Friedrich Von Frankenstein in Young Frankenstein (1974)

## Sumário

Agradecimentos.....	IV
Lista de Figuras.....	X
Lista de Tabelas.....	XXI
Resumo .....	XXII
Abstract .....	XXIII
<b>Capítulo 1: Introdução.....</b>	<b>1</b>
<b>1.1 Localização .....</b>	<b>1</b>
1.2 Objetivos .....	5
1.3 Metodologia.....	5
<b>Capítulo 2: Geologia Regional .....</b>	<b>8</b>
<b>2.1 Contexto Geotectônico .....</b>	<b>8</b>
2.2 Aspectos Petrológicos e Geoquímicos.....	19
2.3 Aspectos Estruturais.....	23
<b>Capítulo 3: Aspectos de Campo.....</b>	<b>27</b>
<b>3.1 Unidades Litodêmicas .....</b>	<b>27</b>
<b>3.1.1 Suíte G1.....</b>	<b>27</b>
<b>3.1.2 Suíte G5 .....</b>	<b>30</b>
3.1.3 Rocha leucocrática tardia .....	46
<b>3.2 Geologia Estrutural .....</b>	<b>49</b>
<b>Capítulo 4: Petrografia Microscópica e Análises em Microsonda .....</b>	<b>58</b>
<b>4.1 Aspectos Petrográficos Microscópicos.....</b>	<b>58</b>
<b>4.1.1 Suíte G1.....</b>	<b>58</b>
<b>Rocha leucocrática .....</b>	<b>58</b>
• Rocha melanocrática.....	61
<b>4.1.2 Suíte G5.....</b>	<b>64</b>
<b>Rocha leucocrática de cor rosa-amarelado.....</b>	<b>64</b>
• Rocha leucocrática de cor cinza .....	68
<b>Rocha melanocrática mais velha .....</b>	<b>70</b>
• Rocha melanocrática tardia .....	72

<b>Rocha mesocrática.....</b>	<b>76</b>
4.1.3 Rocha leucocrática tardia .....	83
<b>4.2 Análises em Microsonda .....</b>	<b>85</b>
<b>Capítulo 5: Litogeoquímica .....</b>	<b>91</b>
<b>5.1 Suíte G1 .....</b>	<b>91</b>
5.2 Suíte G5.....	98
<b>Capítulo 6: Discussões e Conclusões.....</b>	<b>106</b>
<b>Capítulo 7: Referências Bibliográficas .....</b>	<b>118</b>
<b>Anexo I – Mapa Litológico</b>	
<b>Anexo II – Tabela de distribuição das amostras</b>	
<b>Anexo III – Descrição Petrográfica</b>	
<b>Anexo IV – Análises de Microsonda</b>	
<b>Anexo V – Análises de Litogeoquímica</b>	

## Lista de Figuras

- Figura 1.1:** Mapa regional da área de estudo. O Maciço Santa Angélica (CISA) está inserido nos municípios de Alegre, Cachoeiro de Itapemirim e Castelo, na região sul do Espírito Santo. Fonte: Adaptado do Mapa Geológico Regional do Geobank - [www.geobank.sa.cprm.gov.br/](http://www.geobank.sa.cprm.gov.br/) (consulta em 09/11/2009, 13:43h) ..... 2
- Figura 1.2:** Mapa rodoviário indicando um dos principais acessos partindo de Alegre com destino a Vitória (linha em laranja). Fonte: Adaptado de *Google Maps* (consulta em 05/05/2012, 19:15h) ..... 3
- Figura 1.3:** Mapa rodoviário indicando os principais acessos à área de estudo (CISA). Fonte: Adaptado de *Google Maps* (consulta em 05/05/2012, 20:08h) e da Folha Topográfica Anutiba (Folha SD-24-V-A-V-1, IBGE 1978) . ..... 4
- Figura 2.1:** Localização dos orógenos do Sistema Orogênico Mantiqueira no contexto do Gondwana Ocidental. Fonte: Heilbron *et al.* 2004. Legenda: 1- Bacias fanerozóicas. 2- Coberturas cratônicas. 3- Orógenos neoproterozóicos (B- Brasília, A- Araçuaí, R- Ribeira, ZI- Zona de Interferência, AP- Apiaí, DF- Dom Feliciano, CO- Congo Ocidental, K- Kaoko, D- Damara, G- Gariiep e S- Saldania ). 4- Crátons neoproterozóicos (CSF- São Francisco, LA- Luis Alves, RP- Rio de La Plata). ..... 8
- Figura 2.2:** Província Mantiqueira e suas subdivisões. Fonte: Heilbron *et al.* 2004. .... 9
- Figura 2.3:** Mapa geológico regional da área próxima ao limite dos orógenos Araçuaí e Ribeira, com destaque ao CISA. Fonte: Adaptado de Campos *et al.* 2004, Alkmin *et al.* 2006, Pedrosa-Soares *et al.* 2007. .... 10
- Figura 2.4:** Mapa geológico e perfil representando os componentes geotectônicos herdados pelo orógeno Araçuaí após a fragmentação do Gondwana. Fonte: Adaptado de Pedrosa-Soares *et al.* 2007. .... 12
- Figura 2.5:** Evolução geotectônica do Orógeno Araçuaí, desde a bacia precursora à colisão e edificação do orógeno, considerando o modelo do Quebra-Nozes. Fonte: Adaptado de Pedrosa-Soares 2001 e Alkmin *et al.* 2007. .... 14
- Figura 2.6:** Mapa geológico regional da região de Alegre e Jerônimo Monteiro, com destaque a área de estudo. Fonte: Modificado de Geobank - [www.geobank.sa.cprm.gov.br/](http://www.geobank.sa.cprm.gov.br/) (consulta em 09/11/2009, 13:43h). .... 19

<b>Figura 2.7:</b> Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) de amostras do Santa Angélica, Castelo, Conceição de Muqui, Jacutinga e Mimoso do Sul exibindo as três séries magmáticas do G5. Fonte: Wiedemann-Leonardos <i>et al.</i> 2000. ....	21
<b>Figura 2.8:</b> Diagrama de TAS ( $\text{SiO}_2$ versus $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) de amostras pertencentes à suíte G1. Fonte: Pedrosa-Soares <i>et al.</i> 2001. ....	22
<b>Figura 2.9:</b> Diagramas geoquímicos: 1- Y+Nb versus Rb (Pearce 1996); 2- $R_1 \times R_2$ (Batchelor and Bowden 1985); 3- A/CNK versus A/NK (índice de saturação em alumina de Shand 1949), 4- AFM (Miyashiro 1974). Fonte: adaptado de Pedrosa-Soares <i>et al.</i> 2001 (diagramas 1 e 2), Nalini <i>et al.</i> 2005 (diagrama 3), Martins <i>et al.</i> 2003 (diagrama 4). ....	22
<b>Figura 2.10:</b> Compartimentos tectônicos do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. Legenda: 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 Paramirim, BG- Bloco de Guanhões, DS- Zona de Cisalhamento de Dom Silvério, I- Zona de Cisalhamento de Itapebi, NC- núcleo cristalino, OC- Faixa Oeste-Congolesa. Fonte: Alkmin <i>et al.</i> 2007. ....	24
<b>Figura 2.11:</b> Mapa estrutural esquemático do sul do Espírito Santo. Legenda: 1- rocha granítica de granulação fina, 2- rocha granítica de granulação grossa, gabro e granodiorito; 3- metagranodiorito e quartzito, 4- mármore e metadiorito, 5- gnaisses e migmatitos (Complexo Juíz de Fora e Complexo Paraíba do Sul), 6- rochas granulíticas das Serras do Caparaó e Valentim, 7- <i>trend</i> da foliação, 8- eixo de sinclinal, 9- eixo de anticlinal, 9- corte do perfil geológico, AC- Alfredo Chaves, AR- Araçuaí, CA- Castelo, ES- Estrelado, LA- Lajinha, RS- Rio Novo do Sul, SA- Santa Angélica, VN- Venda Nova. É importante destacar que a distribuição das unidades litodêmicas mostra-se diferente nos mapas mais recentes (ex. Figura 2.3). Fonte: Bayer <i>et al.</i> 1987. ....	25
<b>Figura 3.1:</b> Amostras da rocha félsica da suíte G1: A, pontos 2 e 4; B, ponto 3. ....	27
<b>Figura 3.2:</b> Intrusões melanocráticas de diferentes idades (suíte G1) (Ponto 4). ....	28
<b>Figura 3.3:</b> Litotipos melanocráticos da suíte G1: à esquerda a rocha da intrusão mais nova e à direita, a da intrusão mais velha (Ponto 4). ....	29
<b>Figura 3.4:</b> Rocha melanocrática correspondente à intrusão mais velha (suíte G1). É comum a presença de enclaves leucocráticos estirados e orientados a NE/SW, com tamanhos que variam de 3 a a 15 cm. ....	29
<b>Figura 3.5:</b> Pequenos veios presentes nos corpos intrusivos mais novos da suíte G1 (Ponto 4). ....	30

<b>Figura 3.6:</b> Amostras dos litotipos leucocráticos da suíte G5: A, litotipo de cor rosa-amarelado (ponto 30); B, litotipo de cor cinza (Ponto 38).....	31
<b>Figura 3.7:</b> Afloramento <i>in situ</i> dos litotipos leucocráticos da suíte G5: A, litotipo de cor cinza (Ponto 25); B, litotipo de cor rosa-amarelado (Fonte: Zanon 2009). .....	31
<b>Figura 3.8:</b> Blocos rolados dos litotipos leucocráticos da suíte G5: A, litotipo de cor cinza (ponto 8); B, litotipo de cor cinza (ponto 24); C, litotipo de cor rosa-amarelado (ponto 15). 31	31
<b>Figura 3.9:</b> Allanita presente no granito de cor rosa-amarelado da suíte G5 (Ponto 30). .....	32
<b>Figura 3.10:</b> Restitos de metadiorito (suíte G1) inclusos no granito de cor rosa-amarelado da suíte G5 (Ponto 15). .....	32
<b>Figura 3.11:</b> Restitos de metagranodiorito (suíte G1) encontrados no granito de cor rosa-amarelado da suíte G5 (Ponto 15).....	33
<b>Figura 3.12:</b> Visão panorâmica da zona de contato entre o granito de cor rosa-amarelado da suíte G5 e do metagranodiorito da suíte G1 (Ponto 31).....	34
<b>Figura 3.13:</b> Contato irregular entre o granito de cor rosa-amarelado da suíte G5 e do metagranodiorito da suíte G1 onde é possível observar a ausência de borda de reação (Ponto 31). .....	34
<b>Figura 3.14:</b> Intrusões do granito de cor rosa-amarelado (suíte G5) no metagranodiorito (suíte G1), caracterizando assim o contato irregular e interdigitado (Ponto 31): A, B e C, intrusões paralelas à direção da foliação do G1; D, intrusão aleatória. ....	35
<b>Figura 3.15:</b> Contato entre o granito de cor rosa-amarelado (suíte G5) no metagranodiorito (suíte G1) onde é possível observar a relação entre as duas rochas.....	35
<b>Figura 3.16:</b> Fragmentos de metagranodiorito (suíte G1) inclusos no granito de cor rosa-amarelado (suíte G5) considerados possíveis restitos (Ponto 31). .....	36
<b>Figura 3.17:</b> Interdigitações do granito de cor rosa-amarelado (suíte G5) e migmatito entre o metagranodiorito da suíte G1 (Ponto 31). Legenda: LR, granito de cor rosa-amarelado (suíte G5); MGT, migmatito gerado a partir da fusão parcial do metagranodiorito (suíte G1).....	36
<b>Figura 3.18:</b> Bloco extraído a partir de uma pedreira onde é possível identificar os três litotipos melanocráticos e estabelecer suas relações de idade (suíte G5) (Ponto 22). Legenda: N, novo; I, intermediário; V, velho. ....	37
<b>Figura 3.19:</b> Três fases melanocráticas presentes na suíte G5 (Ponto 22). Legenda: N, novo; I, intermediário; V, velho. ....	38
<b>Figura 3.20:</b> Maciços rochosos e blocos associados à rocha melanocrática velha (suíte G5): A e B, ponto 22; C, D, E, F e G, Zanon 2009.....	39
<b>Figura 3.21:</b> Amostra da rocha melanocrática mais velha (suíte G5) (Ponto 22). ....	40

<b>Figura 3.22:</b> Amostra da rocha melanocrática mais nova (suíte G5) (Ponto 22). .....	40
<b>Figura 3.23:</b> Bordas de reação nos xenocristais de K-feldspato inclusos na rocha melanocrática mais nova (suíte G5) (Ponto 22).....	40
<b>Figura 3.24:</b> Zonas de mistura de magma da suíte G5: A e B, ponto 21; C e D, ponto 22. No ponto C é possível identificar o contato entre o litotipo leucocrático e a zona de mistura de magmas. ....	41
<b>Figura 3.25:</b> Rocha homogênea localizada na zona de mistura de magma (suíte G5) (Ponto 23): A, sem xenocristais de K-feldspato; B, com xenocristais de K-feldspato. ....	42
<b>Figura 3.26:</b> Rochas de textura heterogênea (suíte G5) localizadas na zona de mistura de magmas: A, ponto 23; B, C, D e E, ponto 28; G, H, I, ponto 29; F, J, L e M, ponto 38.....	43
<b>Figura 3.27:</b> Xenocristais de K-feldspato dispostos nas rochas da zona de mistura de magma (suíte G5): A e B, ponto 23; C, ponto 29. ....	44
<b>Figura 3.28:</b> Enclaves presentes na zona de mistura de magmas da suíte G5: A, B, C e D, ponto 20; E, ponto 23; F, ponto 38. ....	45
<b>Figura 3.29:</b> Intrusões tabulares de composição máfica e félsica presentes na zona de mistura de magmas da suíte G5 (Ponto 20). ....	45
<b>Figura 3.30:</b> Blocos rolados de rocha leucocrática tardia em meio a um regolito alaranjado e arenoso (possivelmente produto intempérico originado a partir deste litotipo): visão panorâmica e detalhada do afloramento (Ponto 1). ....	46
<b>Figura 3.31:</b> Amostra da rocha leucocrática tardia (Ponto 1). ....	46
<b>Figura 3.32:</b> Enclaves presentes na rocha leucocrática tardia: A e B, litotipo máfico da suíte G1 (Ponto 5); C e D, litotipo máfico da suíte G5 (Ponto 5); E e F, litotipos máficos da suíte G1 e G5 (Ponto 5); G, litotipo máfico da suíte G5 (Ponto 10); H e I, litotipo da suíte G1 (Ponto 12); J, litotipo máfico da suíte G5 (Ponto 12). ....	47
<b>Figura 3.33:</b> Bloco de rocha leucocrática tardia com fase pegmatítica associada. Há grãos decimétricos de K-feldspato e biotita (Pontos 5). ....	48
<b>Figura 3.34:</b> Pegmatitos presentes na rocha leucocrática tardia (Pontos 5). ....	48
<b>Figura 3.35:</b> Bolsões de biotita presentes na rocha leucocrática tardia (Ponto 10). ....	48
<b>Figura 3.36:</b> Cristais de K-feldspato do granito de cor rosa-amarelado deformados (aspecto alongado e lenticular) e orientados segundo a direção da foliação da encaixante ortoderivada (Ponto 15). . ....	49
<b>Figura 3.37:</b> Relação entre a orientação dos grãos de K-feldspato, a foliação e a posição dos restitos (suíte G1) (Ponto 15). Legenda: F, foliação; OKF, orientação dos grãos de K-feldspato. ....	50

<b>Figura 3.38:</b> Fraturas observadas no CISA. Fonte: Zanon (2009). .....	51
<b>Figura 3.39:</b> Diagrama de Roseta gerado a partir das medidas das fraturas desenvolvido no <i>Stereonet</i> versão 8.7.0 (Almendinger 2011 – 2013). .....	51
<b>Figura 3.40:</b> Diagramas de Roseta e de Densidade de Polos feitos a partir das medidas da foliação das rochas da suíte G1 com o auxílio do <i>Stereonet</i> versão 8.7.0 (Almendinger 2011 – 2013). .....	51
<b>Figura 3.41:</b> Sigmoides presentes no metagranodiorito da suíte G1 indicando movimento dextral: A, ponto 13; B, ponto 4; C, ponto 34. ....	52
<b>Figura 3.42:</b> Estruturas S-C presente no metagranodiorito da suíte G1 (Ponto 2). ....	53
<b>Figura 3.43:</b> Diagramas de Roseta e de Densidade de Polos feito a partir das medidas de C das rochas da suíte G1 com o auxílio do <i>Stereonet</i> versão 8.7.0 (Almendinger 2011 – 2013).....	53
<b>Figura 3.44:</b> Croqui mostrando a relação dos corpos máficos mais velhos com as estruturas S-C e as falhas transcorrentes (Ponto 4). ....	55
<b>Figura 3.45:</b> Croqui mostrando a relação das estruturas S-C com os sigmoides e os <i>boudins</i> (Ponto 4)......	56
<b>Figura 3.46:</b> Sigmóides e estruturas S-C associados a movimento dextral (Ponto 4). ....	57
<b>Figura 3.47:</b> Pequena falha transcorrente perpendicular à foliação do metagranodiorito (Ponto 13). ....	57
<b>Figura 4.1:</b> Principais aspectos texturais do metagranodiorito (suíte G1): A, textura granoblástica e lepidoblástica (Amostra EGN15A); B, mirmequita (Amostra F14). Legenda: mq, mirmequita. ....	60
<b>Figura 4.2:</b> Diagrama QAP (Streckeisen, 1967) com as amostras analisadas do metagranodiorito (suíte G1). ....	60
<b>Figura 4.3:</b> Principais aspectos mineralógicos observados no metagranodiorito (suíte G1): A, muscovita (Amostra F113); B, contato reto e associado à junção tríplice entre cristais de microclina e plagioclásio (Amostra F114); C, fita ( <i>ribbon</i> ) de quartzo (Amostra EGN15B); D, minerais opacos associados à titanita, biotita e pequenos cristais de apatita (Amostra ENG15A). Legenda: mv, muscovita; mc, microclina; plg, plagioclásio; qtz, quartzo; bt, biotita; lx, minerais opacos associados à titanita; ap, apatita. ....	61
<b>Figura 4.4:</b> Aspectos gerais do metaquartzo biotita hornblenda diorito/gabro (suíte G1): A, textura lepinematoblástica (amostra M14A); B, clinopiroxênio (amostra M132); C, porfiroclastos de quartzo e plagioclásio (amostra M113); D, cristais de biotita, hornblenda, titanita e apatita (amostra M14NB); E, quartzo recristalizado (amostra M132); F, plagioclásio	

com considerável grau de seritização e carbonatação (amostra M132). Legenda: plg, plagioclásio; cpx, clinopiroxênio; bt, biotita; hb, hornblenda; ap, apatita; tn, titanita; qtz, quartzo. ....	63
<b>Figura 4.5:</b> Diagrama QAP (Streickeisen, 1967) com as amostras analisadas do metaquartzo biotita hornblenda diorito/gabro (suíte G1). ....	64
<b>Figura 4.6:</b> Diagrama QAP (Streickeisen, 1967) com as amostras analisadas sienogranito (suíte G5). ....	65
<b>Figura 4.7:</b> Aspectos petrográficos gerais do sienogranito: A, mirmequita (amostra F5G30); B, cristais de allanita (amostra F5G30); C, titanita (amostra F5G33); D, microclina (amostra F5G33); E, ortoclásio perítico (amostra F5G33); F, sericita e carbonatos sobre os cristais de feldspato (amostra F5G33). Legenda: mq, mirmequita; al, allanita; ort, ortoclásio; pt, pertita; ss, sericita e carbonatos; mc, microclina; tn, titanita. ....	66
<b>Figura 4.8:</b> Feições deformacionais observadas em uma das amostras do sienogranito (F5G15): A, textura lepidoblástica; B, textura granoblástica e fitas de quartzo ( <i>ribbon</i> ); C, textura granoblástica e cristais com contatos tríplices. Legenda: kf, K-feldspato; TL, textura lepidoblástica; TG, textura granoblástica; Rb, textura em fita ( <i>ribbon</i> ); JT, junções tríplices. ....	67
<b>Figura 4.9:</b> Aspectos petrográficos do quartzo sienito: A, mirmequita; B, titanita; C, aglomerado de minerais máficos (biotita e hornblenda), opacos e titanita; D, sericita e carbonatos sobre o cristal de plagioclásio. Todas as figuras correspondem à amostra F5G38. Legenda: qtz, quartzo; hb, hornblenda; op, minerais opacos; bt, biotita; plg, plagioclásio; ss, sericita e carbonatos; tn, titanita; mc, microclina; mq, mirmequita. ....	69
<b>Figura 4.10:</b> Diagrama QAP (Streickeisen, 1967) com a amostra analisada do quartzo sienito (suíte G5). ....	70
<b>Figura 4.11:</b> Diagrama QAP (Streickeisen, 1967) com as amostras analisadas do gabro/diorito (suíte G5). ....	71
<b>Figura 4.12:</b> Aspectos gerais do gabro/diorito (suíte G5): A, mirmequita (amostra M5G11); B, textura intergranular, caracterizada pela presença de piroxênio preenchendo os interstícios dos cristais de plagioclásio (amostra M5G24); C, plagioclásio e clinopiroxênio (amostra M5G24); D, uralita nas bordas do clinopiroxênio (textura coronada) e cristal de apatita (amostra M5G11). Legenda: mq, mirmequita; cpx, clinopiroxênio; plg, plagioclásio; u, uralita; ap, apatita; bt, biotita. ....	72
<b>Figura 4.13:</b> Diagrama QAP (Streickeisen, 1967) com as amostras analisadas do gabro/diorito tardio (suíte G5). ....	74

<b>Figura 4.14:</b> Fenocristais do gabro tardio (suíte G5): A, fenocristais de plagioclásio associados à textura pilotaxílica (amostra M5F22); B, fenocristal de clinopiroxênio com inclusões de minerais opacos em sua borda (amostra MP19); C, fenocristais de plagioclásio e clinopiroxênio (amostra M5F22); D, fenocristais de plagioclásio e clinopiroxênio (amostra M5T22). Legenda: cpx, clinopiroxênio; plg, plagioclásio. ....	75
<b>Figura 4.15:</b> Xenocristal no gabro tardio (suíte G5): A e B, fraturas preenchidas por quartzo bordejado por mirmequita (amostra M5F17); C e D, borda de reação do xenocristal formada por mirmequita (amostra MP19). Legenda: plg, plagioclásio; qtz, quartzo; mq, mirmequita. ....	76
<b>Figura 4.16:</b> Diagrama QAP (Streckeisen, 1967) com as amostras analisadas do quartzo monzonito (suíte G5). ....	78
<b>Figura 4.17:</b> Aspectos petrográficos do quartzo monzonito: A, cristais de plagioclásio e quartzo (amostra H56A); B, biotita inclusa na hornblenda (amostra H5MIN23); C, clinopiroxênio (amostra H5MIX36); D, aglomerado de hornblenda, biotita, minerais opacos e apatita (amostra H59); E, cristais de allanita (amostra H59); F, minerais opacos associados à titanita (amostra H5MIN23). Legenda: plg, plagioclásio; ap, apatita; cpx, clinopiroxênio; hb, hornblenda; bt, biotita; lx, minerais opacos associados à titanita; al, allanita; kf, K-feldspato. ....	79
<b>Figura 4.18:</b> Fenocristais de clinopiroxênio e plagioclásio presente no quartzo monzonito (amostra AN19). Legenda: cpx, clinopiroxênio; plg, plagioclásio. ....	80
<b>Figura 4.19:</b> Xenocristal no quartzo monzonito (suíte G5): A, borda de reação do xenocristal formada por mirmequita (amostra D5MIX23B); B, fraturas preenchidas por quartzo bordejado por mirmequita (amostra D5MIX23B); C, fraturas preenchidas por quartzo (amostra H5MIN23). Legenda: kf, K-feldspato; plg, plagioclásio; qtz, quartzo; mq, mirmequita. ....	81
<b>Figura 4.20</b> Relação entre o xenólito e o quartzo monzonito (suíte G5) (amostra H5MIN35): A e B, contato do xenólito com a rocha (A, nicóis cruzados; B, nicóis descruzados); C, xenólito e xenocristal em contato com a rocha. Legenda: xc, xenocristal; xn, xenólito. ....	82
<b>Figura 4.21:</b> Fraturas do xenocristal de K-feldspato preenchidas por material ferruginoso, este gerado a partir de processos intempéricos (quartzo monzonito da suíte G5). Legenda: MF, material ferruginoso. ....	83
<b>Figura 4.22:</b> Diagrama QAP (Streckeisen, 1967) com as amostras analisadas do sienogranito tardio. ....	84

<b>Figura 4.23:</b> Aspectos petrográficos do sienogranito tardio: A, plagioclásio com textura coronada, sendo que sua borda é constituída por microclina; B, apatita; C, cristais de titanita e biotita (todas as fotos são da amostra F5F10). Legenda: mc, microclina; plg, plagioclásio; ap, apatita; bt, biotita; tn, titanita. ....	85
<b>Figura 4.24:</b> Gráfico com a variação do teor de anortita do plagioclásio zonado pertencentes à amostra MP19 (gabro tardio, suíte G5) feito a partir da Tabela 4.12. As imagens dos cristais de plagioclásio foram obtidas através da microsonda. ....	86
<b>Figura 4.25:</b> Relação entre o teor de anortita e os pontos analisados na microsonda através do perfil traçado da borda de reação até o centro do xenocristal de K-feldspato das amostras H5MIN23, D5MIX23B e M5F17. As imagens 1 e 2 correspondem à fotografias tiradas em microscópio óptico, e a imagem 3 corresponde à imagem obtida por microsonda. Legenda: qtz, quartzo; plg, plagioclásio; kf, K-feldspato. ....	88
<b>Figura 4.26:</b> Diagrama Q-J (Morimoto & Kitamura 1983) com as respectivas análises dos cristais de piroxênio do gabro tardio (amostra MP19). ....	90
<b>Figura 4.27:</b> Diagrama Wo-Em-Fs (Morimoto 1988) com as respectivas análises dos cristais de piroxênio do gabro tardio (amostra MP19). ....	90
<b>Figura 5.1:</b> Diagramas de $K_2O/Zr$ e $Na_2O/Zr$ (Pearce 1968) com os litotipos metamorfizadas da suíte G1, em que se nota a correlação entre as amostras. ....	92
<b>Figura 5.2:</b> Classificação química das amostras analisadas da suíte G1 no diagrama TAS ( $SiO_2$ versus $Na_2O+K_2O$ ) segundo Le Bas <i>et al.</i> (1986) adaptado por Middlemost (1991). ..	93
<b>Figura 5.3:</b> Diagrama de classificação $SiO_2$ versus $Zr/TiO_2$ segundo Winchester & Floyd (1977) com as respectivas amostras analisadas da suíte G1, adaptado para rochas plutônicas. ....	93
<b>Figura 5.4:</b> Classificação das amostras analisadas da suíte G1 quanto à série magmática segundo o diagrama TAS ( $SiO_2$ versus $Na_2O+K_2O$ ) de Irvine & Baragar (1971). ....	94
<b>Figura 5.5:</b> diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) com as amostras leucocráticas da suíte G1 (todos os óxidos estão em porcentagem de peso). ....	94
<b>Figura 5.6:</b> Diagrama de alumina-saturação de Shand (1949) adaptado por Maniar & Piccoli (1984) com as amostras leucocráticas da suíte G1 (todos os óxidos estão em proporções molares). ....	95
<b>Figura 5.7:</b> Diagrama dos elementos terras-raras (ETR) com normalização segundo Sun & Mc Donough (1989) feito a partir das amostras analisadas da suíte G1. ....	96
<b>Figura 5.8:</b> Diagrama dos elementos incompatíveis com normalização segundo Sun & Mc Donough (1989) feito a partir das amostras analisadas da suíte ....	96

<b>Figura 5.9:</b> Diagrama R1 x R2 para classificação das rochas leucocráticas da suíte G1 quanto ao ambiente tectônico segundo Batchelor & Bowden (1985) (proporções calculadas em milications). .....	97
<b>Figura 5.10:</b> Diagrama Rb <i>versus</i> Y+Nb de Pearce <i>et al.</i> (1984) de classificação dos granitos quanto ao ambiente magmático, feito a partir das amostras da suíte G1. ....	97
<b>Figura 5.11.</b> Diagramas de Harker (1956) (SiO <sub>2</sub> <i>versus</i> óxidos – % em peso) de amostras pertencentes à suíte G5. ....	98
<b>Figura 5.12.</b> Diagramas de Harker (1956) (SiO <sub>2</sub> <i>versus</i> elementos traços – ppm) de amostras pertencentes à suíte G1. ....	99
<b>Figura 5.13:</b> Diagrama de classificação SiO <sub>2</sub> <i>versus</i> Zr/TiO <sub>2</sub> segundo Winchester & Floyd (1977) com as amostras da suíte G5, adaptado para rochas plutônicas. ....	100
<b>Figura 5.14:</b> Classificação química das amostras analisadas da suíte G5 no diagrama TAS (SiO <sub>2</sub> <i>versus</i> Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O) segundo Le Bas <i>et al.</i> (1986) adaptado por Middlemost (1991). .	101
<b>Figura 5.15:</b> Classificação quanto à série magmática segundo o diagrama TAS (SiO <sub>2</sub> <i>versus</i> Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O) de Irvine & Baragar (1971) com as amostras da suíte G5.....	101
<b>Figura 5.16:</b> Classificação das séries magmáticas segundo o diagrama de SiO <sub>2</sub> <i>versus</i> K <sub>2</sub> O de Taylor <i>et al.</i> (1981) com as amostras da suíte G5. ....	102
<b>Figura 5.17:</b> Diagrama Log <sub>10</sub> (CaO/Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O) <i>versus</i> SiO <sub>2</sub> de Brown (1982) com as amostras da suíte G5 (todos os óxidos em % de peso). ....	103
<b>Figura 5.18:</b> Diagrama de alumina-saturação de Shand (1949) adaptado por Maniar & Piccoli (1984) com as amostras félsicas e intermediárias da suíte G5 G1 (todos os óxidos estão em proporções molares). ....	103
<b>Figura 5.19:</b> Diagrama dos elementos terras-raras (ETR) com normalização segundo Sun & Mc Donough (1989) com as amostras da suíte G5. ....	104
<b>Figura 5.20:</b> Diagrama dos elementos incompatíveis com normalização segundo Sun & Mc Donough (1989) com as amostras da suíte G5. ....	104
<b>Figura 5.21:</b> Diagrama R1 : R2 para classificação de granitos quanto ao ambiente tectônico das amostras leucocráticas e intermediárias da suíte G5 segundo Batchelor & Bowden (1985) (proporções calculadas em milications). ....	105
<b>Figura 5.22:</b> Diagramas para classificação de granitos quanto ao ambiente tectônico das amostras félsicas e intermediárias da suíte G5 segundo Maniar & Picooli (1989): A, FeO + MgO: CaO; B, FeO: MgO. ....	105
<b>Figura 6.1:</b> Comparação entre os diagramas litogeoquímicos da literatura (à esquerda) e o das amostras da suíte G1 analisadas nesta dissertação (à direita): 1, diagrama AFM para	

classificação de suítes magmáticas (Irvine & Baragar 1971); 2, diagrama de alumina-saturação (Shand 1949 adaptado por Maniar & Piccoli 1984); 3, diagrama R x R2 para classificação de ambiente tectônico (Bachelor & Bowden 1985); 4, diagrama Rb *versus* Y+Nb para classificação dos tipos de granito (Pearce *et al.* 1984). Fonte: Martins *et al.* 2003 (diagrama 1), Nalini *et al.* 2005 (diagrama 2), Pedrosa-Soares *et al.* 2001 (diagramas 3 e 4).....108

**Figura 6.2:** Diagrama de TAS: A, segundo Hall (1987) com a evolução das séries basálticas toleítica, alcalina transicional e alcalina sódica; B, segundo Le Bas *et al.* (1986) adaptado por Middlemost (1991) com a possível evolução magmática das rochas do Maciço Santa Angélica a partir da cristalização fracionada de um magma de composição basáltica alcalina transicional. ....111

**Figura 6.3:** Esquema da evolução do Maciço Santa Angélica: A, ascensão dos dois núcleos gabróicos e início da fusão parcial da crosta ortoderivada; B, geração do magma sienogranítico, início da diferenciação magmática dos núcleos gabróicos e interação dos mesmos com o líquido mais félsico (início do *mingling*) associados às zonas de cisalhamento dextrais; C, intensificação do processo de diferenciação magmática e também da mistura mecânica entre os magmas associados às zonas de cisalhamento dextrais; D, estruturação final do plúton. ....113

**Figura 6.4:** Rochas geradas a partir da diferenciação magmática de magmas de composição gabróica no CISA: 1, gabro; 2, gabro tardio (oriundos da fusão mantélica); 3, quartzo monzonito; 4, quartzo sienito.....114

**Figura 6.5:** Rochas do CISA com xenocristais oriundos do sienogranito (1): gabro tardio (2) e quartzo monzonito (3). ....115

**Figura 6.6:** Equação mostrando a reação xenocristal-líquido que desencadeou a formação de bordas mirmequíticas baseada na hipótese de Becke para a formação de mirmequita (adaptado de 1908 apud Baker, 1970). ....115

**Figura 6.7:** Fotos e imagens do *Google maps* e *Google Earth* ilustrando os contrastes fisiográficos da área de estudo. As fotos 1, 2 e 3 correspondem aos pontos 26, 32 e 34, respectivamente. Fonte: [www.googlemaps.com.br](http://www.googlemaps.com.br) (consulta em 05/05/2012, 18:37h). .....117

## Lista de Tabelas

<b>Tabela 2.1:</b> Estratigrafia do Grupo Macaúbas, unidade representativa da bacia precursora do Orógeno Araçuaí. Fonte: Gradim <i>et al.</i> 2005. ....	13
<b>Tabela 2.2:</b> Suítes orogênicas do Orógeno Araçuaí. Fonte: modificado de Martins <i>et al.</i> 2003. ....	18
<b>Tabela 3.1:</b> Direção preferencial dos cristais de K-feldspato do granito de cor rosa-amarelado (suíte G5): .....	50
<b>Tabela 3.2:</b> Direção preferencial dos enclaves leucocráticos presentes nos corpos intrusivos máficos mais velhos: .....	54
<b>Tabela 4.1:</b> Composição modal aproximada do metagranodiorito (suíte G1) feita a partir da descrição microscópica. ....	59
<b>Tabela 4.2:</b> Composição modal aproximada do metaquartzo biotita hornblenda diorito/gabro (suíte G1) feita a partir da descrição microscópica. ....	62
<b>Tabela 4.3:</b> Composição modal aproximada do sienogranito (suíte G5) feita a partir da descrição microscópica.....	65
<b>Tabela 4.5:</b> Composição modal aproximada do gabro/diorito (suíte G5) feita a partir da descrição microscópica. ....	71
<b>Tabela 4.6:</b> Composição modal aproximada da matriz do gabro/diorito tardio (suíte G5) feita a partir da descrição microscópica. ....	73
<b>Tabela 4.7:</b> Composição modal aproximada do quartzo mozonito (suíte G5) feita a partir da descrição microscópica (considerando as amostras sem piroxênio).....	77
<b>Tabela 4.8:</b> Composição modal aproximada do quartzo mozonito (suíte G5) feita a partir da descrição microscópica (considerando as amostras com piroxênio). ....	77
<b>Tabela 4.9:</b> Composição modal aproximada do xenólito encontrado no quartzo monzonito (suíte G5) feita a partir da descrição microscópica. ....	81
<b>Tabela 4.10:</b> Composição modal aproximada do sienogranito tardio, feita a partir da descrição microscópica.....	84
<b>Tabela 4.11:</b> Análise em microsonda de dois cristais de plagioclásio zonado pertencentes à amostra MP19 (gabro tardio, suíte G5) a partir de perfis da borda para o centro do grão. ....	86
<b>Tabela 4.12:</b> Resultado das análises por microsonda dos perfis traçados da borda mirmequítica até o centro dos xenocristais de K-feldspato. O ponto 1 corresponde ao ponto analisado mais próximo do contato borda de reação – rocha. ....	87

**Tabela 4.13:** Resultado das análises por microsonda dos perfis traçados da borda até o centro piroxênio (amostra MP19). O ponto 1 corresponde ao ponto analisado mais próximo da borda do cristal. .... 89

## Resumo

O Maciço Santa Angélica (CISA), localizado na região sul do Espírito Santo, corresponde a um dos plútons mais importantes da suíte G5 (estágio pós-colisional do Orógeno Araçuaí), sendo constituído por litotipos leucocráticos e melanocráticos em uma zona de mistura de magmas. Suas rochas encaixantes fazem parte da suíte G1 (fase pré-colisional) e do Complexo Paraíba do Sul. Na presente dissertação foram estudados os processos de dinâmica físico-química do magmatismo máfico e félsico do CISA e da sua encaixante ortoderivada, considerando seus aspectos estruturais a partir de trabalhos de campo, estudo petrográfico microscópico, análises em microsonda e litogeoquímica. A integração dos dados resultou em um modelo tectono-magmático mostrando que as rochas da suíte G1 registram duas fases deformacionais, ambas associadas a zonas de cisalhamento dextrais regionais (que também influenciaram na entrada e estruturação do CISA, dando a ele uma forma alongada e sigmoidal). Este modelo também destaca os processos de fusão parcial envolvendo a encaixante ortoderivada (geração do sienogranito da suíte G5 e o sienogranito tardio) bem como os processos de diferenciação magmática (cristalização fracionada) envolvendo os dois núcleos gabróicos da suíte G5 (formação das demais rochas do CISA) e as principais características da zona de mistura de magmas.

**Palavras-chave:** suíte G1, suíte G5, Santa Angélica, petrografia, geoquímica.

## Abstract

The Santa Angelica Massif (CISA), located in the southern Espírito Santo state, is the G5 suite more important pluton (Araçuaí Orogen post-collisional stage), and is constituted by leucocratic and melanocratic rocks in a magma mingling zone. This pluton intruded the rocks of G1 suite (Araçuaí Orogen pre-collisional stage) and the Paraíba do Sul Complex. The processes of physical and chemical dynamic of mafic and felsic magmatism of the CISA and the gneiss margin (G1 suit) is studied herein, considering the structural features. In order to do this, fieldwork, petrographic microscopic study, microprobe analysis and geochemical analyses were realized. The interpretation of this data resulted in the model tectono-magmatic in which are discussed the two main deformation phases associated the G1 suite's rocks and how they influenced the process of intrusion and shaping the CISA from regional shear zones. Were also shown the parcial melting process the gneiss margin (G1 suite) (genesis the G5's syenogranite and syenogranite more young) as well as the magmatic differentiation process (fractional crystallization) involving the two gabbroic's nucleus of the G5 suite (genesis of other CISA's rocks) and the most important aspects of the magma mingling zone.

**Keywords:** G1 suit, G5 suit, Santa Angélica, petrography, geochemic.

## Capítulo 1: Introdução

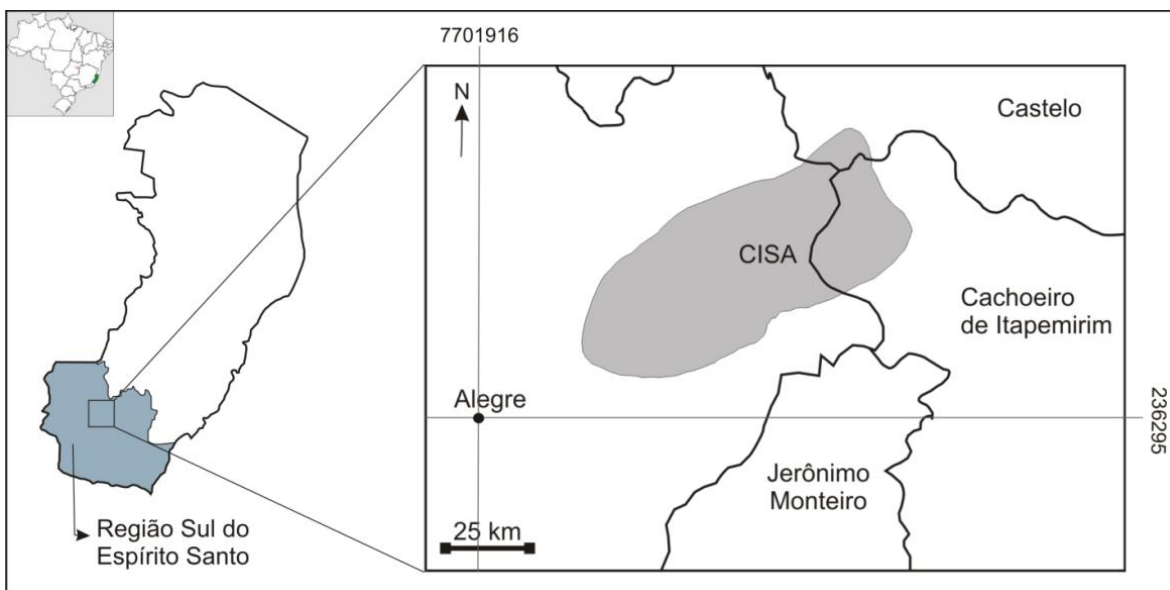
A presente dissertação de mestrado foi desenvolvida durante o primeiro semestre de 2011 até a metade de 2013, tendo como área de estudo o Maciço Santa Angélica (CISA) e sua encaixante ortoderivada, localizados no Espírito Santo.

No contexto geológico, o CISA faz parte da chamada suíte G5 gerada durante o estágio pós-colisional (520 – 490 Ma) da orogênese Brasileira que deu origem ao Orógeno Araçuaí-Ribeira, sendo representado por litotipos leucocráticos e melanocráticos, estes separados por uma extensa zona de mistura de magmas (Bayer *et al.* 1987, Schmidt-Thomé e Weber-Diefenbach 1987, Wiedemann *et al.* 1987, Wiedemann *et al.* 1997, Wiedemann-Leonardos *et al.* 2000). Já suas rochas encaixantes dividem-se em dois grupos: um de rochas paraderivadas pertencentes ao Complexo Paraíba do Sul, e outro de rochas ortoderivadas da suíte G1 (Bayer *et al.* 1987). As rochas encaixantes ortoderivadas da suíte G1 foram geradas durante o estágio pré-colisional (630-585 Ma) do Orógeno Araçuaí-Ribeira, também conhecido como acrescionário.

Nesta dissertação são discutidos os possíveis processos de dinâmica físico-química do magmatismo máfico e félsico do Maciço Santa Angélica (CISA) e da sua encaixante ortognáissica, envolvendo as suítes orogênicas G5 e G1. Além disso, são apresentadas todas as etapas metodológicas desenvolvidas durante toda esta pesquisa, bem como os resultados e interpretações obtidos a partir deste estudo.

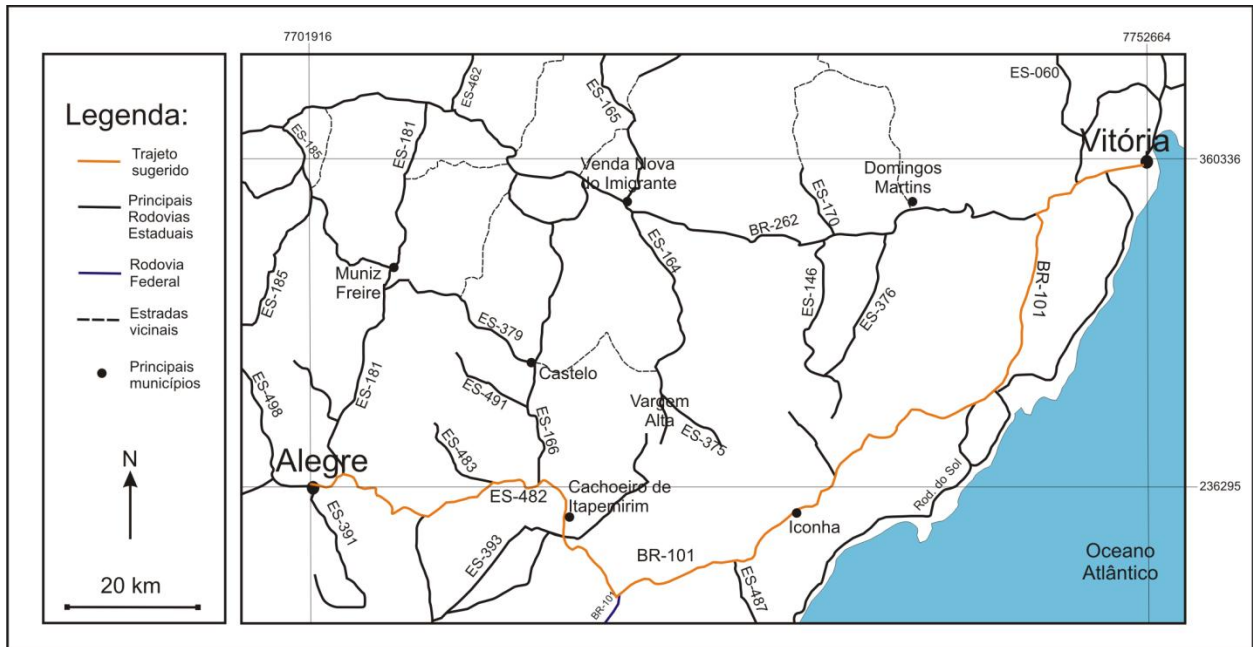
### 1.1 Localização

O Maciço Santa Angélica localiza-se na porção sul do estado do Espírito Santo, entre os municípios de Alegre, Cachoeiro de Itapemirim e Castelo (Figura 1.1). Esta região é delimitada pelas coordenadas UTM N 24000 – 25000 e S 770400 – 772000 (Zona 24, *Datum* WGS 84) na folha topográfica Anutiba -ES (Folha SD-24-V-A-V-1, IBGE 1978), correspondendo a uma superfície de cerca de 200 km<sup>2</sup>.



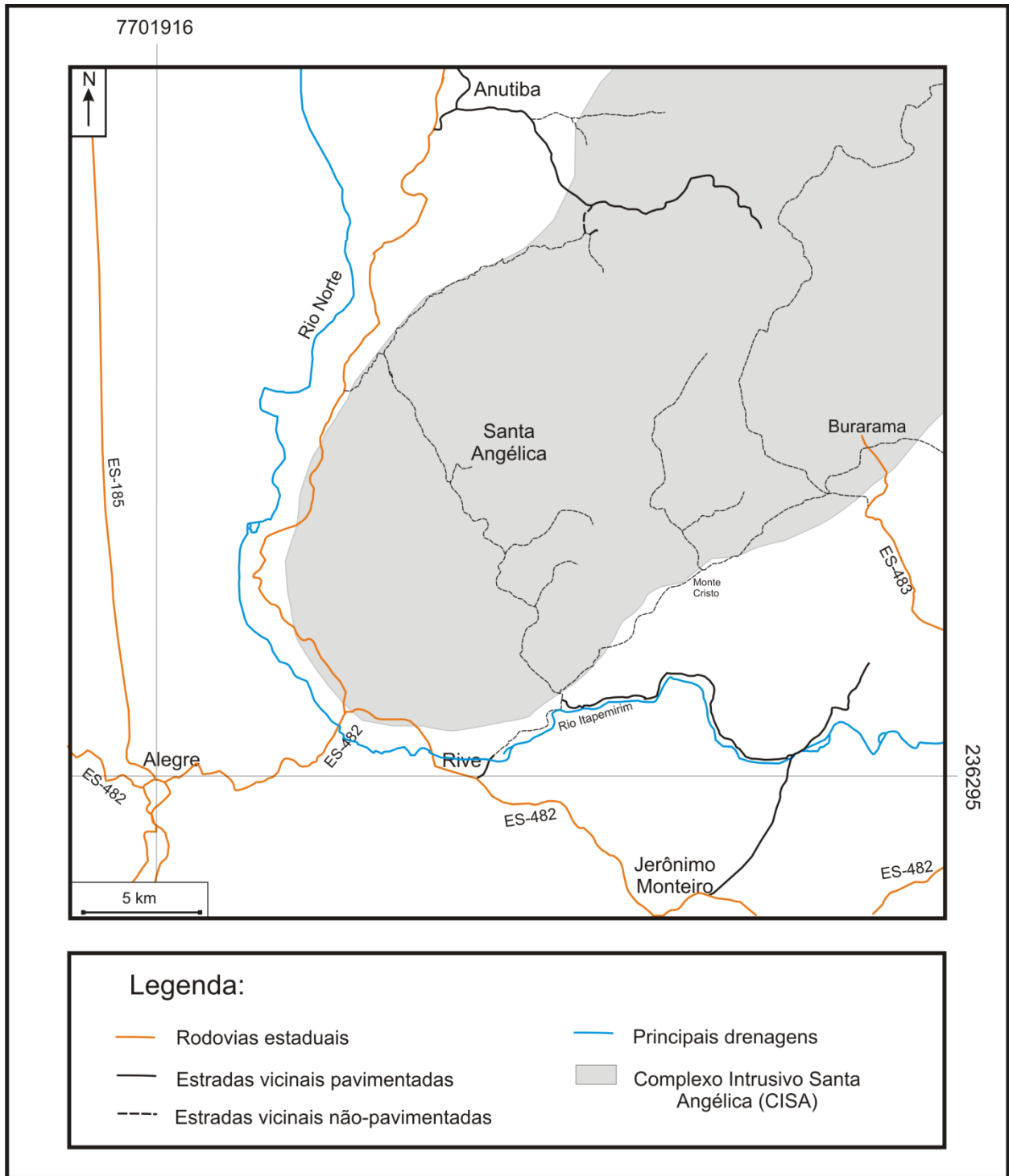
**Figura 1.1:** Mapa regional da área de estudo. O Maciço Santa Angélica (CISA) está inserido nos municípios de Alegre, Cachoeiro de Itapemirim e Castelo, na região sul do Espírito Santo. Fonte: Adaptado do Mapa Geológico Regional do Geobank - [www.geobank.sa.cprm.gov.br/](http://www.geobank.sa.cprm.gov.br/) (consulta em 09/11/2009, 13:43h).

Considerando os limites municipais, o Maciço Santa Angélica está inserido principalmente na cidade de Alegre, com destaque para os distritos de Santa Angélica e Anutiba. Esse município dista cerca de 200 km de Vitória e o trajeto pode ser feito pela BR-101, com posterior acesso à rodovia estadual ES-262, num percurso de aproximadamente três horas (Figura 1.2). O percurso Belo Horizonte – Alegre pode ser feito pela BR-262 e BR-381 e, posteriormente, por estradas estaduais ES-379, ES-190, ES-498 e ES-387, totalizando aproximadamente 400 km. O percurso Rio de Janeiro – Alegre pode ser feito pela BR-101, com posteriores acessos às rodovias estaduais ES-391, ES-177 e ES-387, totalizando cerca de 410 km.



**Figura 1.2:** Mapa rodoviário indicando um dos principais acessos partindo de Alegre com destino a Vitória (linha em laranja). Fonte: Adaptado de *Google Maps* (consulta em 05/05/2012, 19:15h).

Finalmente, partindo de Alegre, os principais acessos à área de estudo são feitos a partir da rodovia ES-482, sentido Jerônimo Monteiro (Figura 1.3). Para o distrito de Anutiba, vira-se no trevo sentido Muniz Freire, na ES-181, percorrendo uma distância de aproximadamente 22 km. Já o acesso à Santa Angélica pode ser feito de duas maneiras: seguindo a rodovia ES-181 por aproximadamente 6 km, onde se segue a partir de estradas vicinais, ou seguindo a rodovia ES-482 até o distrito de Rive, onde se segue por estradas vicinais.



**Figura 1.3:** Mapa rodoviário indicando os principais acessos à área de estudo (CISA). Fonte: Adaptado de *Google Maps* (consulta em 05/05/2012, 20:08h) e da Folha Topográfica Anutiba (Folha SD-24-V-A-V-1, IBGE 1978).

## 1.2 Objetivos

O objetivo desta dissertação é a investigação das interações físico-químicas e das possíveis relações genéticas entre magmas máficos e félsicos das suítes orogênicas G1 e G5 do Orógeno Araçuaí-Ribeira, das quais o CISA e sua encaixante fazem parte, sob diferentes condições de *stress* tectônico durante os estágios pré- e pós-colisional.

No ponto de vista geológico, o trabalho em desenvolvimento poderá contribuir com os estudos relacionados aos modelos de evolução geotectônica do Orógeno Araçuaí-Ribeira, envolvendo os conceitos de suítes orogênicas, com destaque às suítes G1 e G5.

Apesar do enfoque puramente científico, o presente trabalho aborda aspectos petrográficos que podem ser de grande importância para o setor de rochas ornamentais do Espírito Santo, uma vez que atualmente as propriedades petrográficas vêm sendo cada vez mais integradas à caracterização tecnológica das rochas ornamentais (Ex: Meyer 2003 e Zanon 2010). No caso do CISA, os aspectos petrográficos desempenham papel importante na caracterização tecnológica do litotipo extraído nesta região, comercialmente denominado de *Granito Preto Santa Angélica*.

## 1.3 Metodologia

O desenvolvimento da dissertação contou com as seguintes etapas metodológicas:

### I. Revisão bibliográfica:

A revisão bibliográfica foi feita a partir do levantamento dos trabalhos mais relevantes sobre o contexto geotectônico do Orógeno Araçuaí-Ribeira bem como das suas respectivas suítes orogênicas, destacando as suítes G5 e G1, relacionadas respectivamente à área de estudo.

Além disso, foi feita uma revisão sobre os principais estudos já desenvolvidos na área em questão, desde atividades de campo a análises petrográficas, litoestruturais, geoquímicas e geocronológicas disponíveis na literatura.

A fim de auxiliar a interpretação e integração dos dados de campo e laboratoriais sobre os possíveis processos geológicos envolvendo a área de estudo, pesquisou-se sobre outros trabalhos que apresentam alguma relação com os assuntos discutidos nesta dissertação, tais como os

processos de diferenciação magmática, incluindo cristalização fracionada e mistura de magmas, e os processos geológicos formadores de textura mirmequítica.

## II. Trabalhos de campo

Foram realizadas duas campanhas de campo: a primeira em agosto de 2011 e a segunda em outubro de 2012.

A primeira atividade de campo teve como objetivo a descrição geológica detalhada dos afloramentos-chave que expõem as interações entre os magmas máficos e félsicos, com discriminação de suas feições diversas e coleta de amostras. Nesta campanha registrou-se trinta e nove pontos de interesse (marcados no Mapa Litológico – Anexo I), nos quais foram coletadas sessenta e uma amostras, distribuídas para a preparação de lâminas petrográficas, análises geoquímicas e de microsonda (Anexo II).

O segundo trabalho visou à análise estrutural de alguns dos afloramentos-chave descritos durante a primeira campanha. Foram analisadas as estruturas deformacionais locais correlacionando-as com as feições estruturais regionais (tais como dobramentos e as grandes zonas de cisalhamento que cortam toda a porção sul do estado) a fim de propor um possível modelo de evolução estrutural e magmática para o Maciço Santa Angélica (correspondente à suíte G5) e sua encaixante (suíte G1).

## III. Preparação de amostras e respectivas análises litogeoquímicas dos litotipos.

Das sessenta e uma amostras, vinte e nove foram selecionadas para análises litogeoquímicas, sendo que sete representam a suíte G1 (pré-colisional) e as demais correspondem à suíte G5 (pós-colisional) (Anexo II).

As mesmas foram preparadas no Laboratório de Preparação de Amostras do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Espírito Santo (UFES) e posteriormente enviadas para a SGS GEOSOL Laboratórios LTDA para a análise dos elementos maiores e traços, incluindo os elementos terras raras, por ICP (-ES e -MS) (Anexo IV). E com o auxílio do programa *GeoPlot* (Zhou & Li 2006), foram gerados os diagramas litogeoquímicos utilizados neste trabalho.

#### IV. Microanálises de fases minerais em microsonda eletrônica

Das quarenta e nove lâminas petrográficas, quatro foram selecionadas para análises em microsonda no Laboratório de Microanálise do Departamento de Física da Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG). As amostras escolhidas representam o magma máfico e o material de composição intermediária (Anexo II), ambos da fase pós-colisional, que ocorriam próximos aos principais contatos litológicos (rocha melanocrática-rocha leucocrática e rocha melanocrática-zona de mistura de magmas). Os resultados foram posteriormente analisados com o auxílio do programa *Minpet* (Richard L.R. 1988 – 1996).

#### V. Estudo petrográfico

O estudo petrográfico dividiu-se em duas etapas: análise macroscópica, executada durante a atividade de campo e de catalogação das amostras feita antes de distribuí-las para as etapas de preparação litogeoquímica e laminação; e análise microscópica, feita a partir da descrição petrográfica de quarenta e nove lâminas delgadas. Em ambos os casos, usou-se a classificação granulométrica adotada por Sgarbi (2007) para rochas ígneas.

A segunda etapa contou com a infraestrutura do Laboratório de Microscopia do Instituto Federal de Educação, Ensino e Pesquisa do Espírito Santo, pertencente à Coordenadoria de Mineração do campus Cachoeiro de Itapemirim, que possuem microscópios com o sistema acoplado ao notebook e à câmera fotográfica, facilitando a captação de imagens dos principais aspectos petrográficos analisados nesta fase.

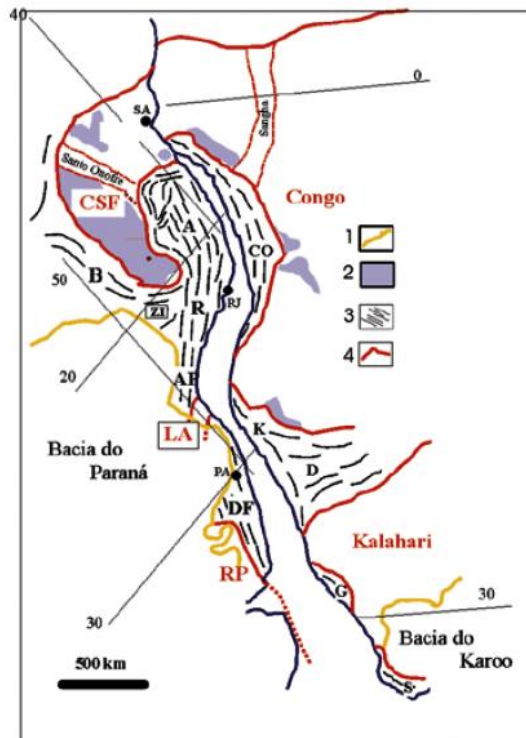
#### VI. Interpretação dos resultados e elaboração do texto final da dissertação

A interpretação e integração de cada uma das etapas acima resultaram na elaboração do texto final da dissertação, bem como de artigos e resumos que foram e ainda estão sendo publicados em eventos e em revistas especializadas.

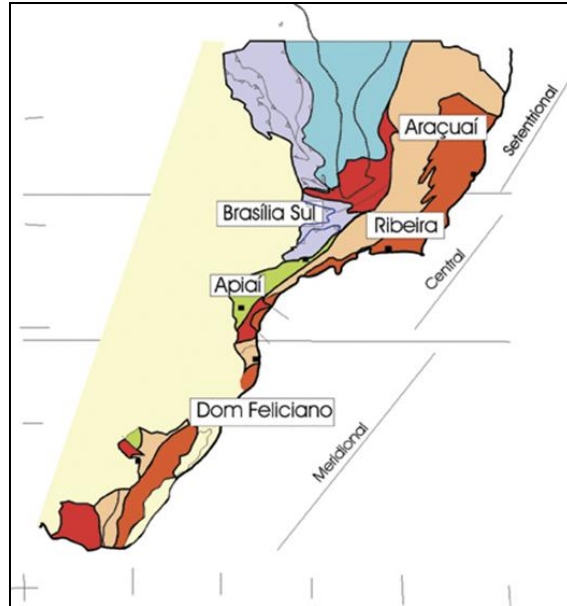
## Capítulo 2: Geologia Regional

### 2.1. Contexto geotectônico

A Orogênese Brasileira é caracterizada pela colisão entre os crátons São Francisco-Congo, Kalahari e Paraná-Rio de La Plata que resultou na edificação de uma extensa cadeia de montanhas neoproterozóica denominada Província Mantiqueira (Almeida *et al.* 1977, Brito-Neves *et al.* 1991) (Figura 2.1). Este sistema orogênico que se estende por toda a região sul e sudeste do Brasil divide-se em orógenos São Gabriel, Dom Feliciano, Brasília Sul, Ribeira e Araçuai (Figura 2.2).



**Figura 2.1:** Localização dos orógenos do Sistema Orogrênico Mantiqueira no contexto do Gondwana Ocidental. Fonte: Heilbron *et al.* 2004. Legenda: 1- Bacias fanerozóicas. 2- Coberturas cratônicas. 3- Orógenos neoproterozóicos (B- Brasília, A- Araçuai, R- Ribeira, ZI- Zona de Interferência, AP- Apiaí, DF- Dom Feliciano, CO- Congo Ocidental, K- Kaoko, D- Damara, G- Gariép e S- Saldania ). 4- Crátons neoproterozóicos (CSF- São Francisco, LA- Luis Alves, RP- Rio de La Plata).

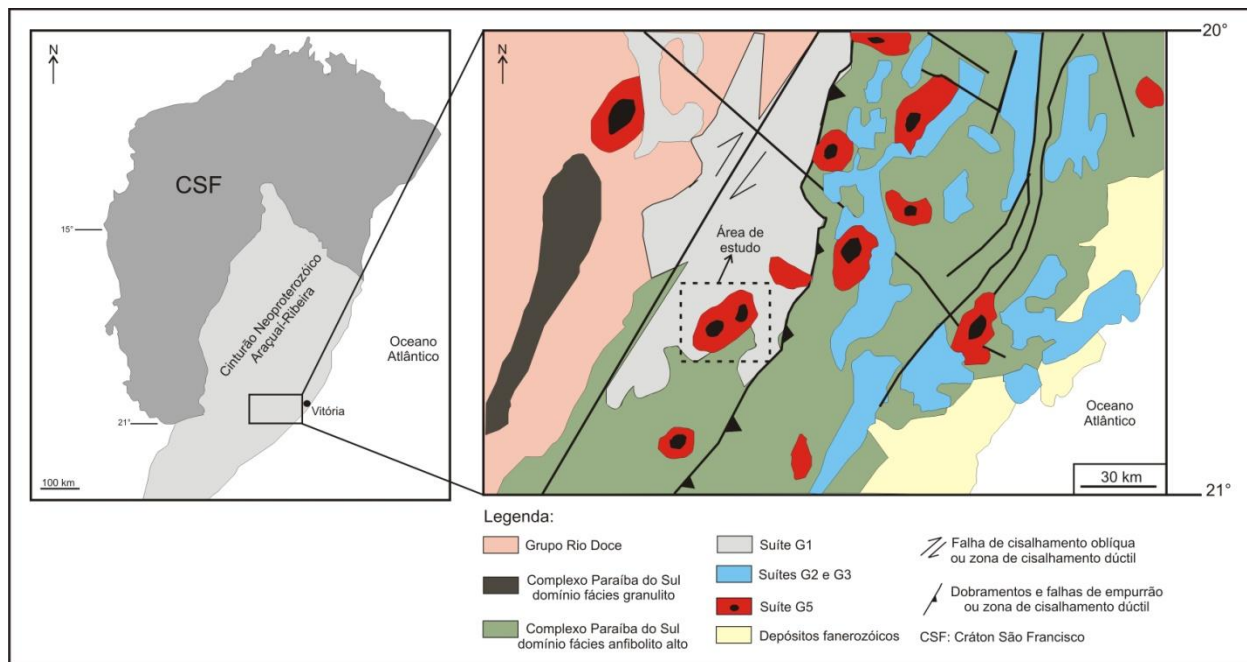


**Figura 2.2:** Província Mantiqueira e suas subdivisões. Fonte: Heilbron *et al.* 2004.

O orógenos Araçuaí e Ribeira, também conhecidos como Cinturão Neoproterozóico Araçuaí-Ribeira (Mendes *et al.* 2005), correspondem à porção central e setentrional da Província Mantiqueira. O Orógeno Araçuaí foi determinado como a região localizada entre a borda leste do cráton São Francisco e o oceano Atlântico, entre os paralelos 15° e 21°S, com *trend* estrutural N-S (Pedrosa-Soares & Noce 1998, Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000, Pedrosa-Soares *et al.* 2001). Já do paralelo 21° até 25°S, onde as estruturas adquirem orientação NE-SW, o orógeno passa a ser chamada de Ribeira (Machado *et al* 1996, Ebert & Hasui 1998).

O Maciço Santa Angélica situa-se próximo ao limite entre os orógenos Araçuaí e Ribeira, onde ocorre a inflexão do *trend* estrutural regional de N-S para NE-SW (Figura 2.3). Apesar disto, considerando os limites geográficos definidos, pode-se dizer que o CISA ainda pertence ao orógeno Araçuaí.

O Orógeno Araçuaí foi definido por Almeida (1977) como um sistema de dobramentos de idade brasileira. Este sistema orogênico está localizado na porção setentrional da Província Mantiqueira e abrange os estados do Espírito Santo, Minas Gerais e sul da Bahia.



**Figura 2.3:** Mapa geológico regional da área próxima ao limite dos orógenos Araçuai e Ribeira, com destaque ao CISA. Fonte: Adaptado de Campos *et al.* 2004, Alkmin *et al.* 2006, Pedrosa-Soares *et al.* 2007.

O embasamento do orógeno Araçuai é constituído por rochas formadas durante a orogênese paleoproterozóica (2.2 – 2.0 Ga), envolvendo blocos crustais arqueanos que deram origem ao atual cráton São Francisco. Estas rochas foram posteriormente retrabalhadas durante a orogênese brasileira e agrupadas em unidades litológicas. Segundo Noce *et al.* (2007), as principais unidades que constituem o embasamento são:

- Complexo Guanhões: representado principalmente por gnaisses, migmatitos TTG (tonalito-trondhjemitó-granodirito), além de corpos graníticos pertencentes à Suíte Borrachudos, esta formada durante a abertura do rifte Espinhaço (1.75 Ga) (Chemale Jr. *et al.* 1997, Silva *et al.* 2002).
- Complexo Gouveia: representado principalmente por gnaisses-migmatíticos e uma sequência *greenstone belt*.
- Complexo Mantiqueira: representado principalmente por ortognaisses de composição tonalítica a granítica, comumente associados às lentes, *boudins* e camadas concordantes de anfibolitos, além de estruturas migmatíticas do tipo *schlieren*.

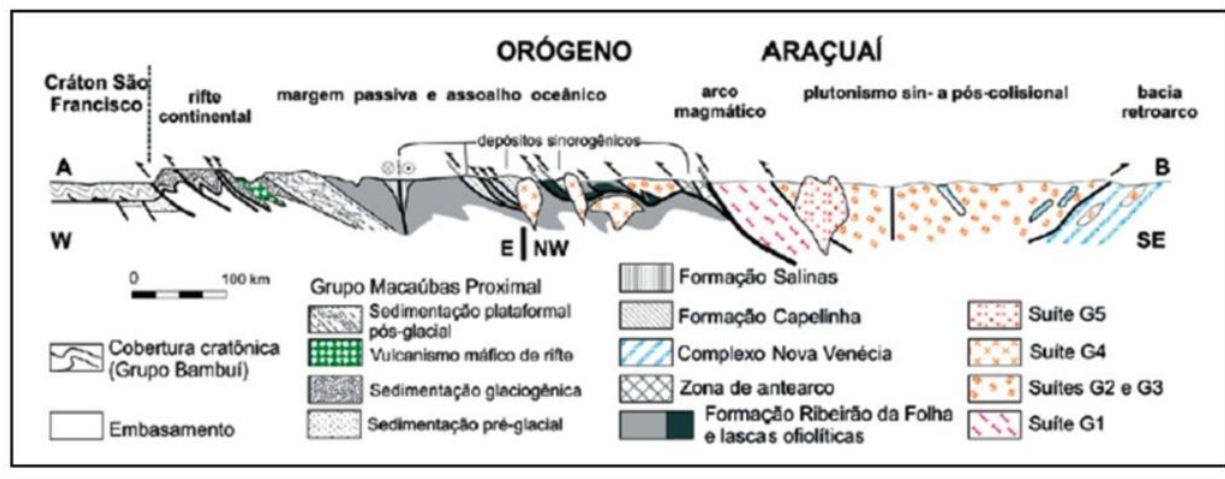
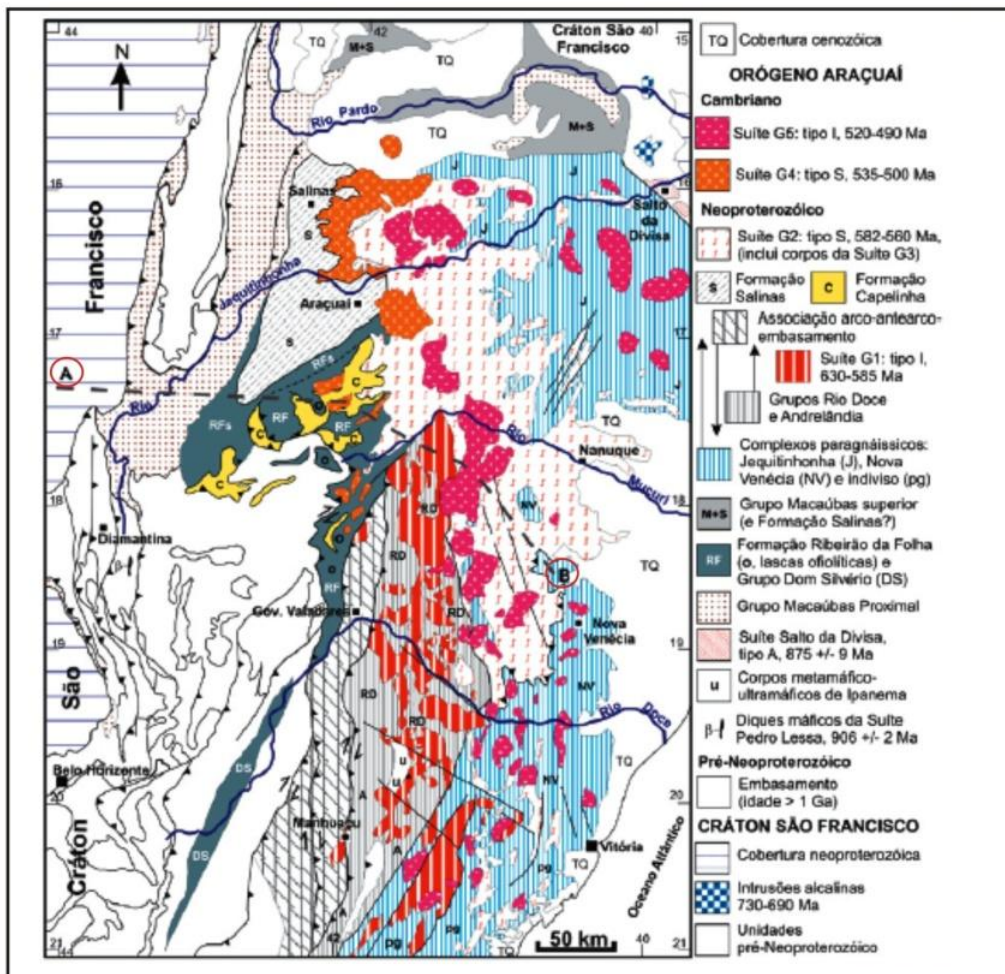
- Complexo Juiz de Fora: composto por ortognaisses, com destaque o gnaisse enderbítico.
- Complexo Pocrane: constituído principalmente por biotita-hornblenda gnaisse com lentes de anfibólito, além de rochas metassedimentares e rochas metaultramáficas (Tuller 2000).

O Orógeno Araçuaí herdou dois terços do orógeno Araçuaí-Congo Ocidental edificado durante o evento Brasileiro. Esta extensa região é constituída pelas unidades que representam toda evolução geotectônica proposta pelo ciclo de Wilson (1966): do rifte continental, da margem passiva, da zona de sutura, do arco magmático e das bacias relacionadas, além de todo o conjunto magmático sin-colisional a pós-colisional (Pedrosa-Soares *et al.* 2001) (Figura 2.4).

Esta diversidade de rochas possibilitou o desenvolvimento do modelo de evolução geotectônica do Orógeno Araçuaí, iniciando-se na fase pré-orogênica, conhecida como bacia precursora do orógeno, até os estágios orogênicos.

A fase pré-orogênica iniciou-se com o rifteamento do paleocontinente São Francisco-Congo, entre 1.0 Ga a 880 Ma (Pedrosa-Soares *et al.* 2007, Silva *et al.* 2007), dando origem a bacia precursora do orógeno, a bacia Macaúbas. Durante o processo de rifteamento, a porção norte do paleocontinente permaneceu unida, formando assim a ponte cratônica Bahia-Gabão (Porada 1989). Deste modo, a bacia Macaúbas tornou-se um grande golfo confinado por blocos continentais, onde apenas sua porção meridional evoluiu para uma margem passiva (registro de crosta oceânica). A existência de dois seguimentos longitudinais diferentes nesta bacia, sendo um seguimento ensialico (rifte continental) e outro oceânico (rifte oceânico), faz com que o Orógeno Araçuaí seja classificado como um orógeno confinado (Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2003, Gradim *et al.* 2005, Alkmim *et al.* 2006, 2007).

O período de rifte continental da bacia Macaúbas ocorreu em todo de 906 e 875 Ma (Machado *et al.* 1989, Silva *et al.* 2002, 2007, Pedrosa-Soares *et al.* 2007), onde estão registradas sequências sedimentares fluviais, marinhas e glaciais, representadas pelas Formações Duas Barras, Rio Peixe Bravo, Serra do Catuni, Nova Aurora e unidade inferior da Formação Chapada Acauã (Noce *et al.* 2007) (Tabela 2.1). O magmatismo desta fase é representado por diques máficos da Suíte Pedro Lessa, granitos anorogênicos da Suíte Salto da Divisa e pelos xistos verdes basálticos do Membro Rio Preto da Formação Chapada Acauã.



**Figura 2.4:** Mapa geológico e perfil representando os componentes geotectônicos herdados pelo Orógeno Araçuaí após a fragmentação do Gondwana. Fonte: Adaptado de Pedrosa-Soares *et al.* 2007.

A mudança do rifte continental para uma margem passiva ocorreu em torno de 660 Ma (Alkmin *et al.* 2007, Queiroga *et al.* 2007), quando a bacia Macaúbas comportava-se como um grande golfo. Os principais registros litológicos desta fase são representados pela unidade superior da Formação Chapada Acauã e pela Formação Ribeirão da Folha (Pedrosa-Soares *et al.* 1992, 1998, 2001, 2008, Pedrosa-Soares 1995, 1997, Grossi-Sad *et al.* 1997, Noce *et al.* 1997, Pedrosa-Soares & Oliveira 1997, Uhlein *et al.* 1998, Aracema *et al.* 2000, Suita *et al.* 2004, Queiroga *et al.* 2006, 2007).

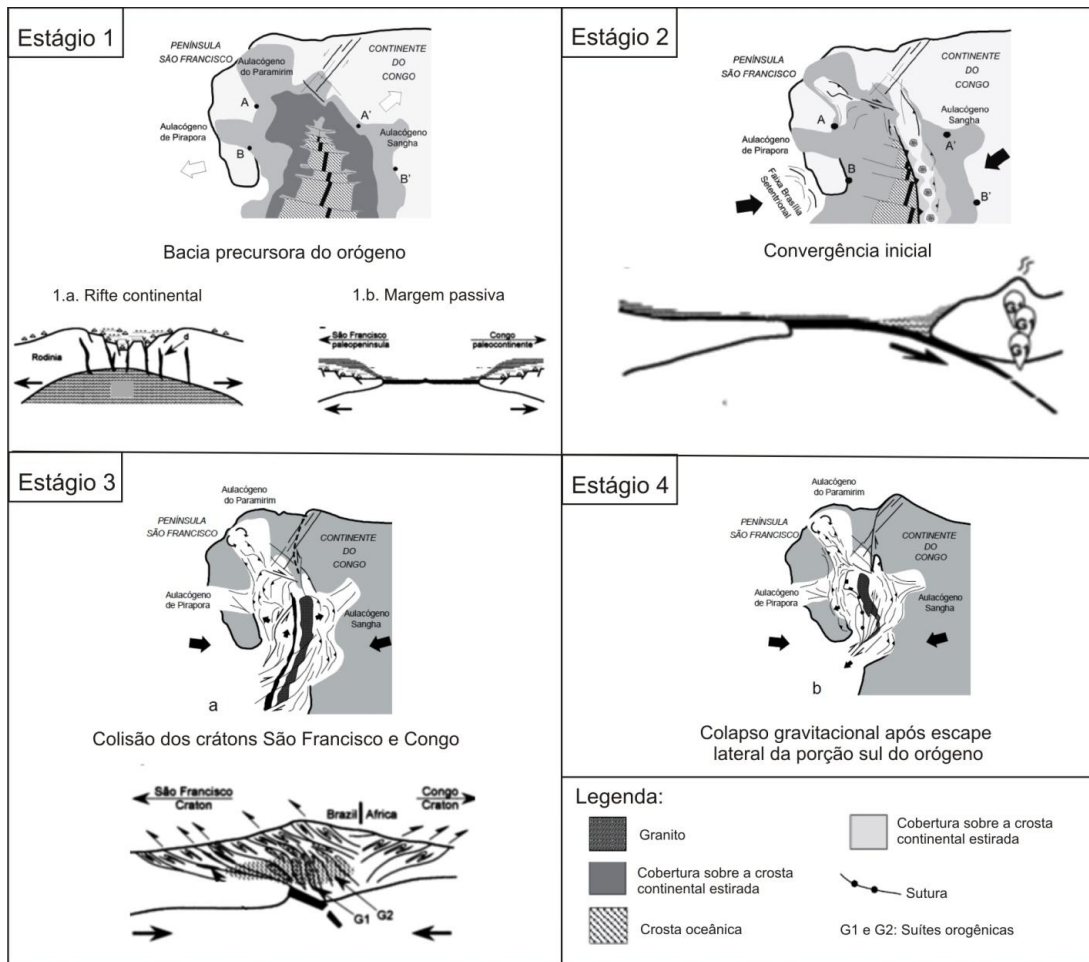
**Tabela 2.1:** Estratigrafia do Grupo Macaúbas, unidade representativa da bacia precursora do Orógeno Araçuaí. Fonte: Gradim *et al.* 2005.

Grupo Macaúbas		
Formação	Conteúdo litológico	Ambiente
Ribeirão da Folha	micaxisto, quartzo-mica xisto, xisto gnaissóide e biotita gnaisse com intercalações de rocha cálcio-silicática (metamarga) e grafita xisto; metachert e diopsídeo sulfetados, formações ferríferas bandadas e ortoanfibolitos tipo MORB ocorrem na parte mais distal da unidade.	marinho profundo, turbidítico, em fase de margem passiva relacionada à abertura oceânica.
Chapada Acauã	metadiamiclito, metapsamito e metapelito, definindo ciclos com fluxos de detritos e turbiditos; metavulcânicas básicas com grãos de zircão herdados de crosta continental; alternância de quartzito impuro e micaxisto no topo.	marinho, com depósitos glaciais retrabalhados por fluxo de detritos e correntes de turbidez em fase rifte continental tardio (transição para margem passiva).
Nova Aurora	metadiamiclito, metapsamito e metapelito, definindo ciclos com fluxos de detritos e turbiditos; metavulcânicas básicas com grãos de zircão herdados de crosta continental; alternâncias de quartzito impuro e micaxisto no topo.	marinho, com depósitos glaciais retrabalhados por fluxos de detritos e correntes de turbidez, fase rifte tardia.
Rio Peixe Bravo	quartzito imaturo e mal selecionado com intercalações de filito e conglomerado.	fluvial a costeiro, fase sin-rifte.
Serra do Catuni	metadiamiclitos geralmente maciços com raras intercalações de quartzito e metapelito.	glacio-litorâneo, fase sin-rifte.
Duas Barras	quartzito microgradado com lentes conglomeráticas.	fluvial a costeiro pré-glacial, sin-rifte.

A colisão da península São Francisco e a placa Rio de La Plata em 640 Ma, que deu origem à atual Faixa Brasília (Seer *et al.* 2001, Valeriano *et al.* 2004), induziu o fechamento da bacia Macaúbas, dando início à formação do Orógeno Araçuaí. Alkmin *et al.* (2006) propõe que a convergência das margens opostas a esta bacia ocorre como o funcionamento de um quebra-nozes. Desta forma, a península São Francisco colide contra o continente Congo através de um movimento rotacional no sentido horário.

Os eventos relacionados à formação do Orógeno Araçuaí são divididos em quatro estágios: pré-colisional (630 – 580 Ma), sincolisional (580 – 560 Ma), tardi-colisional (560 – 530

Ma) e pós-colisional (530 – 490 Ma) (Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000, Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2007, 2008, Silva *et al.* 2005) (Figura 2.5).



**Figura 2.5:** Evolução geotectônica do Orógeno Araçuaí, desde a bacia precursora à colisão e edificação do orógeno, considerando o modelo do Quebra-Nozes. Fonte: Adaptado de Pedrosa-Soares 2001 e Alkmin *et al.* 2007.

O estágio pré-colisional (630-585 Ma), ou acrecionário, está relacionado à mudança da margem passiva para uma margem continental ativa (andina) a partir do desenvolvimento de um arco magmático. Este arco é representado pela suíte G1 (Tabela 2.2) e por rochas vulcânicas da unidade inferior do Grupo Rio Doce.

A suíte G1 é constituída principalmente por tonalitos e granodioritos do tipo I que ocorrem na forma de batólitos e *stocks* com foliação regional, localmente milonítica, e outras estruturas geradas a partir da deformação sincolisional. Estas rochas comumente possuem

autólitos de composição máfica a intermediária e xenólitos de rochas metassedimentares. Seu caráter cálcio-alcálico evidencia sua assinatura híbrida e a predominância de magmas de origem crustal sobre magmas mantélicos (Nalini *et al.* 2000, 2005, Noce *et al.* 2000, 2006, Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000; Whittinhton *et al.* 2001, Campos *et al.* 2004, Martins *et al.* 2004, Silvia *et al.* 2005, Horn 2006, Novo *et al.* 2007, Pedrosa-Soares *et al.* 2007).

O Grupo Rio Doce é constituído por rochas vulcânicas do arco magmático neoproterozóico e por sedimentos dele derivados. Segundo Vieira (2007) e Vieira *et al.* (2007), as rochas deste grupo estão distribuídas em:

- Formação Palmital do Sul: tufos piroclásticos com bombas vulcânicas, ambos de composição dacítica.
- Formação Tumiritinga: representada por rochas vulcanoclásticas (tufos e cinzas) de composição dacítica,
- Formação São Tomé: *wackes* e pelitos com contribuição sedimentar do arco magmático.

Segundo Pedrosa-Soares *et al.* (2007), as Formações Palmital do Sul e Tumiritinga foram depositadas nas bacias intra-arco e ante-arco, durante o estágio tardio do arco magmático. Já a Formação São Tomé estaria associada à porção proximal da bacia retro-arco.

O estágio sincolisional (585-565 Ma) marca o final do fechamento da bacia Macaúbas acompanhado do soerguimento da cadeia montanhosa denominada Orógeno Araçuaí- Congo Ocidental. Este estágio é caracterizado por um período de intensa deformação e metamorfismo, acompanhado de magmatismo representado pela suíte G2 (Tabela 2.2) (Nalini *et al.* 2000, Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000, Pedrosa-Soares *et al.* 2001, Campos *et al.* 2004, Silva *et al.* 2005, Pedrosa-Soares *et al.* 2007). A colisão das margens da bacia Macaúbas resultou na formação de um sistema de dobramentos e falhas de empurrão com vergência para W (sentido cráton São Francisco) e E (sentido cráton do Congo) (Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2008, Alkmim *et al.* 2006, 2007, Vieira 2007). O metamorfismo regional do Orógeno Araçuaí cresce de oeste para leste e de norte para sul (Almeida *et al.* 1978, Pedrosa-Soares *et al.* 1992, 2001; Trompette 1994, Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000, Pinto *et al.* 2001): próximo ao limite com o cráton São Francisco predomina fácies xisto verde baixo, enquanto que no núcleo do orógeno a fácies varia de anfíbolito alto e granulito.

A suíte G2 é formada por granitóides do tipo S, peraluminosos (com granada onipresente, cordierita e/ou sillimanita frequentes) que ocorrem na forma de corpos tabulares, batólitos e *stocks* gerados e deformados durante o estágio sin e tardi-colisional, entre 591 e 537 Ma (Noce *et al.* 2000, Whittington *et al.* 2001, Martins *et al.* 2003). Os corpos intrusivos do G2 comumente apresentam foliação milonítica resultante da deformação regional, esta geralmente paralela à orientação de fluxo ígneo (Celino *et al.* 2000, Nalini *et al.* 2000, Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000, Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2006, Pinto *et al.* 2001, Campos *et al.* 2004, Castañeda *et al.* 2006). Apesar de deformados, os batólitos desta suíte apresentam feições ígneas bem preservadas, principalmente em porções mais interiores (Pedrosa-Soares *et al.* 2006, Roncato *et al.* 2007, Vauchez *et al.* 2007). Nestas rochas comumente são encontrados xenólitos e *roof-pendants* de rochas encaixantes, além de pegmatitos ricos em gemas, estes localizadas principalmente na região de Galiléia e de Conselheiro Pena (Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2007).

No estágio tardi-colisional (565-535 Ma), as tensões geradas pela colisão dos crátons do Congo e do Kalahri (Prave 1996, Kisters *et al.* 2004, Silva *et al.* 2005) resultam na instalação de quatro grandes zonas transcorrentes dextrais na porção sul do Orógeno Araçuai. Segundo Alkmin *et al.* (2006 e 2007), a trajetória de fechamento do quebra-nozes juntamente ao movimento dextral ao longo destas zonas resultou no escape de material em direção a sul/sudoeste do orógeno. O magmatismo associado a este estágio é representado pelas suítes G2 (em menor proporção) e G3 (Tabela 2.2).

A suíte G3 representa o magmatismo associado aos estágios tardi- e pós-colisional (Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000, Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2006, Castañeda *et al.* 2006, Silva *et al.* 2007), sendo dividida em dois grupos:

- G3-I: rochas de composição granítica a granodiorítica, do tipo I, cálcio-calcalina de alto K, geradas durante a fase pós-colisional (Faria 1997, Celino 1999, Pedrosa-Soares *et al.* 2001), comumente associadas a *enclaves* de composição intermediária a máfica. Ocorrem na forma de plutons elípticos que intrudem através de zonas de cisalhamento oblíquas. Segundo Vieira (1997), alguns destes corpos intrusivos possuem zonamento composicional, caracterizado por rochas graníticas a gabróicas e fácies charno-enderbíticas em menor proporção.

- G3-S: leucogranitos com granada e cordierita, do tipo S, peraluminosos, gerados a partir da fusão parcial de rochas da suíte G2, entre 580-560 Ma (Siga Jr. 1986, Sluitner e Weber-Diefenbach 1989, Söllner *et al.* 1989).

No estágio pós-colisional (530-490 Ma) houve intensa deformação e colapso extensional (Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000, Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2007, Campos *et al.* 2004, Marshak *et al.* 2006) que deram origem as suítes G4 e G5 (Tabela 2.2). O colapso extensional é caracterizado pelo regime distensional instalado no orógeno em resposta ao peso e espessura da sua litosfera continental. Este sobrepeso resultou no abatimento de porções superiores acomodadas por sistemas de zonas de cisalhamento normais, tais como a Zona de Cisalhamento Chapada Acauã e demais estruturas distensionais presentes nas porções centrais e norte do orógeno (Alkmin *et al.* 2006).

As suítes G4 e G5 são resultantes da fusão de crosta ortognáissica e de materiais mantélicos alcalinos e toleíticos por descompressão adiabática (Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000, Pedrosa-Soares *et al.* 2007). Elas ocorrem sob a forma de intrusões que foram localmente deformadas e foliadas em resposta à colagem do Orógeno Araçuai contra o cráton São Francisco (Silva *et al.* 2007).

A suíte G4 é representada por granitos do tipo S, peraluminosos, gerados entre 535 a 500 Ma (Pedrosa-Soares *et al.* 1987, 2001, 2007, Grossi-Sad *et al.* 1997, Pedrosa-Soares 1997, Pedrosa-Soares & Oliveira 1997; Basílio *et al.* 2000, Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000, Pinto *et al.* 2001, Whittington *et al.* 2001, Campos *et al.* 2004, Silva *et al.* 2005) que ocorrem na forma de balões e/ou conjuntos de plútons amalgamados, ambos relativamente rasos (5 e 15 km de profundidade). Essas intrusões são ótimas fontes de pegmatitos residuais geradores de gemas e de outros minerais de interesse econômico, com destaque aos minerais de lítio e turmalina (Correia-Neves *et al.* 1986, Pedrosa-Soares *et al.* 2001). Os plútons ricos em mica (como biotita e muscovita) apresentam foliação mergulhando para oeste que pode ser relacionada ao colapso extensional ocorrente durante a fase pós-colisional. Xenólitos de rochas encaixantes ocorrem comumente nesses granitos.

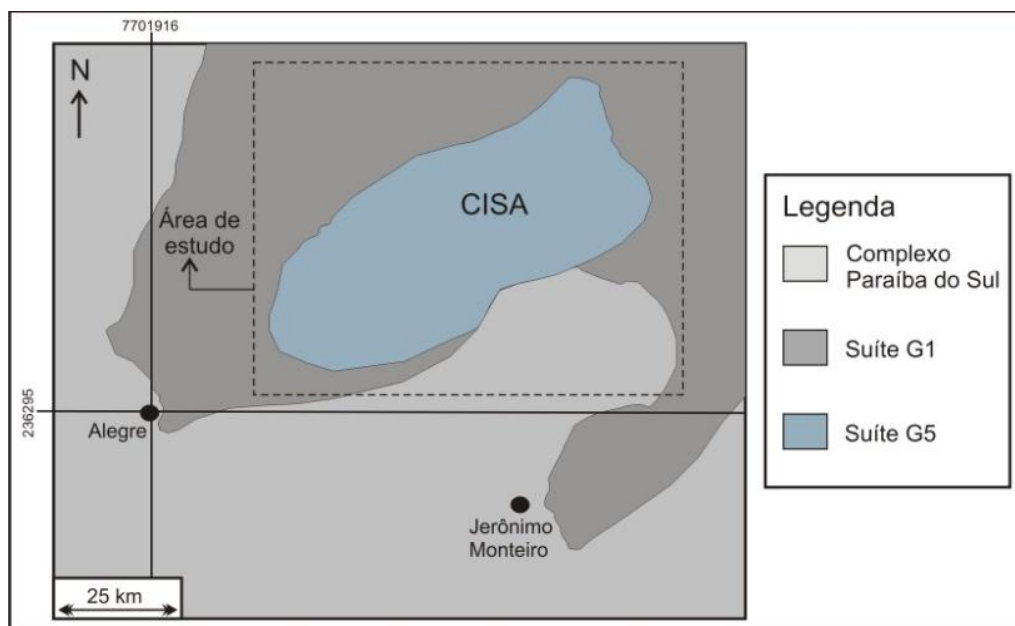
**Tabela 2.2:** Suítes orogênicas do Orógeno Araçuaí. Fonte: modificado de Martins *et al.* 2003.

SUÍTES	G-1	G-2	G-3S	G-3I	G-4	G-5
Exemplos de plutons e batólitos	Brasília, Teófilo Otoni, São Vitor, Guarataia, Galiléia, Mascarenhas, Alvarenga, Estrela-Muniz Freire	Ataléia, Pescador, Wolff, Urucum, Nanuque, Buranhém, Montanha, São Paulino, Itaobim, Jequitinhonha, Aguas Formosas, Medeiros Neto, Novo Cruzeiro, Itaipé	Almenara, Santa Maria do Salto e muitos corpos inclusos no Complexo Jequitinhonha e na suíte G2	Guaratingá, Santo Antônio do Jacinto, Rubim, Pedra Grande, Filhinha	Frade (Coronel Murta), Itaporé, Malacacheta, Mangabeiras, Santa Rosa, Soturno, Rubelita	Caladão, Padre Paraiso, Medina, Pedra Azul, Santa Angélica, Almorés
Principais rocha	anfíbolo-biotita tonalito e granodiorito	granito com duas micas, granada-biotita granito, cordierita-granada granito	cordierita-granada leucogranito	biotita granito	granito com duas micas, biotita granito, granito pegmatítico	biotita granito, charnockito e enderbita
Relação com a deformação regional	foliação gnáissica gerada a partir da principal fase deformacional e enclaves estratificados e paralelos à lineação mineral.	foliação gnáissica gerada a partir da principal fase deformacional e lineação de estiramento mineral	sem estruturas associadas à tectônica regional.	estrutura de fluxo magmático sem estruturas associadas à tectônica regional.	estrutura de fluxo magmático sem estruturas associadas à tectônica regional.	estrutura de fluxo magmático enclaves não-deformados e feições de mistura de magmas
Principais características geoquímicas	metaluminoso, cálcio-alcálico, magma do tipo I	peraluminoso, magma do tipo S	peraluminoso, magma do tipo S	metaluminoso, cálcio-alcálico, magma do tipo I	peraluminoso, magma do tipo S	metaluminoso, cálcio-alcálico, magma do tipo I
Idade (Ma)	625 - 575 (e), 596 - 587(dz), 573 (dm)	591(e), 585 (dz), 560 (dz.sz), 537 (dz), 517 e 511(dm)	535 (dz), 513(dm)	585(e), 523 (dz)	530(e), 504 - 497 (dz)	520 - 500 (dz,e)
Classificação tectônica	Pré- a sincollisional arco vulcânico continental	Sincollisional a tardi-collisional (episdio anatético)	Tardi- a pós-collisional (episdio anatético tardio)	Tardi- a pós-collisional	Pós-collisional (colapso orogênico)	Pós-collisional (colapso orogênico)

A suíte G5 é constituída por plutonismo do tipo I e A2, cálcio-alcálico de alto K e alto Fe, gerada entre 520 a 490 Ma com origem híbrida resultante da mistura de magmas mantélicos e crustais (Wiedemann 1993, Pinto *et al.* 1997, 2001, Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000, Noce *et al.* 2000, Wiedemann-Leonardos *et al.* 2000, Medeiros *et al.* 2001, Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2006, 2007, Wiedemann *et al.* 2002, Campos *et al.* 2004, Martins *et al.* 2004, Mendes *et al.* 2005, Silva *et al.* 2005, 2007). Sua composição varia de charnockítica a granítica, com enderbitos e noritos subordidados. Também é ótima fonte de pegmatitos ricos em gemas, como água-marinha e topázio. Comumente apresentam feições de mistura mecânica (*mingling*) e química (*mixing*) de magmas, além de *enclaves* máficos e xenólitos das rochas encaixantes.

## 2.2. Aspectos Petrológicos e Geoquímicos

A área de estudo é representada pelas suítes orogênicas G1 e G5 (ambas foco desta dissertação) e, em menor proporção, pelo Complexo Paraíba do Sul (Figura 2.6). A suíte G5 corresponde ao Maciço Santa Angélica, sendo a unidade litodêmica mais abrangente. As rochas encaixantes do CISA estão representadas pela suíte G1 e pelo Complexo Paraíba do Sul, este último disposto apenas na borda SE do corpo intrusivo.



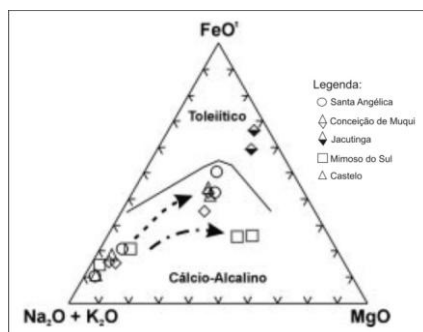
**Figura 2.6:** Mapa geológico regional da região de Alegre e Jerônimo Monteiro, com destaque a área de estudo. Fonte: Modificado de Geobank - [www.geobank.sa.cprm.gov.br/](http://www.geobank.sa.cprm.gov.br/) (consulta em 09/11/2009, 13:43h).

A suíte G5 formou-se durante o colapso extensional do estágio pós-colisional do Orógeno Araçuai, entre 535 a 480 Ma aproximadamente, sendo dividida em dois estágios:

- Estágio precoce: constituído por charnockitos, com granulação grossa e rico em hiperstênio, que ocorrem na forma de batólitos, tais como o Baixo Guandu e Itapina. Estes corpos intrudem principalmente ao longo do lineamento Vitória-Mantena (Pinto *et al.* 1998, Mendes *et al.* 1999, Medeiros *et al.* 2000, Wiedemann-Leonardos *et al.* 2000).
- Estágio final: caracterizado pelo magmatismo bimodal, representado por rochas de composição variando de gabro a granito, constituindo diversos plutons aflorantes principalmente na região sul do Espírito Santo, tais como o Pedra Azul, Santa Angélica, Castelo, Venda Nova, Conceição do Muqui e Mimoso do Sul (Wiedemann-Leonardos *et al.* 2000, Pedrosa-Soares *et al.* 2007). Este magmatismo bimodal resulta em plutons com núcleos máficos circunscritos por magmas félsicos (sienitos, monzonitos e granitos). Comumente apresentam feições de mistura de magmas, além de *enclaves* máficos, xenólitos das rochas encaixantes, diques e *sills* de granodioritos, sieno a monzogranitos (Wiedemann *et al.* 1986, Bayer *et al.* 1987, Wiedemann-Leonardos *et al.* 2000, Campos *et al.* 2004).

Os plutons do G5 comumente ocorrem intrudindo gnaisses de alto grau a partir de zonas de cisalhamento dúctil de alto ângulo e núcleos de dobras antiformes, podendo estar associados a pegmatitos ricos em berilo e a outros minerais de interesse econômico (Wiedemann-Leonardos *et al.* 2000, Campos *et al.* 2004).

Segundo Wiedemann (2003) e Wiedemann-Leonardos *et al.* (2000), de acordo com as análises litogeoquímicas de rocha total, o G5 pode ser classificado em três séries magmáticas: toleítica, cálcio-alcalina e alcalina (Figura 2.7). A suíte alcalina é constituída por granitoides metaluminosos, de alto teor de potássio, originados na crosta continental média a inferior, tendo forte contribuição mantélica, que correspondem a aproximadamente 90% dos plutons do G5 presentes no sul do Espírito Santo (Horn & Weber-Diefenbach 1987, Mendes *et al.* 1997, Ludka *et al.* 1998, Medeiros *et al.* 2000, Wiedemann-Leonardos *et al.* 2000).

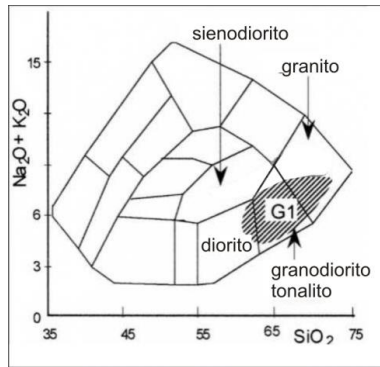


**Figura 2.7:** Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) de amostras do Santa Angélica, Castelo, Conceição de Muqui, Jacutinga e Mimoso do Sul exibindo as três séries magmáticas do G5. Fonte: Wiedemann-Leonardos *et al.* 2000.

A suíte G1 formou-se durante o estágio pré-colisional (630-585 Ma) do Orógeno Araçuaí (Nalini Jr. 1997, Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2008). É constituída principalmente por tonalito e granodiorito, tendo como minerais essenciais anfibólio e piroxênio (no caso do tonalito), biotita e anfibólio (no caso do granodiorito), além de granito e o diorito que ocorrem em menor proporção (Pedrosa-Soares *et al.* 2001, Martins *et al.* 2003) (Figura 2.8). É comum a presença de megacristais de K-feldspato deformados, além de *enclaves* de composição máfica a intermediária (Martins *et al.* 2003, Campos *et al.* 2004). Estas rochas apresentam bandamento gnáissico e estão localmente milonitizadas a partir da deformação regional.

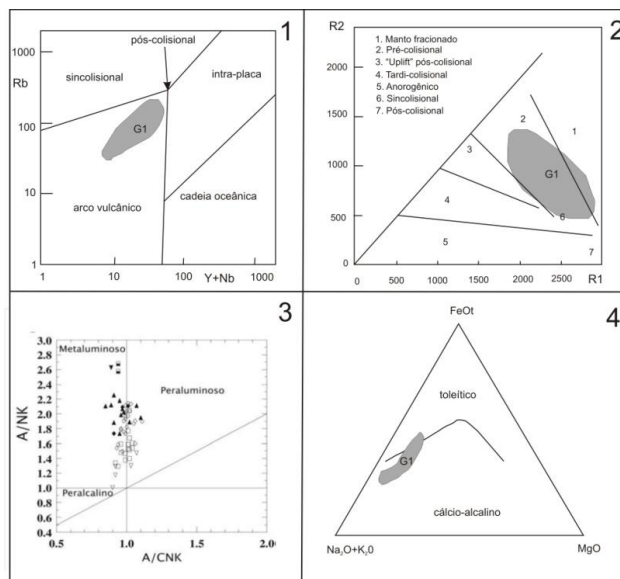
Dados geoquímicos de plutons pertencentes à suíte G1 sugerem que os mesmos estão associados a magmas cálcio-alcálicos, metaluminosos a peraluminosos, formados em ambiente de arco vulcânico (Figura 2.9) (Geiger 1993, Campos-Neto e Figueiredo 1995, Wiedemann *et al.* 1997, Pedrosa-Soares *et al.* 1999, Martins *et al.* 2003, Campos *et al.* 2004, Nalini *et al.* 2005). Segundo Söller *et al.* (1991a), a cristalização dos granitoides do G1 localizados no Espírito Santo ocorreu entre 586 a 575 Ma.

O Complexo Paraíba do Sul corresponde a conjunto de sequências sedimentares marinhas associadas a pequenos volumes de magma básico que foram metamorfizados na fácies anfibolito/granulito durante o estágio sincolisional (600 – 575 Ma) do Orógeno Araçuaí (Campos *et al.* 2004).



**Figura 2.8:** Diagrama de TAS ( $\text{SiO}_2$  versus  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) de amostras pertencentes à suíte G1.

Fonte: Pedrosa-Soares *et al.* 2001.



**Figura 2.9:** Diagramas geoquímicos: 1-  $\text{Y}+\text{Nb}$  versus  $\text{Rb}$  (Pearce 1996); 2-  $\text{R1} \times \text{R2}$  (Batchelor and Bowden 1985); 3-  $\text{A}/\text{CNK}$  versus  $\text{A}/\text{NK}$  (índice de saturação em alumina de Shand 1949), 4- AFM (Miyashiro 1974). Fonte: adaptado de Pedrosa-Soares *et al.* 2001 (diagramas 1 e 2), Nalini *et al.* 2005 (diagrama 3), Martins *et al.* 2003 (diagrama 4).

Segundo Pedrosa-Soares *et al.* (2001), as rochas representativas da fácies anfíbolito são: biotita gnaisse, biotita-granada gnaisse, biotita-granada-cordierita-sillimanita gnaisse, biotita-granada-cordierita-sillimanita-grafita gnaisse (kinzigito), grafita gnaisse ou xisto, sillimanita quartzito, paragranelito cálcio-silicático, leptinito, mármore dolomítico e calcítico, além de ortoanfíbolito. Já a fácies granulito é representada por granulitos charno-enderbíticos com ou

sem granada, granulito intercalado por gnaiss com porfiroblastos de feldspato e granulito cálcio-silicático, leptinito e granada-cordierita-sillimanita gnaiss.

As sequências sedimentares marinhas do Complexo Paraíba do Sul representam dois ambientes distintos: marinho proximal, associado a sedimentos siliciclásticos terrígenos (gnaisses, metagrauvas e quartzitos) intercalados por espessas camadas carbonáticas; e marinho distal, representado por pelitos distais que deram origem a gnaisses peraluminosos com grafite e camadas cálcio-silicáticas (Vieira 1993, Pedrosa-Soares *et al.* 2001, Campos *et al.* 2004).

Segundo Noce *et al.* (2004), os sedimentos que deram origem ao Complexo Paraíba do Sul depositaram-se entre 2.1 Ga a 630 +/- 19 Ma. Acredita-se que estes sedimentos sejam oriundos de diversos ambientes tectônicos, incluindo o rifte continental e a margem passiva neoproterozóica (associada à bacia precursora do orógeno), além da bacia de retro-arco (Machado 1998, Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000, Pedrosa-Soares *et al.* 2001; Alkmin *et al.* 2006).

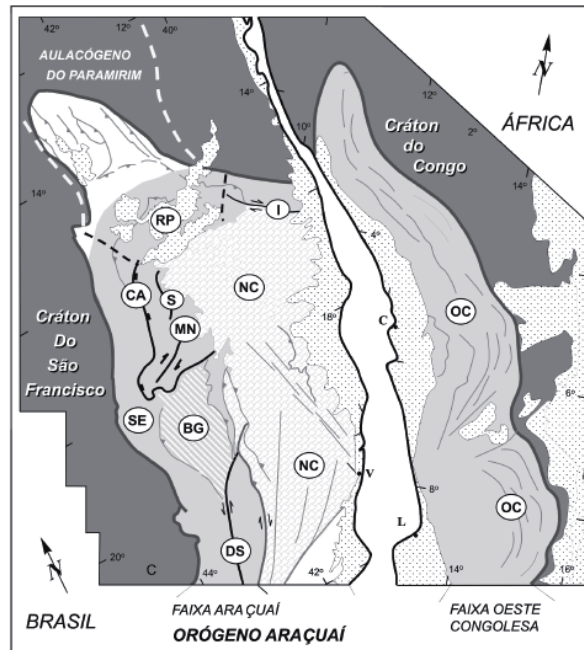
### 2.3. Aspectos Estruturais

O Orógeno Araçuaí é formado por nove compartimentos tectônicos (Figuras 2.10 e 2.11), distribuídos de acordo com a orientação espacial, cinemática e história de nucleação das estruturas dominantes (Alkmin *et al.* 2006, 2007). São eles:

- Cinturão de Cavalgamentos da Serra do Espinhaço Meridional,
- Zona de Cisalhamento da Chapada Acauã,
- Zona de dobramentos de Salinas,
- Corredor Transpressivo de Minas Novas,
- Saliência do Rio Pardo e sua zona de interação com o Aulacógeno do Paramirim,
- Bloco de Guanhões,
- Zona de Cisalhamento de Dom Silvério e estruturas associadas,
- Zona de Cisalhamento de Itapebi e estruturas associadas,
- Núcleo cristalino.

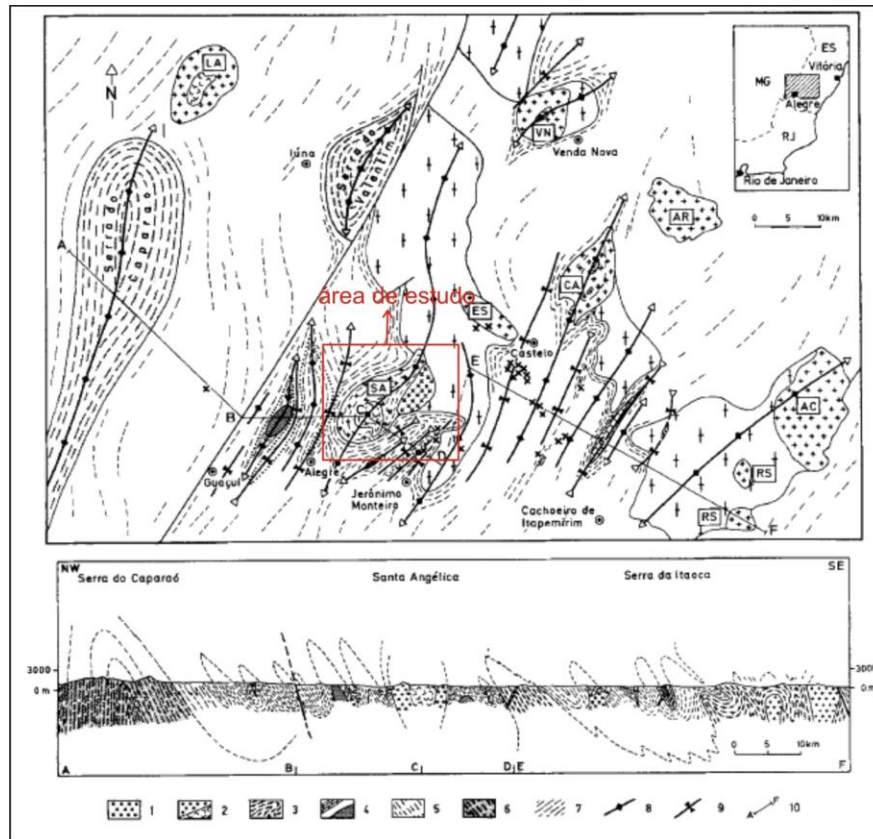
O núcleo cristalino, também conhecido como núcleo de alto grau do orógeno, é constituído por rochas metamórficas paleoproterozóicas na fácies anfibolito alto a granulito dos

Complexos Juíz de Fora e Paraíba do Sul, pelas suítes pré- a pós-colisionais (suítes G1 a G5), além de rochas metavulcanosedimentares e metassedimentares neoproterozóica do Grupo Rio Doce e complexos paragnáissicos (ex. Complexo Paraíba do Sul). Este compartimento tectônico é dividido em duas porções: meridional e setentrional.



**Figura 2.10:** Compartimentos tectônicos do Orógeno Araçuai-Congo Ocidental. Legenda: 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 Paramirim, BG- Bloco de Guanhões, DS- Zona de Cisalhamento de Dom Silvério, I- Zona de Cisalhamento de Itapebi, NC- núcleo cristalino, OC- Faixa Oeste-Congoleza. Fonte: Alkmin *et al.* 2007.

A região sul do Espírito Santo se insere na porção meridional do núcleo cristalino. Durante o estágio colisional do Orógeno Araçuai, esta região sofreu intenso metamorfismo ( fácies anfíbolito alto a granulito) e deformação, resultando na formação de um sistema transpressivo formado por falhas de empurrão de baixo e alto ângulo com vergência para W truncadas por zonas de cisalhamento dextral de alto ângulo (Wiedemann-Leonardos *et al.* 2000), dentre elas a zona de cisalhamento Guaçuí.



**Figura 2.11:** Mapa estrutural esquemático do sul do Espírito Santo. Legenda: 1- rocha granítica de granulação fina, 2- rocha granítica de granulação grossa, gabro e granodiorito; 3- metagranodiorito e quartzito, 4- mármore e metadiorito, 5- gnaisses e migmatitos (Complexo Juíz de Fora e Complexo Paraíba do Sul), 6- rochas granulíticas das Serras do Caparaó e Valentim, 7- *trend* da foliação, 8- eixo de sinclinal, 9- eixo de anticlinal, 9- corte do perfil geológico, AC- Alfredo Chaves, AR- Araçuaí, CA- Castelo, ES- Estrelado, LA- Lajinha, RS- Rio Novo do Sul, SA- Santa Angélica, VN- Venda Nova. É importante destacar que a distribuição das unidades litodêmicas mostra-se diferente nos mapas mais recentes (ex. Figura 2.3). Fonte: Bayer *et al.* 1987.

#### 2.4 O Maciço Santa Angélica

O Maciço Santa Angélica é um dos importantes plutons pertencentes à suíte G5, e é caracterizado por um zonamento inverso concêntrico resultante da sua composição bimodal, formada pela alternância de magmas félsicos (sienogranitos, sienitos e mozonitos) nas bordas e por dois núcleos máficos (gabros) (Anexo I). O contato entre estas rochas é marcado por uma

extensa zona de mistura de magmas (Schmidt-Thomé e Weber-Diefenbach 1987, Bayer *et al.* 1987, Wiedemann *et al.* 1987, 1997, Wiedemann-Leonardos *et al.* 2000).

Além das unidades representantes do CISA descritas acima, o Mapa Litológico (Anexo I) do CISA adaptado de Nanni & Chaves (2011) inclui uma rocha leucocrática tardia que ocorre em menor proporção na porção E do plúton. Söllner *et al.* (2000) determinaram a idade U-Pb em zircões para a referida rocha de 492 +/- 15 Ma, sugerindo que o mesmo pode ser produto de um magmatismo tardio à suíte G5.

Bayer *et al.* (1987) descrevem as zonas de mistura de magma da seguinte forma: a mistura mecânica ocorre quando há intensos contrastes entre os magmas, gerando assim estruturas tais como schlieren e agmatitos; a mistura química promove a formação de rochas híbridas homogêneas com xenocristais de feldspato potássico de textura coronada. A transferência dos xenocristais do magma granítico ocorreu quando houve a interação entre os magmas granítico e gabróico/diorítico, havendo assim uma assimilação deste cristal e posterior formação de sua borda coronada e a formação de magmas intermediários.

Ainda de acordo com o trabalho anterior, o Maciço Santa Angélica intrude uma dobra antiformal constituída por paragneisses do Complexo Paraíba do Sul e por ortogneisses granodioríticos a tonalíticos da suíte G1, ambos localmente migmatizados e com foliação subvertical a vertical (Figura 2.11). O contato entre as rochas encaixantes e o CISA sugere que o mecanismo de intrusão ocorreu a partir de processos como o diapirismo, parcialmente controlados pelas zonas de cisalhamento presentes na área (Weinberg *et al.* 2004 apud Campos *et al.*, 2004).

Dentre os principais aspectos estruturais presentes no CISA descritos na literatura, destaca-se a presença de uma zona de cisalhamento NE-SW localizada entre os dois núcleos máficos (Wiedemann *et al.* 1986, 1997, Bayer *et al.* 1987). Esta estrutura contribuiu para intensificar o processo de mistura de magmas, produzindo assim uma rocha formada pela intercalação de bandas finas de granodiorito e granito (Schmidt-Thomé & Weber-Diefenbach 1987, Wiedemann *et al.* 1987). A foliação deste corpo intrusivo possui a mesma direção do *trend* regional (NE/SW), com mergulho subvertical (Bayer *et al.* 1987).

## Capítulo 3: Aspectos de Campo

### 3.1 Unidades Litodêmicas

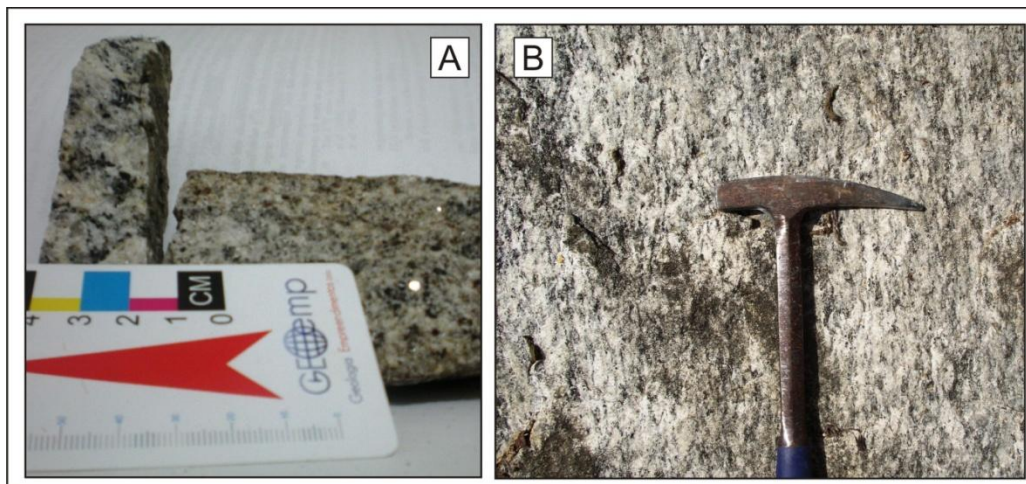
Na área de estudo são encontradas quatro unidades litodêmicas principais (Anexo I): Complexo Paraíba do Sul (encaixante do CISA), suíte G1 (encaixante do CISA), suíte G5 (CISA propriamente dito) e a rocha leucocrática tardia. Considerando o objetivo deste trabalho, apenas as três últimas unidades foram descritas.

#### 3.1.1 Suíte G1

A suíte G1 é representada por duas unidades: uma leucocrática e outra melanocrática, ambas deformadas e metamorfizadas (baixo grau metamórfico).

A unidade leucocrática é representada por uma rocha de cor cinza claro, textura inequigranular, com granulação entre fina a média (até 2 mm) (Figura 3.1), que ocorre na forma de pequenos maciços rochosos. Possui foliação variando de incipiente (Figura 3.1A) a intensa, neste último caso, com aspecto milonítico.

Mineralogicamente é constituída por quartzo, feldspato além dos minerais máficos (principalmente biotita). O mineral acessório mais comum é a titanita, seguido de pirita. Segundo Wiedemann-Leonardos *et al.* (2000), a referida rocha corresponde ao metagranodiorito.

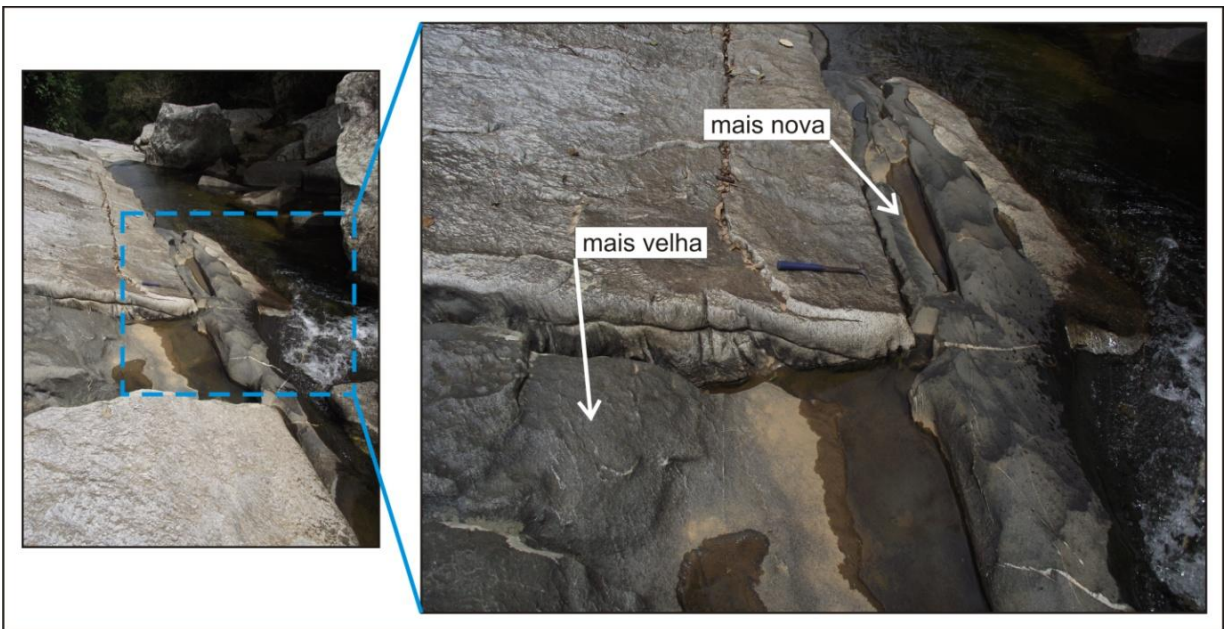


**Figura 3.1:** Amostras da rocha félsica da suíte G1: A, pontos 2 e 4; B, ponto 3.

A unidade melanocrática apresenta textura equigranular, com granulação fina e está levemente foliada. É constituída essencialmente por minerais máficos (incluindo a biotita), feldspatos e quartzo. Considerando seus aspectos petrográficos bem como a literatura, ela é representada por rochas metadioríticas (Pedrosa-Soares *et al.* 2001, Martins *et al.* 2003).

A referida unidade ocorre na forma de intrusões tabulares que chegam a ter até 2 metros de espessura. A relação espacial entre estes corpos ígneos bem como suas características texturais possibilitaram dividi-los em dois grupos com idades diferentes (Figura 3.2 e 3.3): o mais velho, que possui *enclaves* leucocráticos estirados e orientados (Figura 3.4); e o mais novo, que ocorre cortando os corpos intrusivos antigos, apresentando pequenos veios de quartzo (Figura 3.5).

Os *enclaves* leucocráticos possuem dimensões de até 15 cm de comprimento, tendo uma assembleia mineral semelhante à fácies leucocrática descrita anteriormente: quartzo e feldspato como minerais essenciais, e a titanita como acessório.



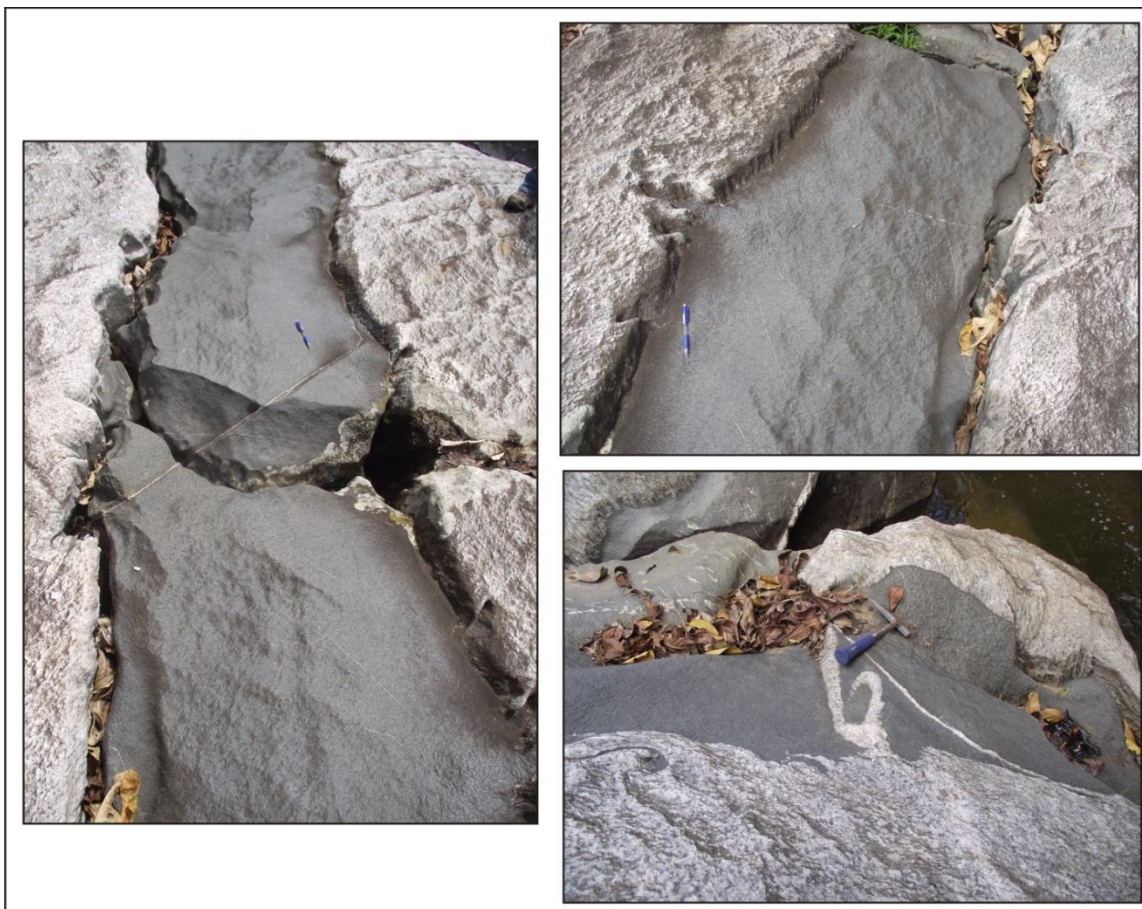
**Figura 3.2:** Intrusões melanocráticas de diferentes idades (suíte G1) (Ponto 4).



**Figura 3.3:** Litotipos melanocráticos da suíte G1: à esquerda a rocha da intrusão mais nova e à direita, a da intrusão mais velha (Ponto 4).



**Figura 3.4:** Rocha melanocrática correspondente à intrusão mais velha (suíte G1). É comum a presença de *enclaves* leucocráticos estirados e orientados a NE/SW, com tamanhos que variam de 3 a a 15 cm.

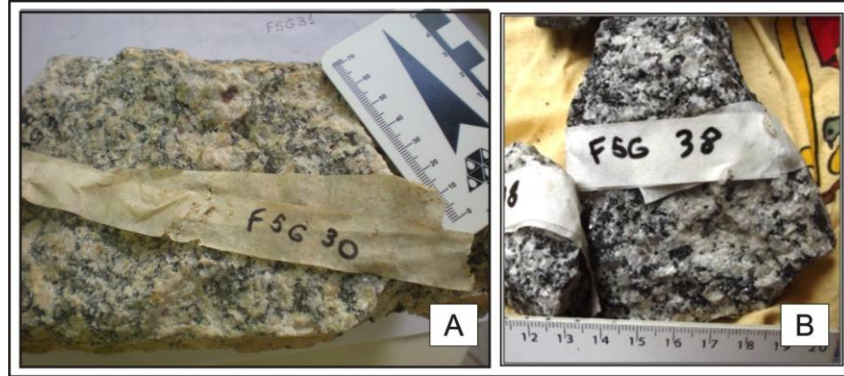


**Figura 3.5:** Pequenos veios presentes nos corpos intrusivos mais novos da suíte G1 (Ponto 4).

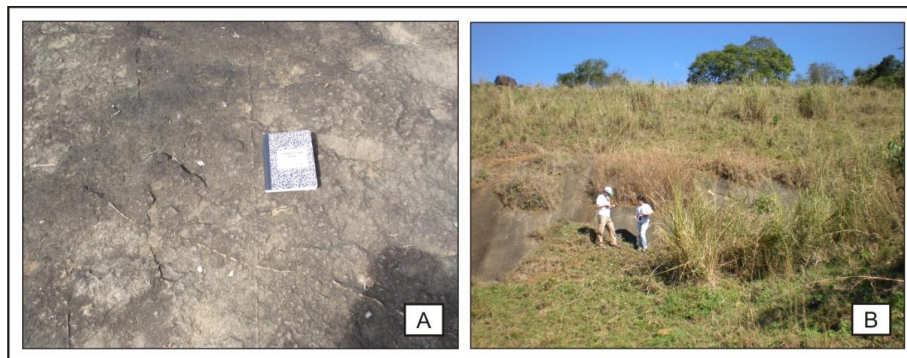
### 3.1.2. Suíte G5

As rochas do Maciço Santa Angélica pertencentes à suíte G5 são representadas basicamente por litotipos leucocráticos e litotipos melanocráticos, sendo estes separados por uma extensa zona de mistura de magmas.

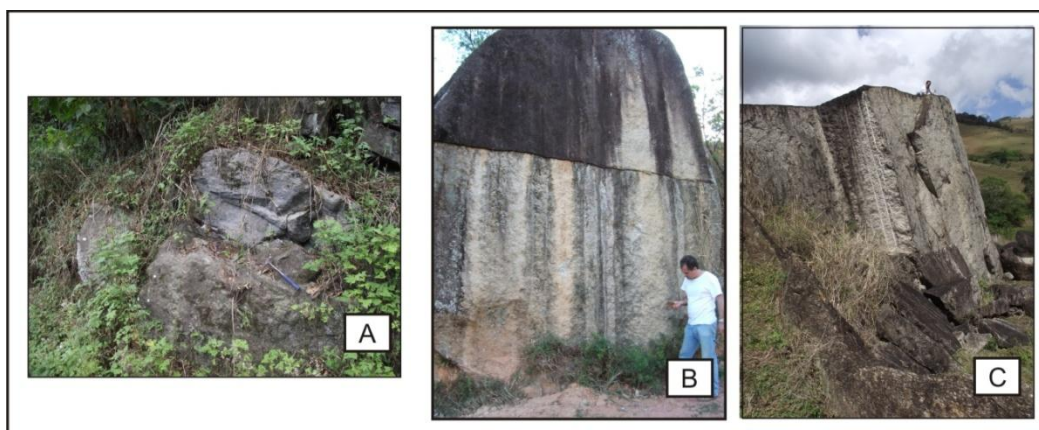
Existem dois litotipos leucocráticos, sendo um de cor rosa-amarelado e outro de cor cinza (Figura 3.6), ambos apresentam textura inequigranular, com granulação grossa, ocorrendo tanto *in situ* (Figura 3.7) quanto na forma de blocos rolados (Figura 3.8). Segundo Bayer *et al.* (1987) e Wiedemman-Leonardos *et al.* (2000), as referidas rochas são classificadas como granito.



**Figura 3.6:** Amostras dos litotipos leucocráticos da suíte G5: A, litotipo de cor rosa-amarelado (ponto 30); B, litotipo de cor cinza (Ponto 38).

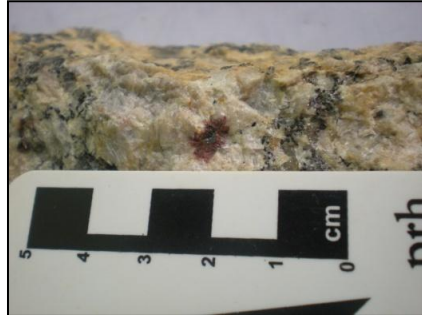


**Figura 3.7:** Afloramento *in situ* dos litotipos leucocráticos da suíte G5: A, litotipo de cor cinza (Ponto 25); B, litotipo de cor rosa-amarelado (Fonte: Zanon 2009).



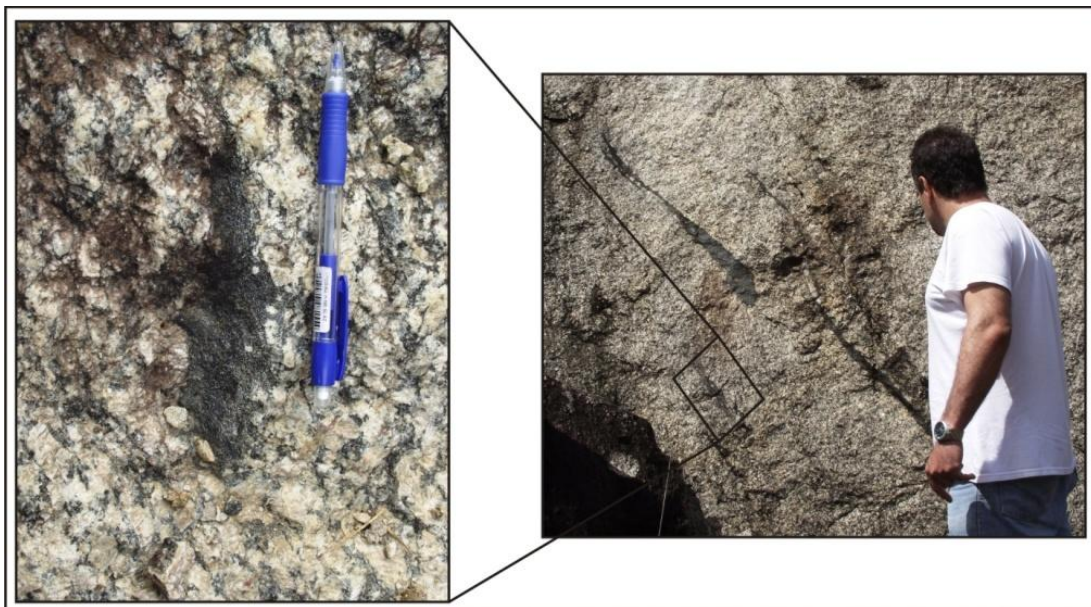
**Figura 3.8:** Blocos rolados dos litotipos leucocráticos da suíte G5: A, litotipo de cor cinza (ponto 8); B, litotipo de cor cinza (ponto 24); C, litotipo de cor rosa-amarelado (ponto 15).

O granito de cor rosa-amarelado é constituído essencialmente por quartzo, feldspato (principalmente o K-feldspato) e minerais máficos (em destaque a biotita). Como minerais acessórios têm-se allanita (Figura 3.9) e titanita.

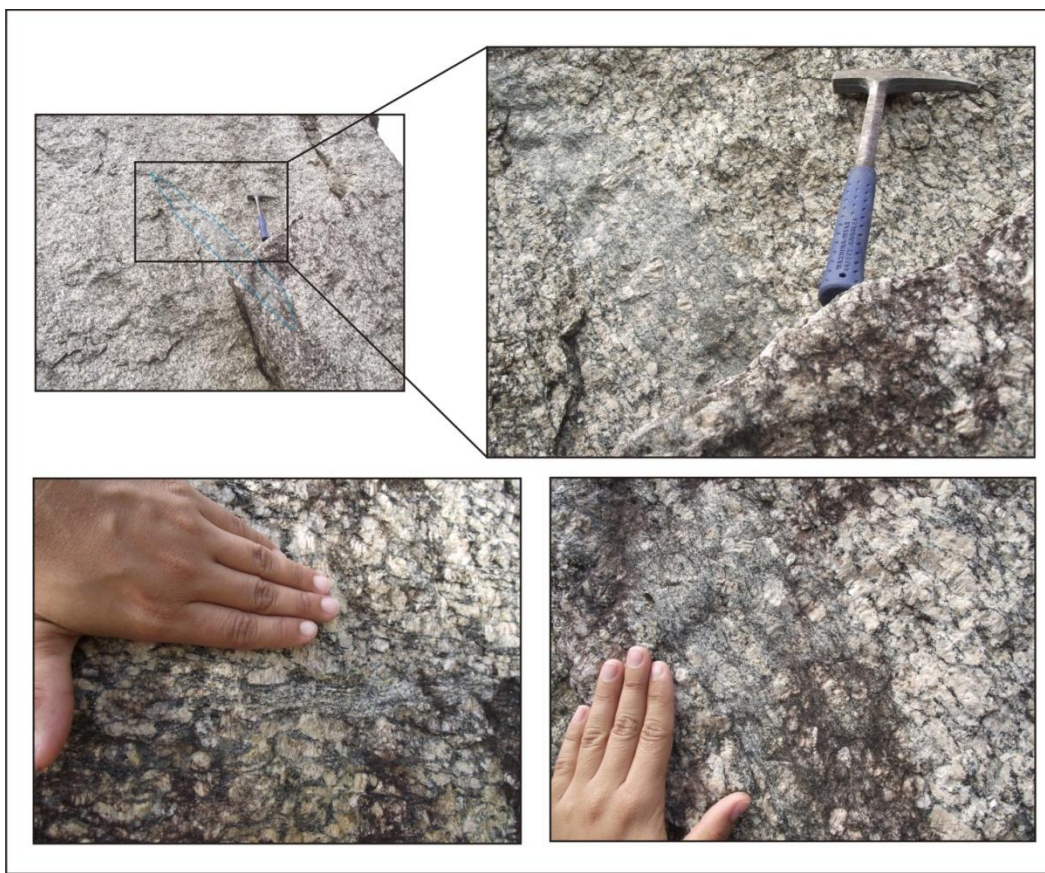


**Figura 3.9:** Allanita presente no granito de cor rosa-amarelado da suíte G5 (Ponto 30).

Foram encontrados *enclaves* de ortogneisses da suíte G1 inclusos no litotipo leucocrático descrito acima (Figuras 3.10 e 3.11). Estes *enclaves* possuem tamanho entre 10 a 40 cm e seu contato com a rocha hospedeira ocorre de forma gradacional, sem nenhuma borda de reação indicando contraste de temperatura, e por isto estes são considerados restitos.



**Figura 3.10:** Restitos de metadiorito (suíte G1) inclusos no granito de cor rosa-amarelado da suíte G5 (Ponto 15).



**Figura 3.11:** Restitos de metagranodiorito (suíte G1) encontrados no granito de cor rosa-amarelado da suíte G5 (Ponto 15).

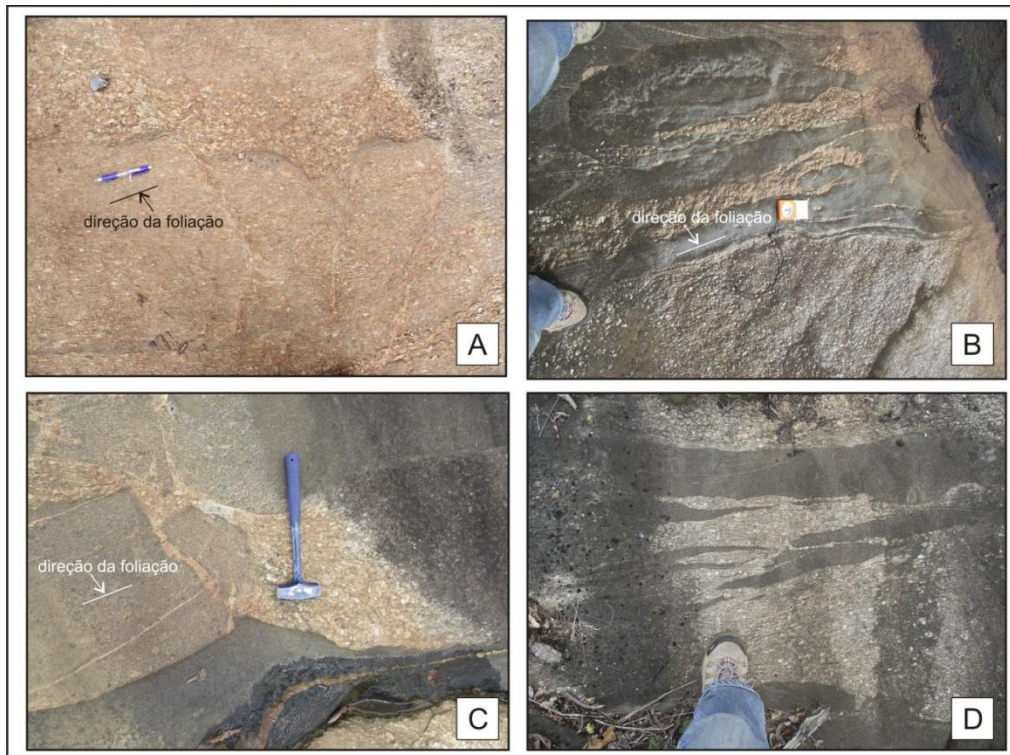
Em um dos afloramentos estudados observou-se que o contato litológico entre a referida rocha e o metagranodiorito da suíte G1 ocorre de forma irregular e interdigitada, sem haver bordas de reação resultantes de contrastes térmicos elevados (Figuras 3.12, 3.13 e 3.14). A interdigitação é caracterizada pela entrada de material claro da suíte G5 que, comumente está paralelo à foliação do metagranodiorito (Figuras 3.14A, 3.14B e 3.14C). As reentrâncias da rocha do G5 são acompanhadas por foliação metamórfica, representado pela orientação de cristais de K-feldspato dispostos segundo a direção do contato litológico (Figura 3.15), e também por restitos do G1 (semelhantes aos restitos observados em outros afloramentos) (Figura 3.16). Neste afloramento também são encontradas pequenas porções de migmatitos (Figura 3.17).



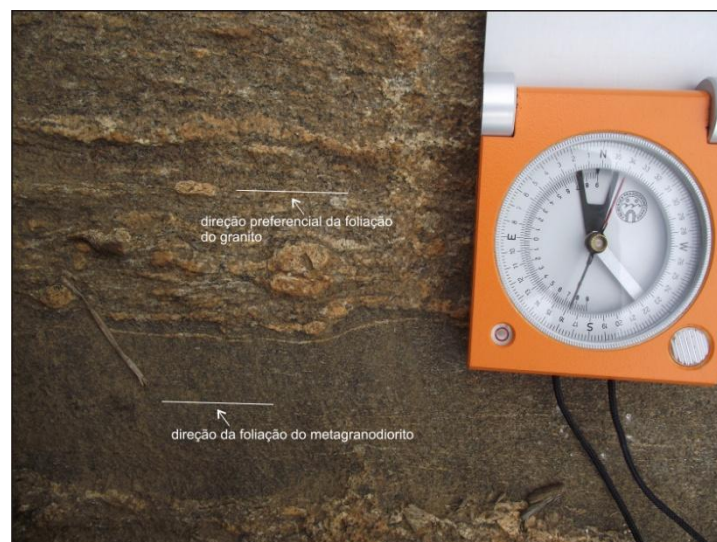
**Figura 3.12:** Visão panorâmica da zona de contato entre o granito de cor rosa-amarelado da suíte G5 e do metagranito da suíte G1 (Ponto 31).



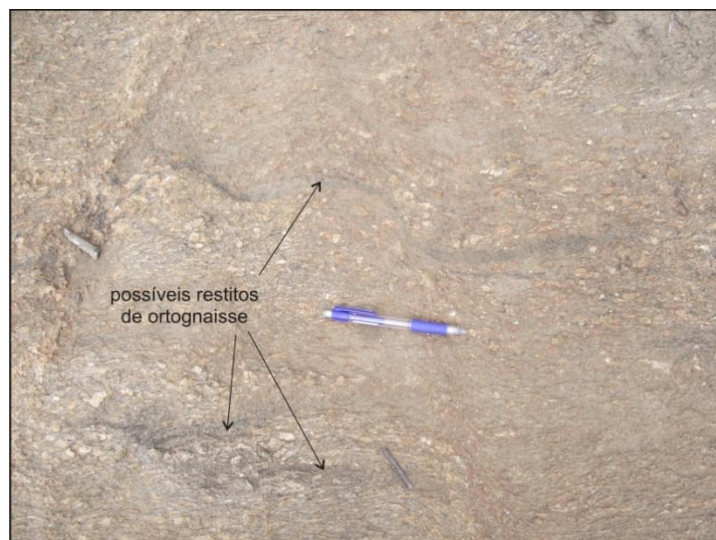
**Figura 3.13:** Contato irregular entre o granito de cor rosa-amarelado da suíte G5 e do metagranodiorito da suíte G1 onde é possível observar a ausência de borda de reação (Ponto 31).



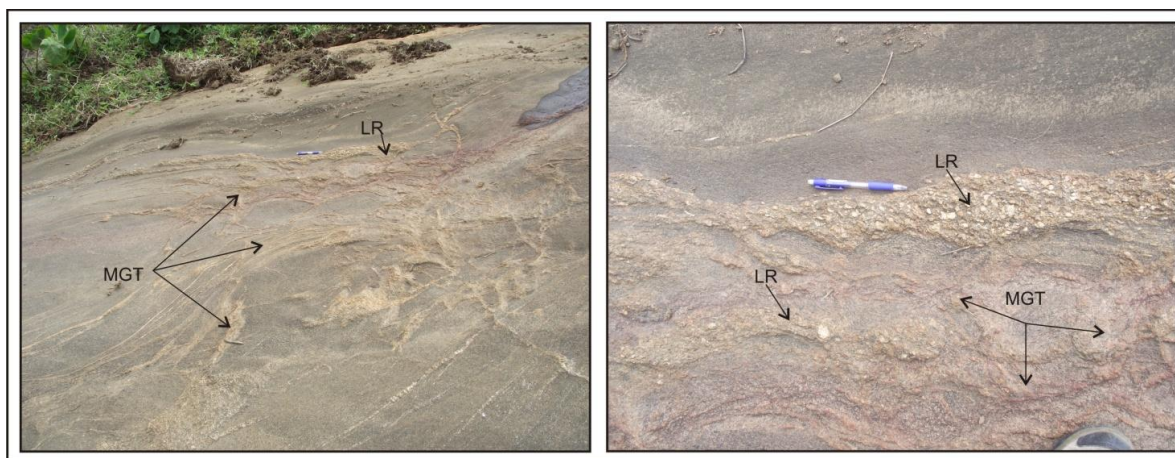
**Figura 3.14:** Intrusões do granito de cor rosa-amarelado (suíte G5) no metagranodiorito (suíte G1), caracterizando assim o contato irregular e interdigitado (Ponto 31): A, B e C, intrusões paralelas à direção da foliação do G1; D, intrusão aleatória.



**Figura 3.15:** Contato entre o granito de cor rosa-amarelado (suíte G5) no metagranodiorito (suíte G1) onde é possível observar a relação entre as duas rochas.



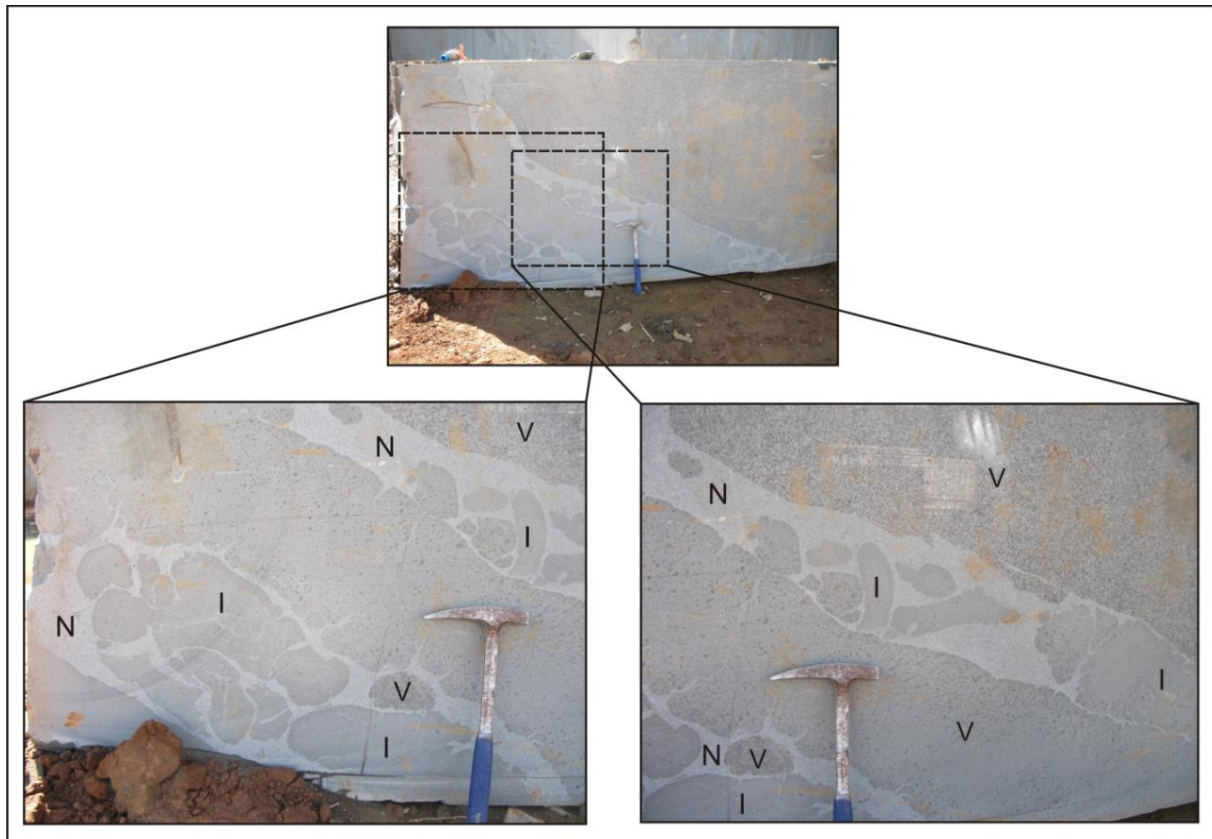
**Figura 3.16:** Fragmentos de metagranodiorito (suíte G1) inclusos no granito de cor rosa-amarelado (suíte G5) considerados possíveis restitos (Ponto 31).



**Figura 3.17:** Interdigitações do granito de cor rosa-amarelado (suíte G5) e migmatito entre o metagranodiorito da suíte G1 (Ponto 31). Legenda: LR, granito de cor rosa-amarelado (suíte G5); MGT, migmatito gerado a partir da fusão parcial do metagranodiorito (suíte G1).

O litotipo leucocrático de cor cinza também é constituído essencialmente por quartzo, feldspato (principalmente o K-feldspato) e minerais máficos (em destaque a biotita). Como minerais acessórios registrados são pirita e titanita.

No interior do CISA, foram encontrados três litotipos melanocráticos, resultantes de diferentes pulsos magmáticos: a rocha de granulação mais grossa corresponde à fase mais velha, a rocha de granulação fina e cor mais escura possui idade intermediária, e a rocha mais fina com cor um pouco mais clara é o mais novo (Figuras 3.18 e 3.19). O modo de ocorrência bem como a pequena expressão em termos de área, sugere que as duas litofácies mais novas estejam associadas a pequenos pulsos magmáticos tardios.



**Figura 3.18:** Bloco extraído a partir de uma pedreira onde é possível identificar os três litotipos melanocráticos e estabelecer suas relações de idade (suíte G5) (Ponto 22). Legenda: N, novo; I, intermediário; V, velho.

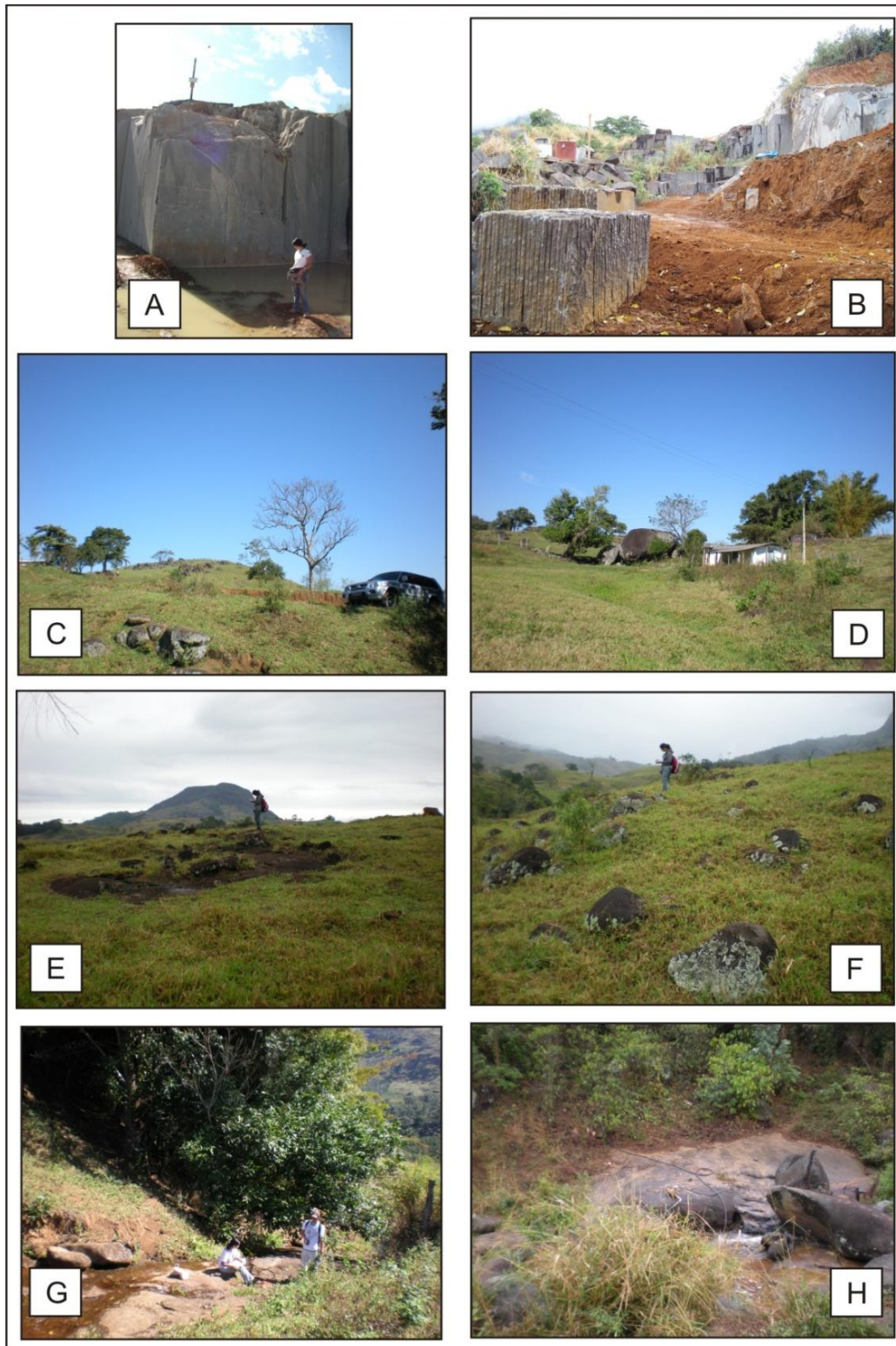


**Figura 3.19:** Três fases melanocráticas presentes na suíte G5 (Ponto 22). Legenda: N, novo; I, intermediário; V, velho.

A rocha mais velha é encontrada em pequenos maciços rochosos e em blocos, rolados e *in situ*, que podem ou não estarem associados a depósitos de talus (Figura 3.20). Este litotipo apresenta cor variando de preto (predominante) a verde, textura inequigranular, com granulação entre média a grossa (Figura 3.21). É constituída essencialmente por minerais máficos, plagioclásio e quartzo. Dentre os minerais máficos, foram vistos aparentemente piroxênios bem como grãos de biotita.

Os pulsos magmáticos finais geraram dois tipos de rocha, ambas com textura equigranular, granulação fina e cor preta, constituídas essencialmente por minerais máficos (em destaque a biotita), o quartzo e o feldspato (Figura 3.22). Um dos litotipos possui megacristais de K-feldspato de até 3 cm de tamanho, com pequena borda de reação indicando que os mesmos sejam xenocristais oriundos de magma leucocrático (associado à rocha de cor rosa-amarelado) (Figura 3.23).

As características petrográficas quando comparada à literatura (Bayer *et al.* 1987, Wiedemann-Leonardos *et al.* 2000) indicam que as rochas melanocráticas sejam gabros/dioritos.



**Figura 3.20:** Maciços rochosos e blocos associados à rocha melanocrática velha (suíte G5): A e B, ponto 22; C, D, E, F e G, Zanon 2009.



**Figura 3.21:** Amostra da rocha melanocrática mais velha (suíte G5) (Ponto 22).



**Figura 3.22:** Amostra da rocha melanocrática mais nova (suíte G5) (Ponto 22).



**Figura 3.23:** Bordas de reação nos xenocristais de K-feldspato inclusos na rocha melanocrática mais nova (suíte G5) (Ponto 22).

As zonas de mistura de magma estão localizadas próximas aos contatos das rochas leucocráticas e melanocráticas. São regiões de 5 m a 500 m de extensão, constituídas por *enclaves* máficos e félsicos inclusos em rochas de composição variada (entre leucocrática a melanocrática) (Figura 3.24).

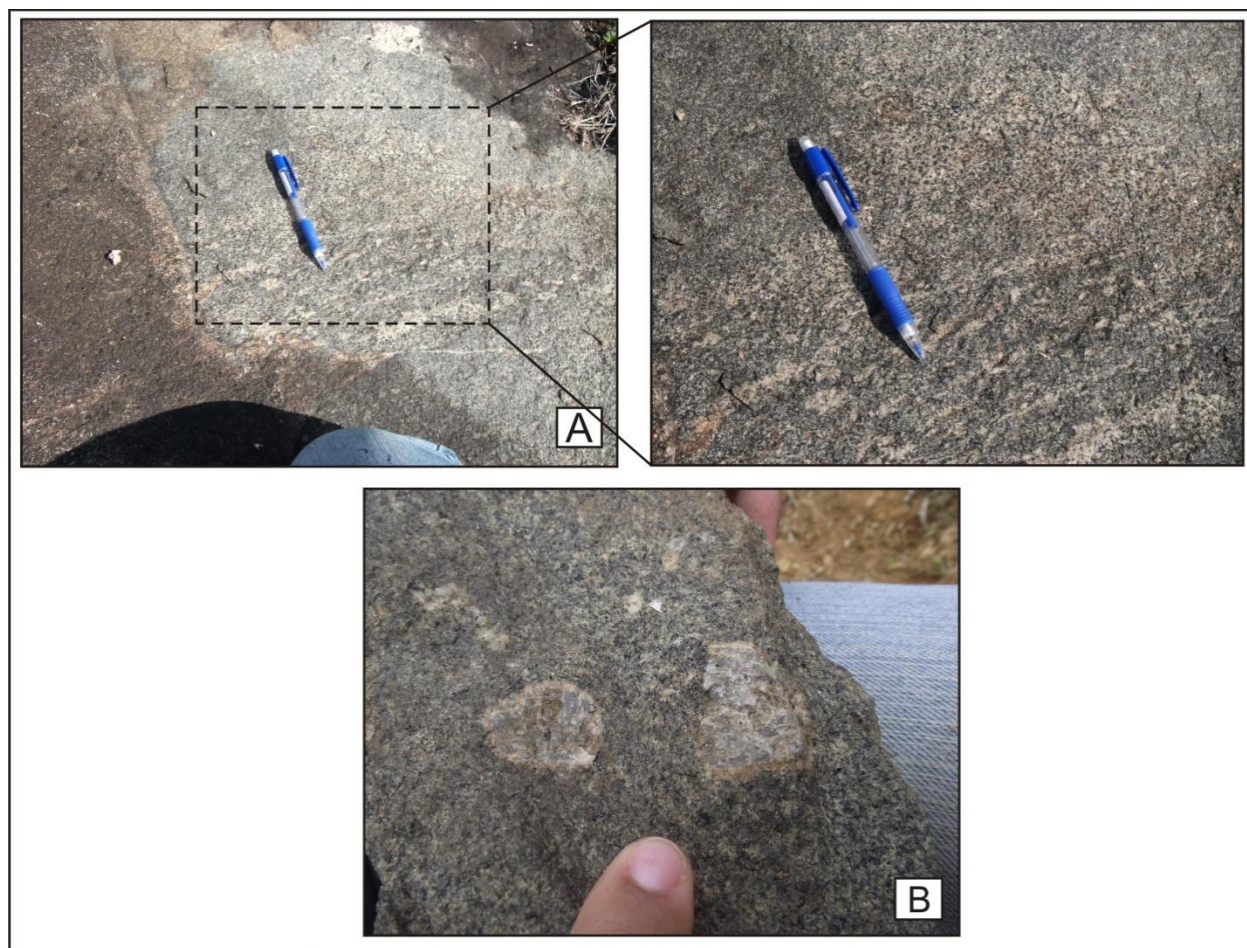


**Figura 3.24:** Zonas de mistura de magma da suíte G5: A e B, ponto 21; C e D, ponto 22. No ponto C é possível identificar o contato entre o litotipo leucocrático e a zona de mistura de magmas.

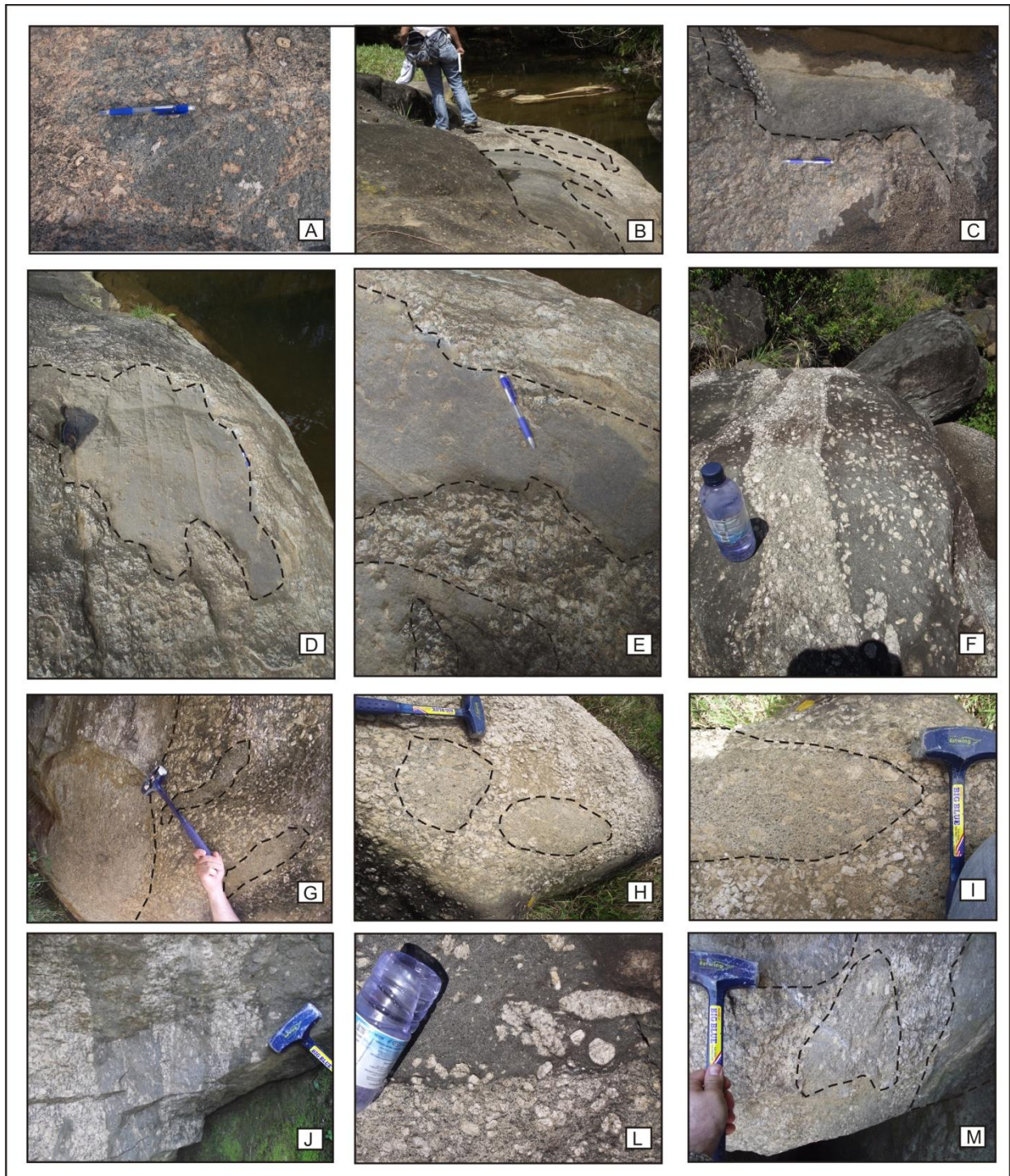
As rochas presentes na zona de mistura de magma dividem-se em duas fácies: uma com textura homogênea (Figura 3.25) e outra com aspecto heterogêneo (onde é possível diferenciar as porções leucocráticas e melanocráticas) (Figura 3.26). Segundo Bayer *et al.* (1987), são rochas classificadas como quartzo monzodiorito/monzogabro, monzogranito e granodiorito, sendo o primeiro predominante.

Em ambas as fácies é comum a presença de cristais de K-feldspato, com até 3 cm de tamanho, cor variando de cinza a rosa e hábito prismático (predominam cristais subédricos)

(Figura 3.27). A presença de bordas de reação nestes grãos sugere que os mesmos sejam xenocristais, oriundos do magma leucocrático (que deu origem à rocha de cor rosa-amarelado).



**Figura 3.25:** Rocha homogênea localizada na zona de mistura de magma (suíte G5) (Ponto 23): A, sem xenocristais de K-feldspato; B, com xenocristais de K-feldspato.



**Figura 3.26:** Rochas de textura heterogênea (suíte G5) localizadas na zona de mistura de magmas: A, ponto 23; B, C, D e E, ponto 28; G, H, I, ponto 29; F, J, L e M, ponto 38.

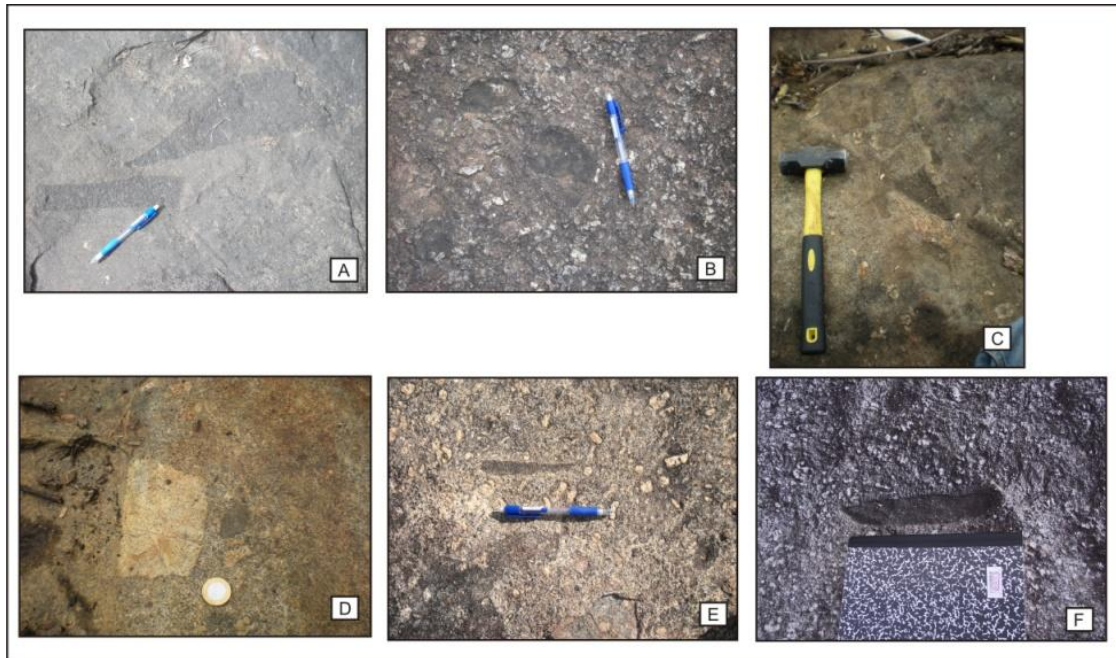


**Figura 3.27:** Xenocristais de K-feldspato dispostos nas rochas da zona de mistura de magma (suíte G5): A e B, ponto 23; C, ponto 29.

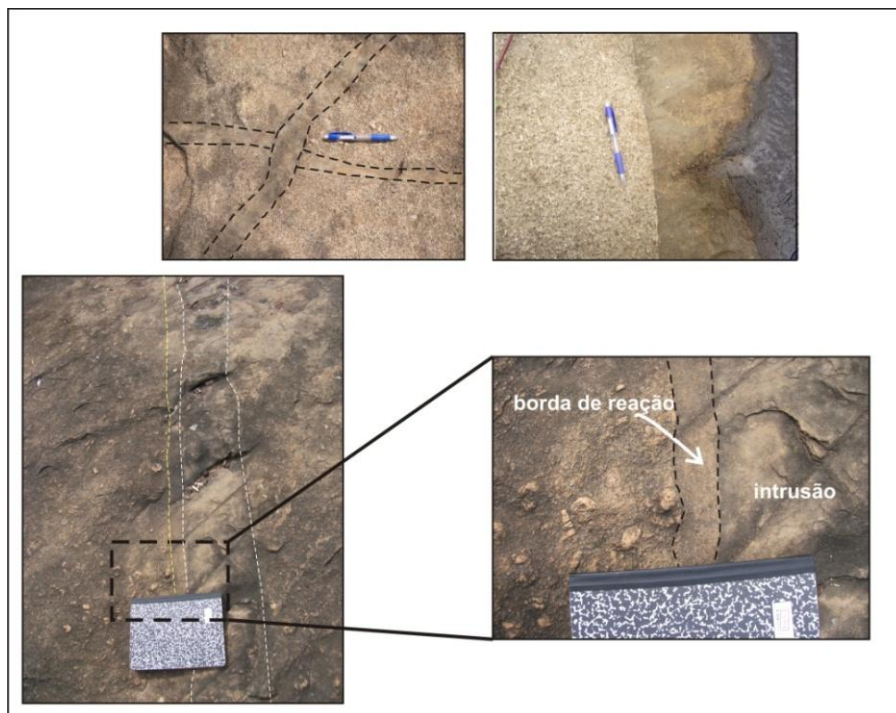
A rocha com textura homogênea possui cor cinza escuro, textura inequigranular e granulação entre fina a média. É constituída essencialmente por minerais máficos, quartzo e feldspatos. Os minerais acessórios encontrados são: titanita e o óxido de cor vermelho-amarronzado.

Os *enclaves* possuem diferentes tamanhos, formas e composições (Figura 3.28). O tamanho varia de 5 cm a 60 cm de comprimento. Quanto à forma, alguns são totalmente irregulares, enquanto que outros apresentam-se arredondados. Existem dois grupos composicionais predominantes: um melanocrático e outro leucocrático, ambos representados por litotipos com diferentes granulações.

Associados às zonas de mistura de magmas, foram encontrados pequenas intrusões máficas e félsicas, de 10 cm a 1,50 m de espessura e com granulação fina (Figura 3.29). Acredita-se que estes corpos tabulares são resultantes do magmatismo tardio do CISA.



**Figura 3.28:** *Enclaves* presentes na zona de mistura de magmas da suíte G5: A, B, C e D, ponto 20; E, ponto 23; F, ponto 38.



**Figura 3.29:** Intrusões tabulares de composição máfica e félsica presentes na zona de mistura de magmas da suíte G5 (Ponto 20).

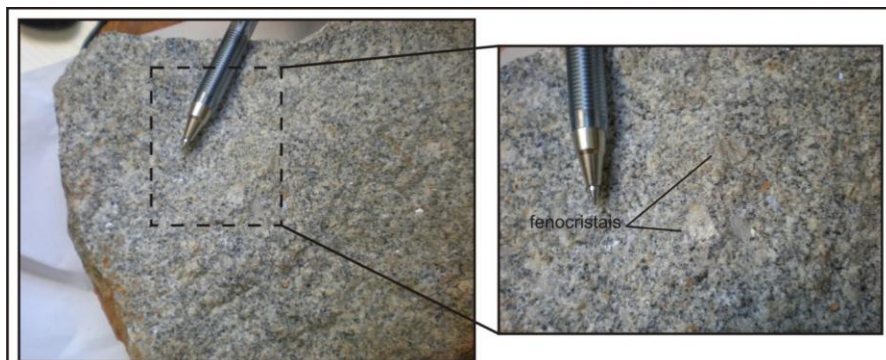
### 3.1.3 Rocha leucocrática tardia

Na porção oeste do CISA também foi encontrada uma rocha leucocrática tardia de cor cinza claro que ocorre *in situ* e na forma de blocos rolados (Figura 3.30). Segundo os dados geocronológicos U-Pb em zircões (Söllner *et al.* 2000), o referido litotipo possui idade de 492 Ma (+/- 15 Ma), período correspondente à fase final ou posterior à suíte G5.

Esta rocha é porfirítica, caracterizada pela presença de fenocristais de K-feldspato (com até 0.5 cm de comprimento) em meio a uma matriz equigranular, de granulação fina, constituída essencialmente por quartzo, feldspato e outros minerais máficos (principalmente a biotita) (Figura 3.31). Os principais minerais acessórios observados são: titanita e o óxido de cor vermelho-amarronzado. Suas propriedades petrográficas sugerem que a mesma esteja classificada no campo dos granitos, assim como os litotipos leucocráticos da suíte G5. Söllner *et al.* (2000) também a denomina como granito.



**Figura 3.30:** Blocos rolados de rocha leucocrática tardia em meio a um regolito alaranjado e arenoso (possivelmente produto intempérico originado a partir deste litotipo): visão panorâmica e detalhada do afloramento (Ponto 1).



**Figura 3.31:** Amostra da rocha leucocrática tardia (Ponto 1).

Nela são encontrados *enclaves* de composição variada, desde litotipos félsicos a máficos pertencentes às suítes G1 e G5, com tamanhos que variam de 2 a 50 cm (Figura 3.32). Parte dos *enclaves* além de estarem arredondados, apresentam bordas de reação, indicando que a temperatura da rocha foi suficiente para retrabalhar suas bordas através do processo de assimilação, envolvendo uma possível mudança composicional do material félsico (mesmo que esta seja mínima).



**Figura 3.32:** *Enclaves* presentes na rocha leucocrática tardia: A e B, litotipo máfico da suíte G1 (Ponto 5); C e D, litotipo máfico da suíte G5 (Ponto 5); E e F, litotipos máficos da suíte G1 e G5 (Ponto 5); G, litotipo máfico da suíte G5 (Ponto 10); H e I, litotipo da suíte G1 (Ponto 12); J, litotipo máfico da suíte G5 (Ponto 12).

Também foram encontrados pegmatitos (Figuras 3.33 e 3.34) e bolsões de biotita associados à fase fluida da rocha (Figura 3.35). Os pegmatitos são constituídos por enormes grãos de quartzo, feldspato potássico e biotita.



**Figura 3.33:** Bloco de rocha leucocrática tardia com fase pegmatítica associada. Há grãos decimétricos de K-feldspato e biotita (Pontos 5).



**Figura 3.34:** Pegmatitos presentes na rocha leucocrática tardia (Pontos 5).



**Figura 3.35:** Bolsões de biotita presentes na rocha leucocrática tardia (Ponto 10).

### 3.2. Geologia Estrutural

O Maciço Santa Angélica é um dos plutons mais novos do Orógeno Araçuai e, por esta razão, suas características petrográficas de natureza ígnea mostram-se tão bem preservadas, sem registros de eventos deformacionais de grande escala.

Apesar disto, durante o trabalho de campo, buscou-se descrever os principais aspectos deformacionais presentes nas rochas, tendo em vista que estes dados podem ter papel importante nos processos discutidos neste trabalho.

Nos afloramentos do granito de cor rosa-amarelado localizados próximos à borda do CISA registram-se a ocorrência de cristais de K-feldspato deformados (Figura 3.36) e orientados segundo o *trend* da foliação do ortogneisse da suíte G1 (Tabela 3.1). Os restitos da encaixante ortoderivada presentes nesta rocha também estão dispostos preferencialmente na direção da orientação mineral (Figura 3.37). O aspecto deformacional do cristal é caracterizado pela sua forma alongada e lenticular, semelhante àquela encontrada nos *augen* gnaisses.

Já na região central do CISA, Wiedemann *et al.* (1986, 1997, 2000 e 2002) e Bayer *et al.* (1987) descrevem a existência de uma zona de cisalhamento NW-SE entre os dois núcleos máficos do complexo. Porém durante o trabalho de campo não foi encontrado nenhum indício deformacional que indicasse a presença desta estrutura na região.



**Figura 3.36:** Cristais de K-feldspato do granito de cor rosa-amarelado deformados (aspecto alongado e lenticular) e orientados segundo a direção da foliação da encaixante ortoderivada (Ponto 15).

**Tabela 3.1:** Direção preferencial dos cristais de K-feldspato do granito de cor rosa-amarelado (suíte G5):

Ponto	Direção preferencial
15	80°
18	70°

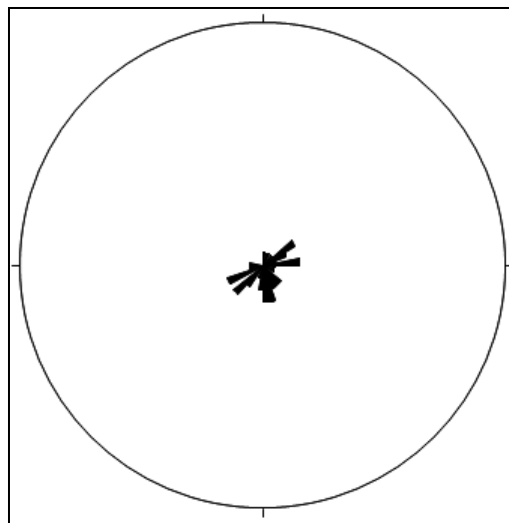


**Figura 3.37:** Relação entre a orientação dos grãos de K-feldspato, a foliação e a posição dos restitos (suíte G1) (Ponto 15). Legenda: F, foliação; OKF, orientação dos grãos de K-feldspato.

Por último ainda no CISA, são registradas a presença de fraturas por todo o corpo intrusivo, estas dispostas de preferencialmente na direção NEE/SWW (Figuras 3.38 e 3.39).

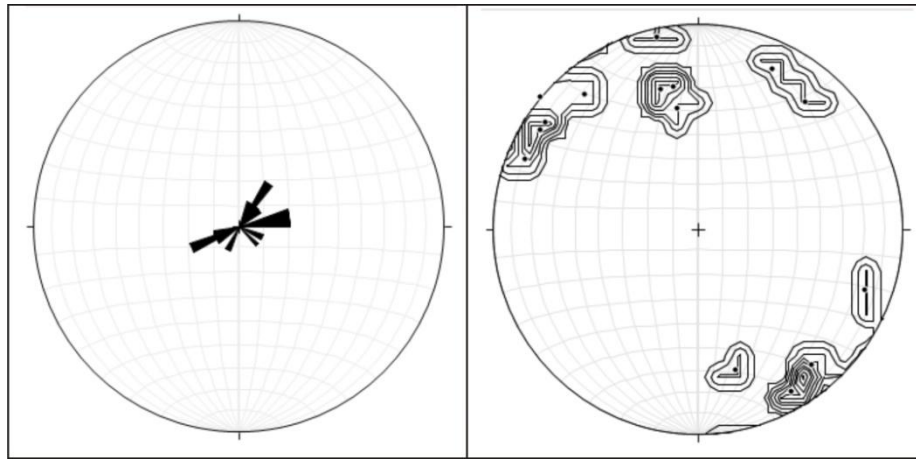


**Figura 3.38:** Fraturas observadas no CISA. Fonte: Zanon (2009).



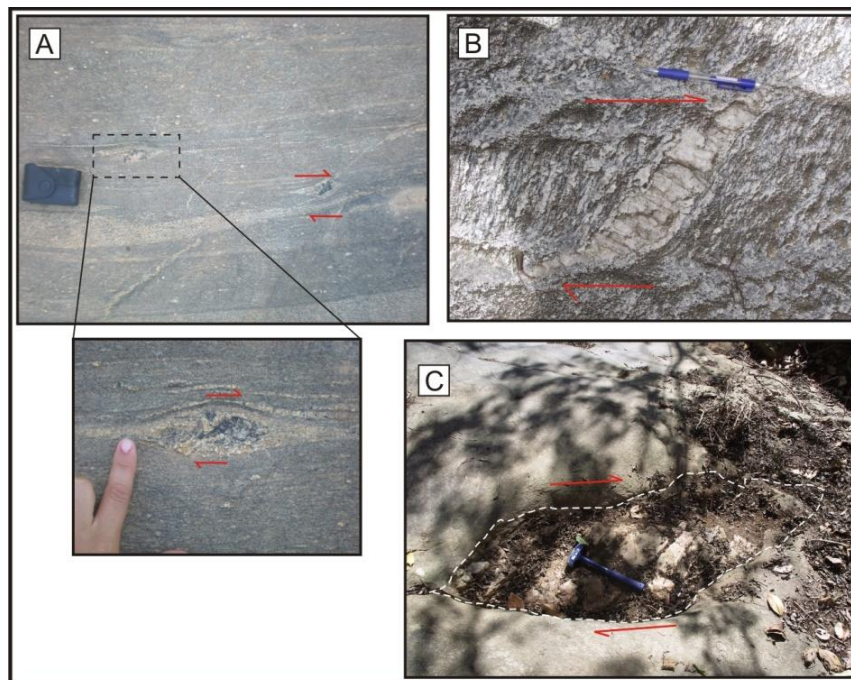
**Figura 3.39:** Diagrama de Roseta gerado a partir das medidas das fraturas desenvolvido no *Stereonet* versão 8.7.0 (Almendinger 2011 – 2013).

Na região externa do CISA, as rochas encaixantes pertencentes à suíte G1 apresentam importantes aspectos estruturais. São litotipos que estão deformados, apresentando foliação com *trend* preferencial NE/SW (Figura 3.40).



**Figura 3.40:** Diagramas de Roseta e de Densidade de Polos feitos a partir das medidas da foliação das rochas da suíte G1 com o auxílio do *Stereonet* versão 8.7.0 (Almendinger 2011 – 2013).

O bandamento gnáissico mostra-se fortemente presente no litotipo leucocrático (metagranodiorito). Nesta rocha também são encontrados sigmoides que chegam a ter até 1.5 m de comprimento, indicando movimento dextral predominante (Figura 3.41).

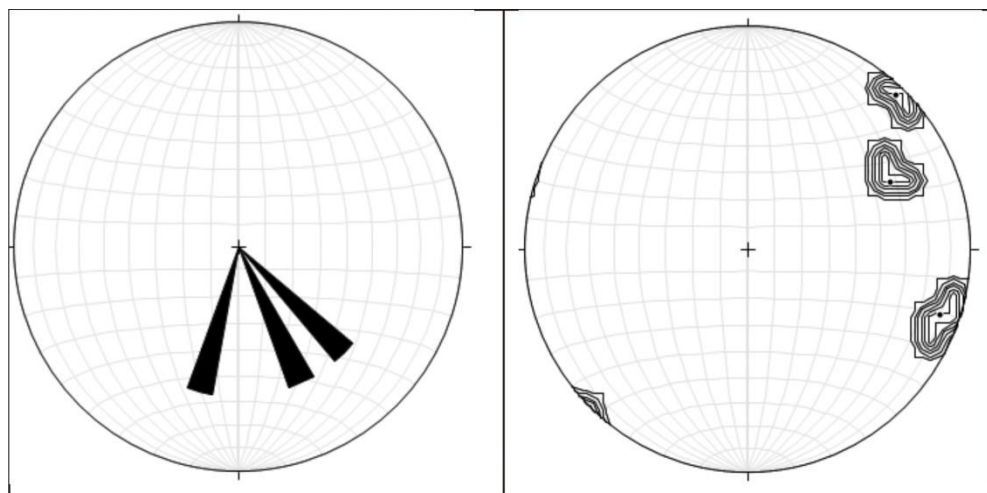


**Figura 3.41:** Sigmoides presentes no metagranodiorito da suíte G1 indicando movimento dextral: A, ponto 13; B, ponto 4; C, ponto 34.

Em dois afloramentos foram encontradas estruturas S-C (Figura 3.42). A estrutura C está disposta preferencialmente a NE/SW (Figura 3.43), formando um ângulo aproximado de 20° - 35° com S.



**Figura 3.42:** Estruturas S-C presente no metagranodiorito da suíte G1 (Ponto 2).



**Figura 3.43:** Diagramas de Roseta e de Densidade de Polos feito a partir das medidas de C das rochas da suíte G1 com o auxílio do *Stereonet* versão 8.7.0 (Almendinger 2011 – 2013).

Nestes mesmos afloramentos, são registrados corpos melanocráticos mais velhos (gabros/dioritos) com pequenos *enclaves* leucocráticos alongados e dispostos segundo a direção preferencial de S (NE/SW) (Tabela 3.2). Também são registradas falhas transcorrentes

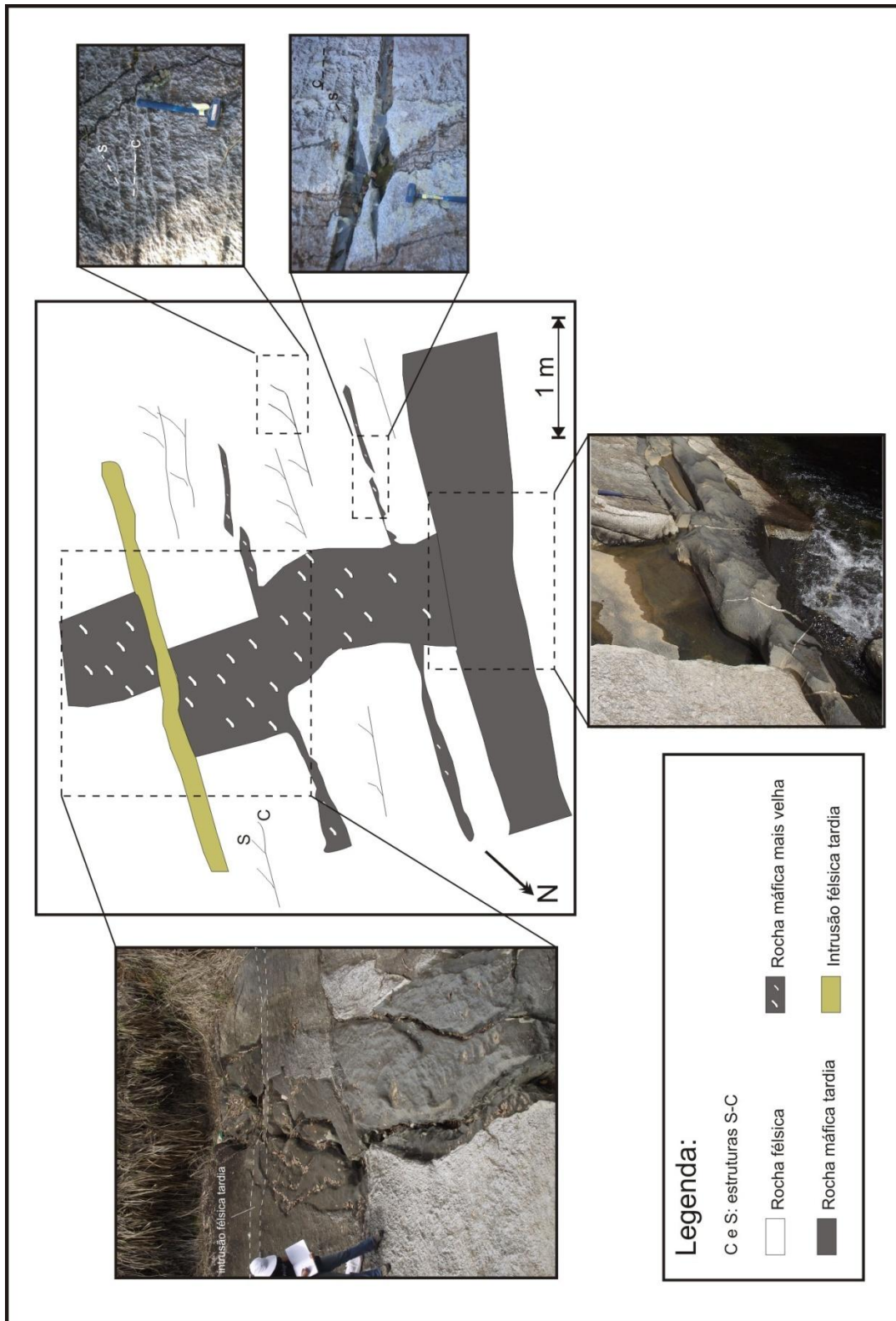
associadas ao *trend* de C que, além de cortarem os corpos ígneos mais velhos, também possibilitaram a entrada de novas intrusões (Figura 3.44).

Em alguns locais as intrusões tardias mostram-se rompidas, formando pequenos *boudins* e estruturas sigmoidais (Figuras 3.45 e 3.46), estas associadas a movimento dextral.

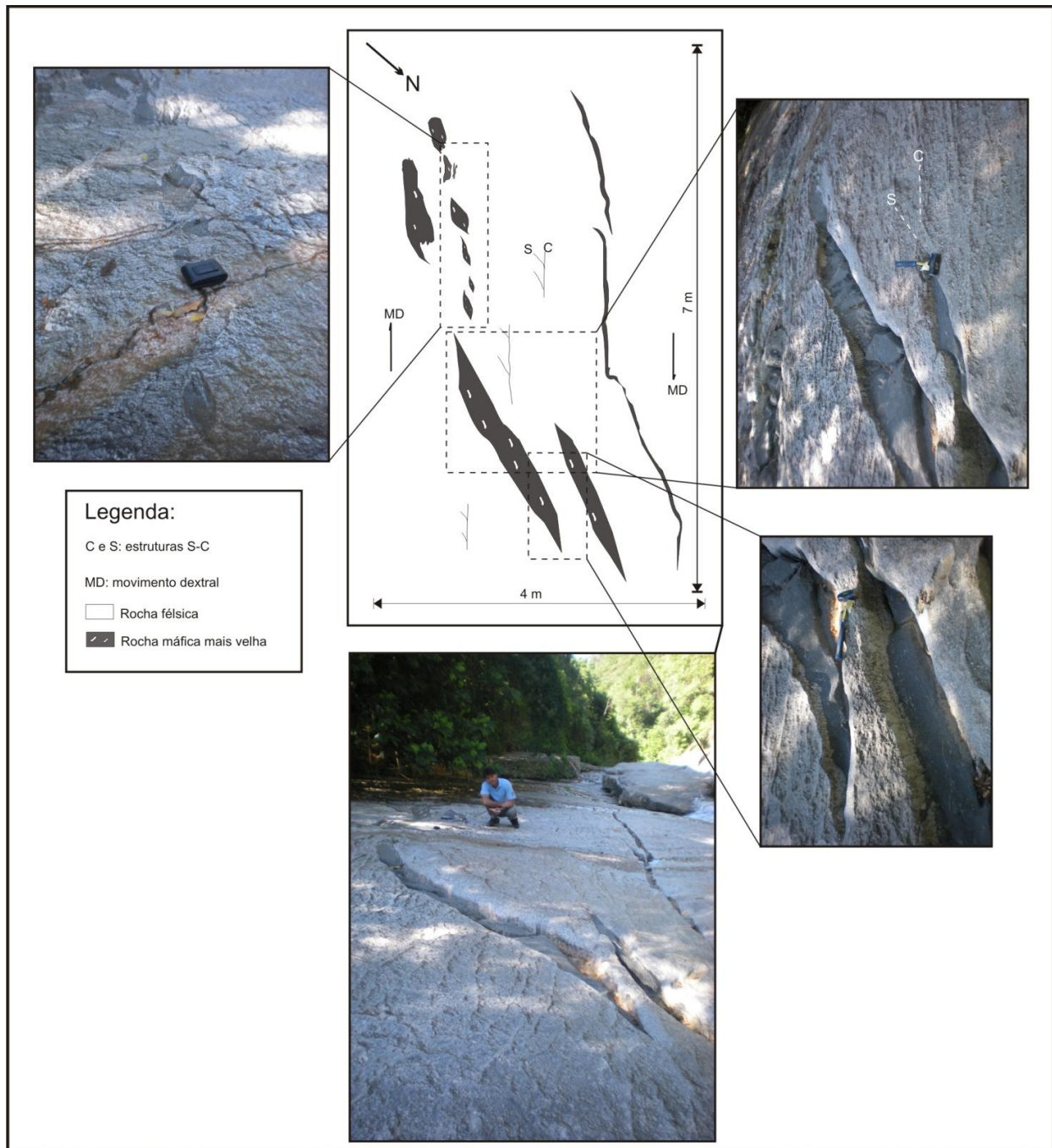
**Tabela 3.2:** Direção preferencial dos *enclaves* leucocráticos presentes nos corpos intrusivos máficos mais velhos:

Ponto	Direção preferencial
3	70°
3	80°
3	70°
4	60°
4	40°

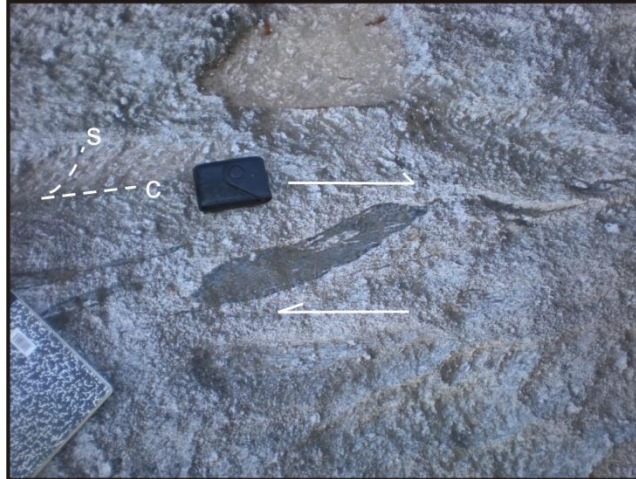
Pontualmente foi observada a existência de pequenas falhas transcorrentes dispostas ortogonalmente à foliação do metagranodiorito (Figura 3.47). Estas falhas se estendem a até 80 cm de comprimento, indicam movimento dextral e sinistral (sendo o primeiro predominante) em condições de regime dúctil.



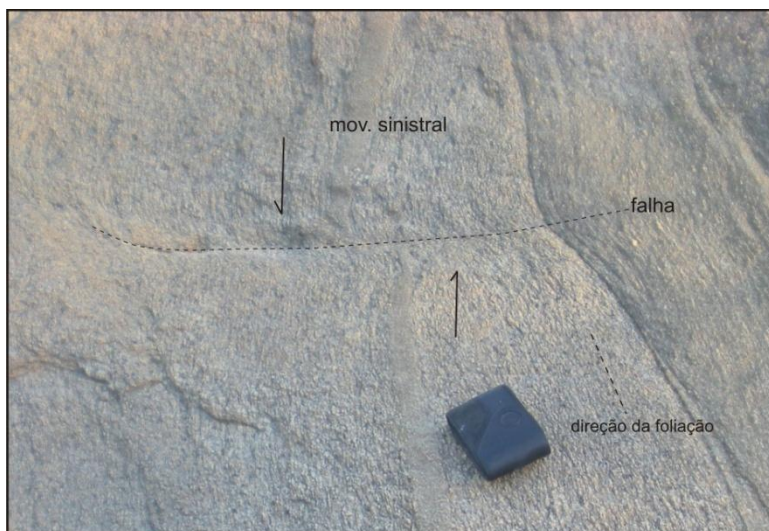
**Figura 3.44:** Croqui mostrando a relação dos corpos máficos mais velhos com as estruturas S-C e as falhas transcorrentes (Ponto 4).



**Figura 3.45:** Croqui mostrando a relação das estruturas S-C com os sigmoides e os *boudins* (Ponto 4).



**Figura 3.46:** Sigmóides e estruturas S-C associados a movimento dextral (Ponto 4).



**Figura 3.47:** Pequena falha transcorrente perpendicular à foliação do metagranodiorito (Ponto 13).

## Capítulo 4: Petrografia Microscópica e Análises em Microsonda

### 4.1 Aspectos Petrográficos Microscópicos

Os principais litotipos encontrados na área de estudo foram descritos e agrupados da seguinte forma:

- Suíte G1: rocha leucocrática e rocha melanocrática.
- Suíte G5:
  - Borda do CISA: rocha leucocrática de cor rosa-amarelado;
  - Interior do CISA: rocha leucocrática cinza, rocha melanocrática mais antiga, rocha melanocrática tardia, rocha mesocrática.
- Rocha leucocrática tardia

Apesar de existirem dois litotipos melanocráticos com diferentes idades na suíte G1, a descrição microscópica mostrou que ambas possuem os mesmos aspectos petrográficos, e por isto foram agrupadas como uma única rocha neste tópico.

Já as rochas melanocráticas tardias da suíte G5 também estão organizadas em um único grupo, tendo em vista que as mesmas só puderam ser diferenciadas (em termos de idade relativa) apenas em um dos afloramentos descritos.

As rochas mesocrática acinzentada e melanocrática preto-esverdeada tardia, localizadas na zona de mistura de magmas, apresentam xenocristais de K-feldspato oriundos do litotipo leucocrático da borda.

#### 4.1.1 Suíte G1

- Rocha leucocrática

A rocha leucocrática da suíte G1 é inequigranular, com granulação entre fina a média (até 4.8 mm). Apresenta textura granoblástica marcante e textura lepidoblástica incipiente (Figura 4.1A). Pontualmente também são encontradas pequenas mirmequitas (Figura 4.1B).

Sua assembleia mineral é constituída essencialmente por K-feldspato (em destaque a microclina), quartzo, plagioclásio, biotita e hornblenda sendo classificada como

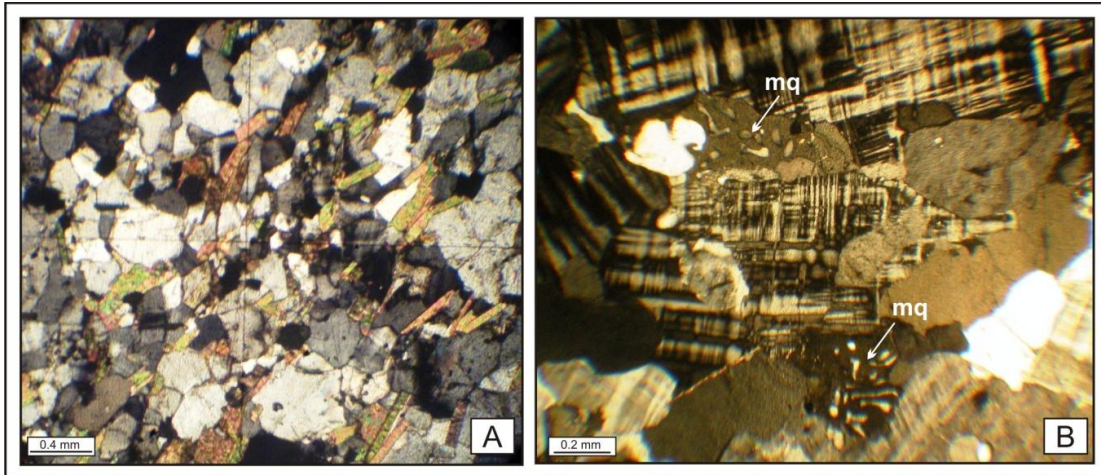
metagranodiorito (Tabela 4.1 e Figura 4.2). Em apenas uma das lâminas é registrada a muscovita como mineral essencial, sendo este o principal filossilicato (amostra F113) (Figura 4.3A). Os cristais de feldspato e quartzo comumente apresentam extinção ondulante e contatos retos associados a junções tríplices (Figura 4.3B). Outra característica importante é a presença de textura em fita (*ribbon*) associada ao quartzo (Figura 4.3C).

Como minerais acessórios têm-se titanita, minerais opacos, apatita e zircão. A titanita e os minerais opacos normalmente estão associados (Figura 4.3D). Já a apatita é representada principalmente por pequenos cristais aciculares e prismáticos (subédricos) que ocorrem inclusos nos feldspatos e quartzo (Figura 4.3D).

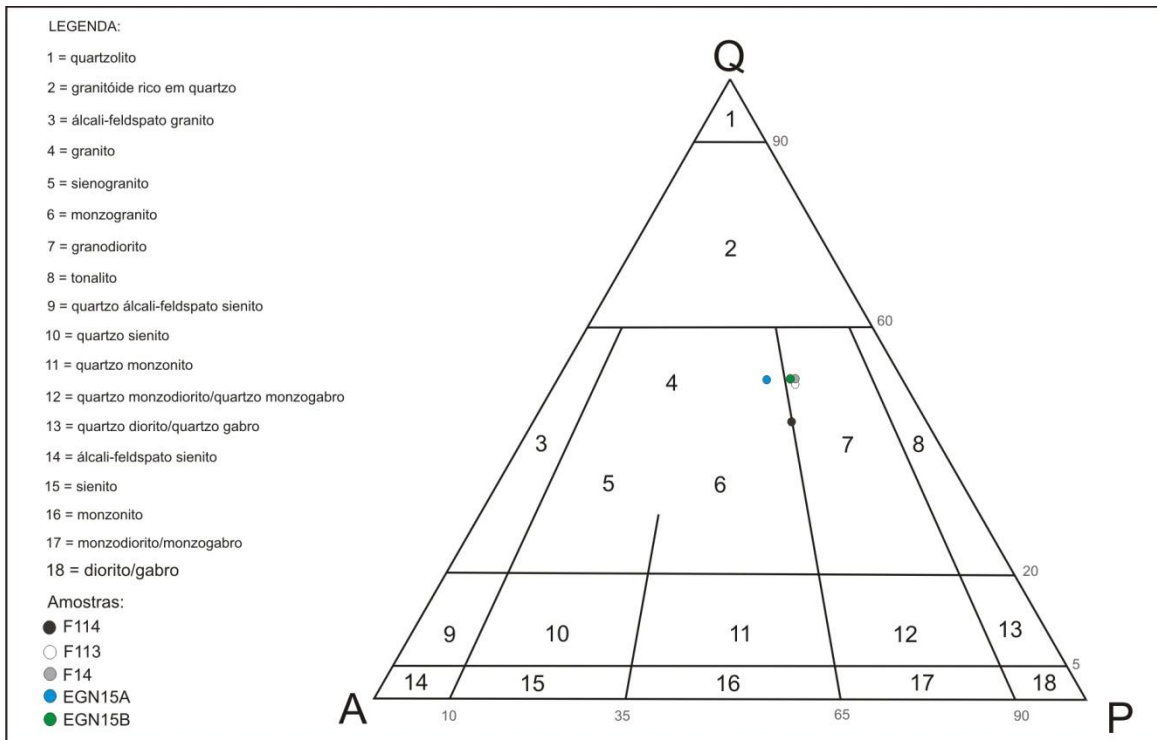
O referido litotipo apresenta considerável grau de alteração, visto a presença de carbonatos e sericita que ocorrem recobrando e preenchendo fraturas dos cristais de feldspato.

**Tabela 4.1:** Composição modal aproximada do metagranodiorito (suíte G1) feita a partir da descrição microscópica.

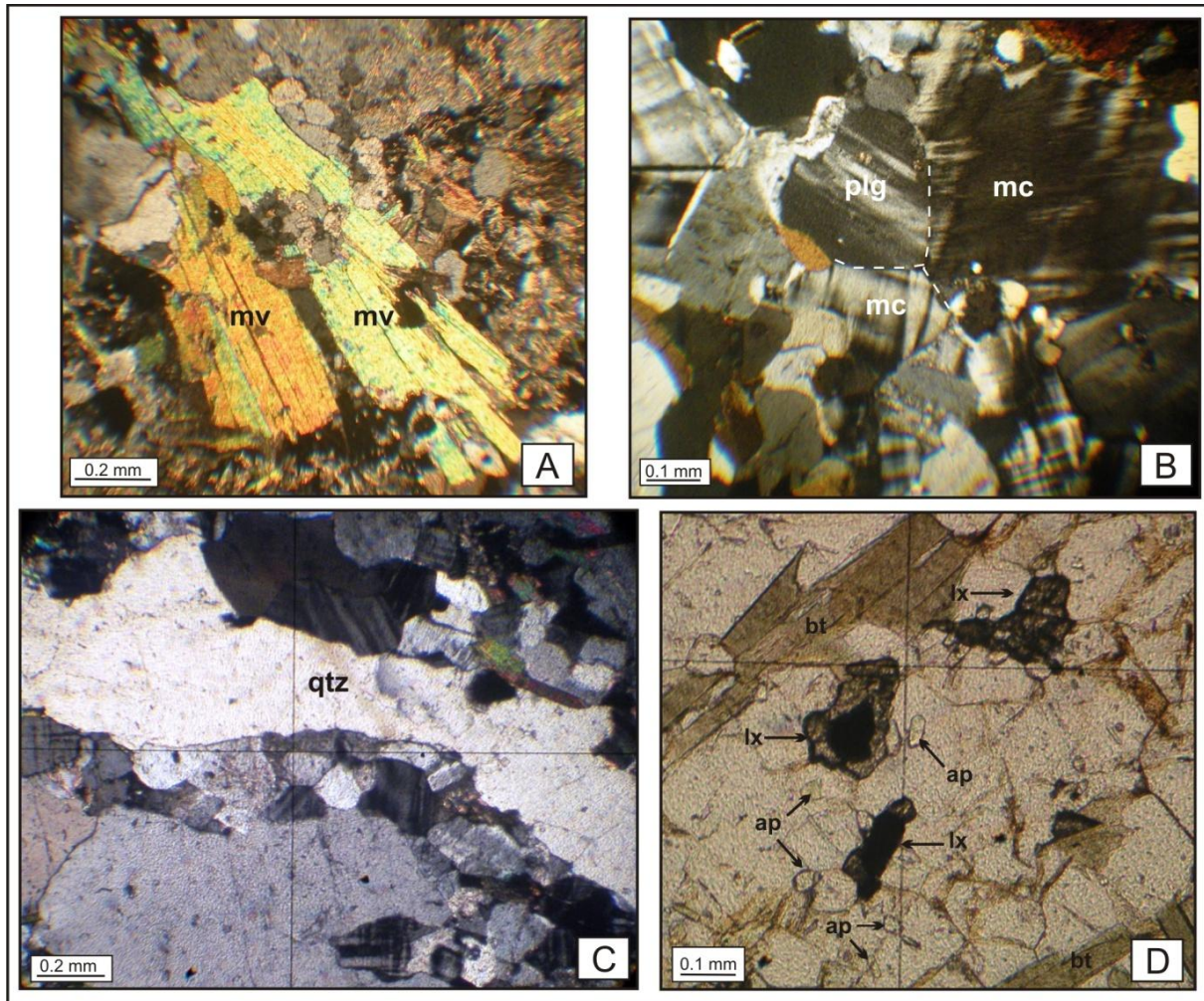
<b>Minerais</b>	<b>Porcentagem:</b>
K-feldspato	35
Quartzo	25
Plagioclásio	20
Biotita	13
Hornblenda	5
Minerais opacos	2
Apatita	Traço
Titanita	Traço
Zircão	Traço



**Figura 4.1:** Principais aspectos texturais do metagranodiorito (suíte G1): A, textura granoblástica e lepidoblástica (Amostra EGN15A); B, mirmequita (Amostra F14). Legenda: mq, mirmequita.



**Figura 4.2:** Diagrama QAP (Streckeisen, 1967) com as amostras analisadas do metagranodiorito (suíte G1).



**Figura 4.3:** Principais aspectos mineralógicos observados no metagranodiorito (suíte G1): A, muscovita (Amostra F113); B, contato reto e associado à junção tríplice entre cristais de microclina e plagioclásio (Amostra F114); C, fita (*ribbon*) de quartzo (Amostra EGN15B); D, minerais opacos associados à titanita, biotita e pequenos cristais de apatita (Amostra ENG15A).  
 Legenda: mv; muscovita; mc, microclina; plg, plagioclásio; qtz, quartzo; bt, biotita; lx, minerais opacos associados à titanita; ap, apatita.

- Rocha melanocrática

A rocha melanocrática da suíte G1 é inequigranular, com granulação entre fina a média (até 2.5 mm), e apresenta texturas lepidoblástica e nematoblástica, sendo a primeira predominante (Figura 4.4A).

Sua assembleia mineral é constituída essencialmente por plagioclásio, quartzo, biotita e hornblenda, sendo classificada como metaquartzo biotita hornblenda diorito/gabro (Tabela 4.2 e Figura 4.5). A análise do plagioclásio indica a predominância de cristais de bytonita, uma vez que o ângulo de extinção é superior a 40°. Sendo assim, o elevado teor de anortita sugere que a referida rocha seja considerada um metaquartzo biotita hornblenda gabro.

Apenas em uma das amostras (amostra M132) registrou-se dois cristais de K-feldspato (microclina). O clinopiroxênio também é encontrado apenas nesta mesma amostra, representando aproximadamente 3% do volume da mesma (Figura 4.4B).

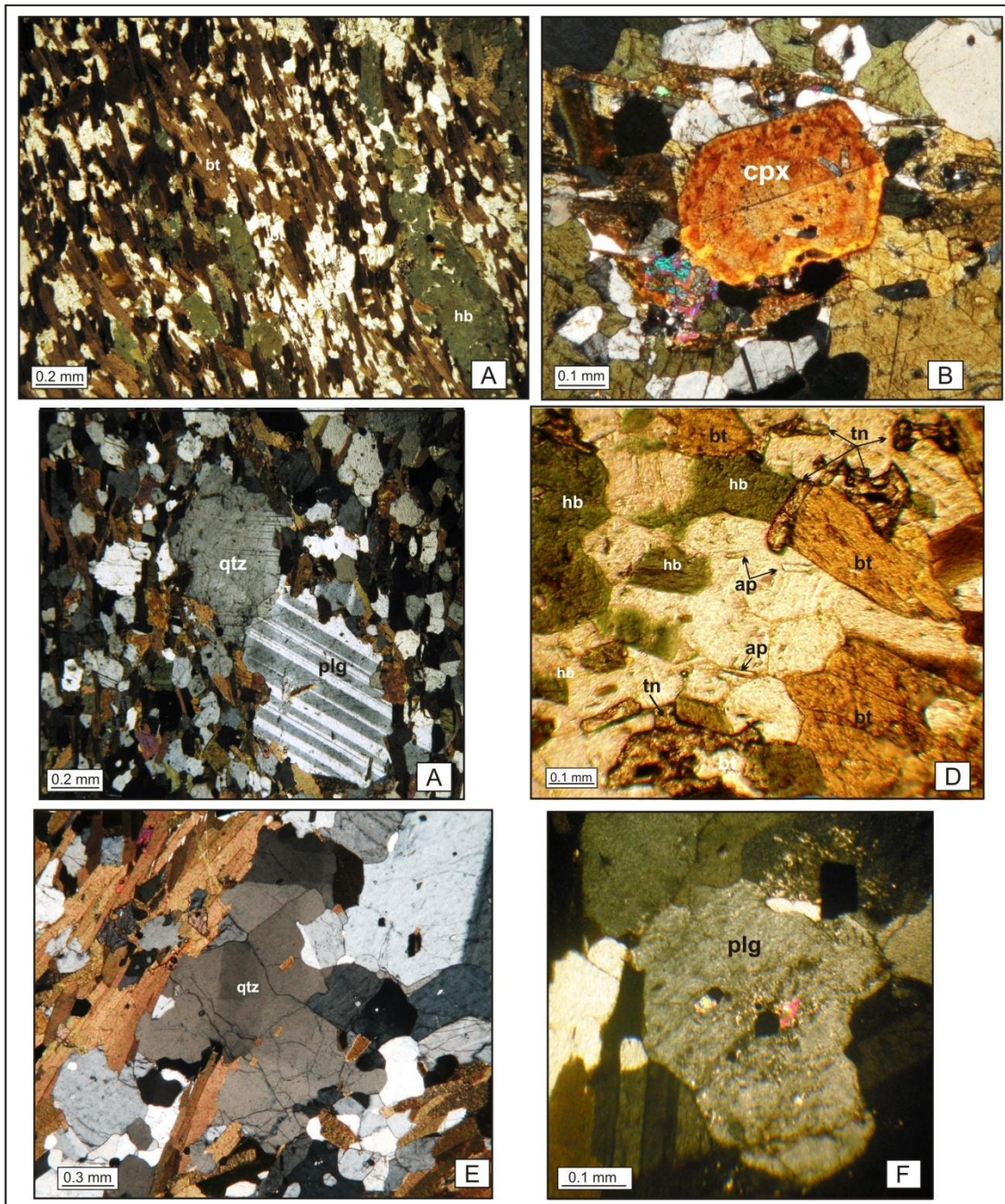
Como minerais acessórios têm-se titanita, minerais opacos e apatita. A titanita apresenta volumes consideráveis nesta rocha (Figura 4.4D), e comumente ocorre em contato com os minerais máficos (biotita e hornblenda), formando assim grandes aglomerados. Já a apatita é representada por pequenos cristais aciculares que ocorrem inclusos no plagioclásio e quartzo (Figura 4.4D).

Diferente do metagranodiorito, esta rocha não apresenta consideráveis aspectos deformacionais além da textura lepinematoblástica, da extinção ondulante e textura de recristalização de parte dos cristais de quartzo (Figura 4.4E). Também destaca-se a ocorrência de porfiroclastos de quartzo e plagioclásio, presentes unicamente na amostra M113 (Figura 4.4C).

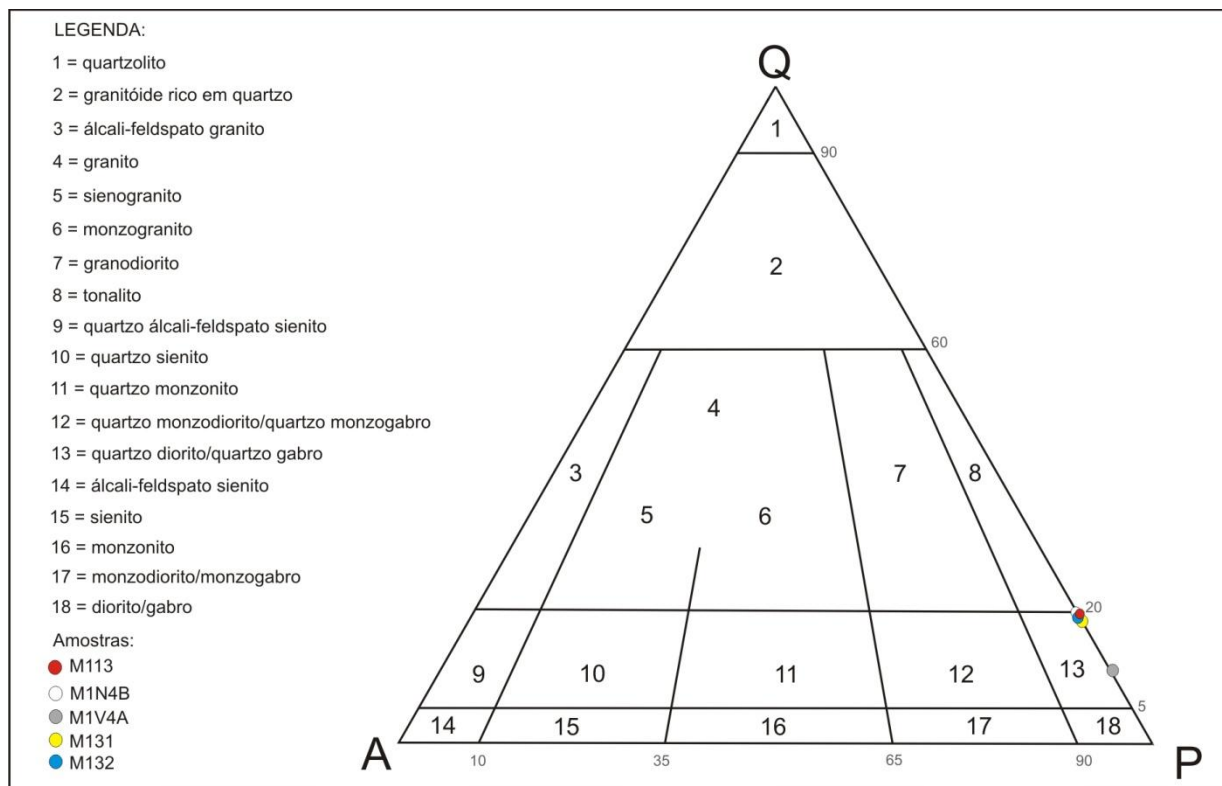
Os cristais de plagioclásio mostram-se com considerável grau de seritização e carbonatação (Figura 4.4F).

**Tabela 4.2:** Composição modal aproximada do metaquartzo biotita hornblenda diorito/gabro (suíte G1) feita a partir da descrição microscópica.

<b>Minerais</b>	<b>Porcentagem:</b>
Plagioclásio	55
Biotita	20
Hornblenda	15
Quartzo	5
Titanita	3
Minerais opacos	2
Apatita	1



**Figura 4.4:** Aspectos gerais do metaquartzo biotita hornblenda diorito/gabro (suíte G1): A, textura lepinematoblástica (amostra M14A); B, clinopiroxênio (amostra M132); C, porfiroclastos de quartzo e plagioclásio (amostra M113); D, cristais de biotita, hornblenda, titanita e apatita (amostra M14NB); E, quartzo recrystalizado (amostra M132); F, plagioclásio com considerável grau de seritização e carbonatação (amostra M132). Legenda: plg, plagioclásio; cpx, clinopiroxênio; bt, biotita; hb, hornblenda; ap, apatita; tn, titanita; qtz, quartzo.



**Figura 4.5:** Diagrama QAP (Streckeisen, 1967) com as amostras analisadas do metaquartzito hornblenda diorito/gabro (suíte G1).

#### 4.1.2 Suíte G5

- Rocha leucocrática de cor rosa-amarelado

A referida rocha possui textura inequigranular, com granulação entre fina a grossa (até 8 mm), predominando cristais com tamanho médio. Comumente são encontradas pequenas mirmequitas por toda a sua extensão (Figura 4.7A).

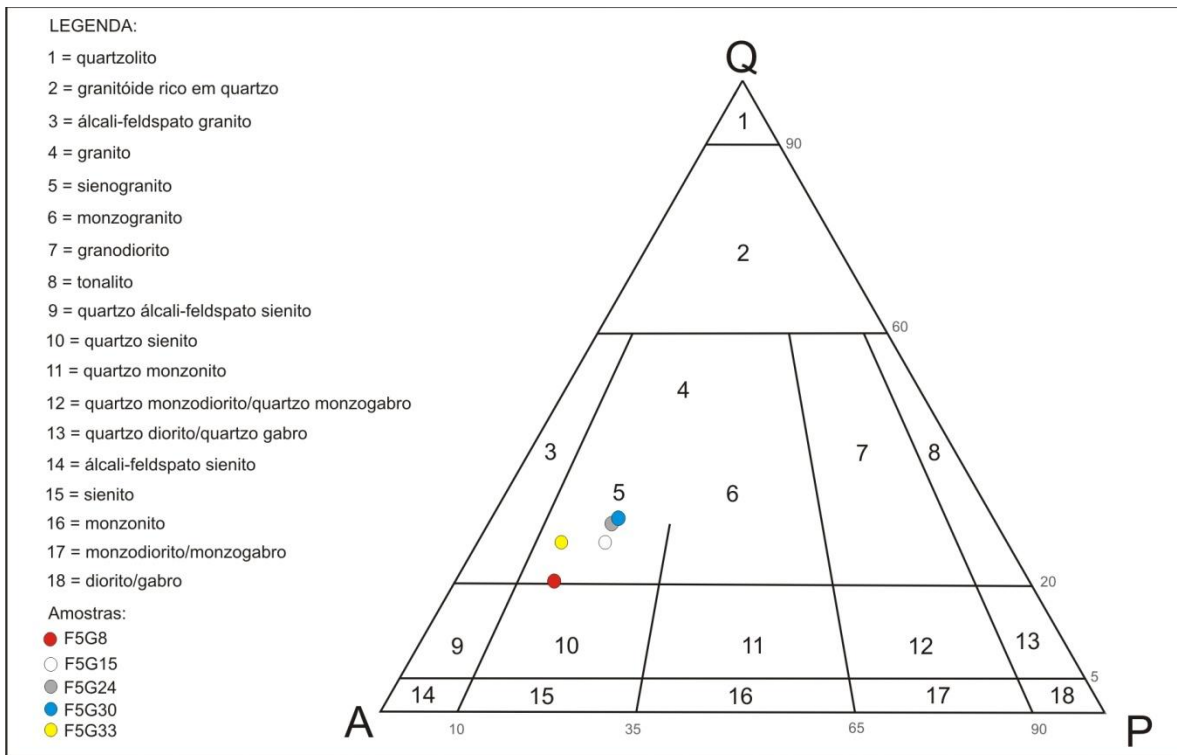
Sua assembleia mineral é constituída essencialmente por K-feldspato, quartzo, plagioclásio e biotita, sendo classificada como sienogranito (Tabela 4.3 e Figura 4.6). Como minerais acessórios são encontrados minerais opacos, allanita (Figura 4.7B) e titanita (Figura 4.7C). A apatita foi registrada de forma pontual em uma das amostras (amostra F5G15).

O K-feldspato, mineral mais abundante, é representado pela microclina (Figura 4.7D) e, em menor proporção, pelo ortoclásio que comumente apresenta lamelas de pertita (Figura 4.7E). Já a titanita e os minerais opacos, quando associados, formam o leucoxênio.

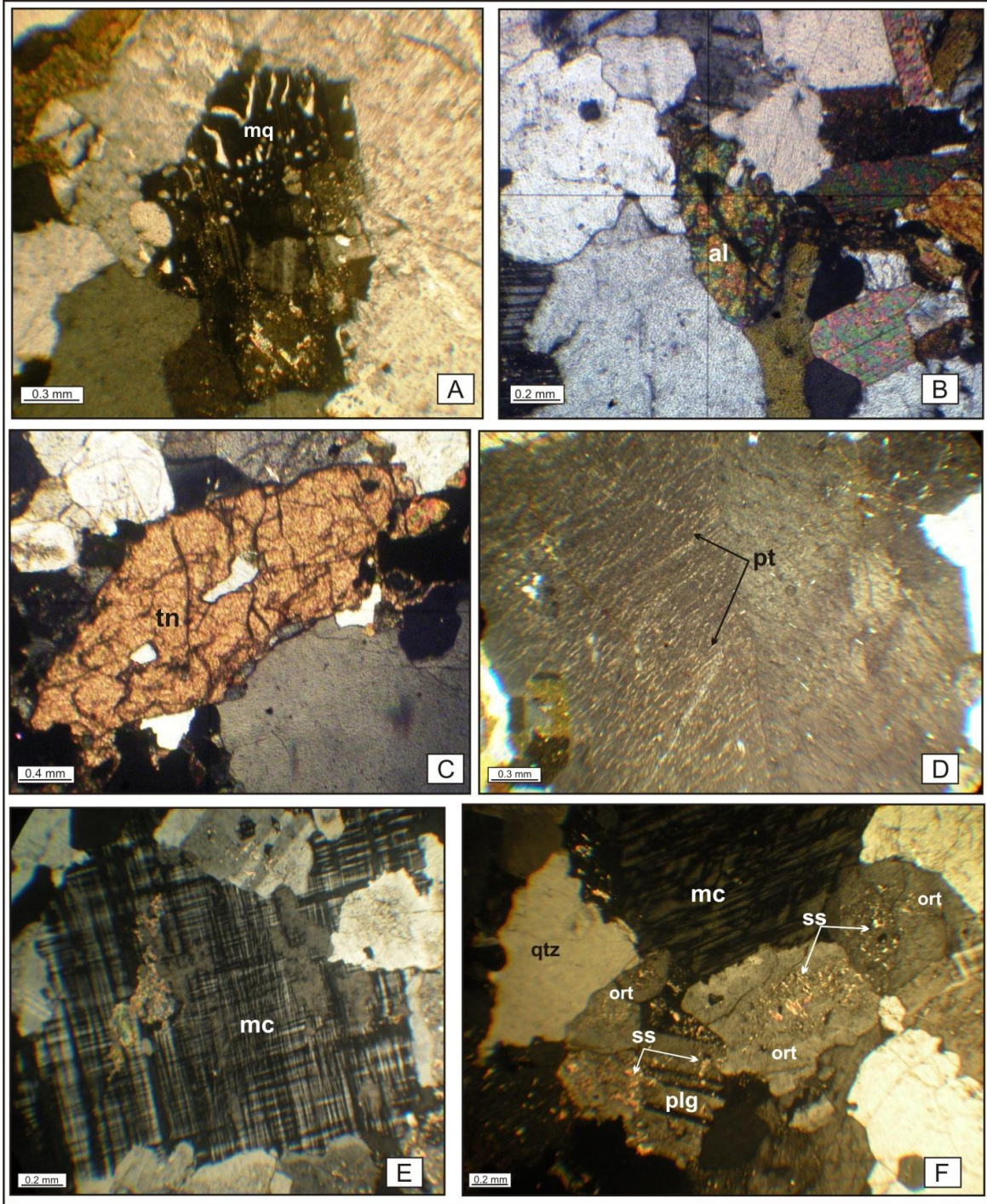
Tanto o K-feldspato quanto o plagioclásio mostram-se moderado grau de seritização e carbonatação (Figura 4.7F).

**Tabela 4.3:** Composição modal aproximada do sienogranito (suíte G5) feita a partir da descrição microscópica.

Minerais	Porcentagem:
K-feldspato	35
Quartzo	25
Plagioclásio	20
Biotita	13
Allanita	5
Titanita	2
Minerais opacos	Traço

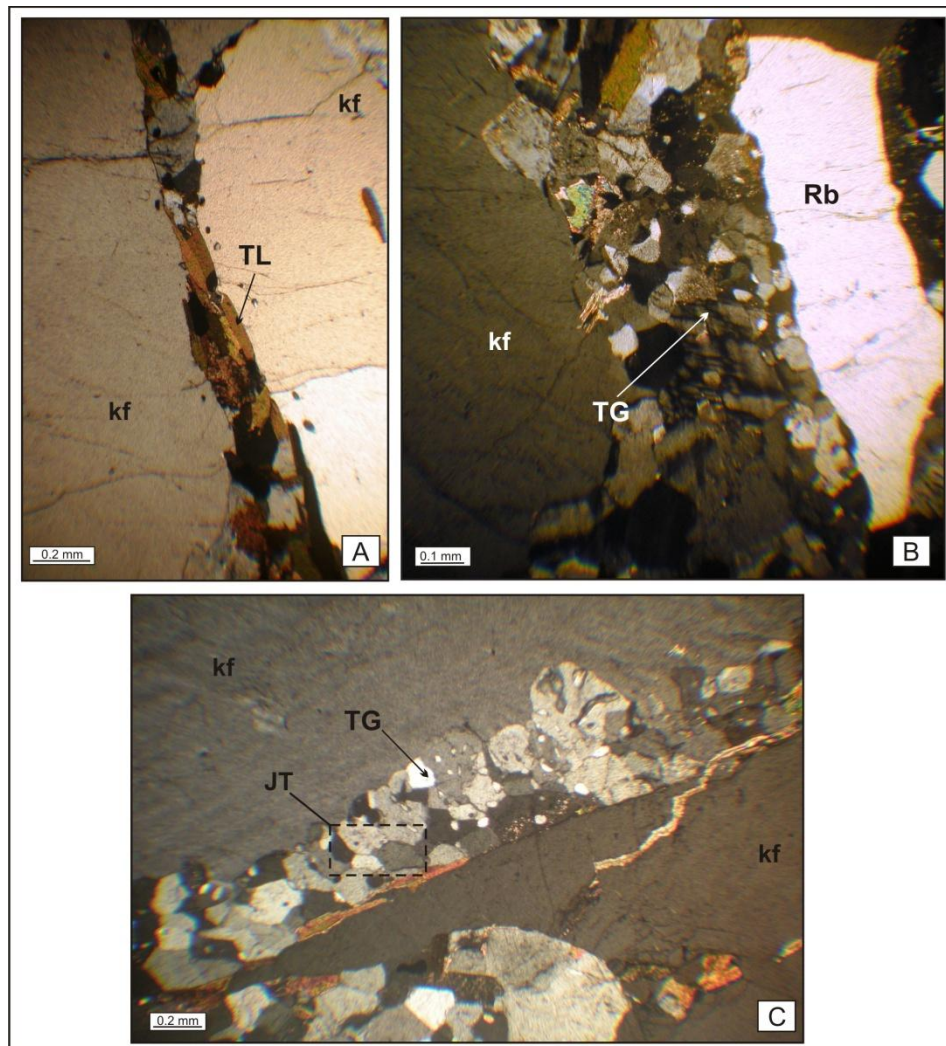


**Figura 4.6:** Diagrama QAP (Streckeisen, 1967) com as amostras analisadas sienogranito (suíte G5).



**Figura 4.7:** Aspectos petrográficos gerais do sienogranito: A, mirmequita (amostra F5G30); B, cristais de allanita (amostra F5G30); C, titanita (amostra F5G33); D, microclina (amostra F5G33); E, ortoclásio pertítico (amostra F5G33); F, sericita e carbonatos sobre os cristais de feldspato (amostra F5G33). Legenda: mq, mirmequita; al, allanita; ort, ortoclásio; pt, pertita; ss, sericita e carbonatos; mc, microclina; tn, titanita.

Apesar do caráter ígneo predominante, uma das amostras do sienogranito (F5G15) apresenta feições tipicamente deformacionais. Nela são observados cristais maiores de K-feldspato bordejados por pequenos grãos de feldspato, quartzo e mica (textura granoblástica e lepidoblástica) (Figuras 4.8A). Os cristais finos de quartzo e feldspato além de apresentarem extinção ondulante, também mostram-se poligonizados e associados a junções tríplices (Figura 4.8C). Assim como no metagranodiorito, o quartzo de granulação mais grossa forma a textura em fita (*ribbon*) (Figura 4.8B).



**Figura 4.8:** Feições deformacionais observadas em uma das amostras do sienogranito (F5G15): A, textura lepidoblástica; B, textura granoblástica e fitas de quartzo (*ribbon*); C, textura granoblástica e cristais com contatos tríplices. Legenda: kf, K-feldspato; TL, textura lepidoblástica; TG, textura granoblástica; Rb, textura em fita (*ribbon*); JT, junções tríplices.

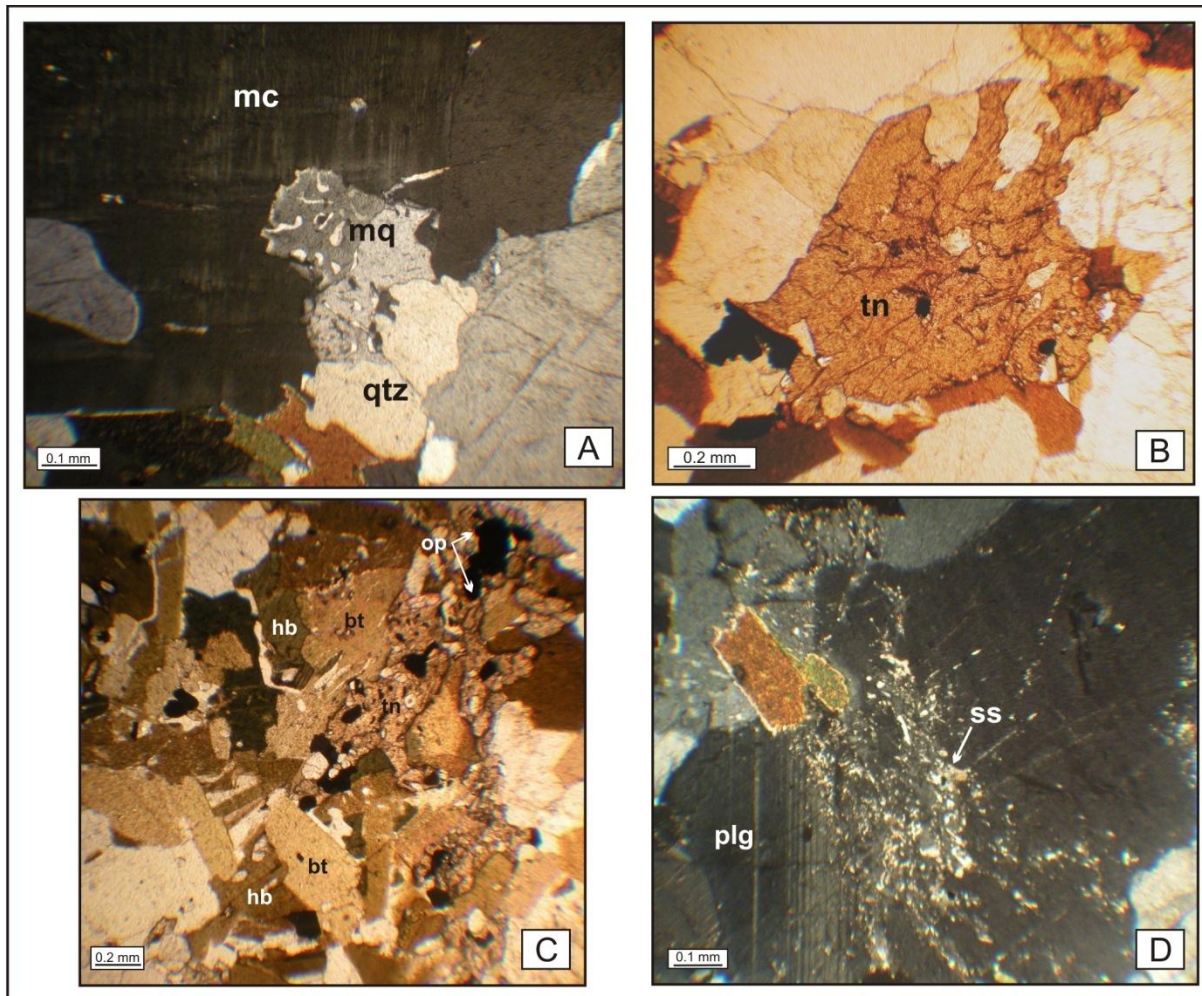
- Rocha leucocrática de cor cinza

Esta rocha possui textura inequigranular, com granulação entre fina a grossa (até 8 mm), predominando cristais com tamanho médio, sendo comum a ocorrência de pequenas mirmequitas (Figura 4.9A).

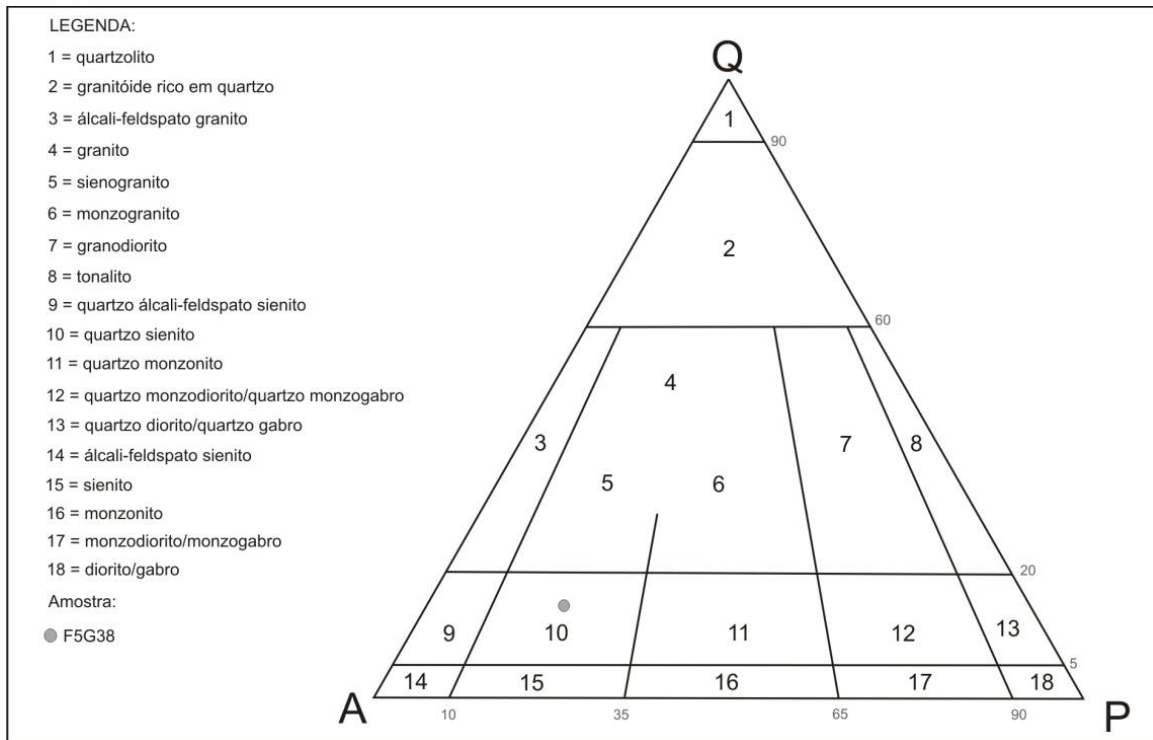
Sua assembleia mineral é constituída essencialmente por K-feldspato (em destaque a microclina), plagioclásio, biotita, quartzo e hornblenda, sendo classificada como quartzo sienito (Tabela 4.4 e Figura 4.10). Em menor proporção tem-se titanita (Figura 4.9B) e minerais opacos. Estes minerais também compõem consideráveis aglomerados juntamente à biotita e a hornblenda (Figura 4.9C). Assim como em quase todos os litotipos descritos, o feldspato mostra-se moderado grau de seritização e carbonatação (Figura 4.9D).

**Tabela 4.4:** Composição modal aproximada do quartzo sienito (suíte G5) feita a partir da descrição microscópica.

<b>Minerais</b>	<b>Porcentagem:</b>
K-feldspato	40
Plagioclásio	20
Biotita	17
Quartzo	10
Hornblenda	5
Titanita	5
Minerais opacos	3



**Figura 4.9:** Aspectos petrográficos do quartzo sienito: A, mirmequita; B, titanita; C, aglomerado de minerais máficos (biotita e hornblenda), opacos e titanita; D, sericita e carbonatos sobre o cristal de plagioclásio. Todas as figuras correspondem à amostra F5G38. Legenda: qtz, quartzo; hb, hornblenda; op, minerais opacos; bt, biotita; plg, plagioclásio; ss, sericita e carbonatos; tn, titanita; mc, microclina; mq, mirmequita.



**Figura 4.10:** Diagrama QAP (Streckeisen, 1967) com a amostra analisada do quartzo sienito (suíte G5).

- Rocha melanocrática mais antiga

A referida rocha possui textura inequigranular, com granulação entre fina a média, sendo comum a presença de mirmequita (Figura 4.12A). Também apresenta textura intergranular (Figura 4.12B) e subofítica (neste caso, apenas na amostra M5G16).

Sua assembleia mineral é constituída essencialmente por plagioclásio (Figura 4.12C), piroxênio (clinopiroxênio), biotita e quartzo, sendo classificada como gabro/diorito (Tabela 4.5 e Figura 4.11). Como minerais acessórios têm-se minerais opacos e apatita.

A análise do plagioclásio indicou seu alto teor anortítico, tendo em vista o predomínio de cristais com ângulo de extinção entre 30° e 45° (labradorita). Sendo assim, o litotipo pode ser considerado como gabro.

Nas bordas do clinopiroxênio são observados cristais de cor verde e marron, caracterizando textura coronada (Figura 4.12D). Os minerais esverdeados correspondem à

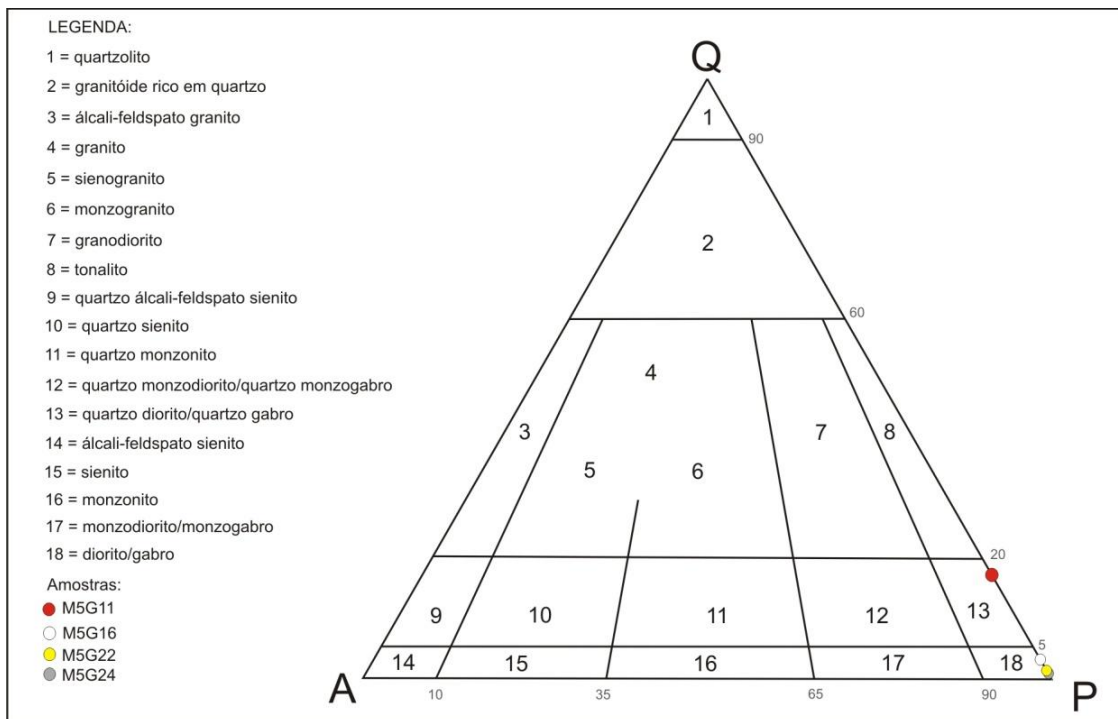
uralita, e os demais representam a biotita, estes gerados a partir de processos secundários ainda associados à cristalização do magma.

Os cristais de apatita apresentam hábito acicular a prismático, e ocorrem inclusos no plagioclásio e quartzo (Figura 4.12D).

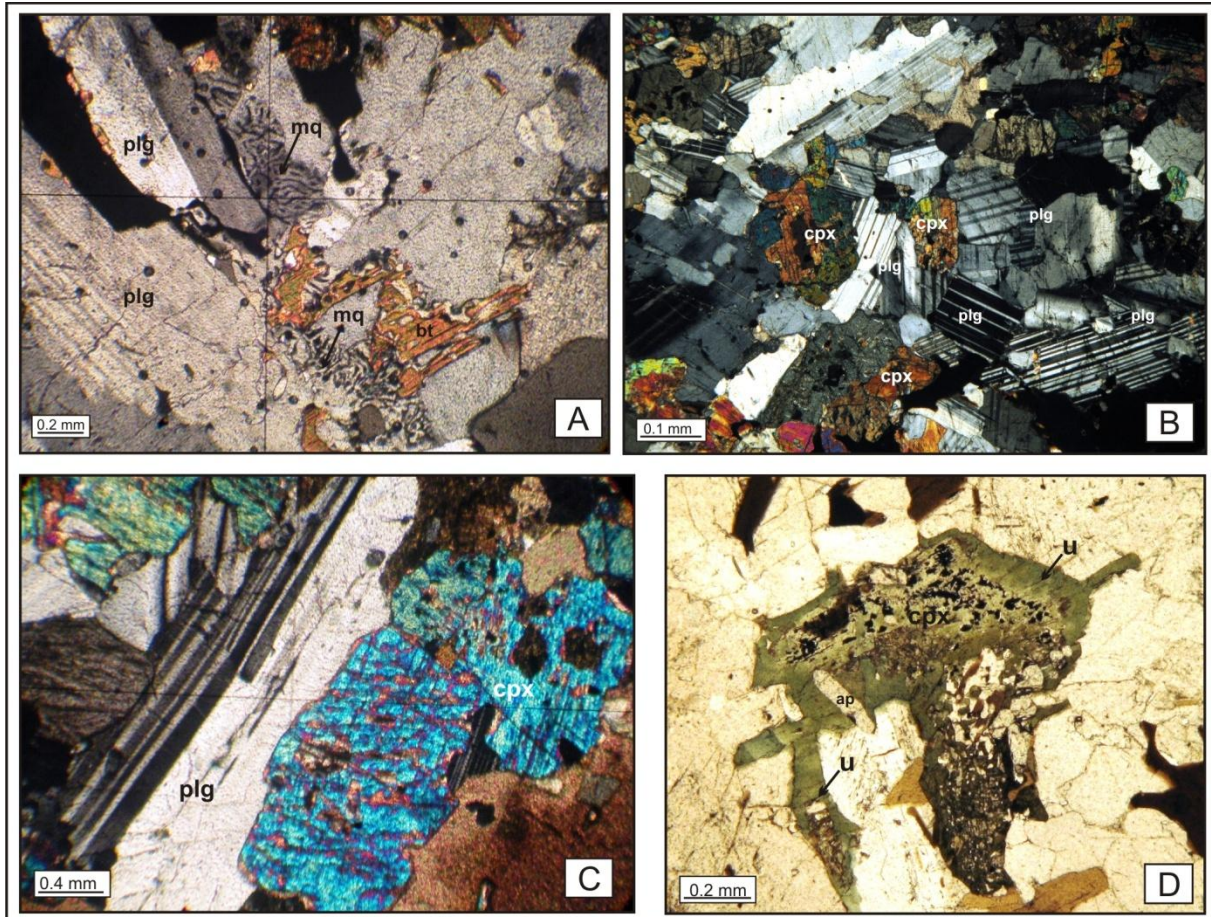
**Tabela 4.5:** Composição modal aproximada do gabro/diorito (suíte G5) feita a partir da descrição microscópica.

Minerais	Porcentagem:
Plagioclásio	65
Piroxênio	16
Biotita	12
Quartzo	3
Minerais opacos	2
Apatita	2
Minerais secundários*	Traço

\*uralita e biotita



**Figura 4.11:** Diagrama QAP (Streckeisen, 1967) com as amostras analisadas do gabro/diorito (suíte G5).



**Figura 4.12:** Aspectos gerais do gabro/diorito (suíte G5): A, mirmequita (amostra M5G11); B, textura intergranular, caracterizada pela presença de piroxênio preenchendo os interstícios dos cristais de plagioclásio (amostra M5G24); C, plagioclásio e clinopiroxênio (amostra M5G24); D; uralita nas bordas do clinopiroxênio (textura coronada) e cristal de apatita (amostra M5G11).  
 Legenda: mq; mirmequita; cpx, clinopiroxênio; plg, plagioclásio; u, uralita, apatita; bt, biotita.

- Rocha melanocrática tardia

O litotipo melanocrático tardio apresenta textura porfírica, com matriz de granulação fina e fenocristais de tamanho fino a médio. A textura intergranular também é observada.

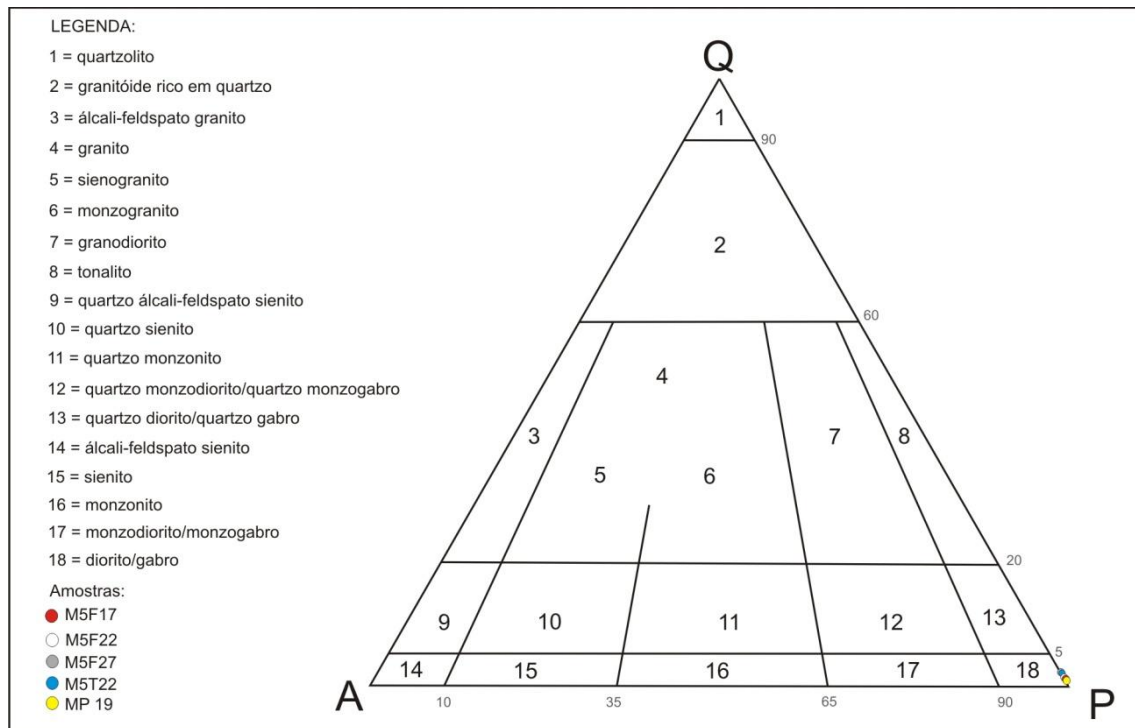
A matriz é constituída essencialmente por plagioclásio, biotita, piroxênio (clinopiroxênio) e quartzo, e por isto a rocha é classificada como gabro/diorito (Tabela 4.6 e Figura 4.13). A hornblenda é registrada como mineral essencial apenas na amostra M5F17. Em menor proporção, têm-se minerais opacos e apatita.

A análise do plagioclásio indicou seu alto teor anortítico, tendo em vista o predomínio de cristais com ângulo de extinção entre 30° e 45° (labradorita). Sendo assim, o litotipo pode ser considerado como gabro.

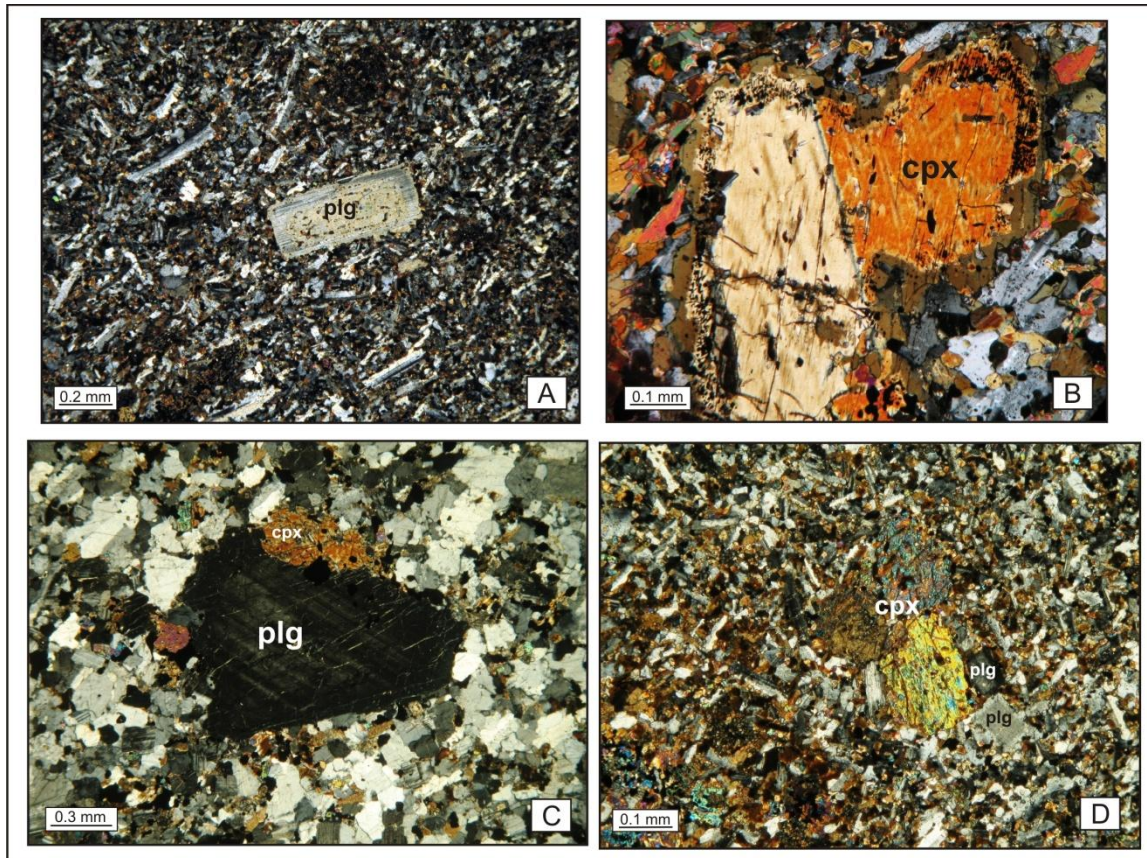
Os fenocristais correspondem a 7% da rocha e são representados pelo plagioclásio (4%) e clinopiroxênio (3%), que chegam a atingir até 4 mm de comprimento (Figuras 4.14). A forma ripidiforme de grande parte dos cristais de plagioclásio em meio a uma matriz fina holocristalina caracteriza a textura pilotaxítica (Figuras 4.14A), comum em rochas máficas. No clinopiroxênio, constantemente são encontradas inclusões de pequenos grãos de minerais opacos contornando suas bordas (Figura 4.14B).

**Tabela 4.6:** Composição modal aproximada da matriz do gabro/diorito tardio (suíte G5) feita a partir da descrição microscópica.

<b>Minerais</b>	<b>Porcentagem:</b>
Plagioclásio	70
Piroxênio	14
Biotita	12
Quartzo	1
Minerais opacos	2
Apatita	1

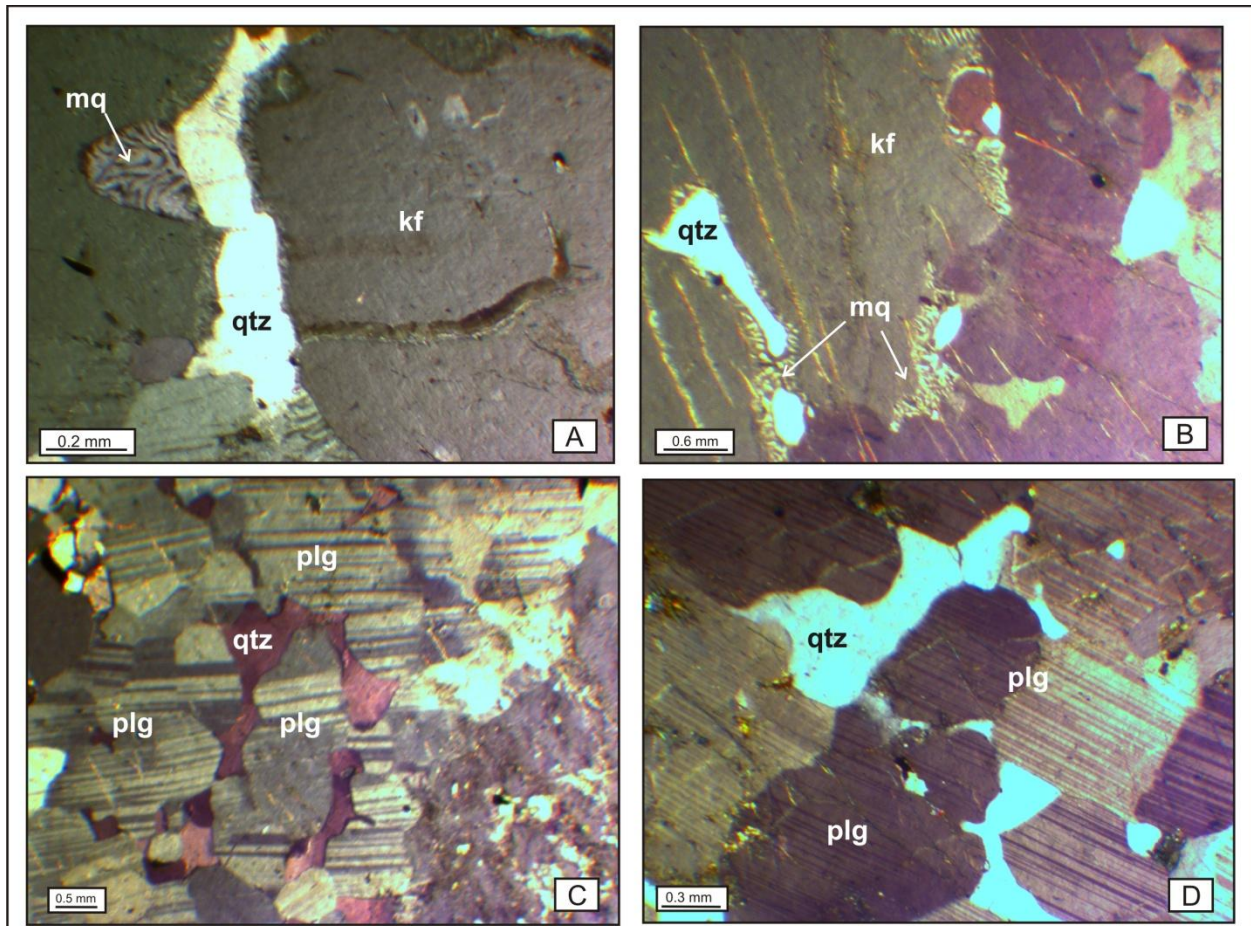


**Figura 4.13:** Diagrama QAP (Streckeisen, 1967) com as amostras analisadas do gabro/diorito tardio (suíte G5).



**Figura 4.14:** Fenocristais do gabro tardio (suíte G5): A, fenocristais de plagioclásio associados à textura pilotaxítica (amostra M5F22); B, fenocristal de clinopiroxênio com inclusões de minerais opacos em sua borda (amostra MP19); C, fenocristais de plagioclásio e clinopiroxênio (amostra M5F22); D, fenocristais de plagioclásio e clinopiroxênio (amostra M5T22). Legenda: cpx, clinopiroxênio; plg, plagioclásio.

Em algumas amostras da referida rocha (M5F17 e MP19), são encontrados xenocristais de K-feldspato (possivelmente ortoclásio) com até 3 cm de comprimento. Estes cristais apresentam fraturas que, comumente, são preenchidas por quartzo e plagioclásio bordejados ou não por mirmequita (Figura 4.15A). Sua borda de reação é caracterizada por um aglomerado de pequenos grãos de plagioclásio contornados por lamelas de quartzo, formando assim uma espécie de mirmequita com 2.5 mm de largura (Figura 4.15B).



**Figura 4.15:** Xenocrystal no gabro tardio (suíte G5): A e B, fraturas preenchidas por quartzo bordejado por mirmequita (amostra M5F17); C e D, borda de reação do xenocrystal formada por mirmequita (amostra MP19). Legenda: plg, plagioclásio; qtz, quartzo; mq, mirmequita.

- Rocha mesocrática

A referida rocha é inequigranular, com granulação entre fina a média, e é comum a presença de mirmequita. Apenas uma das amostras analisadas (amostra AN19) possui textura porfírica, tendo matriz predominantemente fina e fenocristais com granulação entre média a grossa.

Sua assembleia mineral é constituída essencialmente por K-feldspato, plagioclásio, biotita e quartzo, sendo classificada como quartzo monzonito (Figuras 4.16 e 4.17; Tabelas 4.7 e 4.8). Do total de amostras analisadas, 50% das mesmas tem o clinopiroxênio como mineral essencial (Tabela 4.8 e Figura 4.17C).

Como minerais acessórios, são encontrados minerais opacos, apatita e titanita (Figura 4.17 D). A titanita comumente está associada aos minerais opacos (Figura 4.17F). A allanita está presente em duas das amostras analisadas (amostras H517 e H59) (Figura 4.17E). Já o zircão ocorre de forma pontual apenas na amostra H5MIX36.

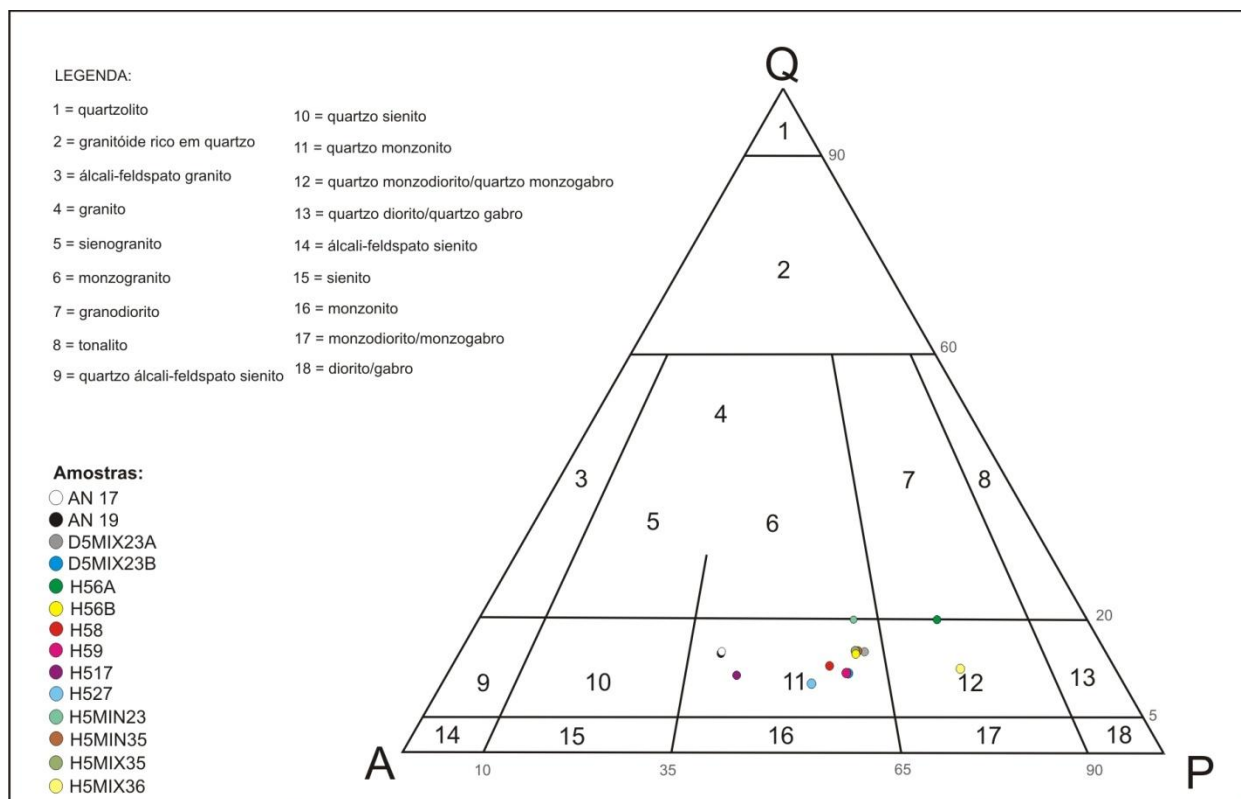
No caso da amostra porfírica (amostra AN19), seus fenocristais correspondem a 20% da rocha, sendo representados pelo feldspato (10%), clinopiroxênio (7%) e biotita (3%) (Figura 4.18).

**Tabela 4.7:** Composição modal aproximada do quartzo mozonito (suíte G5) feita a partir da descrição microscópica (considerando as amostras sem piroxênio).

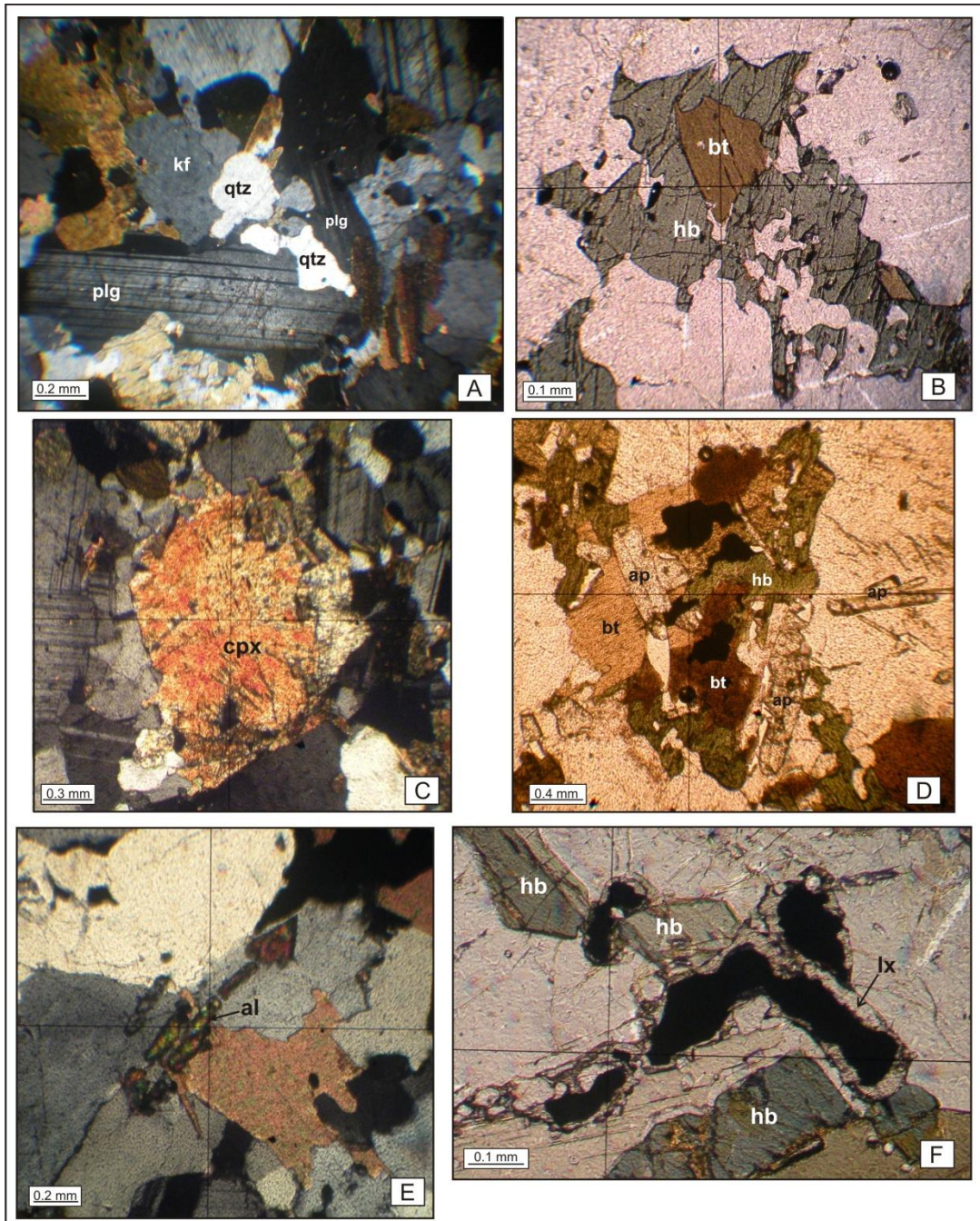
<b>Minerais</b>	<b>Porcentagem:</b>
Plagioclásio	30
K-feldspato	25
Quartzo	10
Biotita	16
Hornblenda	13
Minerais opacos	4
Titanita	2
Apatita	Traço
Allanita	Traço

**Tabela 4.8:** Composição modal aproximada do quartzo mozonito (suíte G5) feita a partir da descrição microscópica (considerando as amostras com piroxênio).

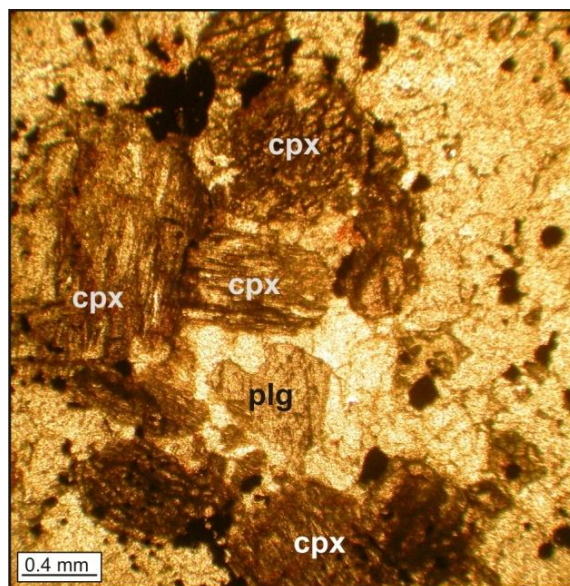
<b>Minerais</b>	<b>Porcentagem:</b>
Plagioclásio	35
K-feldspato	25
Quartzo	10
Biotita	12
Hornblenda	10
Piroxênio	5
Minerais opacos	3
Apatita	Traço
Titanita	Traço



**Figura 4.16:** Diagrama QAP (Streickeisen, 1967) com as amostras analisadas do quartzo monzonito (suíte G5).



**Figura 4.17:** Aspectos petrográficos do quartzo monzonito: A, cristais de plagioclásio e quartzo (amostra H56A); B, biotita inclusa na hornblenda (amostra H5MIN23); C, clinopiroxênio (amostra H5MIX36); D, aglomerado de hornblenda, biotita, minerais opacos e apatita (amostra H59); E, cristais de allanita (amostra H59); F, minerais opacos associados à titanita (amostra H5MIN23). Legenda: plg, plagioclásio; ap, apatita; cpx, clinopiroxênio; hb, hornblenda; bt, biotita; lx, minerais opacos associados à titanita; al, allanita; kf, K-feldspato.



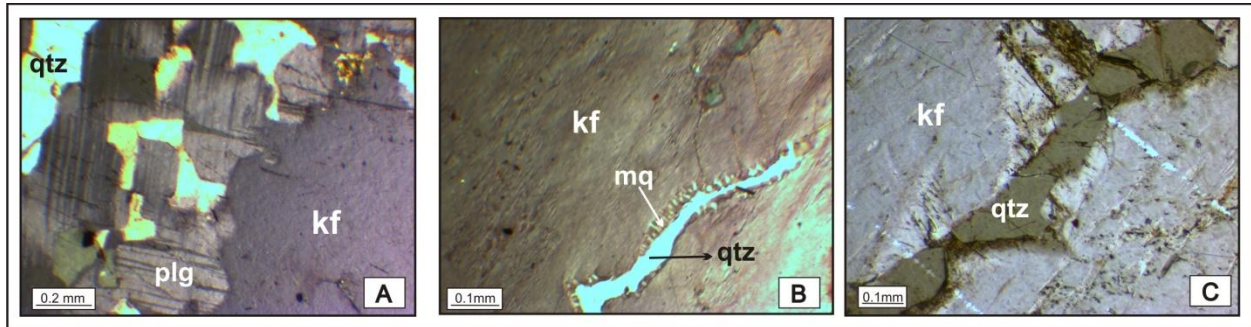
**Figura 4.18:** Fenocristais de clinopiroxênio e plagioclásio presente no quartzo monzonito (amostra AN19). Legenda: cpx, clinopiroxênio; plg, plagioclásio.

São registradas duas características marcantes nesta rocha: a primeira é a presença de xenocristais de K-feldspato (amostras AN17, AN19, D5MIX23B e H5MIN23), e a segunda é a ocorrência de pequenos xenólitos em amostras de granulação predominantemente fina (amostras H56B e H5MIN35).

Os xenocristais de K-feldspato chegam a ter até 3 cm de comprimento, apresentam hábito tabular, forma subédrica, estando fortemente fraturados. Assim como no gabro tardio, suas fraturas são preenchidas por quartzo e/ou plagioclásio bordejados por mirmequita. Seu contato com a rocha é caracterizado por uma borda de reação de até 3 mm de comprimento, constituída por plagioclásio e quartzo intersticial (que formam a mirmequita) (Figura 4.19). Entretanto em duas das amostras (AN17 e AN19), a borda do xenocristal apresenta apenas uma forma irregular, possivelmente resultante da assimilação parcial do grão durante o processo de cristalização.

Os xenólitos apresentam composição félsica, granulação média, sendo classificado entre o sienogranito/monzogranito (Tabela 4.9). O contato deste corpo estranho com a rocha caracteriza-se apenas por um fluxo de minerais máficos de granulação muito fina (biotita e hornblenda), sem haver nenhuma borda de reação indicando contrastes térmicos (Figura 4.20A). À medida que se afasta dos xenólitos, são encontrados xenocristais de feldspato (plagioclásio e

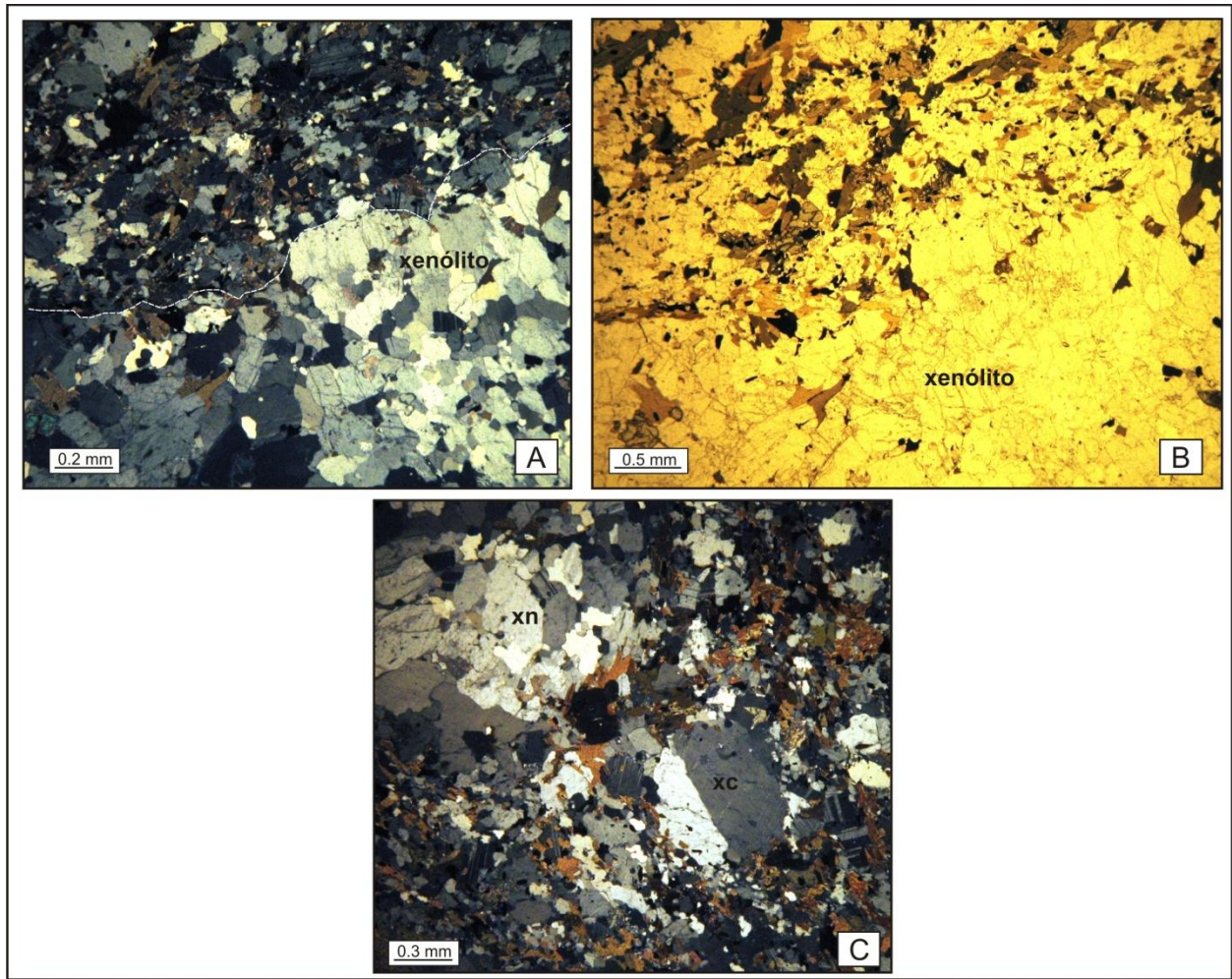
K-feldspato) de granulação média, forma irregular, com pequenas mirmequitas em sua borda (Figura 4.20B). Outro aspecto importante observado é a predominância de porções mais félsicas na rocha, sendo estas similares ao xenólito e também sem nenhuma borda de reação (Figura 4.19C).



**Figura 4.19:** Xenocrystal no quartzo monzonito (suíte G5): A, borda de reação do xenocrystal formada por mirmequita (amostra D5MIX23B); B, fraturas preenchidas por quartzo bordejado por mirmequita (amostra D5MIX23B); C, fraturas preenchidas por quartzo (amostra H5MIN23). Legenda: kf, K-feldspato; plg, plagioclásio; qtz, quartzo; mq, mirmequita.

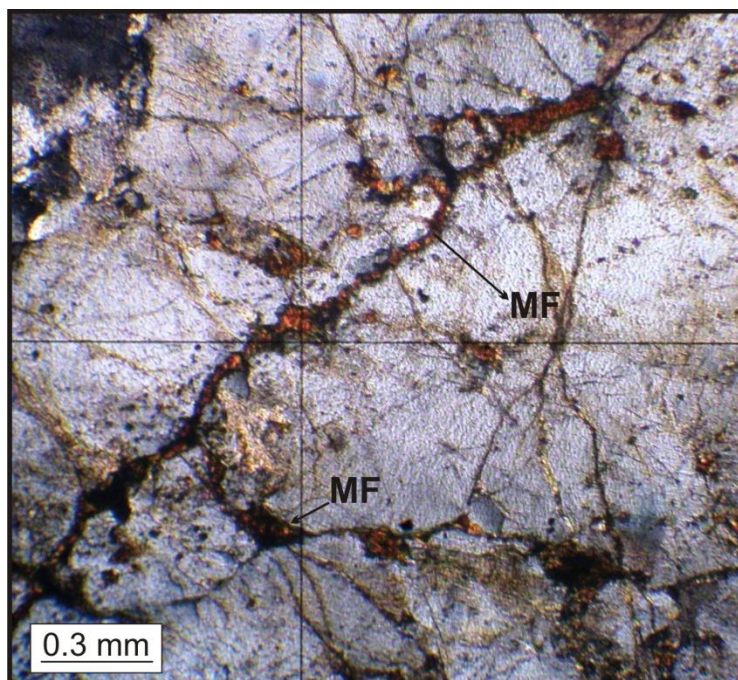
**Tabela 4.9:** Composição modal aproximada do xenólito encontrado no quartzo monzonito (suíte G5) feita a partir da descrição microscópica.

Minerais	Porcentagem:
K-feldspato	50
Plagioclásio	25
Quartzo	25
Biotita	Traço
Hornblenda	Traço
Minerais opacos	Traço
Apatita	Traço



**Figura 4.20:** Relação entre o xenólito e o quartzo monzonito (suíte G5) (amostra H5MIN35): A e B, contato do xenólito com a rocha (A, nicóis cruzados; B, nicóis descruzados); C, xenólito e xenocrystal em contato com a rocha. Legenda: xc, xenocrystal; xn, xenólito.

Quanto ao grau de alteração, os feldspatos mostram-se moderadamente saussuritizados. Alguns dos xenocristais de K-feldspato apresentam fraturas preenchidas por material ferruginoso, este gerado a partir de processos intempéricos (Figura 4.21).



**Figura 4.21:** Fraturas do xenocristal de K-feldspato preenchidas por material ferruginoso, este gerado a partir de processos intempéricos (quartzo monzonito da suíte G5). Legenda: MF, material ferruginoso.

#### 4.1.3 Rocha leucocrática tardia

A rocha leucocrática tardia apresenta textura porfirítica, caracterizada por uma matriz equigranular de granulação fina e textura granular, com fenocristais de granulação grossa.

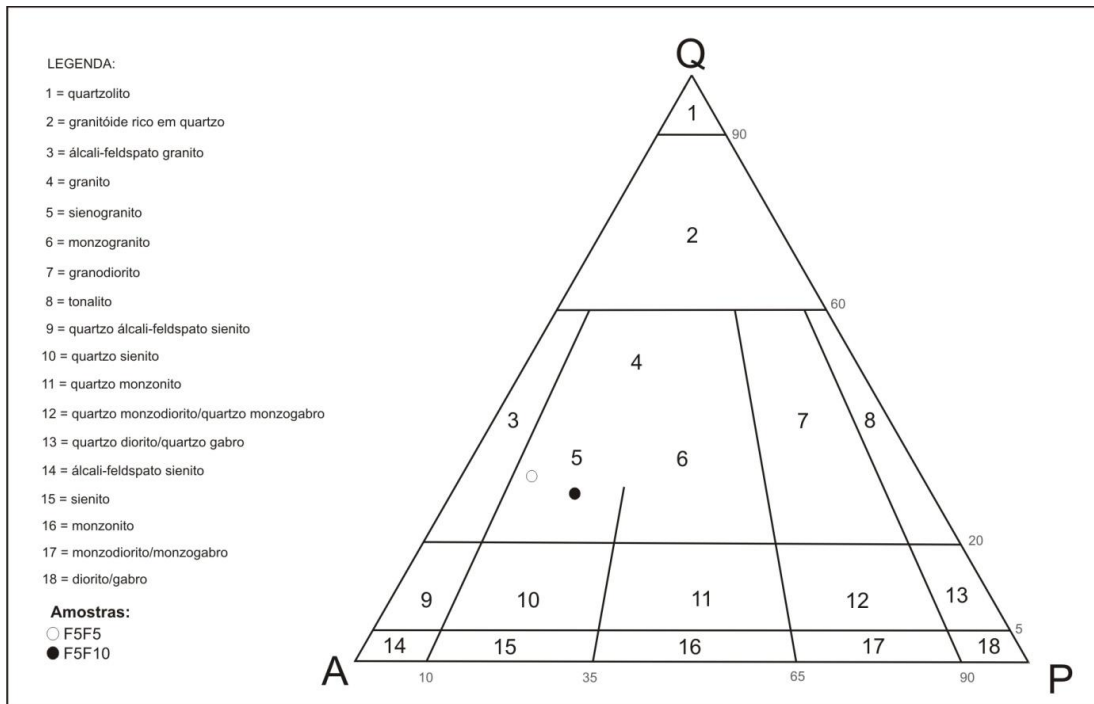
A matriz é constituída essencialmente por K-feldspato (em destaque a microclina), quartzo, plagioclásio e biotita, e sendo assim a rocha é classificada como sienogranito (Tabela 4.10 e Figura 4.22). A muscovita também ocorre como mineral essencial, porém em menor proporção. Foi observado um único cristal de plagioclásio com textura coronada, sendo que sua borda é constituída por microclina (Figura 4.23A). Os minerais opacos, a titanita e a apatita representam os minerais acessórios (Figuras 4.23B e 4.23C).

Os fenocristais são representados pelo K-feldspato, correspondendo a aproximadamente 3% da rocha.

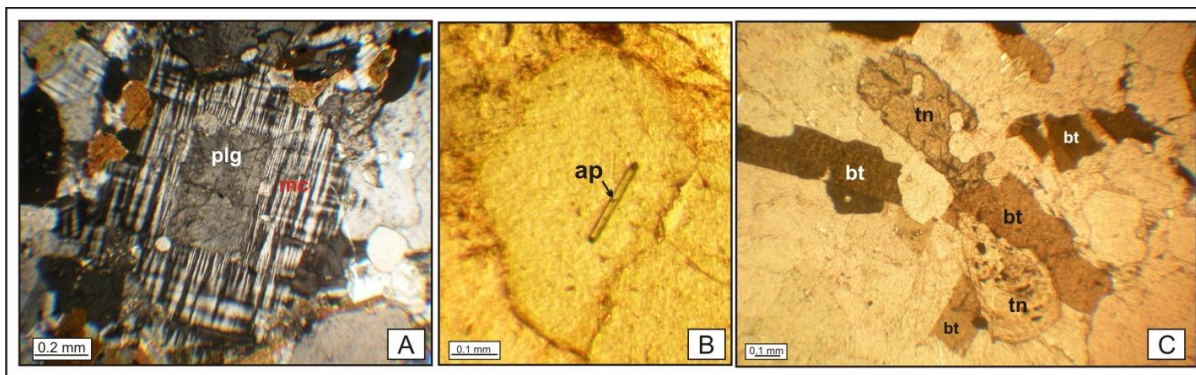
Assim como quase todos os litotipos leucocráticos, o sienogranito tardio também apresenta moderado grau de alteração, visto a presença de sericita e carbonatos sobre os cristais de feldspato.

**Tabela 4.10:** Composição modal aproximada do sienogranito tardio, feita a partir da descrição microscópica.

Minerais	Porcentagem:
K-feldspato	40
Plagioclásio	30
Quartzo	15
Biotita	7
Muscovita	4
Minerais opacos	2
Titanita	2
Apatita	Traço



**Figura 4.22:** Diagrama QAP (Streckeisen, 1967) com as amostras analisadas do sienogranito tardio.



**Figura 4.23:** Aspectos petrográficos do sienogranito tardio: A, plagioclásio com textura coronada, sendo que sua borda é constituída por microclina; B, apatita; C, cristais de titanita e biotita (todas as fotos são da amostra F5F10). Legenda: mc, microclina; plg, plagioclásio; ap, apatita; bt, biotita; tn, titanita.

#### 4.2 Análises de Microsonda

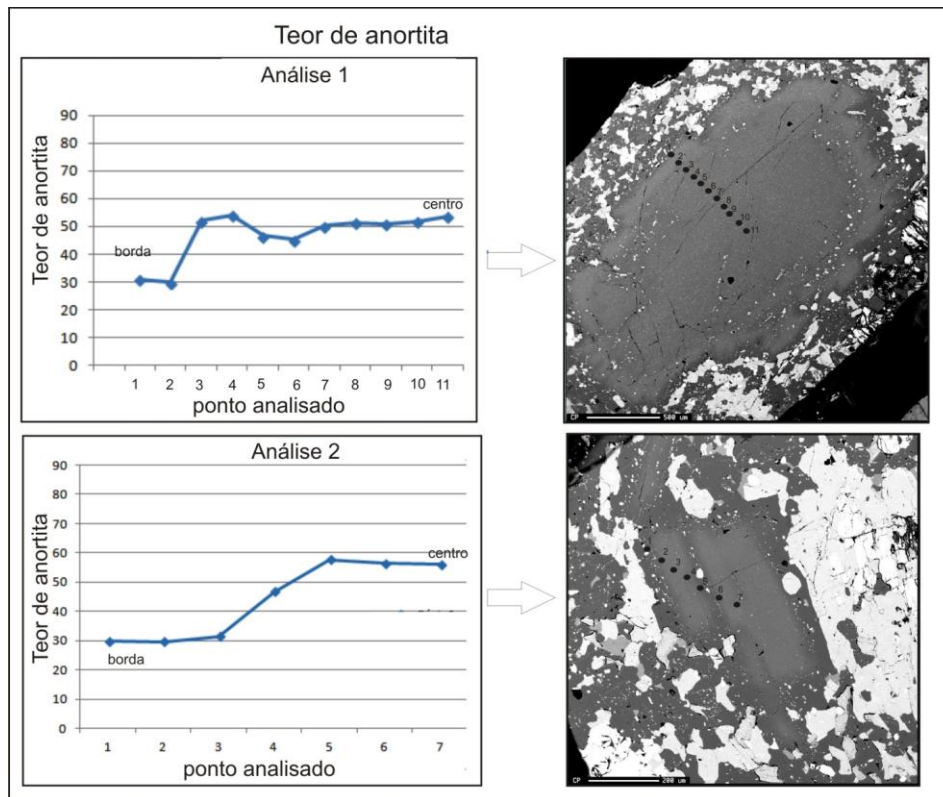
As análises em microsonda foram realizadas em amostras pertencentes ao gabro tardio e ao quartzo monzonito que possuem xenocristais de K-feldspato, sendo examinados:

- Cristal de plagioclásio zonado.
- Perfil da borda mirmequítica até o centro dos xenocristais de K-feldspato.
- Cristal de piroxênio zonado.

Foram analisados dois cristais de plagioclásio zonado pertencentes à amostra MP19 (gabro tardio) através de perfis traçados da borda para o centro do grão (Tabela 4.11 e Figura 4.24). Os resultados comprovaram o que o estudo petrográfico já indicava: o alto teor de anortita do gabro tardio. Quanto à variação do teor de anortita, percebe-se que o referido mineral possui zonamento normal, ou seja, núcleo mais anortítico e bordas mais albíticas.

**Tabela 4.11:** Análise em microsonda de dois cristais de plagioclásio zonado pertencentes à amostra MP19 (gabro tardio, suíte G5) a partir de perfis da borda para o centro do grão.

Análise	Na2O	K2O	Al2O3	CaO	SiO2	Total	Cátions			Teor de Anortita
							Na	Ca	K	
<b>Análise 1</b>										
1	6.95	0.43	24.05	5.91	61.02	98.36	2.424	1.139	0.099	31.1
2	7.00	0.45	23.88	5.61	61.04	97.99	2.448	1.084	0.104	29.8
3	5.04	0.21	27.69	10.15	55.22	98.31	1.784	1.985	0.049	52
4	4.83	0.26	28.18	10.58	54.94	98.79	1.704	2.062	0.06	53.9
5	5.27	0.33	25.76	8.67	54.31	94.33	1.937	1.761	0.08	46.6
6	5.72	0.35	27.06	8.88	57.31	99.31	1.997	1.713	0.08	45.2
7	5.22	0.32	27.86	9.92	56.40	99.72	1.82	1.911	0.073	50.2
8	4.95	0.33	28.02	9.87	56.04	99.21	1.733	1.919	0.076	51.4
9	5.05	0.32	28.13	9.89	55.70	99.09	1.772	1.917	0.074	50.9
10	4.94	0.35	28.16	10.07	55.43	98.95	1.737	1.957	0.081	51.8
11	4.86	0.31	28.40	10.63	55.80	100.00	1.707	2.063	0.072	53.7
<b>Análise 2</b>										
1	7.09	0.56	24.56	5.79	61.52	99.52	2.445	1.103	0.127	30
2	7.14	0.55	24.39	5.75	61.72	99.54	2.461	1.095	0.125	29.7
3	7.10	0.54	24.71	6.21	62.15	100.71	2.422	1.171	0.121	31.5
4	5.42	0.29	26.82	8.92	57.10	98.55	1.904	1.732	0.067	46.8
5	4.37	0.22	29.20	11.33	53.85	98.97	1.544	2.173	0.051	57.7
6	4.61	0.22	28.94	11.20	54.65	99.62	1.615	2.168	0.051	56.5
7	4.59	0.28	28.90	11.06	54.78	99.60	1.608	2.141	0.065	56.1



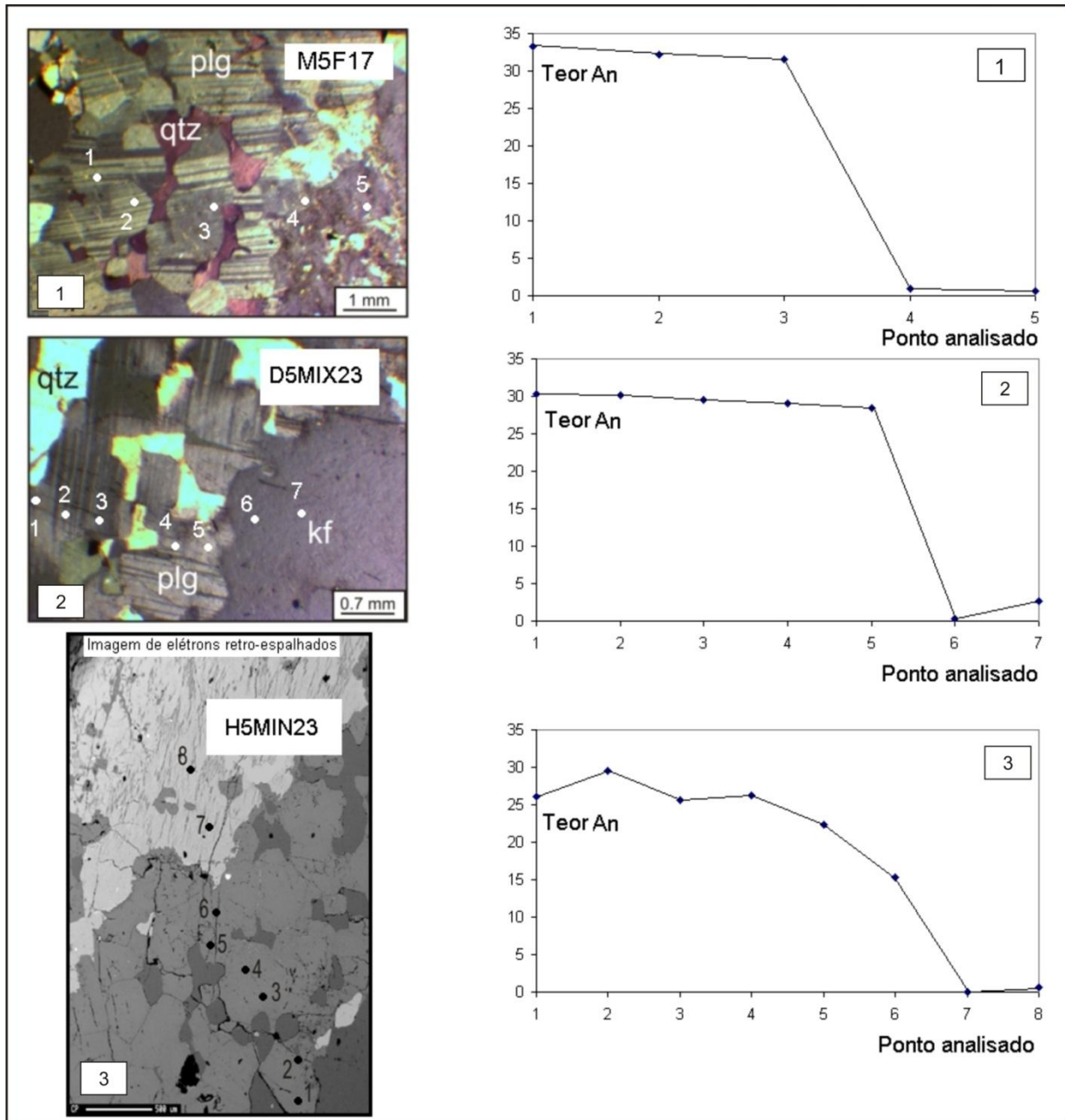
**Figura 4.24:** Gráfico com a variação do teor de anortita do plagioclásio zonado pertencentes à amostra MP19 (gabro tardio, suíte G5) feito a partir da Tabela 4.12. As imagens dos cristais de plagioclásio foram obtidas através da microsonda.

As microanálises dos xenocristais de K-feldspato foram realizadas tanto em amostras do gabro tardio quanto do quartzo monzonito que apresentavam borda mirmequítica. Para isto, fizeram-se três perfis, iniciando-se pela borda até o centro do cristal (Tabela 4.12).

A variação composicional dos feldspatos em cada um dos perfis analisados pela microsonda indica que houve uma variação dos teores de anortita (Figura 4.25). Sendo assim, o teor de Ca é crescente da porção interna para a externa da mirmequita, enquanto que o teor de Na aumenta à medida que se aproxima do centro do xenocristal.

**Tabela 4.12:** Resultado das análises por microsonda dos perfis traçados da borda mirmequítica até o centro dos xenocristais de K-feldspato. O ponto 1 corresponde ao ponto analisado mais próximo do contato borda de reação – rocha.

No.	Na2O	K2O	Al2O3	CaO	SiO2	Total	Mineral	Cations			teor anortita
								Ca	Na	K	
<b>M5F17</b>											
1	6.85	0.29	24.71	6.36	60.54	98.74	PI	1.222	2.382	0.066	33
2	6.92	0.36	24.12	6.14	60.14	97.69	PI	1.193	2.433	0.083	32
3	7.04	0.37	24.18	6.06	59.80	97.45	PI	1.181	2.483	0.086	31
4	2.19	13.42	18.85	0.18	64.44	99.07	KF	0.036	0.785	3.165	1
5	1.34	14.71	18.79	0.12	63.59	98.55	KF	0.024	0.486	3.507	1
<b>D5MIX23</b>											
1	7.10	0.34	24.08	5.77	61.30	98.59	PI	1.109	2.469	0.078	30
2	7.19	0.19	24.05	5.71	61.10	98.23	PI	1.1	2.507	0.044	30
3	7.36	0.21	24.16	5.67	61.41	98.80	PI	1.087	2.553	0.048	29
4	7.34	0.24	24.11	5.58	61.88	99.15	PI	1.065	2.535	0.055	29
5	7.43	0.19	24.20	5.42	62.18	99.40	PI	1.031	2.557	0.043	28
6	1.34	14.42	18.78	0.06	63.56	98.17	KF	0.012	0.487	3.445	0
7	3.24	11.06	19.57	0.53	65.24	99.64	KF	0.103	1.143	2.568	3
<b>H5MIN23</b>											
1	7.69	0.20	24.10	4.99	64.32	101.29	PI	0.929	2.591	0.044	26
2	7.38	0.22	24.72	5.72	62.43	100.47	PI	1.078	2.516	0.049	30
3	7.68	0.30	24.24	4.91	62.80	99.93	PI	0.928	2.628	0.068	26
4	7.76	0.20	24.02	5.10	62.73	99.81	PI	0.966	2.659	0.045	26
5	8.21	0.15	23.60	4.33	64.76	101.05	PI	0.807	2.769	0.033	22
6	8.68	0.15	22.05	2.86	65.95	99.69	PI	0.537	2.952	0.034	15
7	0.87	15.78	18.23	0.01	62.32	97.20	KF	0.001	0.322	3.839	0
8	4.49	9.34	19.17	0.13	68.10	101.22	KF	0.025	1.543	2.112	1

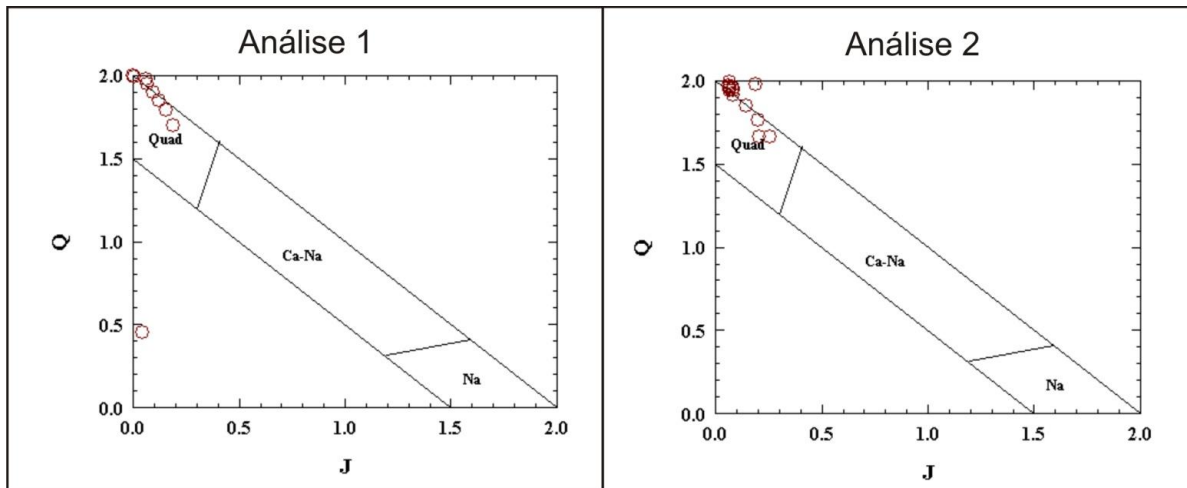


**Figura 4.25:** Relação entre o teor de anortita e os pontos analisados na microsonda através do perfil traçado da borda de reação até o centro do xenocristal de K-feldspato das amostras H5MIN23, D5MIX23B e M5F17. As imagens 1 e 2 correspondem à fotografias tiradas em microscópio óptico, e a imagem 3 corresponde à imagem obtida por microsonda. Legenda: qtz, quartzo; plg, plagioclásio; kf, K-feldspato.

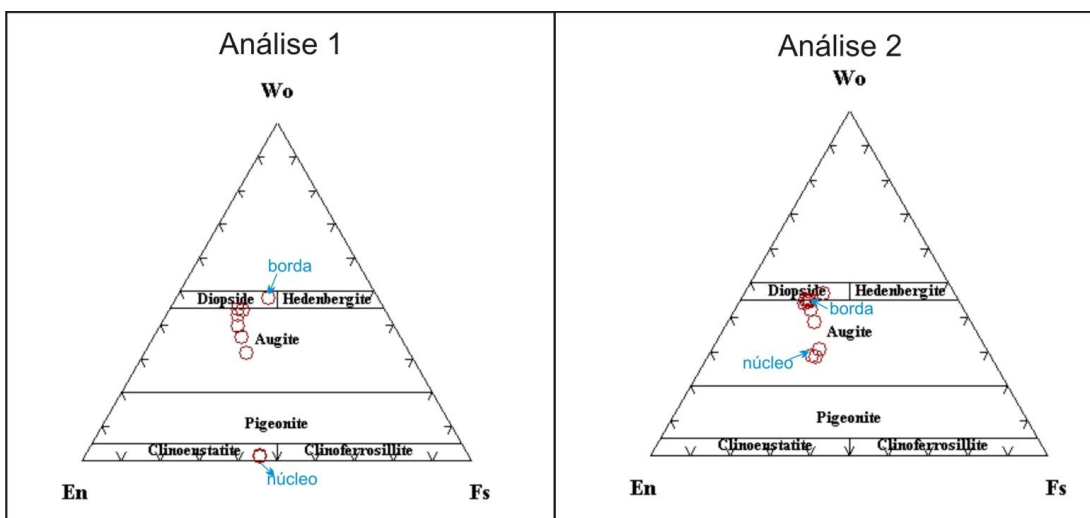
As microanálises do piroxênio zonado do gabro tardio (amostra MP19) também foram feitas da borda para o centro do mineral (Tabela 4.13). Os resultados indicaram que, segundo o diagrama Q-J (Morimoto & Kitamura 1983), os dois cristais de piroxênio classificam-se no campo do Quad (piroxênios de Ca, Mg e Fe) (Figura 4.26). A partir disto, os pontos analisados foram interpretados no diagrama Wo-Em-Fs (Morimoto 1988) que indicaram nos dois casos bordas mais cálcicas (representadas pelo diopsídeo), enquanto que os núcleos tornam-se mais enriquecidos em Fe (composição entre a augita a clinoenstatita) (Figura 4.27).

**Tabela 4.13:** Resultado das análises por microsonda dos perfis traçados da borda até o centro piroxênio (amostra MP19). O ponto 1 corresponde ao ponto analisado mais próximo da borda do cristal.

No.	Na2O	K2O	Al2O3	CaO	SiO2	MgO	TiO2	FeO	Total
<b>Análise 1</b>									
1	0.26	0.00	1.78	4.97	84.71	2.09	0.00	3.21	97.015
2	0.46	0.02	1.39	21.67	52.10	13.10	0.22	11.09	100.037
3	0.41	0.01	1.12	22.02	51.77	13.01	0.85	12.17	101.345
4	1.31	1.33	8.05	13.35	46.05	12.74	1.99	14.33	99.136
5	0.85	0.71	4.20	18.22	49.08	13.20	0.99	11.96	99.221
6	1.07	0.95	5.69	16.10	47.69	12.96	1.33	13.06	98.852
7	0.66	0.26	2.61	20.34	51.15	13.08	0.56	11.29	99.935
8	0.01	0.01	0.68	0.55	51.15	18.72	0.04	28.13	99.289
9	0.01	0.03	0.77	0.56	50.63	18.53	0.09	27.71	98.33
<b>Análise 2</b>									
1	1.39	1.67	9.56	11.84	44.38	13.32	2.12	14.00	98.268
2	1.18	1.34	7.51	20.87	34.81	10.51	1.48	11.45	89.139
3	0.45	0.14	1.40	21.93	51.81	13.45	0.22	10.41	99.809
4	0.46	0.12	1.46	21.31	51.76	13.53	0.31	10.41	99.363
5	0.46	0.06	1.46	21.89	51.74	13.43	0.19	11.09	100.313
6	0.47	0.04	1.21	22.15	52.21	13.36	0.18	11.38	101.008
7	0.43	0.03	1.19	21.85	51.80	13.24	0.22	11.15	99.91
8	1.72	1.43	8.82	11.59	44.21	12.93	2.13	14.36	97.193
9	1.36	1.00	6.65	13.25	45.93	13.16	1.71	15.18	98.245
10	0.57	0.20	2.10	20.34	50.91	13.30	0.45	11.85	99.713
11	0.55	0.08	1.60	21.83	51.17	12.99	0.26	10.98	99.447
12	1.00	0.65	4.58	17.70	48.16	12.88	1.04	12.92	98.923
13	0.56	0.14	1.89	18.54	50.48	13.51	0.35	13.57	99.027



**Figura 4.26:** Diagrama Q-J (Morimoto & Kitamura 1983) com as respectivas análises dos cristais de piroxênio do gabro tardio (amostra MP19).



**Figura 4.27:** Diagrama Wo-Em-Fs (Morimoto 1988) com as respectivas análises dos cristais de piroxênio do gabro tardio (amostra MP19).

## Capítulo 5: Litogeoquímica

A partir das análises litogeoquímicas de vinte e nove amostras (Anexo IV) e com o auxílio do *GeoPlot* (Zhou & Li 2006), desenvolveu-se 22 diagramas, divididos em dois grandes grupos, suíte G1 e suíte G5.

Na suíte G1, as rochas analisadas estão agrupadas da seguinte forma:

- Metagranodiorito
- Metaquartzo biotita hornblenda gabro
- Metagranodiorito (*enclave* félsico da suíte G5)
- Sienogranito (suíte G5)
- Sienogranito tardio

A análise de rochas de diferentes suítes neste mesmo grupo objetiva compreender suas possíveis relações geoquímicas, uma vez que o estudo petrográfico microscópico bem como o estudo estrutural indicaram semelhanças entre as mesmas.

Já na suíte G5, as rochas analisadas estão agrupadas de forma semelhante ao capítulo anterior:

- Gabro
- Gabro tardio
- Quartzo monzonito
- Quartzo sienito

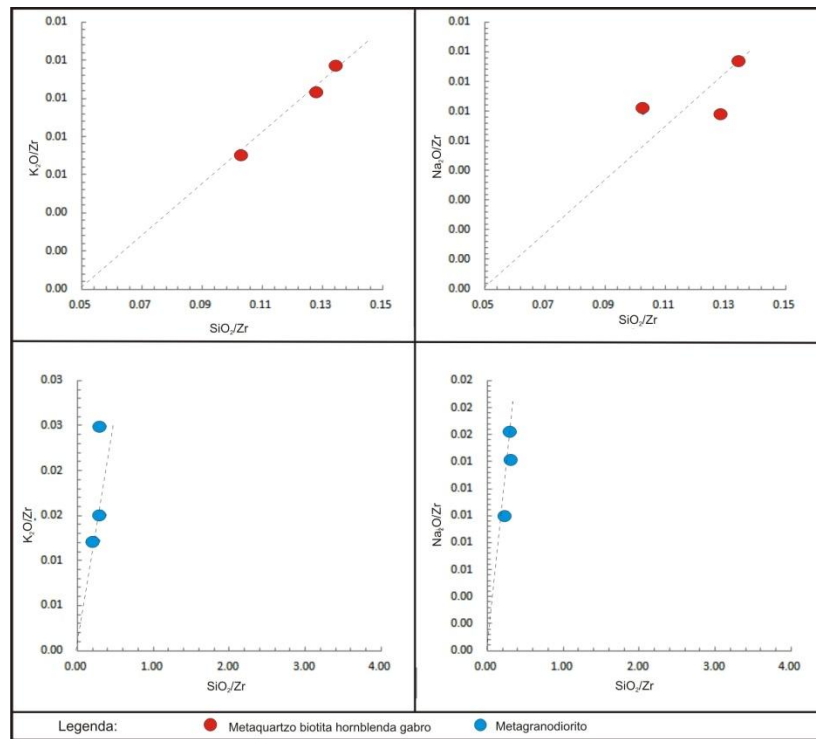
### 5.1 Suíte G1

As rochas analisadas apresentaram teores de  $\text{SiO}_2$  entre 45 – 50% no caso do metaquartzo biotita hornblenda gabro e entre 65 – 75% para as demais rochas, sendo assim estas são consideradas básicas e ácidas, respectivamente.

De modo a tratar os litotipos da suíte G1 (que estão metamorfizados) como magmáticos, usou-se o cálculo CIA – Chemical Index of alteration (Nesbitt *et al.* 1982) a fim de mostrar que os elementos supostamente móveis (como os álcalis) não foram mobilizados durante o metamorfismo. Para isto, usou-se a fórmula:  $\text{CIA} = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) \times 100$

(razão molar). Os resultados indicaram CIA entre 45 – 52 aproximadamente, valores considerados dentro dos critérios ígneos.

As amostras metamorfizadas também foram analisadas em diagramas  $\text{SiO}_2/\text{Zr}$  versus  $\text{K}_2\text{O}/\text{Zr}$  e  $\text{Na}_2\text{O}/\text{Zr}$  (Pearce 1968), que confirmaram a não mobilidade dos referidos elementos (Figura 5.1).

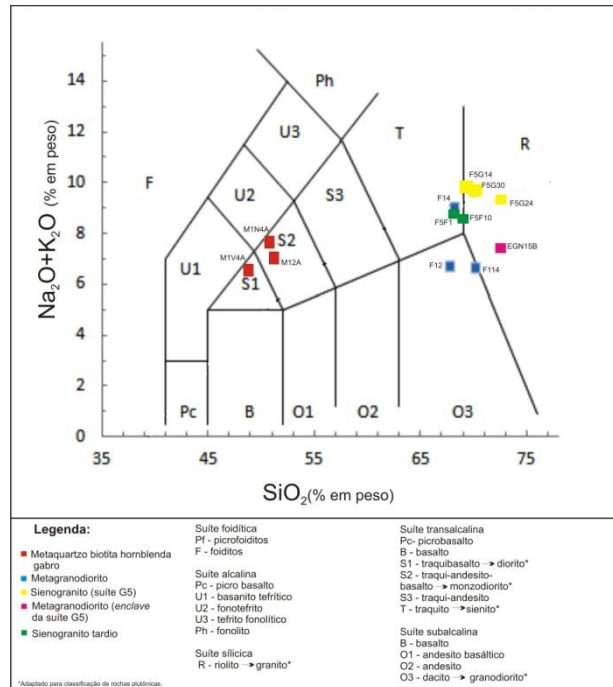


**Figura 5.1:** Diagramas de  $\text{K}_2\text{O}/\text{Zr}$  e  $\text{Na}_2\text{O}/\text{Zr}$  (Pearce 1968) com os litotipos metamorfizadas da suíte G1, em que se nota a correlação entre as amostras.

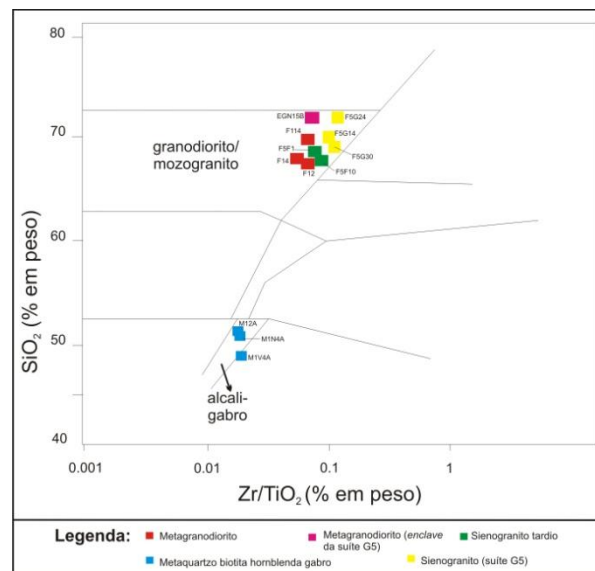
Considerando as análises acima, torna-se viável a interpretação dos litotipos já metamorfizados da suíte G1 em diagramas magmáticos.

O diagrama de TAS de Le Bas *et al.* (1986) adaptado por Middlemost (1991) (Figura 5.2) possibilitou classificar quimicamente as rochas melanocráticas como diorito – monzodiorito, as leucocráticas da suíte G1 como granodiorito, o *enclave* da suíte G5 e as demais como granito - sienito. Já o critério  $\text{SiO}_2$  versus  $\text{Zr}/\text{TiO}_2$  de Winchester & Floyd (1977) considera as amostras melanocráticas como álcali-gabro, enquanto que as leucocráticas são chamadas de

monzogranito/granodiorito (Figura 5.3). Em ambos os casos registrou-se uma semelhança entre a classificação petrográfica e os resultados litogeoquímicos.

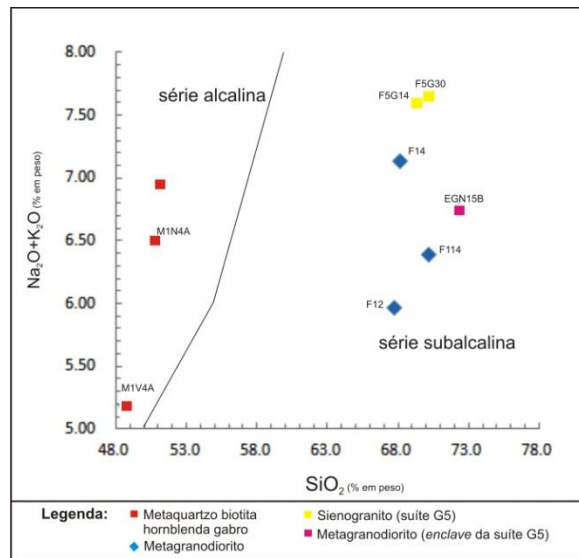


**Figura 5.2:** Classificação química das amostras analisadas da suíte G1 no diagrama TAS ( $\text{SiO}_2$  versus  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ) segundo Le Bas *et al.* (1986) adaptado por Middlemost (1991).

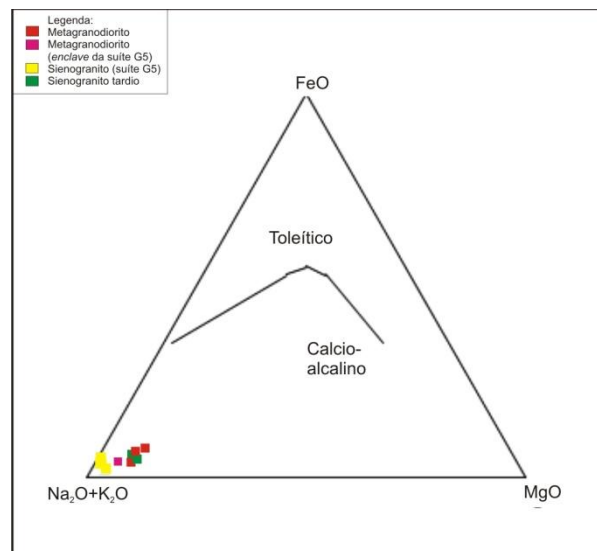


**Figura 5.3:** Diagrama de classificação  $\text{SiO}_2$  versus  $\text{Zr}/\text{TiO}_2$  segundo Winchester & Floyd (1977) com as respectivas amostras analisadas da suíte G1, adaptado para rochas plutônicas.

As amostras analisadas foram divididas em duas séries magmáticas: alcalina (rochas melanocráticas) e subalcalina (rochas leucocráticas) (Figura 5.4). Dentro da série alcalina, os litotipo melanocrático está inserido no campo transalcalino (Figura 5.2), enquanto que os litotipos leucocráticos estão classificados como cálcio-alcalinos segundo o diagrama AFM (Figura 5.5).

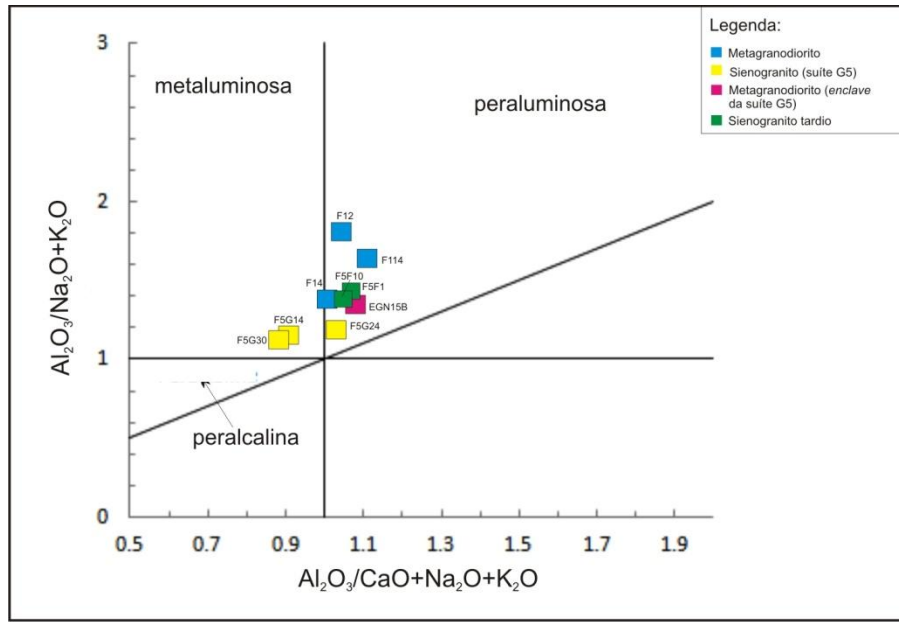


**Figura 5.4:** Classificação das amostras analisadas da suíte G1 quanto à série magmática segundo o diagrama TAS ( $\text{SiO}_2$  versus  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) de Irvine & Baragar (1971).



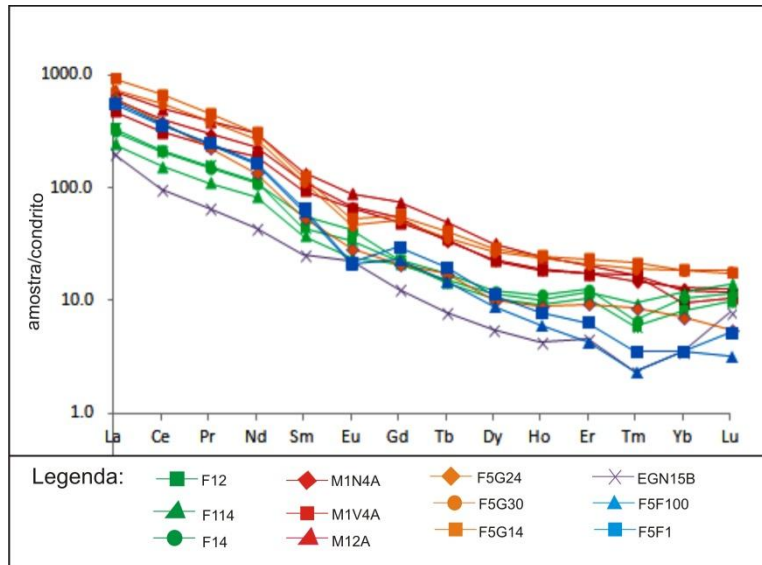
**Figura 5.5:** Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) com as amostras leucocráticas da suíte G1 (todos os óxidos estão em porcentagem de peso).

A análise da alumina-saturação indicou que as rochas leucocráticas em questão são metaluminosas a peraluminosas (Figura 5.6). Com exceção das amostras F5G30 e F5G14, as demais possuem coríndon (C) normativo maior que zero, indicando que o caráter peraluminoso é predominante (Ragland 1989).

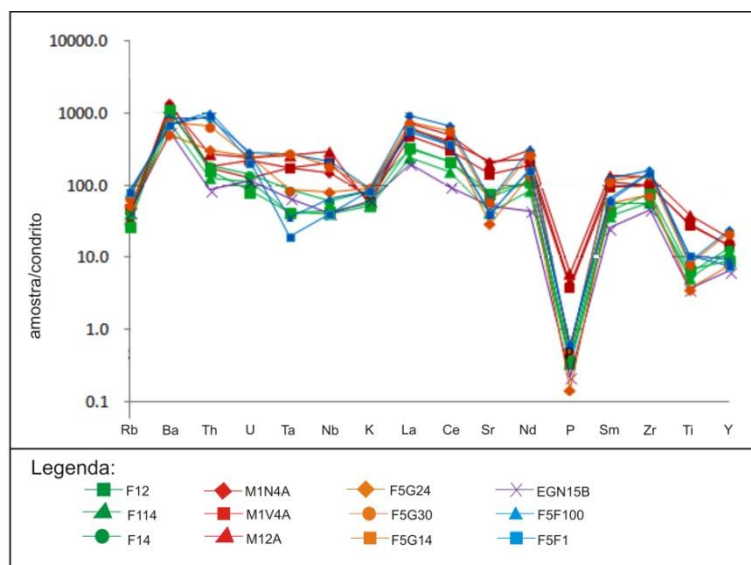


**Figura 5.6:** Diagrama de alumina-saturação de Shand (1949) adaptado por Maniar & Piccoli (1984) com as amostras leucocráticas da suíte G1 (todos os óxidos estão em proporções molares).

Os diagramas dos elementos terras-raras (ETR) e incompatíveis (Figuras 5.7 e 5.8) mostram padrões semelhantes entre as amostras, entretanto percebe-se que houve um maior enriquecimento nestes elementos nos litotipos melanocráticos. São identificadas anomalias negativas em Eu e Tm no ETR, e Sr, P e Ti nos incompatíveis. No segundo diagrama, também nota-se um empobrecimento em LILE (large-ion lithophile element).



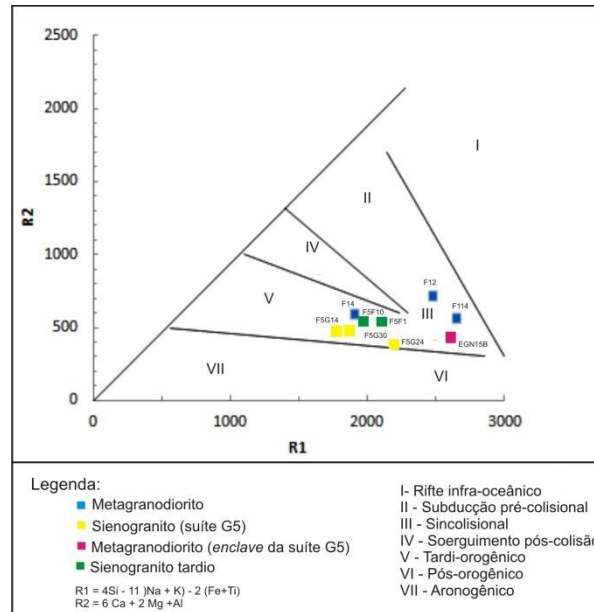
**Figura 5.7:** Diagrama dos elementos terras-raras (ETR) com normalização segundo Sun & Mc Donough (1989) feito a partir das amostras analisadas da suíte G1.



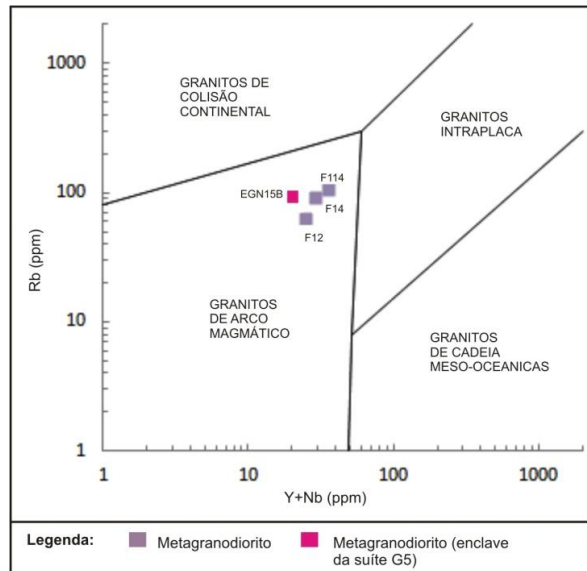
**Figura 5.8:** Diagrama dos elementos incompatíveis com normalização segundo Sun & Mc Donough (1989) feito a partir das amostras analisadas da suíte G1.

Quanto ao ambiente tectônico, a discriminação R1 x R2 de Bachelor & Bowden (1985) coloca as amostras leucocráticas mais novas como tardi-orogênicas, enquanto que as demais (metagranodiorito e *enclave* similar) estão no campo pré- a sincolisional (Figura 5.9), conforme previsto pela literatura. Na análise segundo Pearce *et al.* (1984), que considera Rb *versus* Y+Nb,

os metagranodioritos são classificados como granitos de arco magmático (Figura 5.10), reafirmando a questão anterior.



**Figura 5.9:** Diagrama R1 x R2 para classificação das rochas leucocráticas da suíte G1 quanto ao ambiente tectônico segundo Batchelor & Bowden (1985) (proporções calculadas em milications).

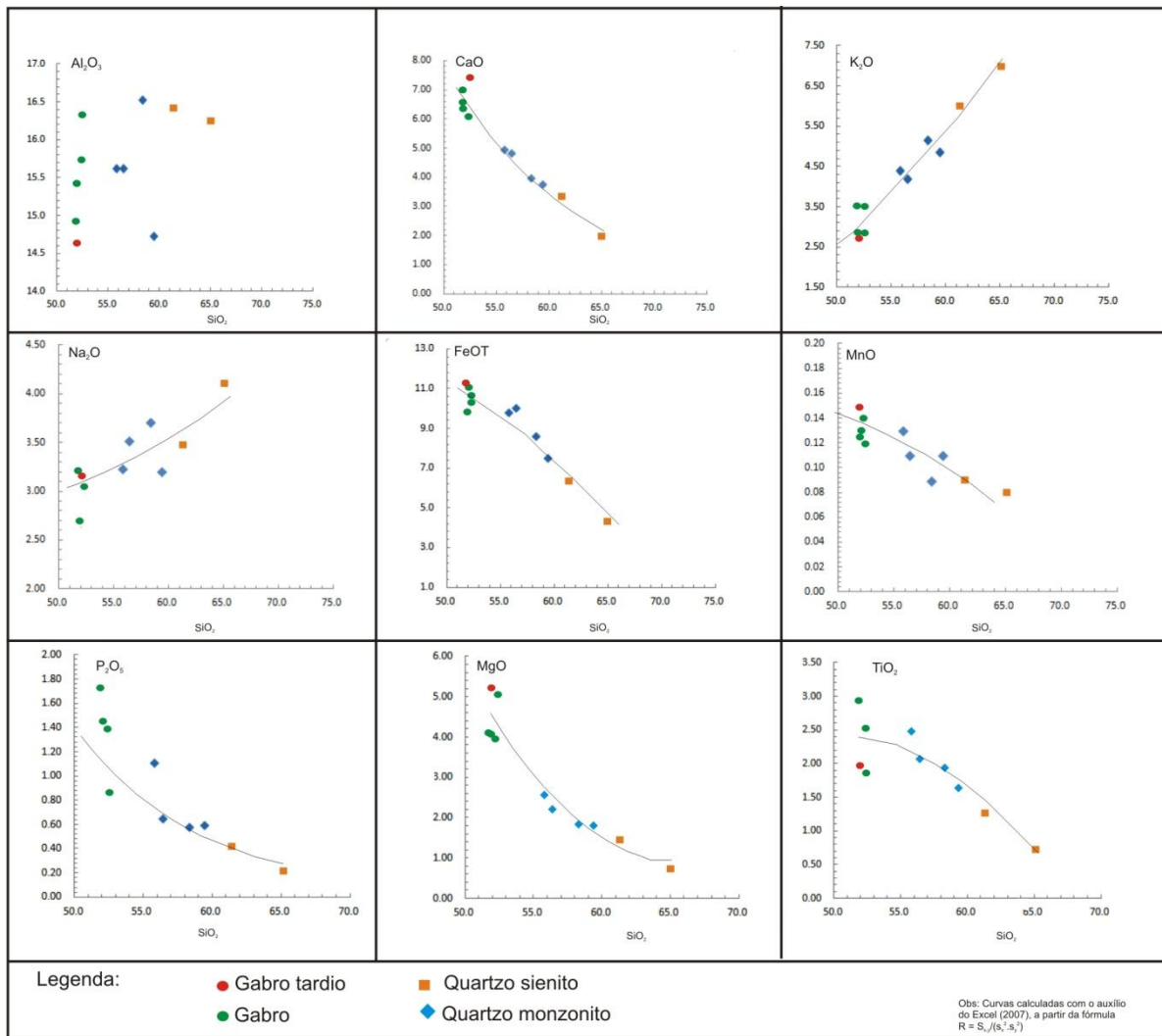


**Figura 5.10:** Diagrama Rb versus Y+Nb de Pearce *et al.* (1984) de classificação dos granitos quanto ao ambiente magmático, feito a partir das amostras da suíte G1.

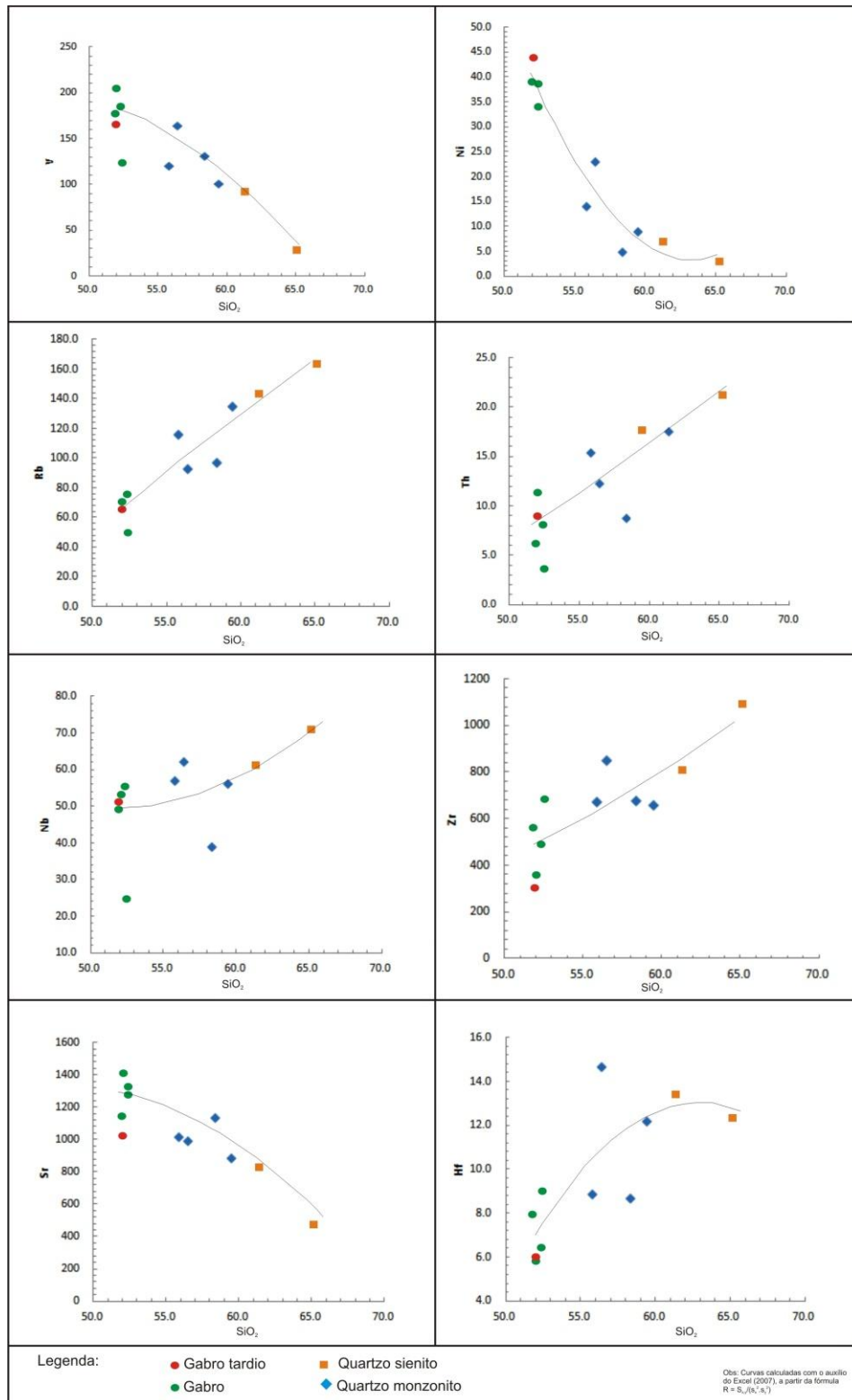
## 5.2 Suíte G5

As amostras analisadas apresentaram teores de  $\text{SiO}_2$  entre 50 – 55% para ambos os gabros, 55 – 60% para o quartzo monzonito e entre 65 – 70% para o quartzo sienito, comprovando assim o caráter básico, intermediário e ácido das respectivas rochas.

O diagrama de Harker ( $\text{SiO}_2$  versus óxidos e elementos traços) (Figuras 5.11 e 5.12) indica uma correlação positiva para o  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , Th, Rb, Zr, Nb e Hf. Já o  $\text{Al}_2\text{O}_3$  está disperso, enquanto que os demais óxidos e elementos menores apresentam uma correlação negativa. Em todos estes diagramas notam-se *trends* de cogeneticidade entre as amostras.



**Figura 5.11.** Diagramas de Harker (1956) ( $\text{SiO}_2$  versus óxidos – % em peso) de amostras pertencentes à suíte G5.

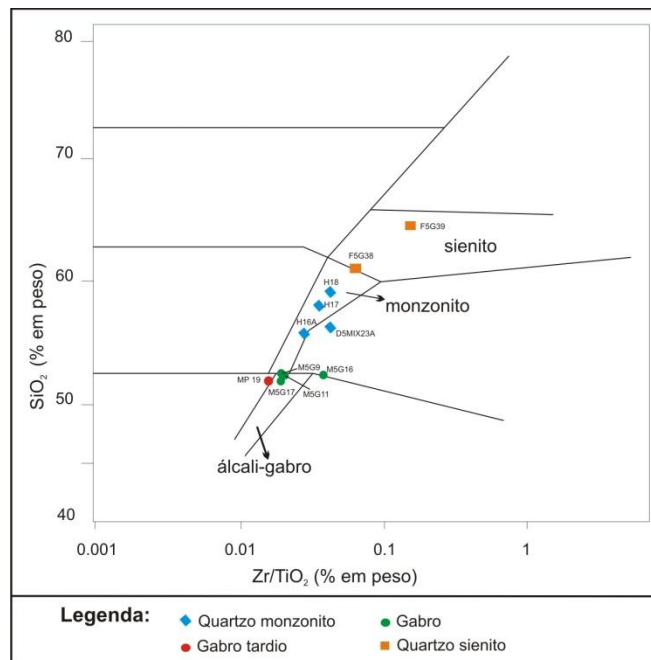


**Figura 5.12.** Diagramas de Harker (1956) ( $\text{SiO}_2$  versus elementos traços – ppm) de amostras pertencentes à suíte G1.

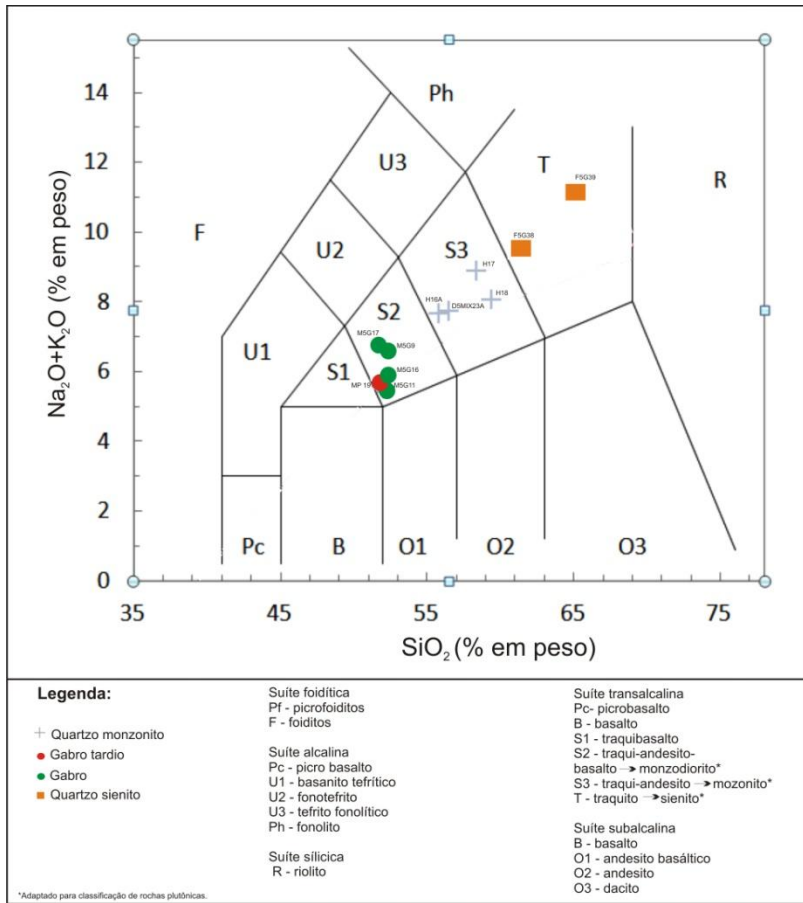
A classificação química das rochas segundo o diagrama  $\text{SiO}_2$  versus  $\text{Zr/TiO}_2$  de Winchester & Floyd (1977) mostrou-se compatível à classificação realizada durante o estudo petrográfico (Figura 5.13): as rochas melanocráticas se inserem no campo do gabro alcalino, já as intermediárias como monzonitos, e as leucocráticas como sienitos.

Com exceção das amostras melanocráticas (classificadas como monzonito), o TAS de Le Bas *et al.* (1986) adaptado por Middlemost (1991) também reafirma a relação entre as duas classificações (Figura 5.14): as amostras de composição intermediária são consideradas monzonitos e as leucocráticas como sienito.

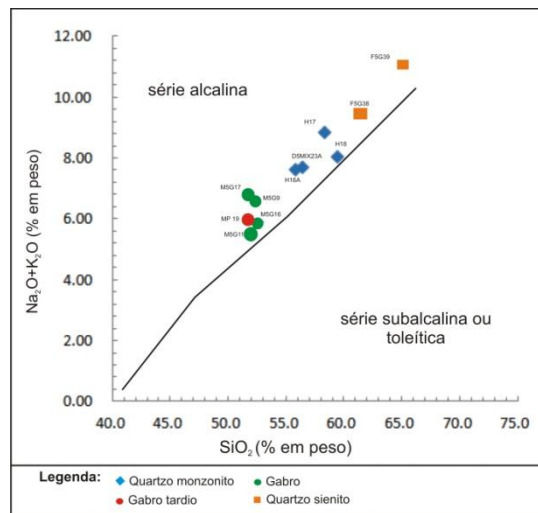
O diagrama TAS segundo Irvine & Baragar (1971) (Figura 5.15) indicou o caráter alcalino das rochas analisadas. Dentro desta série magmática, as mesmas se inserem na suíte transalcalina (ou alcalina transicional) (Figura 5.14). Duncan (1978 apud Wernick 2004) sugere que a diferenciação magmática da suíte transalcalina resulta na formação de gabros, sienodioritos (ou monzodioritos) e sienitos, evidenciando desta forma a forte relação entre classificação química dos litotipos e a série magmática em questão.



**Figura 5.13:** Diagrama de classificação  $\text{SiO}_2$  versus  $\text{Zr/TiO}_2$  segundo Winchester & Floyd (1977) com as amostras da suíte G5, adaptado para rochas plutônicas.



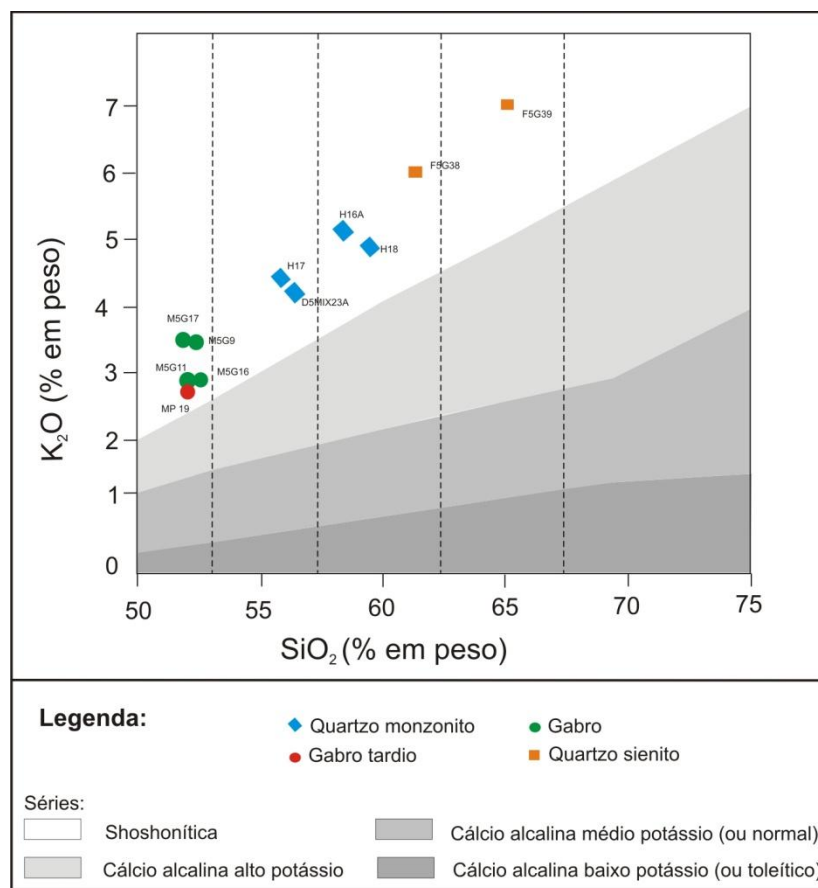
**Figura 5.14:** Classificação química das amostras analisadas da suíte G5 no diagrama TAS ( $\text{SiO}_2$  versus  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ) segundo Le Bas *et al.* (1986) adaptado por Middlemost (1991).



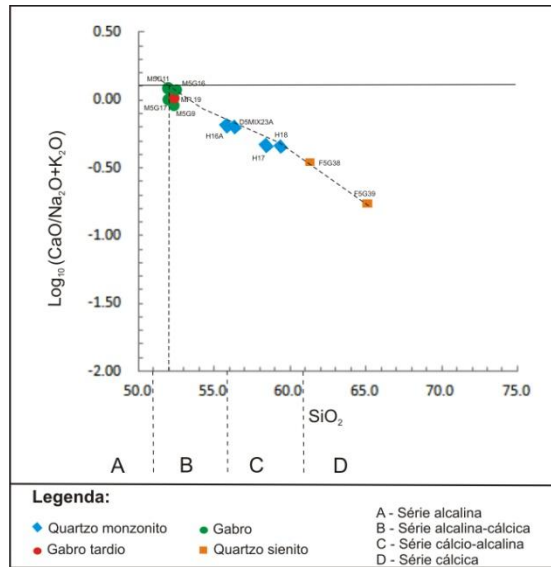
**Figura 5.15:** Classificação quanto à série magmática egundo o diagrama TAS ( $\text{SiO}_2$  versus  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ) de Irvine & Baragar (1971) com as amostras da suíte G5.

Considerando o diagrama de  $\text{SiO}_2$  versus  $\text{K}_2\text{O}$  de Taylor *et al.* (1981) (Figura 5.16), as amostras fazem parte da série shoshonítica, também conhecida como alcalina potássica. O diagrama de Brown (1982) (Figura 5.17) indicou um caráter alcalino-cálcico quanto ao índice de alcalinidade.

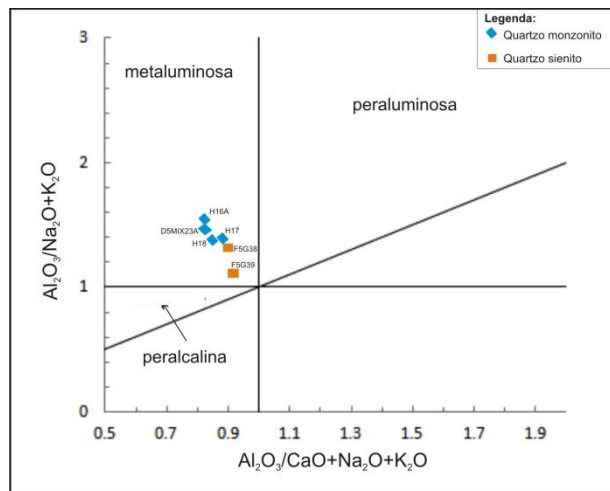
Quanto ao índice de alumina saturação, o diagrama de Shand (1949) adaptado por Maniar & Piccoli (1984) (Figura 5.18) indicou que as rochas leucocráticas e intermediárias desta série são metaluminosas. A ausência de coríndon e a presença de diopsídeo e anortita na composição normativa destes litotipos reafirma a questão anterior (Ragland 1989).



**Figura 5.16:** Classificação das séries magmáticas segundo o diagrama de  $\text{SiO}_2$  versus  $\text{K}_2\text{O}$  de Taylor *et al.* (1981) com as amostras da suíte G5.



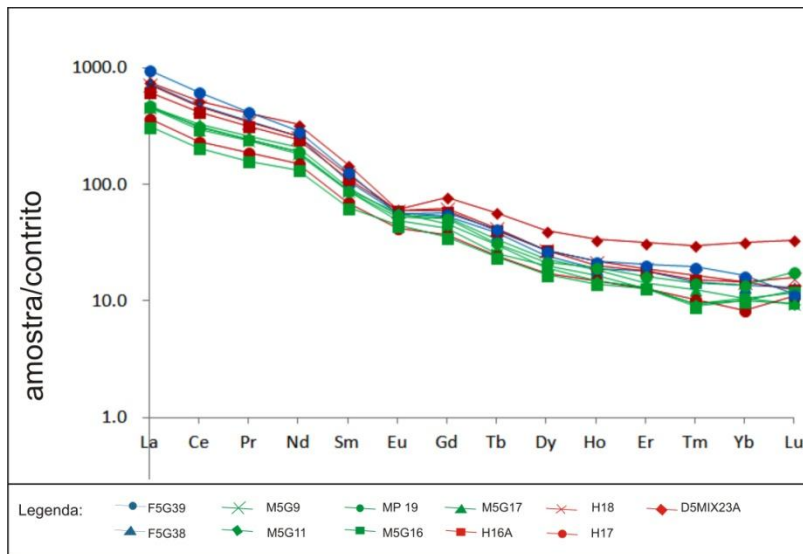
**Figura 5.17:** Diagrama  $\text{Log}_{10} (\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$  versus  $\text{SiO}_2$  de Brown (1982) com as amostras da suíte G5 (todos os óxidos em % de peso).



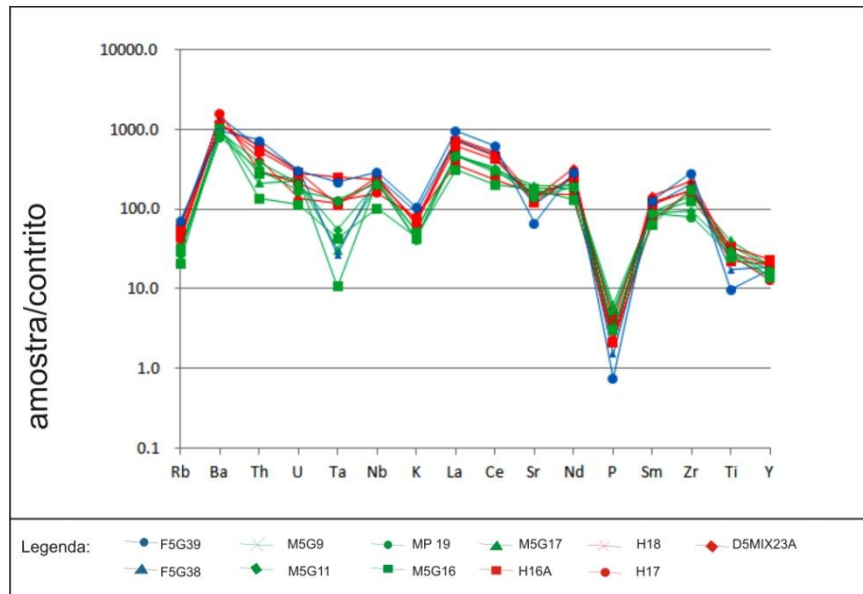
**Figura 5.18:** Diagrama de alumina-saturação de Shand (1949) adaptado por Maniar & Piccoli (1984) com as amostras félsicas e intermediárias da suíte G5 G1 (todos os óxidos estão em proporções molares).

A análise dos diagramas dos elementos terras-raras (ETR) e incompatíveis (Figuras 5.19 e 5.20) indicou padrões semelhantes para todas as amostras e um enriquecimento em ETR e elementos incompatíveis menor nas melanocráticas que nas leucocráticas. No diagrama ETR, também registrou-se uma anomalia em Eu mais pronunciada nos termos mais evoluídos da série.

Já nos incompatíveis, percebe-se um empobrecimento em LILE (large-ion lithophile element), além de anomalia negativa em Nb, Sr, P e Ti.

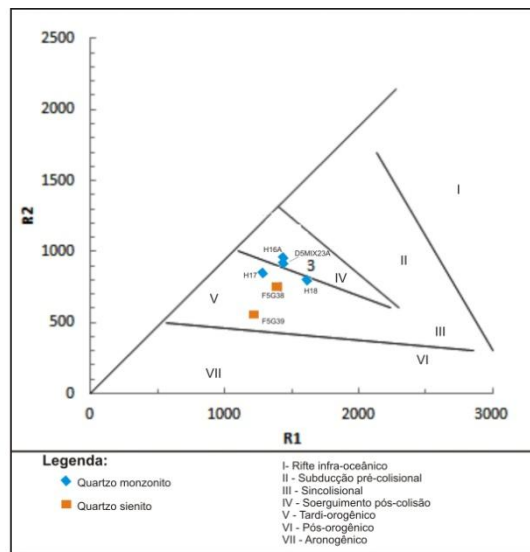


**Figura 5.19:** Diagrama dos elementos terras-raras (ETR) com normalização segundo Sun & McDonough (1989) com as amostras da suíte G5.

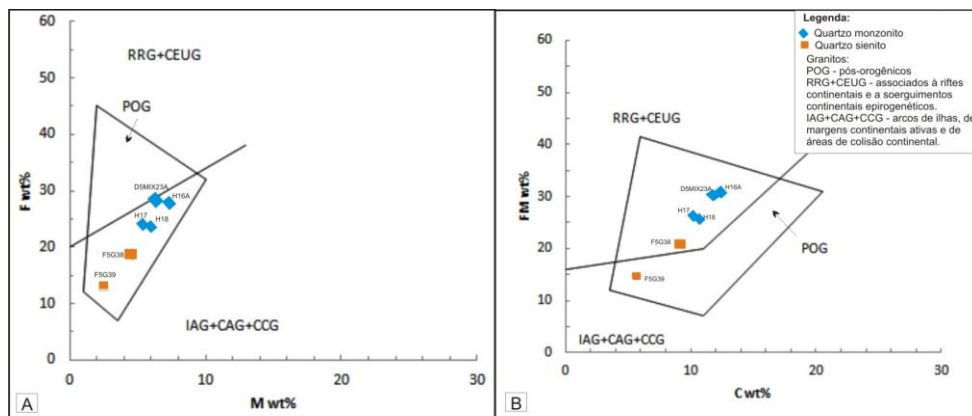


**Figura 5.20:** Diagrama dos elementos incompatíveis com normalização segundo Sun & McDonough (1989) com as amostras da suíte G5.

Quanto à classificação tectônica, a razão R1 x R2 (Batchelor & Bowden 1985) aplicado para rochas intermediárias e leucocráticas indicou que as mesmas estão associadas ao soergimento pós-orogênico/tardi-orogênico (Figura 5.21). Os diagramas FeO + MgO: CaO e FeO: MgO (ambos de Maniar & Piccoli 1989) também sugerem ambiente pós-tectônico (Figura 5.22), assim como a literatura descreve todos os litotipos pertencentes à suíte G5.



**Figura 5.21:** Diagrama R1 : R2 para classificação de granitos quanto ao ambiente tectônico das amostras leucocráticas e intermediárias da suíte G5 segundo Batchelor & Bowden (1985) (proporções calculadas em milications).



**Figura 5.22:** Diagramas para classificação de granitos quanto ao ambiente tectônico das amostras félsicas e intermediárias da suíte G5 segundo Maniar & Piccoli (1989): A, FeO + MgO: CaO; B, FeO: MgO.

## 6. Discussões e conclusões

Na presente dissertação descreveram-se sete litotipos para toda a área de estudo, sendo três pertencentes à suíte G1 enquanto que os demais correspondem à suíte G5.

Na suíte G1, as rochas estão distribuídas em dois grupos: leucocrático (metagranodiorito) e melanocrático (metaquartzo biotita hornblenda gabro), sendo que o último ocorre na forma de corpos tabulares. A relação de corte entre estas intrusões bem como suas características possibilitaram definir uma fase mais antiga (com *enclaves* leucocráticos) e outra mais tardia.

Os aspectos estruturais e petrográficos presentes nos afloramentos desta suíte indicam a ocorrência de pelo menos duas fases deformacionais principais (D1 e D2), ambas sob condições dúcteis.

A D1 corresponde à fase de milonitização do metagranodiorito (geração da foliação) e da intrusão de corpos melanocráticos mais antigos. A presença de *enclaves* leucocráticos nestas intrusões deu-se em resposta ao estado plástico da rocha encaixante. A forma alongada bem como a disposição paralela à S destes xenólitos são indícios de que todo este processo ocorreu associado a esta fase deformacional.

Já D2 corresponde a uma continuidade de D1, que resultou na formação de estruturas do tipo C acompanhadas de falhas transcorrentes locais, ambas associadas a movimento dextral. Durante a deformação D2, as falhas causaram o rompimento seguido ou não de deslocamento dos corpos mais antigos de metaquartzo gabro. Devido ao regime dúctil predominante, as pequenas intrusões ‘rompidas’ transformaram-se em estruturas sigmoidais e *boudins*, conforme visto nas figuras 3.44, 3.45 e 3.46 do capítulo 3 (páginas 55, 56 e 57). Os sigmoides do metagranodiorito também estariam associados à D2.

A presença de pequenas falhas transcorrentes no litotipo leucocrático, estas dispostas ortogonalmente à foliação, é interpretada de duas formas: possível D3 ou fase final de D2. Entretanto, como estas estruturas só são observadas pontualmente, torna-se irrelevante a discussão detalhada dos processos envolvendo as mesmas.

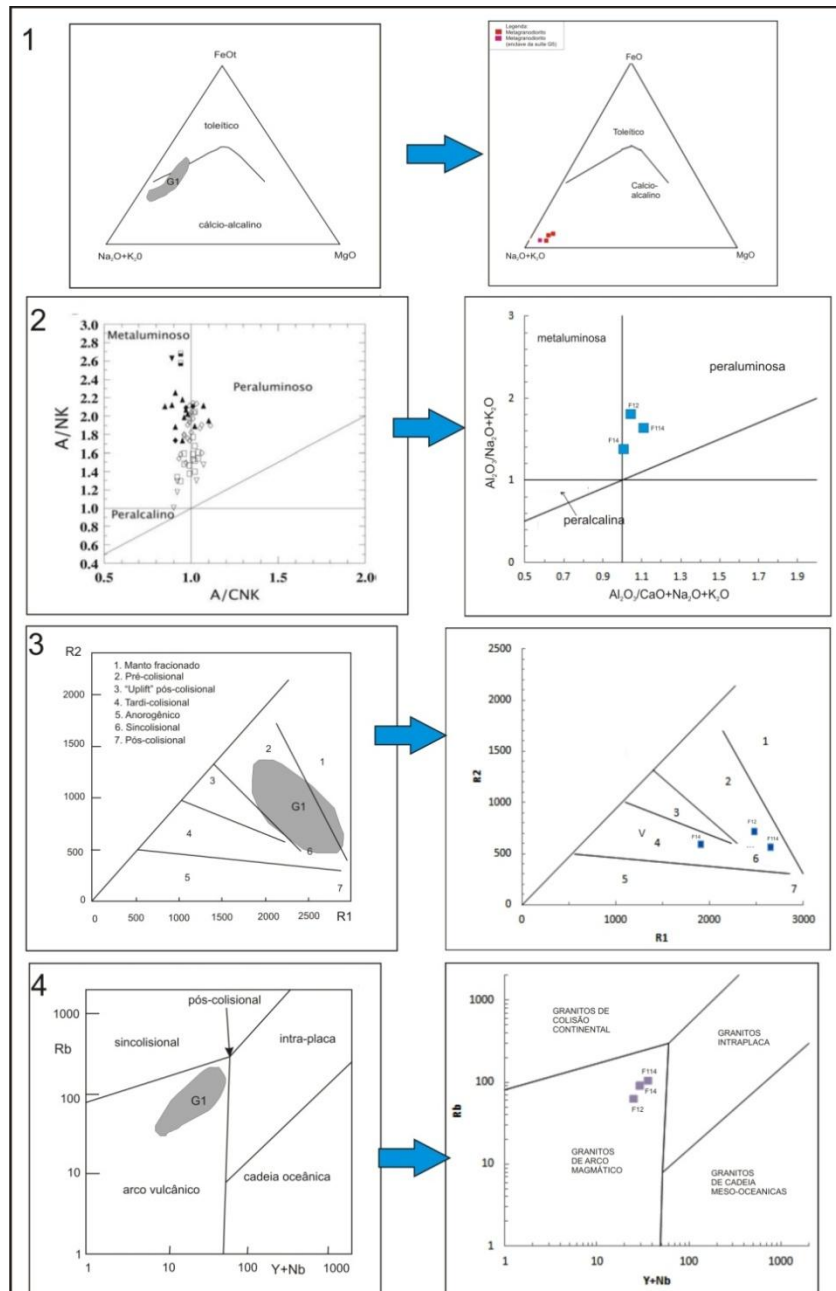
As descrições de campo sugerem que os corpos melanocráticos tardios intrudiram a partir dos planos das falhas de D2, no fim ou após cessar a deformação dúctil, resultando na

cristalização magmática abrupta seguida de fraturamento contracional. Estas fraturas foram preenchidas por fluidos hidrotermais que possivelmente estão associados aos processos metamórficos posteriores à D1 e D2.

A litogeoquímica e a petrografia microscópica de amostras pertencentes à suíte G1 reafirmaram as características levantadas em estudos anteriores de Pedrosa-Soares *et al.* (1999 e 2001), Martins *et al.* (2003), Geiger (1993), Campos-Neto e Figueiredo (1995), Wiedemann *et al.* (1997), Campos *et al.* (2004) e Nalini Jr. *et al.* (2005) (Figura 6.1). A rocha mais abundante é o metagranodiorito que, por vezes, mostra-se milonitizado. Sua análise química indicou seu caráter subalcalino (cálcio-alcalino) e peraluminoso (que apesar de não ser o mais usual, é registrado na literatura). Quanto ao ambiente tectônico, a referida rocha é considerada pré- a sincolisional de arco magmático, comprovando mais uma vez que a mesma está inserida na suíte orogênica em questão.

Assim como no trabalho de campo e na petrografia, as análises químicas também indicaram uma correlação entre o metagranodiorito e o *enclave* na suíte G5. Nos diagramas de TAS (Le Bas *et al.* 1986 adaptado por Middlemost 1991), SiO<sub>2</sub> versus Zr/TiO<sub>2</sub> (Winchester & Floyd 1977), AFM (Irvine & Baragar 1971) e alumina-saturação (Shand 1949 adaptado por Maniar & Piccoli 1984), estas rochas estão classificadas no mesmo campo. Quanto aos ETR e elementos incompatíveis, os padrões também apresentam forte semelhança. Sendo assim, conclui-se que o referido xenólito é oriundo da rocha leucocrática da suíte G1.

Os diagramas de ETR e elementos incompatíveis mostram padrões análogos entre o metagranodiorito e o metaquartzo biotita hornblenda gabro. Porém o maior enriquecimento destes elementos nas amostras melanocráticas indica que ambos os litotipos não são produtos da cristalização fracionada de um mesmo magma parental. As relações de campo bem como a divisão das referidas rochas em duas séries magmáticas distintas (alcalina transicional e subalcalina) associadas à classificação das mesmas segundo o diagrama de Winchester & Floyd (1977) reafirma a questão anterior de que ambas não são cogenéticas.



**Figura 6.1:** Comparação entre os diagramas litogeoquímicos da literatura (à esquerda) e o das amostras da suíte G1 analisadas nesta dissertação (à direita): 1, diagrama AFM para classificação de suítes magmáticas (Irvine & Baragar 1971); 2, diagrama de alumina-saturação (Shand 1949 adaptado por Maniar & Piccoli 1984); 3, diagrama R x R2 para classificação de ambiente tectônico (Bachelor & Bowden 1985); 4, diagrama Rb *versus* Y+Nb para classificação dos tipos de granito (Pearce *et al.* 1984). Fonte: Martins *et al.* 2003 (diagrama 1), Nalini *et al.* 2005 (diagrama 2), Pedrosa-Soares *et al.* 2001 (diagramas 3 e 4).

Outro fator importante a se destacar é a acentuada anomalia negativa em P e Ti apenas no metagranodiorito, reflexo do menor volume de apatita, titanita e ilmenita em sua assembleia mineral quando comparada ao metaquartzo biotita hornblenda gabro.

Ainda considerando a suíte G1, constatou-se também uma semelhança entre os padrões de ETR e elementos incompatíveis das amostras desta unidade e dos dois tipos de sienogranito (da suíte G5 e tardio). Deste modo, acredita-se que a fusão parcial do G1 resultou na formação destas duas fases leucocráticas posteriores. A anomalia negativa em Eu indica que o plagioclásio não foi totalmente envolvido neste processo magmático.

No caso do sienogranito do G5, a presença de restitos de ortognaisses em seu interior reforça a ideia de que esta rocha leucocrática seja de fato produto da anatexia envolvendo a encaixante ortoderivada do CISA.

Para o Maciço Santa Angélica, foram determinados quatro litotipos pertencentes à suíte G5: sienogranito, quartzo sienito, quartzo monzonito, gabro e gabro tardio. Diferente dos mapas geológicos anteriores (Bayer *et al.* 1987, Wiedemann-Leonardos *et al.* 2000, Nanni & Chaves 2011), as duas rochas leucocráticas não foram agrupadas como uma mesma unidade litodêmica, visto que as mesmas apresentam diferentes características petrográficas e geoquímicas. O gabro tardio, apesar de ser descrito no trabalho, não encontra-se no mapa devido à sua baixa expressão em termos de área.

Dentre as rochas do CISA, apenas o sienogranito registra feições deformacionais de fato importantes (páginas 49 e 50). Estas características somadas aos aspectos estruturais das rochas encaixantes ortoderivadas sugere que a entrada e forma deste plúton estejam de fato associadas aos processos deformacionais regionais.

A interpretação dos diagramas de Harker para as amostras da suíte G5 (exceto o sienogranito, já interpretado juntamente à suíte G1) ( $\text{SiO}_2$  versus óxidos e elementos traços) indica que o aumento e o decréscimo de grande parte destes óxidos, bem como a curva associada aos seus dados químicos estão relacionados diretamente ao processo de cristalização fracionada: à medida que o magma cristaliza-se, há um empobrecimento em Fe, Mg, Ca, Mn e Ti na fase líquida. Em contrapartida, o material fracionado torna-se mais félsico e enriquecido em

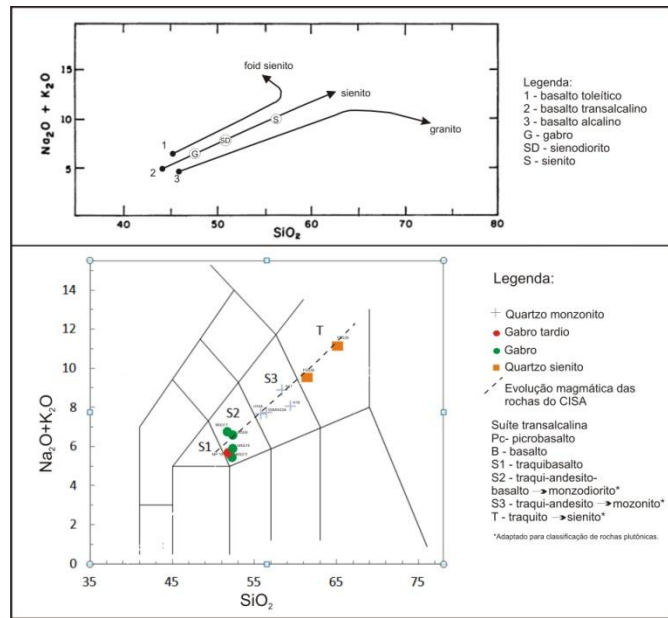
elementos incompatíveis, tais como Na, K, Th, Rb, Zr, Nb e Hf. O Ni e o V apresentam afinidade com os minerais máficos e por isto também estão associados a uma curva negativa.

O *trend* negativo de  $P_2O_5$  deve-se à maior precipitação de apatita nos gabros e em menor proporção, no quartzo sienito. Já o Sr tem grande afinidade com o plagioclásio e, como o referido mineral reduz seu volume nas rochas mais félsicas, o elemento também acompanha o processo. No caso do Ti, acredita-se também que seu decréscimo seja reflexo da maior quantidade de ilmenita em rochas gabróicas.

As demais análises litogeoquímicas da suíte G5 (exceto o sienogranito) apresentaram alguns resultados semelhantes à literatura (Bayer *et al.* 1987, Horn & Weber-Diefenbach 1987, Mendes *et al.* 1997, Ludka *et al.* 1998, Medeiros *et al.* 2000, Wiedemann-Leonardos *et al.* 2000): o TAS de Irvine e Baragar (1971) indica que as mesmas fazem parte da série alcalina, enquanto que o diagrama de alumina-saturação de Shand (1949) adaptado por Maniar & Piccoli (1984) confirma que as rochas leucocráticas e intermediárias são metaluminosas. Quanto ao contexto geotectônico, as rochas também se inserem no contexto pós-orogênico/tardi-orogênico.

Porém novas informações também foram obtidas: o TAS de Le Bas *et al.* (1986) adaptado por Middlemost (1991) além de confirmar o caráter alcalino das rochas, mostra que as mesmas estão inseridas apenas na suíte transalcalina (ou alcalina transicional). Apesar de estudos anteriores indicarem o alto teor de potássio, segundo o diagrama de Taylor *et al.* (1981) estas rochas são classificadas como shoshoníticas (ou alcalinas potássicas). E por fim de acordo com Brown (1982), o índice de alcalinidade é dito alcalino-cálcico.

Considerando os aspectos petrográficos bem como os resultados geoquímicos descritos acima, e baseado no trabalho de Duncan (1978 apud Wernick 2004) e no TAS de Hall (1987) (Figura 6.2), acredita-se que as referidas rochas do CISA (exceto o sienogranito) sejam produtos da cristalização fracionada de um mesmo magma (neste caso, de composição gabróica transalcalina).



**Figura 6.2:** Diagrama de TAS: A, segundo Hall (1987) com a evolução das séries basálticas toleítica, alcalina transicional e alcalina sódica; B, segundo Le Bas *et al.* (1986) adaptado por Middlemost (1991) com a possível evolução magmática das rochas do Maciço Santa Angélica a partir da cristalização fracionada de um magma de composição basáltica alcalina transicional.

Os padrões ETR e elementos incompatíveis das amostras analisadas mostram-se idênticos, o que torna evidente a familiaridade entre elas. O maior enriquecimento destes elementos no quartzo monzonito e no quartzo sienito (principalmente) complementa a questão anterior, de que durante o fracionamento do magma gabróico, os mesmos migraram para fases mais leucocráticas, tendo em vista sua afinidade por elas. O empobrecimento em LILE, principalmente nos litotipos melanocráticos, são indícios de que o magma parental foi fortemente fracionado.

As anomalias negativas em P, Eu, Sr e Ti mais acentuadas em rochas leucocráticas e intermediárias além de reforçarem esta ideia, confirmam a interpretação realizada nos diagramas de Harker: a cristalização fracionada gerou magmas mais empobrecidos nestes elementos, uma vez que estes estão associados aos minerais mais abundantes em rochas gabróicas, tais como apatita, ilmenita e plagioclásio.

Os valores negativos de Nb e Ta nos litotipos melanocráticos sugerem que o magma associado formou-se por processos metassomáticos da cunha astenosférica em zonas de

subducção, confirmando assim a origem mantélica destas rochas (Horn & Weber-Diefenbach 1987, Mendes *et al* 1997, Ludka *et al* 1998, Medeiros *et al* 2000, Wiedemann-Leonardos *et al.* 2000).

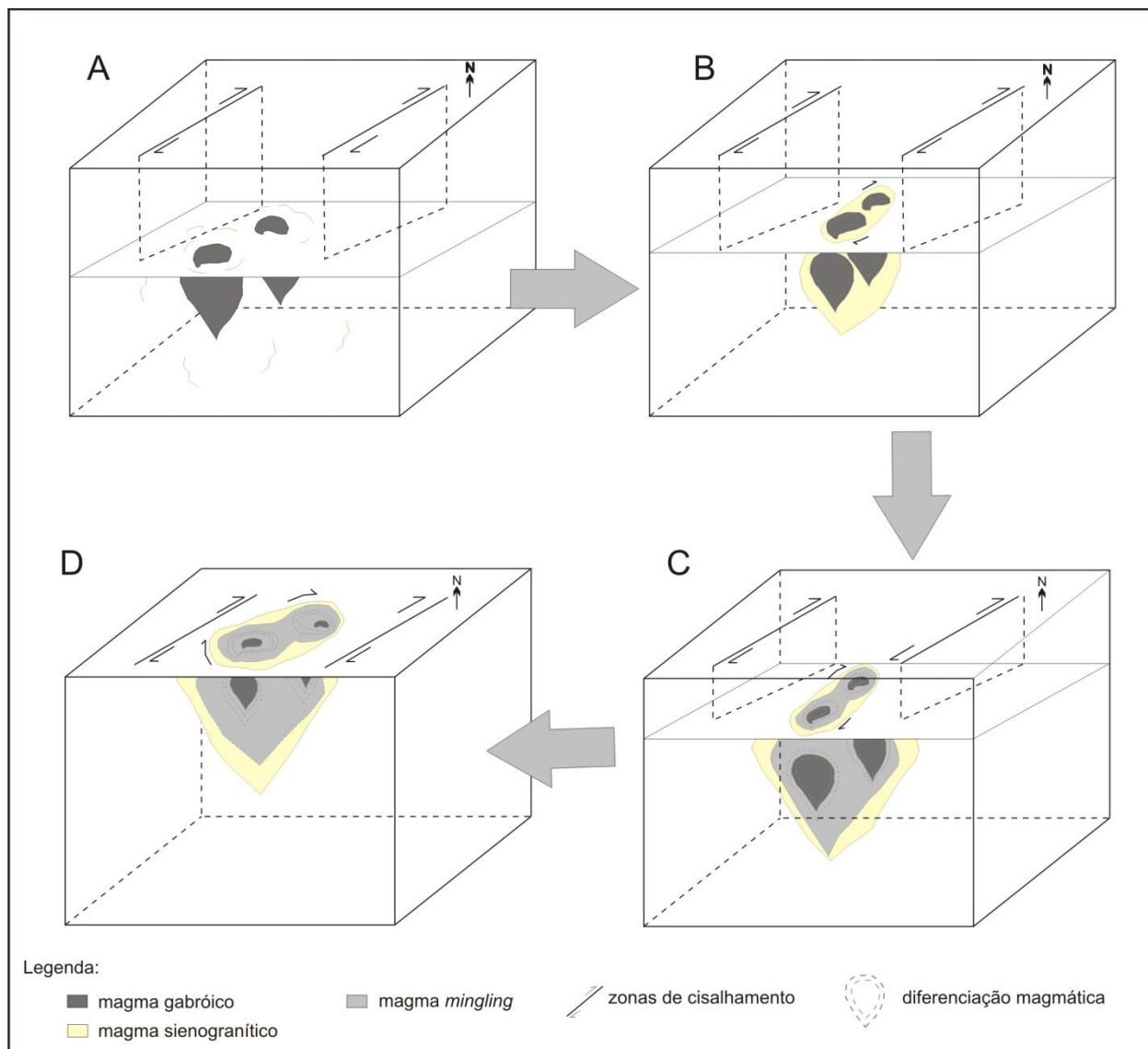
Considerando as características estruturais e petrográficas aqui descritas juntamente ao contexto geotectônico regional, conclui-se que a formação das zonas de cisalhamento dextrais na região sul do Espírito Santo durante colisão do Orógeno Araçuaí auxiliou na entrada e na estruturação do Maciço Santa Angélica.

Acredita-se que os dois núcleos máficos do CISA intrudiram na litosfera a partir de processos de diapirismo associados às zonas de cisalhamento presentes na área (Weinberg *et al.* 2004 apud Campos *et al.*, 2004) (Figura 6.3A). A descompressão no vazio transtensional e o calor destes núcleos somados às condições de deformação dúctil envolvendo as rochas da suíte G1 (alta temperatura e pressão) resultaram geração do sienogranito a partir da fusão parcial do ortognaisse (suíte G5) (Figura 6.3A).

A movimentação dextral destas zonas de cisalhamento deu-se concomitantemente ao soergimento do CISA a porções mais superiores da litosfera, causando a deformação do sienogranito e das rochas encaixantes ortoderivadas e, conseqüentemente, gerando a forma alongada e lenticular deste enorme corpo intrusivo (Figura 6.3).

Neste mesmo período, processos de diferenciação magmática envolvendo os núcleos de composição máfica ocorriam, resultando na formação do gabro, do quartzo monzonito e por fim do quartzo sienito (Figuras 6.3B, 6.3C, 6.3D e 6.4). O gabro tardio estaria associado a novas injeções de magma na câmara magmática que, devido às correntes de convecção, alcançavam regiões próximas ao *mingling*.

O contato do sienogranito com a borda diferenciada dos núcleos gabróicos resultou na formação de uma extensa zona de mistura de magmas, envolvendo xenocristais de diferentes composições (Figuras 6.3C e 6.3D). Entretanto, diferente de Bayer *et al.* (1987) e outros autores, acredita-se que este processo ocorreu apenas de forma mecânica (*mingling*), sem a geração de uma rocha híbrida.



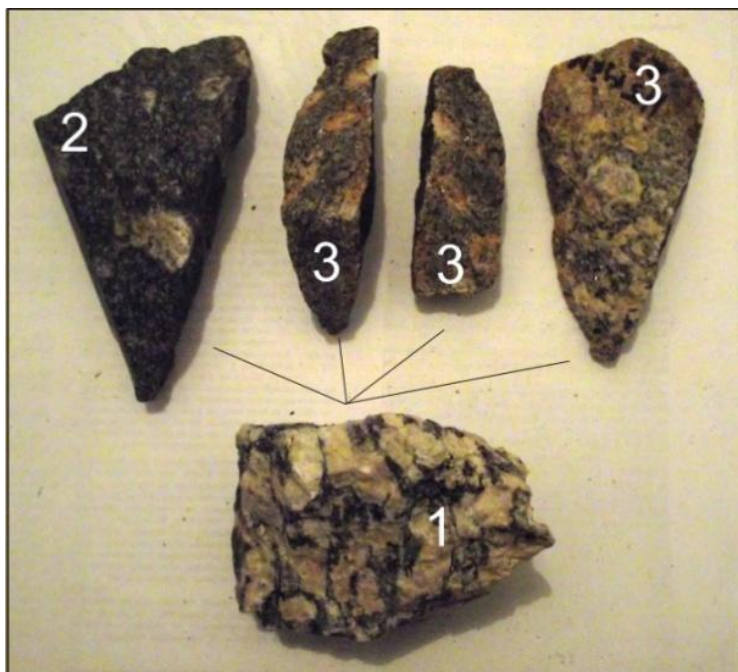
**Figura 6.3:** Esquema da evolução do Maciço Santa Angélica: A, ascensão dos dois núcleos gabróicos e início da fusão parcial da crosta ortoderivada; B, geração do magma sienogranítico, início da diferenciação magmática dos núcleos gabróicos e interação dos mesmos com o líquido mais félsico (início do *mingling*) associados às zonas de cisalhamento dextrais; C, intensificação do processo de diferenciação magmática e também da mistura mecânica entre os magmas associados às zonas de cisalhamento dextrais; D, estruturação final do plúton.



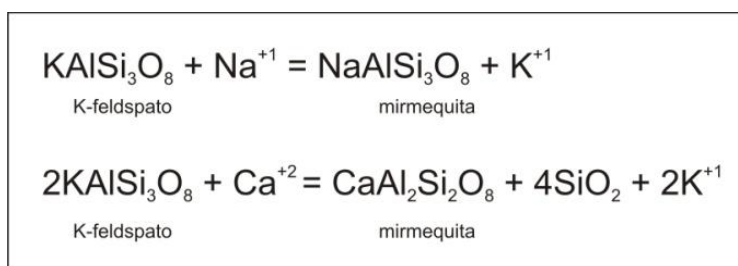
**Figura 6.4:** Rochas geradas a partir da diferenciação magmática de magmas de composição gabróica no CISA: 1, gabro; 2, gabro tardio (oriundos da fusão mantélica); 3, quartzo monzonito; 4, quartzo sienito.

A petrografia reafirma esta questão a partir da observação de fragmentos de sienogranito inclusos no quartzo monzonito (capítulo 4, páginas). Neste caso, percebe-se que houve uma interação entre as referidas rochas (assimilação parcial), porém as condições de temperatura e a diferença de viscosidade entre os magmas impediram a total absorção dos xenólitos.

Durante esta mistura, os cristais de K-feldspato (oriundos do sienogranito) migraram para o quartzo monzonito e para o gabro tardio (Figura 6.5), o que desencadeou uma reação envolvendo os íons de Ca e Na presentes na fase líquida (Becke, 1908 apud Baker, 1970) (Figura 6.6). Como produto final, formou-se a mirmequita presente nas bordas e entre as fraturas destes xenocristais, conforme descrito no capítulo 4 (páginas 87 e 88). As análises de microsonda mostraram que o teor de Ca é crescente da porção interna para a externa da mirmequita, sugerindo que houve uma busca do equilíbrio do Ca da borda mirmequítica com o Ca na fase líquida até cessar a reação.



**Figura 6.5:** Rochas do CISA com xenocristais oriundos do sienogranito (1): gabro tardio (2) e quartzo monzonito (3).

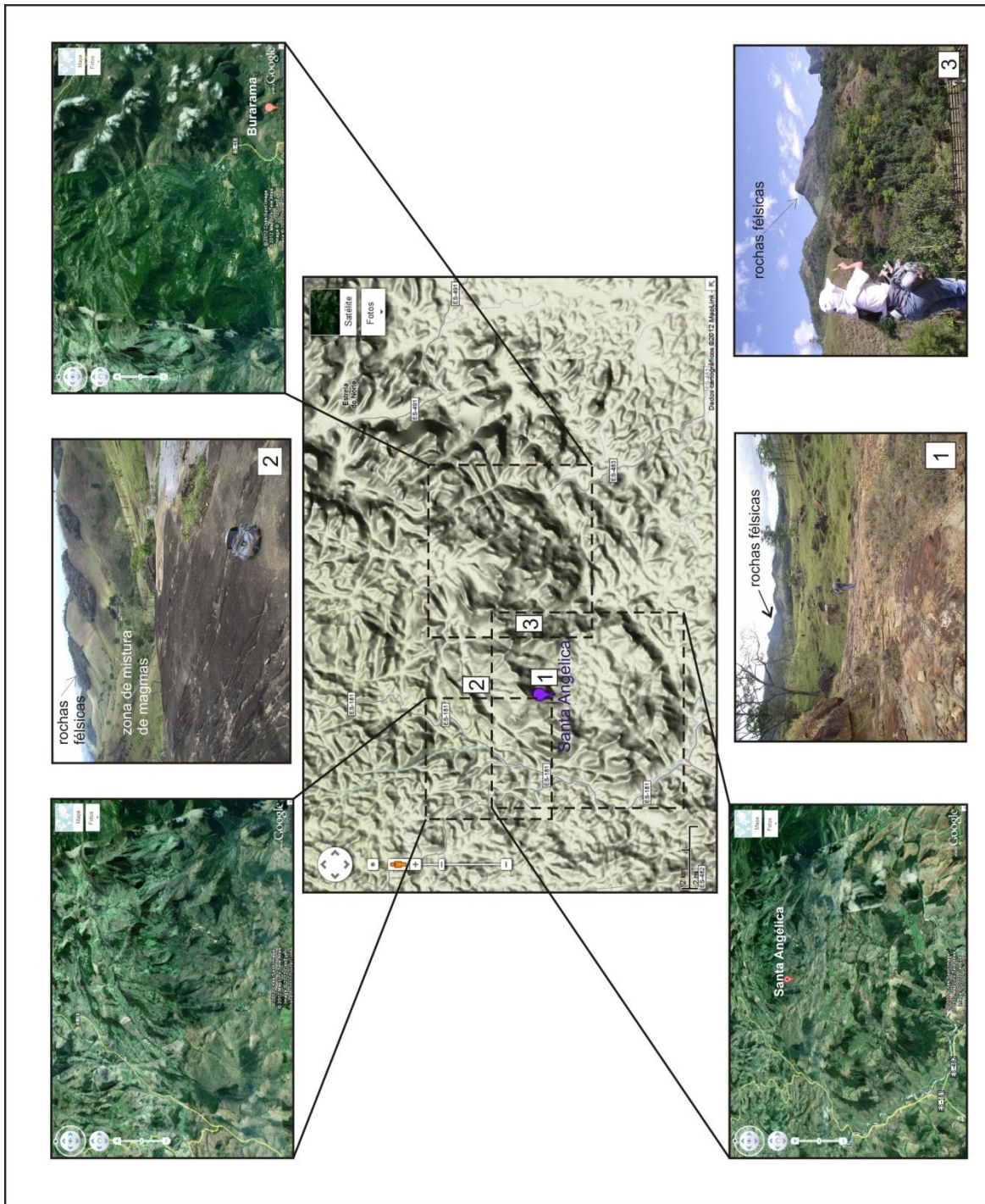


**Figura 6.6:** Equação mostrando a reação xenocristal-líquido que desencadeou a formação de bordas mirmequíticas baseada na hipótese de Becke para a formação de mirmequita (adaptado de 1908 apud Baker, 1970).

Após ou no final da estruturação do CISA, acredita-se que as condições geológicas regionais causaram uma nova fusão parcial das rochas da suíte G1, formando assim o sienogranito tardio, este associado a bolsões de pegmatito. A presença de xenólitos procedentes tanto da suíte G1 quanto da G5 mostra que de fato este sienogranito é posterior aos demais litotipos aqui estudados.

O resultado final de todo este processo é a formação de um grande pluton, de forma alongada, orientado segundo a direção das zonas de cisalhamento locais (NE/SW) e das estruturas registradas em sua encaixante ortoderivada. É constituída por dois núcleos gabróicos e por uma borda sienogranítica separados por uma extensa zona de mistura mecânica de magmas associada a produtos da diferenciação do magma máfico transalcalino (Figura 6.4). Na sua porção SE, são encontrados resquícios de uma tardia fusão parcial dos ortognaisses através do sienogranito.

As fraturas presentes no CISA possivelmente formaram-se a partir do soerguimento do pluton após a Orogênese Brasileira que, devido ao alívio de pressão confinante, causou a ruptura das rochas. A partir destas descontinuidades, os processos intempéricos se intensificaram, e o resultado final foi o aspecto geomorfológico (Figura 6.7) observado hoje por toda a área: as porções mais altas correspondem aos litotipos mais félsicos, enquanto que as regiões mais rebaixadas, representadas por feições do tipo meia laranja (acompanhadas ou não de depósito de tálus), são constituídas por rochas mais máficas.



**Figura 6.7:** Fotos e imagens do *Google maps* e *Google Earth* ilustrando os contrastes fisiográficos da área de estudo. As fotos 1, 2 e 3 correspondem aos pontos 26, 32 e 34, respectivamente. Fonte: [www.googlemaps.com.br](http://www.googlemaps.com.br) (consulta em 05/05/2012, 18:37h).

## Capítulo 6: 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 orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. *Precambrian Research*, 149:43 – 63.

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(1): 25 – 43.

Almendinger R.W. 2011 – 2013. Stereonet, version 8.7.0. Disponível em: <http://www.geo.cornell.edu/geology/faculty/RWA/programs/stereonet.html>. Acessado em 27 de maio de 2013, às 10:30.

Allmendinger R. W., Cardozo N. C., Fisher D. 2013. *Structural Geology Algorithms: Vectors & Tensors*. Cambridge University Press, Cambridge, 289 pp.

Almeida F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira De Geociências*, 7(4): 349 – 364.

Almeida F.F.M., Hasui Y., Rodrigues E.P. & Yamamoto J. 1978. A Faixa de Dobramentos Araçuaí na região do Rio Pardo. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 30, Anais, p.270 – 283.

Almeida F.F.M. & Hasui Y. (Org). 1984. *O Pré-Cambriano do Brasil*. Edgard Blücher, São Paulo, 378 pp.

Aracema L.W., Neves A.C., Ferreira J.C., Pedrosa-Soares A.C., Lobato L.M. & Noce C.M. 2000. Novas evidências de remanescentes oceânicos na Faixa Araçuaí: As rochas metaultramáficas de São José da Safira. *Geonomos*, 8(1): 55 – 61.

Babinsky M., Gradim R.J., Pedrosa-Soares A.C., Alkmim F.F., Noce C.M. & Liu D. 2005. Geocronologia U-Pb (SHRIMP) e Sm-Nd de xistos verdes basálticos do Orógeno Araçuaí: implicações para a idade do Grupo Macaúbas. *Revista Brasileira De Geociências*, 35(4-suplemento): 77 – 81.

- Batchelor R.A. & Bowden p. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. *Chem. Geol.*, 48: 43 – 55.
- Bayer B., Schimidt-Thomé R., Weber-Diefenbach K., Horn H.A. 1987. Complex concentric granitoid intrusions in the coastal mobile belt, Espírito Santo, Brazil: the Santa Angélica Pluton – an example. *Geologische Rubdschau*, 76(2): 357 – 371.
- Bayer P., Horn H.A., Lammerer B., Schmidt-Thomé R., Weber-Diefenbach K., Wiedemann C. 1986. The Brasiliano Mobile Belt in southern Espírito Santo (Brazil) and its igneous intrusions. *Zentralblatt für Geologie und Palæontologie*, 9/10:1429 – 1440.
- Bayer P., Schmidt-Thomé R., Weber-Diefenbach K. and Horn H.A. 1987. Complex concentric granitoid intrusions in the coastal mobile belt, Espírito Santo, Brazil: the Santa Angélica Pluton – an example. *Geologische Rundschau*, 76(2): 357 – 371.
- Barker D.S. 1970. Granophyre, Myrmekite, and Graphic Granite. *Geological Society of America Bulletin*, 81: 3339 – 3350.
- Beke F. 1908. Uber Myrmekit: Tschermajs Mineralog.u. *Petrog. Mitt*, 27: 377 – 390.
- Brito-Neves B.B., Cordani U.G. 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Reseach*, 53: 23 – 40.
- Brown G.C. 1982. Mineralogy of basaltic rocks. In: H.H. Hess, A. Poldervaart (eds). *Basalts: The Poldervaart Treatise on Rocks of Basaltic Composition*. Wiley Interscience, New York, 1, p. 103 – 162.
- Campos C.M., Mendes J.C., Ludka I.P., Medeiros S.R., Moura J.C. & Wallfass C. 2004. A review of the Brasiliano magmatism in southern Espírito Santo, Brazil, with emphasis on postcollisional magmatism. *Journal of the Virtual Explorer*, 17(1): 35.
- Campos Neto M.C. & Figueiredo M.C.H. 1995. The Rio Doce Orogeny, Southeastern Brazil. *Journal of South America Earth Science*, 8:143 – 162.

Castañeda C., Pedrosa-Soares A.C., Belém J., Gradim D., Dias P.H.A., Medeiros S.R., Oliveira L. 2006. Geologia da Folha Ecoporanga. Rio de Janeiro, CPRM - Serviço Geológico do Brasil, UFMG - Programa Geologia do Brasil, escala 1:100.000.

Celino J.J. 1999. Variação composicional em suítes de granitoides neoproterozóicos e sua implicação na evolução do Orógeno Araçuaí (Brasil)-Oeste Congolês (África). Tese de Doutorado, Universidade de Brasília, 266 p.

Celino J.J., Botelho N. F. & Pimentel, M. M. 2000. Genesis of Neoproterozoic Granitoid Magmatism in the Eastern Araçuaí Fold Belt, Eastern Brazil: Field, Geochemical and Sr-Nd Isotopic Evidence. *Revista Brasileira De Geociências*, 30: 135 – 139.

Chemale Jr. F., Quade H., Van Schmus W.R.V. 1997. Petrography, Geochemistry and Geochronology of the Borrachudo Granite, Minas Gerais, Brazil. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, 3 – 6: 739 – 750.

Collins L.G. 1996. Citação de referencias e documentos eletrônicos. Disponível em: <http://http://www.csun.edu/~vcgeo005/index.html>. Acesso em 4 de agosto de 2012.

Correia-Neves J.M., Pedrosa-Soares A.C. & Marciano V.R. 1986. A Província Pegmatítica Oriental do Brasil à luz dos conhecimentos atuais. *Revista Brasileira De Geociências*, 16(1): 106 – 118.

Cunningham W.D., Marshak S., Alkmim F.F. 1996. Structural style of basin inversion at mid-crustal levels: two transects in the internal zone of the Brasiliano Araçuaí Belt, Minas Gerais, Brazil. *Precambrian Research*, 77:1 – 15.

Cunningham D., Alkmim F.F., Marshak S. 1998. A structural transect across the coastal mobile belt in the Brazilian Highlands (latitude 20°S): the roots of a Precambrian transpressional orogen. *Precambrian Research*, 92: 251 – 275.

Delgado I.M., Souza J.D., Silva L.C., Silveira Filho N.C., Santos R.A., Pedreira A.J., Guimarães J.T., Angelim L.A.A., Vasconcelos A.M., Gomes, I.P., Lacerda Filho J.V., Valente C.R., Perrotta M.M. & Heineck C.A. 2003. Geotectônica do Escudo Atlântico. *In*: L.A.Bizzi, C. Shobbenhaus,

R.M. Vidotti, J.H. Gonçalves (eds). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM, Brasília, p.: 227 – 334.

Duncan A.M. 1978. Thetrachybasaltic volcanic of the Adrano area, Mount Etna, Sicily. *Geol. Mag.*, 115: 273 – 285.

Ebert H., Hasui Y. 1998. Transpressional tectonics and strain partitioning during oblique collision between three plates in the Precambrian of southeast Brazil. *In*: R.E. Holdsworth, R.A. Strachan, J.F. Dewey (eds.). *Continental transpressional and transtensional tectonics*. The Geological Society of London (Special Publication), London, p.: 231–252.

Faria, L.F. 1997. Controle e tipologia de mineralizações de grafita flake do nordeste de Minas Gerais e sul da Bahia: uma abordagem regional. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 102 p.

Fischel D.P., Pimentel M.M., Fuck R.A., Costa A.G., Rosière C.A. 1998. Geology and Sm-Nd isotopic data for the Mantiqueira and Juiz de Fora complexes (Coastal Mobile belt) in the Abre Campo region, Minas Gerais, Brazil. *In*: UFOP, International Conference on Precambrian and Craton Tectonics, 14, *Abstracts*, p.21 – 23.

Geiger A. 1993. Die Geologie des Steinbruchreviers von Cachoeiro de Itapemirim Südliches Espírito Santo, Brasilien. Münchener Geowissenschaftliche, München, Friedrich Pfeil Verlag, 217 pp.

Geobank – Serviço Geológico do Brasil. Disponível em <http://geobank.sa.cprm.gov.br/>. Acesso em 9 de novembro de 2009.

Google Maps. Disponível em: [<maps.google.com.br/>](http://maps.google.com.br/). Acesso em 5 de maio de 2009.

Gradim R.J., Alkim F.F., Pedrosa-Soares A.C., Babinski M. & Noce C.M. 2005. Xistos verdes do Alto Araçuaí, Minas Gerais: Vulcanismo básico do rifte neoproterozóico Macaúbas. *Revista Brasileira De Geociências*, 35(4):59 – 69.

Grossi-Sad J.H., Lobato L.M., Pedrosa-Soares A.C., Soares-Filho B.S. 1997. Projeto Espinhaço em CD-ROM. Belo Horizonte, Companhia Mineradora de Minas Gerais.

Hall A. 1987. *Igneous Petrology*. Longman Scientific and Technical. John Wiley & Sons, Inc., New York, 573 pp.

Heilbron M., Pedrosa-Soares A.C., Campos-Neto M.C., Silva L.C., Trouw R., Janasi V.A. 2004. Província Mantiqueira. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B. Brito-Neves (eds.). *Geologia do Continente Sul-Americano*. Editora Beca, São Paulo, p.: 203 – 234.

Horn, A.H. 2006. Geologia da Folha Espera Feliz 1:100.000. Rio de Janeiro, CPRM - Serviço Geológico do Brasil, UFMG - Programa Geologia do Brasil.

Horn H.A. and Weber-Diefenbach K., 1987. Geochemical and genetic studies of three inverse zoned intrusive bodies of both alkaline and subalkaline composition in the Araçuaí-Ribeira Mobile Belt (Espírito Santo, Brazil). *Revista Brasileira de Geociências*, 17: 488 – 497.

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 1978. Mapa Topográfico de Anituba (ES) – Folha SD-24-V-A-V-1. Escala 1: 50.000.

Inda H.A.V. & Barbosa J. 1978. Mapa Geológico do Estado da Bahia, Texto Explicativo. Salvador, Secretaria de Minas e Energia, Coordenação da Produção Mineral.

Irvine T.N. & Baragar W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8: 523 – 48.

Kelemen P.B., Shumizu N. and Dum T. 1993. Relative depletion of niobium in some arc magmas and the continental crust: partitioning of K, Nb, La, Ce during melt/rock reaction in the upper mantle. *Eart Planet Sci Lett*, 120: 11 – 134.

Kisters F.M., Jordaan L.S., Neumaier K. 2004. Thrust-related dome structures in the Karibib district and the origin of orthogonal fabric domains in the south Central Zone of the Pan-African Damara belt, Namibia. *Precambrian Reseach*, 133: 283 – 303.

Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27: 745 – 750.

- Ludka I.P., Wiedemann C.M. and Töpfner C. 1998. On origin of incompatible elements in the Venda Nova pluton, state of Espírito Santo, southeast Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 11:473 – 486.
- Machado N. 1998. The Ribeira Belt as a continental rift in the Congo - Franciscan plate. In: UFOP, International Conference Basement Tectonics, 14, *Abstracts*, p. 29 – 31.
- Machado N., Schrank A., Abreu F.R., Knauer L.G. & Almeida-Abreu P.A. 1989. Resultados preliminares da geocronologia UPb na Serra do Espinhaço Meridional. *Boletim do Núcleo Minas Gerais - Sociedade Brasileira de Geologia*, 10:171 – 174.
- Machado N., Valladares C., Heilbron M., Valeriano C. 1996. U-Pb geocronology of the central Ribeira Belt (Brazil) and implications for the evolution of the Brazilian Orogeny. *Precambrian Research*, 79:347 – 361.
- Maniar P.D. & Piccoli P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Bull Geol. Soc. Am.*, 101: 635 – 643.
- Marshak S., Alkmim F.F., Whittington A. & Pedrosa-Soares A.C. 2006. Extensional collapse in the Neoproterozoic Araçuaí orogen, eastern Brazil: A setting for reactivation of asymmetric crenulation cleavage. *Journal Structural Geology*, 28: 129 – 147.
- Martins V.T.S., Teixeira W., Noce C.M. & Pedrosa-Soares A.C. 2003. Sr and Nd characteristics of Brasiliano-Pan African granitoid plutons of the Araçuaí orogen, southeastern Brazil: Tectonic implications. *Gondwana Research*, 7: 75 – 89.
- Medeiros S.R., Wiedemann C.M. and Mendes J.C. 2000. Postcollisional magmatism in the Araçuaí-Ribeira Mobile belt: geochemical and isotopic study of the Várzea Alegre intrusive complex (VAIC), ES, Brazil. *Revista Brasileira De Geociências*, 30: 30 – 34.
- Medeiros S.R., Wiedemann C.M. and Vriend S. 2001. Evidence of mingling between contrasting magmas in a deep plutonic environment: the example of Várzea Alegre in the PanAfrica/Brasiliano Mobile Belt in Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 73: 99 – 119.

- Medeiros S.R., Mendes J.C., McReath I. and Wiedemann C.M. 2003. U-Pb and Rb-Sr dating and isotopic signature of the charnockitic rocks from Varzea Alegre intrusive complex, Espírito Santo, Brazil. *In: South American Symposium on Isotope Geology, IV, Short papers*, p.609 – 612.
- Mendes J.C., Wiedemann C.M., McReath I. 1999. Conditions of formation of charnockitic magmatic rocks from the Várzea Alegre Massif, Espírito Santo, Southeastern Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(1): 47 – 54.
- Mendes J.C., Medeiros S.R. & McReath I. 2005. Cambro-Ordovician Magmatism in SE Brazil: U-Pb and Rb-Sr Ages, Combined with Sr and Nd isotopic data of charnockitic rocks from Várzea Alegre Complex. *Gondwana Research*, 8: 337 – 349.
- Meneses P. R., Paradella W. R. 1978. Síntese geológica preliminar da parte sul do Estado do Espírito Santo. *In: INPE/ CNPq, Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, I, Anais*, p.479 – 499.
- Meyer A.P. 2003. A influência da petrografia no comportamento tecnológico de rochas ornamentais do complexo Socorro (SP) e maciço Pedra Branca (MG). Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, 117p.
- Middlemost E.A.K. 1991. Towards a comprehensive classification of igneous rocks and magmas. *Earth Sci. Rev.*, 31: 73 – 87.
- Morimoto N. 1988. Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*, Lancaster, 73: 1123 - 1133.
- Morimoto N. & Kitamura M. 1983. Q-J diagram for classification of pyroxenes. *Journal of the Japanese Association of Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists*, 78:141 (em japonês).
- Nalini Jr. H. A. 1997. Caractérisation des suites magmatiques néoprotérozoïques 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. Tese de Doutorado, Ecole des Mines de Saint Etienne et Ecole des Mines de Paris, 237 p.

Nalini Jr. H.A., Bilal E., Paquette J.L., Pin C. & Machado R. 2000. Geochronologie U-Pb et géochimie isotopique Sr-Nd des granitoides neoproterozoïques des suites Galileia et Urucum, vallée du Rio Doce, Sud-Est du Brésil. *Compte Rendu Academie Science Paris*, 331:459 – 466.

Nalini Jr. H. A., Bilal E. & Correia-Neves J.M. 2000. Syncollisional peraluminous magmatism in the Rio Doce region: mineralogy, geochemistry and isotopic data of the Urucum suite (eastern Minas Gerais State, Brazil). *Revista Brasileira De Geologia*, 30:120 – 125.

Nalini Jr. H.A., Machado R.M. & Bilal E. 2005. Geoquímica e petrogênese da Suíte Galiléia: exemplo de magmatismo tipo-I, metaluminoso, pré-colisional, neoproterozóico, da região do Médio Vale do Rio Doce. *Revista brasileira De Geologia*, 35 (4-suplemento):23 – 34.

Nanni A.S. & Chaves A.O. 2011. Uso de aplicativos computacionais livres em disciplinas de mapeamento geológico. *GeoFocus* (Informes y comentarios), 11:55 – 65.

Noce C.M., Macambira M.J., Pedrosa-Soares A.C. 2000. Chronology of Neoproterozoic-Cambrian granitic magmatism in the Araçuaí Belt, eastern Brazil, based on single zircon evaporation dating. *Revista Brasileira De Geologia*, 30: 25 – 29.

Nesbitt H.W. & Young G.M. 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299(82): 715 – 717.

Noce C.M, Pedrosa-Soares A.C., Piuzana D., Armstrong R., Laux J.H., 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. Geologia da Folha Manhauçu 1:100.000. Rio de Janeiro, CPRM - Serviço Geológico do Brasil, UFMG - Programa Geologia do Brasil.

Noce C.M., Pedrosa-Soares A.C., Silva L.C. & Alkmim F.F. 2007. O embasamento arqueano e paleoproterozóico do Orógeno Araçuaí. *Geonomos*, 15(1): 17 – 23.

Novo T.A., Roncato J., Bhering A.P., Carvalho C.M., Cordeiro E.Z., Carneiro G.A., Pereira M.A.S., Coelho V.P., Pedrosa-Soares A.C. & Noce C.M. 2007. Rochas charno-enderbíticas da

região de Carangola: Implicações para a conexão Araçuaí-Ribeira. *In: SBG – MG, Simpósio de Geologia do Sudeste, 10, Resumos.*

Pearce T.H. 1968. A contribution to the theory of variation diagrams. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 19: 142 – 157.

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks: *Journal of Petrology*, 25: 956 - 983.

Pedrosa-Soares A.C. 1995. Evidências da terminação setentrional do Oceano Adamastor (Neoproterozóico) no sudeste brasileiro. *In: SBG - SRS, Encuentro de Geologia del Cono Sur, I, 1995, Anais (Palestras convidadas), p.37-48.*

Pedrosa-Soares A.C. 1997. Geologia da Folha Araçuaí. *In: J.H. Grossi-Sad, L.M. Lobato, A.C. Pedrosa-Soares, B.S. Soares Filho (org.). Projeto Espinhaço em CD-ROM, 1ª edição. Companhia Mineradora de Minas Gerais, Belo Horizonte, 1997, p.: 715 – 852.*

Pedrosa-Soares A.C. 1997. Geologia da Folha Jenipapo. *In: J.H. Grossi-Sad, L.M. Lobato, A.C. Pedrosa-Soares, B.S. Soares Filho (org.). Projeto Espinhaço em CD-ROM, 1ª edição. Belo Horizonte, Companhia Mineradora de Minas Gerais, 1997, p.: 1052 – 1198.*

Pedrosa-Soares A. C., Noce C. M., Vidal P., Monteiro R. & Leonardos O. H. 1992. Toward a new tectonic model for the Late Proterozoic Araçuaí (SE Brazil) - West Congolian (SW Africa) Belt. *Journal of South American Earth Sciences*, 6: 33 – 47.

Pedrosa-Soares A.C. & Oliveira M.J.R. 1997. Geologia da Folha Salinas. *In: J.H. Grossi-Sad, L.M. Lobato, A.C. Pedrosa-Soares & B.S. Soares-Filho (eds). Projeto Espinhaço em CD-ROM. Belo Horizonte, CODEMIG, p. 419-542.*

Pedrosa-Soares A.C. & Noce C.M. 1998. Where is the suture zone of the Neoproterozoic Araçuaí-West-Congo orogen? *In: UFOP, Conference on Basement Tectonics, 14, Extended Abstracts, p. 35-37.*

Pedrosa-Soares A.C., Wiedemann C.M., Fernandes M.J.S., Faria L.F., Ferreira J.C.H. 1999. Geotectonic significance of the Neoproterozoic granitic magmatism in the Araçuaí Belt, eastern Brazil: a model and pertinent questions. *Revista Brasileira De Geociências*, 29(1): 59 – 66.

Pedrosa-Soares A.C. & Wiedemann-Leonardos. 2000. Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, eastern Brazil. *In: E.J. Cordani, A. Milani, D.A. Thomaz-Filho, D.A. Campos (org). Tectonic Evolution of South America*. SBG, São Paulo, p.: 265 – 285.

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., Noce C.M., Alkmim F.F., Silva L.C., Cordani U.G., Marshak S., Whittington A., Martins-Neto M.A., Campos C.M.P. 2003. Orógeno confinado: conceito, exemplos e candidatos. *In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, IX, Anais*, p. 36 – 39.

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 Espírito Santo (18° - 19° , 41°- 40° 30'W). *Geonomos*, 16: 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. *Geonomos*, 15(1): 01 – 16.

Pedrosa-Soares A.C., Roncato J., Castañeda C., Queiroga G., Belém J., Gradim C., Novo T., Dias A.H.A., Gradim D., Medeiros S., Jacobsohn T., Costa A.G. 2008. Geologia e recursos minerais da região coberta pelas folhas Ecoporanga, Mantena, Montanha e Nova Venécia - ES (Programa Geologia do Brasil, contrato CPRM-UFMG). *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 44, *Anais*, p.11.

Peres G.G., Alkmim F.F., Jordt-Evangelista H. 2004. The southern Araçuaí belt and the Dom Silvério Group: Geologic architecture and tectonic significance. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 76: 771 – 790.

Pinto C.P., Drumond J.B.V., Féboli W.L. 1997. Projeto Leste, Etapa 1. Belo Horizonte, CPRM – COMIG.

Pinto C.P., Drumond J.B.V., Féboli W.L. 2001. Projeto Leste, Etapas 1 e 2. Belo Horizonte, CPRM –COMIG.

Porada H. 1989. Pan-African rifting and orogenesis in southern to equatorial Africa and Eastern Brazil. *Precambrian Research*, 44: 103 – 136.

Prave A.R. 1996. Tale of three cratons: tectonostratigraphic anatomy of the Damara Orogen in northwestern Namibia and the assembly of Gondwana. *Geology*, 24: 115 – 118.

Queiroga G., Pedrosa-Soares A.C., Quéméneur J., Castañeda C. 2006. A unidade metassedimentar do ofiolito de Ribeirão da Folha, Orógeno Araçuaí, Minas Gerais: petrografia, geotermobarometria e calcografia. *Geonomos*, 14: 25 – 35.

Queiroga G.N., Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M, Alkimin F.F., Pimentel M.M., Dantas E., Martins M., Castañeda C., Suita M.T.F., Prichard H. 2007. Age of the Ribeirão da Folha Ophiolite Araçuaí Orogen: the U-Pb zircon (La-ICPMS) dating of a plagiogranite. *Geonomos*, 15(1): 61 – 65.

Ragland P.C. 1989. *Basic Analytical Petrology*. Oxford University Press, Oxford, 369 pp.

Richard L.R. 1988 – 1996. Minpet – Mineralogical and Petrological Data Processing System.

Rollinson H.R. 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Pearson Education Limited, Edinburg, 315 pp.

Roncato J., Pedrosa-Soares A.C., Babinski M., Jacobsohn T., Queiroga G., Castañeda C., Greco S. & Fanning M. 2007. Heterogeneidade deformacional da Suíte Carlos Chagas (Orógeno Araçuaí) e a idade U-Pb SHRIMP do Giallo Veneziano. *In: SBG - MG, Simpósio de Geologia do Sudeste*, 10, *Resumos*.

Schmidt-Thomé R. 1987. Der Santa Angelica Pluton im Araçuaí-Ribeira Mobile Belt, südliches Espírito Santo, Brasilien: Magmenmischung in einem invers zonierten Pluton. Unpub. Tese de doutorado, Ludwig-Maximilians-Universität, München, 191p.

Schmidt-Thomé R. and Weber-Diefenbach K. 1987. Evidence for frozen-in magma mixing in Brasileiro calc-alkaline intrusions. The Santa Angélica pluton, southern Espírito Santo, Brazil. *Revista Brasileira De Geociências*, 17: 498 – 506.

Schobbenhaus C., Campos D.A., Derze G.R. & Asmus H.E. 1984. Geologia do Brasil. DNPM, Brasília, 1984, 501pp.

Seer H.J., Brod J.A., Fuck R.A., Pimentel M.M., Boaventura G.R., Dardenne M.A. 2001. Grupo Araxá em sua área tipo: Um fragmento de crosta oceânica neoproterozóica na Faixa de Dobramentos Brasília. *Revista Brasileira De Geociências*, 31: 396 – 924.

Sgarbi P.B.A. Rochas Magmáticas. In: G.N.C. Sgarbi (org). *Petrologia macroscópica das rochas ígneas, sedimentares e metamórficas*. Editora UFMG, Belo Horizonte, p. 165 – 272.

Shand S.J. 1949. *Eruptive rocks*. Wiley & Sons, New York, 444pp.

Siga Jr. O. 1986. A evolução geocronológica da porção nordeste de Minas Gerais, com base em interpretações geocronológicas. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, USP, 140 p.

Siga Jr. O., Teixeira W., Cordani U.G., Kawashita K. & Delhal J. 1982. O padrão geológico-geocronológico das rochas de alto grau da parte setentrional da faixa Ribeira a norte do Rio de Janeiro, Brasil. In: Congresso Latinoamericano de Geologia, 5, *Actas*, p.349 – 370.

Silva L.C., Armstrong R., Noce A.C., Carneiro M.A., Pimentel M., Pedrosa-Soares A.C., Leite C.A., Vieira V.S., Silva M.A., Paes V.J.C. & Cardoso Filho J.M. 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHIMP, parte II: Orógeno Araçuaí, cinturão mineiro e Cráton São Francisco Meridional. *Revista Brasileira de Geociências*, 32(4): 513 – 528.

Silva L.C., McNaughton N.J., Armstrong R., Hartmann L. & Fletcher I. 2005. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections. *Precambrian Research*, 136: 203 – 240.

Silva L.C., Pinto C.P., Gomes A.C.B & Paes V. 2007. Geocronologia U-Pb (LA-ICP-MS) e a cronoestratigrafia granítica no segmento NE do Orógeno Araçuaí, MG. In: SBG - MG, Simpósio de Geologia do Sudeste, 10, *Resumos*.

Silva L.C., Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Pinto C.P., Gomes A.C.B., Baltazar O.F., Vieira V.S., Queiroga G., Armstrong R. 2008. Do magmatismo pré-orogênico ao colapso do Orógeno: a complexa sucessão magmática no Orógeno Araçuaí. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 44, Anais*, p.11.

Silva L.C., Pedrosa-Soares A.C. & Teixeira L.R. 2008. Tonian rift-related, A-type continental plutonism in the Araçuaí orogen, Eastern Brazil: new evidences for the breakup stage of the São Francisco-Congo Paleocontinent. *Gondwana Research*, 13: 527 – 537.

Sluitner Z., Weber-Diefenbach K. 1989. Geochemistry of charnoeoderbite granulites and associated amphibolitic gneisses in the coastal region of Espírito Santo, Brazil. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, I, 5-6: 917 – 931.

Söllner F., Weber-Diefenbach K., Lammerer B. 1991. Die Krustenentwicklung in der Küstenregion nördlich von Rio de Janeiro: Altersbestimmungen (U-Pb an Zirkonen und Rb-Sr an Gesteinen) an hochdruck- und -temperaturfaziellen Gesteinen des Ribeira Mobile Belt und des Sao Francisco Kratons (Espírito Santo/Minas Gerais). *Münchner Geol. Hefte*, 4, 100 pp.

Sollner E, Lammerer B. and Wiedemann-Leonardos C.M. 2000. Dating the Ribeira Mobile Belt of Brazil. *In: Sonderheft, Zeit. f. Angw. Geol., Hannover*, p. 245-255.

Sommer C.A., Lima E.F., Nardi L.V.S., Liz J.D, Waichel B.L. 2006. The evolution of Neoproterozoic magmatismo in Southernmost Brasil: shoshonitic, high-K, tholeiitic and silica-saturated, sodic alkaline volcanism in post-collisional basis. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 78(3): 573 – 589.

Streckeisen A.L. 1967. Classification and nomenclature of igneous rocks. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen*, 107 (2 – 3): 144 – 240.

Suita M.T.F., Pedrosa-Soares A.C., Leite C., Nilson A.A. & Prichard H. 2004. Complexos Ofiolíticos do Brasil e a Metalogenia Comparada das Faixas Araçuaí e Brasília. *In: E. Pereira, R. Castroviejo & Ortiz, F. (eds). Complejos Ofiolíticos en Iberoamérica: guías de prospección para metales preciosos. Ciencia y Tecnología para el Desarrollo-CYTED, Madrid*, p. 101-132.

- Taylor S.R., Arculus R., Perfit AM.r., Johnson R. 1981. Island arc basalts. *In: Basaltic Volcanism on the Therrestrial Planets (Basaltic Volcanism Study Project)*. Pergamon Press, New York, p. 193 – 213.
- Tuller P.M. 2006. Texto Explicativo – Geologia da Folha Ipanema (Folha SE.24-Y-C-IV), Escala 1:100.000. Belo Horizonte, CPRM – COMIG.
- Tupinambá M., Heilbron M., Duarte B.P., Nogueira J.R., Valladares C., Almeida J., Silva L.G.E., Medeiros S.R., Almeida C.G., Miranda A., Ragatky C.D., Mendes, J., Ludka I. 2007. Geologia da Faixa Ribeira Setentrional: Estado da arte e conexões com a Faixa Araçuaí. *Geonomos*, 15(1): 67 – 79.
- Uhlein A., Trompette R.R., Egydio-Silva M. 1998. Proterozoic rifting and closure, SE border of the São Francisco Craton, Brazil. *J. of S. American Earth Science*, 11(2):191-203.
- Valeriano C.M., Machado N., Simonetti A., Valladares C.S., Seer H.J., Simões L.S.A. 2004. U–Pb geochronology of the southern Brasília belt (SE-Brazil): Sedimentary Provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of West-Gondwana. *Precambrian Research*, 130 (1/4): 27 – 55.
- Vernon R.H. 1991. Questions about myrmekite in deformed rocks. *Journal of Strutural Geology*, 2: 979 – 985.
- Vieira V.S. (ed.). 1993. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Baixo Guandu. Folha SE. 24-Y-C-V. DNPM/CPRM, Brasília, 175pp.
- Vieira V.S. Significado do Grupo Rio Doce no Contexto do Orógeno Araçuaí. 2007. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 129p.
- Vieira V.S., Pedrosa-Soares A.C. & Silva L.C. 2007. Significado do Grupo Rio Doce no Contexto do Orógeno Araçuaí. *In: SBG - MG, Simpósio de Geologia do Sudeste, 10, Resumos*.
- Wernick E. 2004. *Rochas magmáticas: conceitos fundamentais e classificação modal, química, termodinâmica e tectônica*. Editora UNESP, São Paulo, 655pp.

- Whittington A.G., Connelly J., Pedrosa-Soares A.C., Marshak S. & Alkmim F.F. 2001. Collapse and melting in a confined orogenic belt: Preliminary results from the Neoproterozoic Araçuaí belt of eastern Brazil. *American Geophysical Union Meeting*, 82: 1181 – 1182.
- Wiedemann C. 1993. The evolution of the early Paleozoic, late to post-collisional magmatic arc of the Coastal Mobile Belt, in the State of Espírito Santo, eastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 65: 163 – 181.
- Wiedemann C.M., Bayer P., Horn H., Lammerer B., Ludka I.P., Schmidt-Thomé R. and Weber-Diefenbach K. 1986. Maciços intrusivos do sul do Espírito Santo e seu contexto regional. *Revista Brasileira de Geociências*, 16: 24 – 37.
- Wiedemann C.M., Penha H.M., Schmidt-Thomé R. 1987. Granitóides do Espírito Santo and Rio de Janeiro States. *Revista Brasileira de Geociências*, 17(4): 674 – 689.
- Wiedemann C., Mendes J.C., Moura J.C., Costa Nascimento R.C. and Ludka I.P. 1997. Granitoids of the Espírito Santo Magmatic Arc. In: ISGAM, International Symposium on Granites and associated mineralizations, 2, *Excursions Guide*, p.57 – 76.
- Wiedemann-Leonardos C.M., Ludka I.P., Medeiros S.R., Mendes J.C., Costa-de-Moura J. 2000. Arquitetura de plutons zonados da Faixa Araçuaí-Ribeira. *Geonomos*, 15(1): 25 – 38.
- Wiedemann C.M., Medeiros S.R., Mendes J.C., Ludka I.P., Moura J.C. 2002. Architecture of Late Orogenic Plutons in the Aracuaí-Ribeira Folded Belt, Southeast Brazil. *Gondwana Research*, 5(2): 381 – 399.
- Wilson J.T. 1966. Did the Atlantic close and then reopen? *Nature*, 211: 676 – 681.
- Wilson, M. 1989. *Igneous petrogenesis: a global tectonic approach*. Unwin Hyman ed. London, 466p.
- Winchester J.A. & Floyd P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20: 325 – 343.

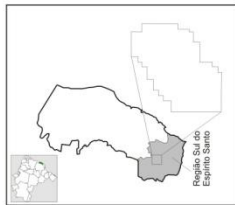
Wood D.A., Joron J.L., Treuil M. 1979. A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magmas series erupted in different tectonic setting. *Earth Planet Sci. Lett.*, 45: 326 – 336.

Zanon, M. 2010. Geologia e petrografia da porção ocidental do Maciço Santa Angélica, ES: contribuições para a lavra de rochas ornamentais. Monografia de Graduação, Departamento de Geociências, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, 52 p.

Zhou J. B. & Li X. H. 2006. GeoPlot: an Excel VBA Program for Geochemical Data Plotting. *Computers & Geosciences* 32, p. 554 – 560. Disponível em: <http://www.geology.com.cn/geoplot/download-geoplot.htm>. Acessado em: 20 de abril de 2013.

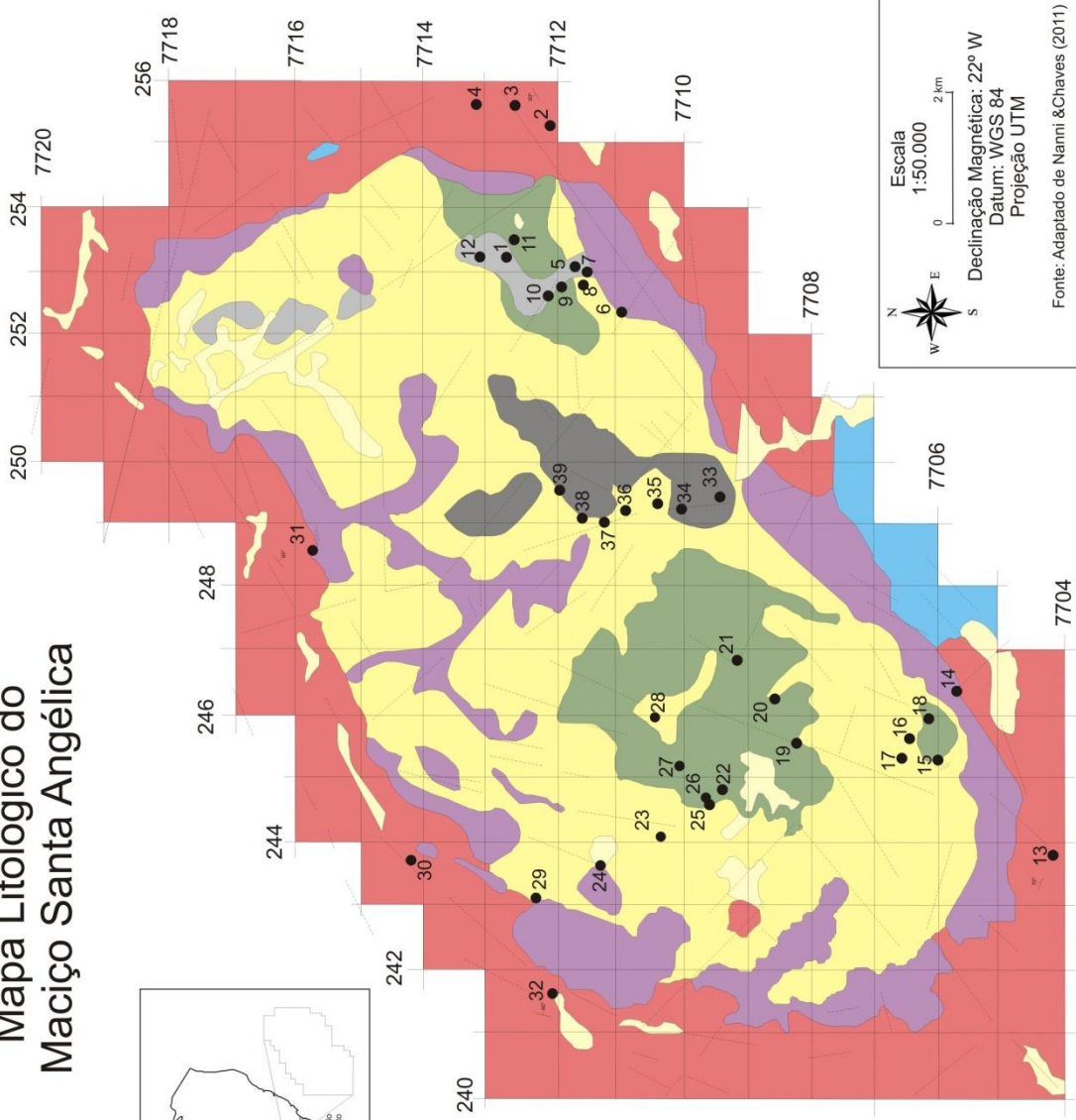
## **Anexo I: Mapa Litológico**

# Mapa Litológico do Maciço Santa Angélica



## Legenda:

- Aluvião: Depósitos não consolidados com granulometria variando entre areias grossas a argilas.
  - Sienogranito tardio
  - Sienogranito
  - Quartzo sienito
  - Quartzo monzonito
  - Gabro
  - Metagranodiorito (suíte G1)
  - Complexo Paraíba do Sul
  - Lineações
  - Foliação
  - Lineação mineral
- zona de mistura de magma  
 suíte G5



Escala  
 1:50.000

Declinação Magnética: 22° W  
 Datum: WGS 84  
 Projeção UTM

N  
 S  
 E  
 W

Fonte: Adaptado de Namni & Chaves (2011)

**Anexo II: Tabela de Distribuição de amostras**

<b>Amostra</b>	<b>Lâmina</b>	<b>Geoquímica</b>	<b>Microssonda</b>
F5F1	x	x	
F12	x	x	
M12a		x	
M12b		x	
F13	x		
M1V4a	x	x	
M1V4b			
M1N4a	x	x	
M1N4b	x		
F14	x	x	
F5F5	x	x	
EP5	x		
H56a	x	x	
H56b	x		
H58	x	x	
F5G8	x		
H59	x	x	
F5F10	x	x	
M5G11	x	x	
M113	x		
F113	x		
F114	x	x	
F5G14	x	x	
EGN15a	x		
EGN15b	x	x	
F5G15	x		
M5G16	x	x	
H517	x	x	
AN17	x		
M5F17	x		x
H517	x	x	
AN19	x	x	
MP19	x	x	x
H5MIX20			
H5MIN21			
M5G22	x		
M5F22	x		
M5T22	x		
D5MIX23a	x	x	
D5MIX23b	x	x	x

F5G23			
H5MIN23	x		x
F5G24	x	x	
M5G24	x		
B526	x	x	
M5F27	x		
H527	x	x	
F5G30	x		
F5G31			
GN131			
M131	x		
M132	x		
F132			
F5G33			
H5MIN34			
IF34	x		
H5MIN35	x		
H5MIX35	x		
H5MIX36	x		
F5G38	x	x	
F5G39		x	
TOTAL	49	29	4

Legenda:

M1 – Metaquartzo biotita hornblenda gabro

F1 – Metagranodiorito

M5G – Gabro mais velho

M5F – Gabro tardio

H5, D5MIX e D5MIN – Quartzo monzonito

F5G- Rochas leucocráticas da suíte G5, posteriormente classificadas como quartzo sienito e sienogranito.

F5F – Sienogranito tardio

OBS: A referida legenda se aplica para as tabelas da Microsonda e da Litogeoquímica.

### **Anexo III: Descrições petrográficas**

## **Suíte G1:**

- Metagranodiorito:

**Código da lâmina:** F14

**Ponto:** 4

### **Descrição geral:**

Rocha félsica, inequigranular, com granulação variando de fina a média (até 5 mm). Possui bandamento gnáissico resultante dos processos metamórficos e deformacionais ocorrentes na suíte G1. Também é visto textura granoblástica e de forma bem incipiente textura lepidoblástica, além de mirmequita.

É constituída principalmente por quartzo, plagioclásio, K-feldspato, biotita e hornblenda. Em menor proporção têm-se titanita, minerais opacos e zircão. Além destes minerais são vistos alguns grãos de muscovita, carbonatos e sericita que ocorrem preenchendo fraturas e inclusas em grãos que constituem esta rocha.

O quartzo possui granulação entre fina a média (até 5 mm), hábito tabular, variando de subédrico a anédrico (sendo o segundo predominante). Alguns dos seus grãos possuem extinção ondulante. Pontualmente é visto um grão de quartzo com aproximadamente 5 mm com inclusões de feldspato.

O plagioclásio possui granulação variando de fina a média (até 2 mm), hábito colunar, variando de subédrico a anédrico e com geminação polissintética.

O K-feldspato possui granulação entre fina a média (até 2.5 mm), hábito tabular, variando de subédrico a anédrico, sendo representado principalmente pela microclina. O contato tríplice entre este mineral com o quartzo e o plagioclásio caracteriza a textura granoblástica predominante, esta resultante dos processos metamórficos e deformacionais atuantes. Pontualmente apresenta extinção ondulante.

É comum a presença de cristais de quartzo e feldspato poligonizados e com contato tríplice.

A biotita possui granulação entre fina a média (sendo a primeira predominante), hábito lamelar, variando de euédrico a subédrico.

A hornblenda possui granulação variando de fina a média, hábito prismático, variando de subédrico a anédrico. Comumente ocorre em contato ou cortando os grãos de biotita.

Os grãos de titanita possuem granulação predominantemente fina, hábito tabular, variando de subédrico a anédrico. Comumente ocorrem associados aos minerais máficos e opacos, formando leucoxênio.

Os minerais opacos são muito finos e normalmente ocorrem inclusos ou em contato com os grãos de biotita, hornblenda e titanita. Seu hábito varia de colunar a tabular, podendo ser subédrico a anédrico.

O único grão de zircão observado possui granulação fina, hábito tabular e é subédrico.

**Estimativa visual dos minerais:**

<b>Minerais</b>	<b>Porcentagem:</b>
Quartzo	35
Plagioclásio	25
K-feldspato	15
Biotita	15
Hornblenda	6
Titanita	3
Minerais opacos	1
Zircão	Traço

**Classificação:** metagranodiorito

**Código da lâmina:** F113

**Ponto:** 3

**Descrição geral:**

Rocha félsica, inequigranular, com granulação variando de fina a média (até 3.5 mm). Possui bandamento gnáissico resultante dos processos metamórficos e deformacionais ocorrentes na suíte G1. Também é visto textura granoblástica e, de forma bem incipiente, textura lepidoblástica (orientação de biotita), além de mirmequita.

É constituída principalmente por quartzo, plagioclásio, K-feldspato, muscovita e biotita. Em menor proporção têm-se minerais opacos e zircão. A rocha apresenta intenso grau de seritização e carbonatação.

O quartzo possui granulação entre fina a média (até 3.5 mm), hábito tabular, variando de subédrico a anédrico (sendo o segundo predominante). Alguns dos seus grãos possuem extinção ondulante.

O plagioclásio possui granulação variando de fina a média (até 1. mm), hábito colunar, variando de subédrico a anédrico e com geminação polissintética.

O K-feldspato possui granulação predominantemente fina (menor que 1 mm), hábito tabular, variando de subédrico a anédrico, sendo representado principalmente pela microclina.

É comum a presença de cristais de quartzo e feldspato poligonizados e com contato tríplice.

A muscovita é o principal filossilicato presente nesta rocha. Sua granulação é fina, com hábito lamelar, variando de subédrico a anédrico. Este mineral ocorre de duas formas: constituindo a mineralogia essencial da rocha e como produto de alteração intempérica da mesma. No segundo caso, este mineral comumente ocorre associado à carbonatos, além de estar associado ao preenchimento de fraturas.

A biotita possui granulação fina, hábito lamelar, variando de euédrico a subédrico. Seus grãos apresentam-se orientados segundo uma direção preferencial.

Os minerais opacos são finos e normalmente ocorrem inclusos ou em contato com os grãos de biotita, hornblenda e titanita. Seu hábito varia de colunar a tabular, podendo ser subédrico a anédrico.

Os grãos de zircão possuem granulação muitíssimo fina, hábito tabular, variando de subédrico a anédrico. Comumente ocorrem inclusos em microclina.

**Estimativa visual dos minerais:**

<b>Minerais</b>	<b>Porcentagem:</b>
Quartzo	35
Plagioclásio	25
K-feldspato	15
Muscovita	17
Biotita	8
Minerais opacos	Traço
Zircão	Traço

**Classificação:** metagranodiorito

**Código da lâmina:** F114

**Ponto:** 4

**Descrição geral:**

Rocha félsica, inequigranular, com granulação variando de fina a média (até 2 mm). Possui bandamento gnáissico resultante dos processos metamórficos e deformacionais ocorrentes na suíte G1. Também é visto textura granoblástica e de forma bem incipiente textura lepidoblástica, além de mirmequita.

É constituída principalmente por quartzo, plagioclásio, microclina, biotita e hornblenda. Em menor proporção têm-se minerais opacos, zircão e apatita.

O quartzo possui granulação entre fina a média (até 2 mm), hábito tabular, variando de subédrico a anédrico (sendo o segundo predominante). Alguns dos seus grãos possuem extinção ondulante.

O plagioclásio possui granulação variando de fina a média (até 2 mm), hábito colunar, variando de subédrico a anédrico.

O K-feldspato possui granulação entre fina a média (até 2 mm), hábito tabular, variando de subédrico a anédrico, sendo representado principalmente pela microclina.

É comum a presença de cristais de quartzo e feldspato poligonizados e com contato tríplice.

Os feldspatos em geral apresentam moderado grau de seritização e carbonatação.

A biotita possui granulação entre fina a média (sendo a primeira predominante), hábito lamelar, variando de euédrico a subédrico.

A hornblenda possui granulação entre fina a média, hábito prismático, variando de subédrico a anédrico. Comumente ocorre em contato ou cortando os grãos de biotita.

Os minerais opacos são muito finos e normalmente ocorrem inclusos ou em contato com os grãos de biotita, hornblenda e titanita. Seu hábito varia de colunar a tabular, podendo ser subédrico a anédrico.

Os grãos de zircão possuem granulação fina, hábito tabular, variando de subédrico a anédrico. Comumente ocorrem inclusos em feldspato e minerais máficos.

A apatita também possui granulação fina, hábito variando de prismático a acicular e comumente ocorrem inclusas em feldspatos e quartzo.

**Estimativa visual dos minerais:**

<b>Minerais</b>	<b>Porcentagem:</b>
Quartzo	30
Plagioclásio	25
K-feldspato	15
Biotita	20
Hornblenda	7
Minerais opacos	2
Zircão	Traço
Apatita	Traço

**Classificação:** metagranodiorito

- Metaquartzo biotita hornblenda gabro:

**Código da lâmina:** M1N4B

**Ponto:** 4

**Descrição geral:**

Rocha máfica, equigranular, com granulação fina. Apresenta bandamento gnáissico resultante dos processos metamórficos e deformacionais ocorrentes na suíte G1. Também se tem textura lepidoblástica.

É constituída principalmente por plagioclásio, quartzo, biotita, hornblenda e piroxênio. Em menor proporção têm-se os minerais opacos, titanita e apatita.

O plagioclásio possui hábito colunar, variando de subédrico a anédrico. Localmente foram vistos cristais com extinção ondulante. A análise do ângulo de extinção de seus cristais indicam valores superiores à 40°, o que possibilita afirmar que o plagioclásio predominante é anortítico.

Os feldspatos em geral apresentam moderado grau de seritização e carbonatação.

O quartzo possui hábito tabular, variando de subédrico a anédrico (sendo o segundo predominante).

A biotita possui hábito lamelar, variando de euédrico a subédrico.

A hornblenda possui hábito prismático, variando de subédrico a anédrico. Comumente ocorre em contato ou cortando os grãos de biotita.

Os grãos de titanita são anédricos e ocorrem associados aos minerais máficos (biotita e hornblenda) e aos minerais opacos. No caso dos opacos, comumente forma o leucoxênio.

Os minerais opacos normalmente ocorrem inclusos ou em contato com os grãos de biotita e hornblenda. Seu hábito varia de colunar a tabular, podendo ser subédrico a anédrico.

A apatita apresenta hábito acicular.

**Estimativa visual dos minerais:**

<b>Minerais</b>	<b>Porcentagem:</b>
Plagioclásio	40
K-feldspato	5
Quartzo	5
Biotita	29
Hornblenda	10
Titanita	4
Minerais opacos	1
Apatita	1

**Classificação:** metaquartzo biotita gabro/diorito

**Código da lâmina:** M1V4A

**Ponto:** 4

**Descrição geral:**

Rocha máfica, inequigranular, com granulação variando de fina a média (menor que 2.5 mm). Apresenta bandamento gnáissico resultante dos processos metamórficos e deformacionais ocorrentes na suíte G1. Também se tem textura lepidoblástica e nematobástica, sendo a primeira predominante.

É constituída principalmente por plagioclásio, quartzo, biotita e hornblenda. Em menor proporção têm-se a titanita, os minerais opacos e a apatita.

O plagioclásio possui granulação variando de fina a média, hábito colunar, variando de subédrico. Alguns grãos apresentam moderado grau de seritização e carbonatação. A análise do ângulo de extinção de seus cristais indicam valores superiores à 40°, o que possibilita afirmar que o plagioclásio predominante é anortítico.

O quartzo possui granulação entre fina a média, hábito tabular, variando de subédrico a anédrico (sendo o segundo predominante). Alguns dos seus grãos possuem extinção ondulante.

A biotita possui granulação entre fina a média (sendo a primeira predominante), hábito lamelar, variando de euédrico a subédrico. Seus grãos apresentam-se orientados segundo uma direção preferencial.

A hornblenda possui granulação fina, hábito prismático, variando de subédrico a anédrico. Comumente ocorre em contato ou cortando os grãos de biotita.

Os grãos de titanita são anédricos e finos, ocorrendo associados aos minerais máficos (biotita e hornblenda) e aos minerais opacos. No caso dos opacos, é comum encontra-los inclusos em grãos de titanita.

Os minerais opacos são finos e normalmente ocorrem inclusos ou em contato com os grãos de biotita e hornblenda. Seu hábito varia de colunar a tabular, podendo ser subédrico a anédrico.

Também foram vistos pequenos grãos de apatita aciculares inclusas em plagioclásio.

**Estimativa visual dos minerais:**

<b>Minerais</b>	<b>Porcentagem:</b>
Plagioclásio	40
Quartzo	5
Biotita	30
Hornblenda	18
Titanita	4
Minerais opacos	1
Apatita	1

**Classificação:** metaquartzo biotita hornblenda gabro/diorito

**Código da lâmina:** M14A

**Ponto:** 4

**Descrição geral:**

Rocha máfica, inequigranular, com granulação variando de fina a média (menor que 2.5 mm). Apresenta bandamento gnáissico resultante dos processos metamórficos e deformacionais ocorrentes na suíte G1. Também têm-se textura lepidoblástica e nematoblástica, sendo a primeira predominante.

É constituída principalmente por plagioclásio, quartzo, biotita e hornblenda. Em menor proporção têm-se titanita, minerais opacos e apatita.

O plagioclásio possui granulação variando de fina a média, hábito colunar, variando de subédrico a anédrico. Alguns grãos apresentam moderado grau de seritização e carbonatação. A análise do ângulo de extinção de seus cristais indicam valores superiores à 40°, o que possibilita afirmar que o plagioclásio predominante é anortítico.

O quartzo possui granulação entre fina a média, hábito tabular, variando de subédrico a anédrico (sendo o segundo predominante). Alguns dos seus grãos possuem extinção ondulante e textura de recristalização.

São observados cristais de feldspato e quartzo poligonizados e com contato tríplice.

A biotita possui granulação entre fina a média (sendo a primeira predominante), hábito lamelar, variando de euédrico a subédrico.

A hornblenda possui granulação entre fina a média, hábito colunar, variando de subédrico a anédrico. Comumente ocorre em contato ou cortando os grãos de biotita. Alguns grãos de hornblenda ocorrem unidos, formando verdadeiros aglomerados.

Os grãos de titanita são finos, com hábito tabular, variando de subédrico a anédrico. Comumente correm associados aos minerais máficos (biotita e hornblenda) e aos minerais opacos. No segundo caso, forma o leucoxênio.

Os minerais opacos são finos e normalmente ocorrem inclusos ou em contato com os grãos de biotita e hornblenda. Seu hábito varia de colunar a tabular, podendo ser subédrico a anédrico.

A apatita é vista de forma pontual, apresentando hábito acicular e ocorre inclusa nos cristais de feldspato.

**Estimativa visual dos minerais:**

<b>Minerais</b>	<b>Porcentagem:</b>
Plagioclásio	15
K-feldspato	7
Quartzo	5
Biotita	50
Hornblenda	30
Titanita	3
Minerais opacos	Traço
Apatita	Traço

**Classificação:** metagranodiorito

**Código da lâmina:** M113

**Ponto:** 3

**Descrição geral:**

Rocha máfica, inequigranular, com granulação variando de fina a média (menor que 2.5 mm), bandamento gnáissico resultante dos processos metamórficos e deformacionais ocorrentes na suíte G1. Também são vistas texturas lepidoblástica e nematoblástica, sendo a primeira predominante.

É constituída principalmente por plagioclásio, quartzo, biotita e hornblenda. Em menor proporção têm-se titanita, minerais opacos e apatita.

O plagioclásio possui granulação entre fina a média, hábito colunar, variando de subédrico a anédrico. Alguns grãos apresentam moderado grau de seritização e carbonatação. A análise do ângulo de extinção de seus cristais indicam valores superiores à 40°, o que possibilita afirmar que o plagioclásio predominante é anortítico.

O quartzo possui granulação entre fina a média, hábito tabular, variando de subédrico a anédrico (sendo o segundo predominante). Alguns dos seus grãos possuem extinção ondulante.

Os cristais de feldspato e quartzo com granulação média ocorrem na forma de porfiroclasto.

São observados cristais de feldspato e quartzo poligonizados e com contato tríplice.

A biotita possui granulação entre fina a média (sendo a primeira predominante), hábito lamelar, variando de euédrico a subédrico.

A hornblenda possui granulação entre fina a média, hábito prismático, variando de subédrico a anédrico. Comumente ocorre em contato ou cortando os grãos de biotita.

Os grãos de titanita possuem granulação entre fina a média, com hábito tabular, variando de subédrico a anédrico. Ocorrem associados aos minerais máficos (biotita e hornblenda) e aos minerais opacos. No segundo caso, forma o leocoxênio.

Os minerais opacos são finos e normalmente ocorrem inclusos ou em contato com os grãos de biotita e hornblenda. Seu hábito varia de colunar a tabular, podendo ser subédrico a anédrico.

Também foram vistos pequenos grãos de apatita aciculares.

**Estimativa visual dos minerais:**

<b>Minerais</b>	<b>Porcentagem:</b>
Plagioclásio	55
Quartzo	5
Biotita	25
Hornblenda	11
Titanita	2
Minerais opacos	1
Apatita	1

**Classificação:** metaquartzo biotita gabro/diorito

**Código da lâmina:** M131

**Ponto:** 31

**Descrição geral:**

Rocha inequigranular, com granulação entre fina a média, sendo predominantemente fina. Apresenta textura lepinematoblástica marcante, sendo constituída essencialmente por biotita, hornblenda, plagioclásio e quartzo. Como acessórios tem-se titanita, minerais opacos, e apatita.

A biotita é o mineral mais abundante. Possui granulação entre fina a média, com hábito lamelar, variando de euédrico a anédrico.

A hornblenda possui granulação entre fina a média, hábito prismático, variando de subédrico a anédrico.

O plagioclásio possui granulação entre fina a média, hábito colunar, variando de subédrico a anédrico. A análise do ângulo de extinção de seus cristais indicam valores superiores à 40°, o que possibilita afirmar que o plagioclásio predominante é anortítico.

O quartzo possui granulação entre fina a média e forma anédrica. Alguns cristais apresentam extinção ondulante.

Os cristais de quartzo e feldspatos comumente estão poligonizados e associados à contatos tríplices.

A titanita possui granulação fina e hábito granular.

Os minerais opacos possuem granulação fina, hábito tabular a colunar, variando de subédrico a anédrico.

A apatita possui granulação fina e hábito acicular, ocorrendo inclusa em cristais de feldspato e quartzo.

**Estimativa visual dos minerais:**

<b>Minerais</b>	<b>Porcentagem:</b>
Biotita	40
Hornblenda	29
Plagioclásio	25
Quartzo	5
Titanita	1
Minerais opacos	Traço
Apatita	Traço

**Classificação:** metaquartzo biotita hornblenda gabro/diorito

**Código da lâmina:** M132

**Ponto:** 32

**Descrição geral:**

Rocha máfica, inequigranular, com granulação variando de fina a média. Apresenta bandamento gnáissico resultante dos processos metamórficos e deformacionais ocorrentes na suíte G1. Também se tem textura lepidoblástica predominante.

É constituída principalmente por plagioclásio, quartzo, biotita, hornblenda e piroxênio. Em menor proporção têm-se titanita e minerais opacos. Foram observados apenas dois cristais de K-feldspato (microclina), estes de granulação fina e com forma anédrica.

O plagioclásio possui granulação entre fina a média (grãos com até 2 mm), hábito colunar, variando de subédrico a anédrico. Alguns dos seus grãos apresentam moderado grau de seritização e carbonatação, evidência vista através da presença de carbonatos e micas secundárias. A análise do ângulo de extinção de seus cristais indicam valores superiores à 40°, o que possibilita afirmar que o plagioclásio predominante é anortítico.

O quartzo possui granulação entre fina a média, hábito tabular, variando de subédrico a anédrico (sendo o segundo predominante). Alguns dos seus grãos possuem extinção ondulante e textura de recristalização.

O contato entre os feldspatos e o quartzo é predominantemente sinuoso.

A biotita possui granulação entre fina a média, hábito lamelar, variando de euédrico a subédrico.

A hornblenda possui granulação entre fina a média (até 1.25 mm) e é predominantemente anédrica.

O piroxênio possui granulação entre fina a média (sendo predominantemente fina), hábito prismático, variando de euédrico a subédrico. Sua cor de interferência varia de amarelo, laranja, azul e verde. Seu ângulo de extinção não coincide com o plano de clivagem, sugerindo assim que o mesmo seja um clinopiroxênio.

Os grãos de titanita possuem granulação entre fina a média, com hábito tabular, variando de subédricos a anédricos. Ocorrem associados aos minerais máficos (biotita e hornblenda) e aos minerais opacos e localmente mostram-se corroídas. Quando associada aos minerais opacos, forma o leocoxênio.

Os minerais opacos são finos e normalmente ocorrem inclusos em grãos de biotita e hornblenda. Seu hábito é tabular e variam de subédrico a anédrico. Os grãos anédricos apresentam textura de corrosão.

**Estimativa visual dos minerais:**

<b>Minerais</b>	<b>Porcentagem:</b>
Plagioclásio	45
Quartzo	10
Biotita	25
Hornblenda	14
Piroxênio	2
Minerais opacos	2
Titanita	2
Microclina	Traço

**Classificação:** metaquartzo biotita hornblenda gabro

## Suíte G5:

- *Enclave* (metagranodiorito):

**Código da lâmina:** ENG15A

**Ponto:** 15

### Descrição geral:

Rocha inequigranular, com granulação variando de fina a média (até 2 mm) (sendo predominantemente fina). Apresenta textura lepidoblástica e granoblástica.

É constituída essencialmente por K-feldspato, quartzo, plagioclásio, biotita e hornblenda. Como acessórios tem-se minerais opacos, titanita e apatita.

O K-feldspato possui granulação entre fina a média, hábito tabular, variando de subédrico a anédrico, sendo representado principalmente pela microclina. Os cristais de microclina apresentam uma extinção levemente ondulante

O quartzo possui granulação entre fina a média, hábito tabular, variando de subédrico a anédrico (sendo o segundo predominante).

O plagioclásio possui granulação entre fina a média, hábito colunar, variando de subédrico a anédrico. Parte dos seus cristais apresenta extinção ondulante.

Os feldspatos em geral apresentam-se moderado grau de alteração, caracterizado pela presença de carbonatos e muscovita.

A biotita possui granulação fina, hábito lamelar, variando de subédrico a anédrico.

A hornblenda possui granulação entre fina a média, hábito prismático, variando de subédrico a anédrico. Comumente ocorre em contato ou cortando os grãos de biotita.

Os minerais opacos apresentam granulação fina, hábito tabular a colunar, variando de subédrico a anédrico.

Os grãos de titanita possuem granulação fina, hábito tabular a granular, variando de subédrico a anédrico. Comumente ocorrem associados aos minerais máficos e opacos, formando o leucoxênio.

### Estimativa visual dos minerais:

Minerais	Porcentagem:
Quartzo	40
Plagioclásio	30
K-feldspato	15
Biotita	8
Hornblenda	4
Titanita	2
Minerais opacos	1
Apatita	Traço

**Classificação:** metagranodiorito

**Código da lâmina:** ENG15B

**Ponto:** 15

**Descrição geral:**

Rocha inequigranular, com granulação variando de fina a média. Apresenta textura granoblástica marcante, e lepidoblástica incipiente. É constituída essencialmente por quartzo, K-feldspato, plagioclásio e biotita. Como acessórios tem-se minerais opacos e titanita.

O K-feldspato possui granulação entre fina a média, hábito tabular, variando de subédrico a anédrico, sendo representado principalmente pela microclina. Os cristais de microclina apresentam uma extinção levemente ondulante

O quartzo possui granulação entre fina a grossa, hábito tabular, variando de subédrico a anédrico (sendo o segundo predominante). Os cristais maiores estão alongados e ocorrem de forma intercalada entre os cristais menores, formando assim uma espécie de fitas de quartzo (*ribbon*). Também são encontrados cristais com extinção ondulante e textura de recristalização.

O plagioclásio possui granulação entre fina a média, hábito colunar, variando de subédrico a anédrico. Parte dos seus cristais apresenta extinção ondulante.

Os feldspatos em geral apresentam moderado grau de alteração, caracterizado pela presença de carbonatos e muscovita.

A biotita possui granulação fina, hábito lamelar, variando de subédrico a anédrico.

Os minerais opacos apresentam granulação fina, hábito tabular a colunar, variando de subédrico a anédrico.

Os grãos de titanita possuem granulação fina, hábito tabular a granular, variando de subédrico a anédrico. Comumente ocorrem associados aos minerais máficos e opacos, formando o leucoxênio.

**Estimativa visual dos minerais:**

<b>Minerais</b>	<b>Porcentagem:</b>
Quartzo	45
K-feldspato	30
Plagioclásio	20
Biotita	2
Titanita	2
Minerais opacos	1

**Classificação:** metagranodiorito

- Gabro mais velho

**Código da lâmina:** M5G24

**Ponto:** 24

**Descrição geral:**

Rocha inequigranular, com granulação entre fina a grosso, porém é predominantemente média. Apresenta textura intergranular. Constituída essencialmente por plagioclásio, piroxênio, biotita e quartzo. Como acessórios tem-se minerais opacos e apatita. . Como minerais secundários, tem-se uranita e biotita.

O plagioclásio da matriz possui granulação entre fina a média (até 4 mm), hábito colunar, variando de subédrico a anédrico. A análise do ângulo de extinção de seus cristais indicam valores entre 30 a 45°, o que possibilita afirmar que o plagioclásio predominante é anortítico.

O piroxênio possui granulação entre fina a média (até 4 mm), hábito prismático a granular, podendo ser subédrico a anédrico. Suas cores de interferência variam de verde, azul a laranja e rosa. Sua cor é predominantemente verde, porém alguns cristais adquirem coloração um pouco rosada. A extinção não coincide com o único plano de clivagem observado, o que a classifica como clinopiroxênio. Na borda deste mineral são observados pequenos cristais de uranita e biotita, estes gerados a partir de processos secundários ainda associados à cristalização da rocha.

A biotita possui granulação entre fina a grosso (até 5 mm), com hábito lamelar, variando de subédrico a anédrico.

O quartzo possui granulação predominantemente fina e forma anédrica.

Os minerais opacos possuem granulação entre fina a média (até 1 mm), hábito tabular a colunar, variando de subédrico a anédrico. Comumente ocorrem inclusos em cristais de piroxênio.

A apatita possui granulação fina, hábito acicular a prismático (neste caso subédrico) e ocorre inclusa em cristais de plagioclásio e quartzo.

**Estimativa visual dos minerais:**

<b>Minerais</b>	<b>Porcentagem:</b>
Plagioclásio	60
Piroxênio	22
Biotita	15
Quartzo	1
Minerais opacos	1
Apatita	1

**Classificação:** gabro

**Código da lâmina:** M5G22

**Ponto:** 22

**Descrição geral:**

Rocha inequigranular, com granulação entre fina a média (sendo a segunda predominante). Apresenta textura intergranular. Constituída essencialmente por plagioclásio, piroxênio, biotita e quartzo. Como acessórios tem-se minerais opacos e apatita.

O plagioclásio da matriz possui granulação entre fina a média (até 4 mm), hábito colunar, variando de subédrico a anédrico. A análise do ângulo de extinção de seus cristais indicam valores entre 30 a 45°, o que possibilita afirmar que o plagioclásio predominante é anortítico.

O piroxênio possui granulação entre fina a média (até 4 mm), hábito prismático a granular, podendo ser subédrico a anédrico. Suas cores de interferência variam de verde, azul a laranja e rosa. Sua cor é predominantemente verde, porém alguns cristais adquirem coloração um pouco rosada. A extinção não coincide com o único plano de clivagem observado, o que a classifica como clinopiroxênio.

A biotita possui granulação entre fina a média (até 3 mm), com hábito lamelar, variando de subédrico a anédrico.

Os minerais opacos possuem granulação entre fina a média (até 1 mm), hábito tabular a colunar, variando de subédrico a anédrico. Comumente ocorrem inclusos em cristais de piroxênio.

O quartzo possui granulação predominantemente fina e forma anédrica.

A apatita possui granulação fina, hábito acicular a prismático (neste caso subédrico) e ocorre inclusa em cristais de plagioclásio e quartzo.

**Estimativa visual dos minerais:**

<b>Minerais</b>	<b>Porcentagem:</b>
Plagioclásio	55
Piroxênio	25
Biotita	15
Quartzo	1
Minerais opacos	3
Apatita	1

**Classificação:** gabro

**Código da lâmina:** M5G16

**Ponto:** 16

**Descrição geral:**

Rocha inequigranular, com granulação entre fina a média. Apresenta mirmequita, além de texturas intergranular e subofítica.

É constituída essencialmente por plagioclásio, piroxênio, biotita e quartzo. Como acessórios tem-se minerais opacos e apatita. Como minerais secundários, tem-se uranita e biotita.

O plagioclásio da matriz possui granulação entre fina a média (até 4 mm), hábito colunar, variando de subédrico a anédrico. São observados cristais com zoneamento de cristalização. A análise do ângulo de extinção de seus cristais indicam valores entre 30 a 45°, o que possibilita afirmar que o plagioclásio predominante é anortítico.

O piroxênio possui granulação entre fina a média (até 4 mm), hábito prismático a granular, podendo ser subédrico a anédrico. Suas cores de interferência variam de verde, azul a laranja e rosa. Sua cor é predominantemente verde, porém alguns cristais adquirem coloração um pouco rosada. A extinção não coincide com o único plano de clivagem observado, o que a classifica como clinopiroxênio. Na borda deste mineral são observados pequenos cristais de uranita e biotita, estes gerados a partir de processos secundários ainda associados à cristalização da rocha.

A biotita possui granulação entre fina a média (até 4 mm), com hábito lamelar, variando de subédrico a anédrico.

O quartzo possui granulação predominantemente fina e forma anédrica.

Os minerais opacos possuem granulação entre fina a média (até 1.2 mm), hábito tabular a colunar, variando de subédrico a anédrico. Comumente ocorrem inclusos em cristais de piroxênio.

A apatita possui granulação fina, hábito acicular a prismático (neste caso subédrico) e ocorre inclusa em cristais de plagioclásio e quartzo.

**Estimativa visual dos minerais:**

<b>Minerais</b>	<b>Porcentagem:</b>
Plagioclásio	70
Piroxênio	12
Biotita	10
Quartzo	5
Minerais opacos	2
Apatita	1
Minerais secundários	Traço

**Classificação:** gabro

**Código da lâmina:** M5G11

**Ponto:** 11

**Descrição geral:**

Rocha inequigranular, com granulação entre fina a grossa, predominando cristais com tamanho médio. Apresenta mirmequita e textura intergranular, sendo constituída essencialmente por plagioclásio, biotita, piroxênio e quartzo. Como acessórios tem-se apatita e minerais opacos. Como minerais secundários, tem-se uranita e biotita.

O plagioclásio possui granulação entre fina a média (até 4 mm), hábito colunar, variando de subédrico a anédrico. São observados cristais com zoneamento de cristalização. A análise do ângulo de extinção de seus cristais indicam valores entre 30 a 45°, o que possibilita afirmar que o plagioclásio predominante é anortítico.

A biotita possui granulação entre fina a grossa (até 6 mm), com hábito lamelar, variando de subédrico a anédrico.

O piroxênio possui granulação entre fina a média (até 4 mm), hábito prismático a granular, podendo ser subédrico a anédrico. Suas cores de interferência variam de verde, azul a laranja e rosa. Sua cor é predominantemente verde, porém alguns cristais adquirem coloração um pouco rosada. A extinção não coincide com o único plano de clivagem observado, o que a classifica como clinopiroxênio. Na borda deste mineral são observados pequenos cristais de uranita e biotita, estes gerados a partir de processos secundários ainda associados à cristalização da rocha.

O quartzo possui granulação entre fina a média (até 1.5 mm), hábito tabular, variando de subédrico a anédrico (sendo o segundo predominante).

A apatita possui granulação predominantemente fina, hábito acicular a prismático (neste caso variando de euédrico a subédrico), ocorrendo inclusive em cristais de plagioclásio e quartzo.

Os minerais opacos possuem granulação entre fina a média (até 1.6 mm), hábito tabular a colunar, variando de subédrico a anédrico.

**Estimativa visual dos minerais:**

<b>Minerais</b>	<b>Porcentagem:</b>
Plagioclásio	50
Biotita	18
Piroxênio	14
Quartzo	10
Apatita	5
Minerais opacos	3
Minerais secundários	Traço

**Classificação:** quartzo gabro

- Gabro tardio:

**Código da lâmina:** MP19

**Ponto:** 19

**Descrição geral:**

Rocha porfírica, com matriz fina (resultante do rápido resfriamento do magma) e fenocristais com granulação variando de fina a média. Apresenta textura intergranular.

Além de fenocristais, nela são encontrados xenocristais de K-feldspato (possivelmente ortoclásio) com até 3 cm de comprimento que mostram-se fortemente fraturados. O contato destes xenocristais com a rocha não resulta na geração de uma borda de reação, mas sim na formação alguns pequenos cristais de plagioclásio, o que sugere um rápido resfriamento do material magmático após a entrada do K-feldspato.

Sua matriz é constituída essencialmente por plagioclásio, biotita e piroxênio. Como acessórios tem-se apatita e minerais opacos.

O plagioclásio da matriz possui hábito colunar, variando de subédrico a anédrico. A análise do ângulo de extinção de seus cristais indicam valores superiores à 40°, o que possibilita afirmar que o plagioclásio predominante é anortítico.

A biotita também possui hábito lamelar, variando de subédrico a anédrico.

A hornblenda mostra-se anédrica.

O piroxênio possui cor rosa claro e é predominantemente anédrico. Suas cores de interferência são amplas, variando de azul, ao bege, laranja e rosa. O ângulo de extinção não coincide com o plano de clivagem, indicando a existência de clinopiroxênio nesta rocha.

Os minerais opacos são anédricos. O quartzo também tem forma anédrica. Já a apatita possui hábito acicular, com granulação fina.

Os fenocristais encontrados totalizam 7% da rocha e são representados por cristais de plagioclásio e piroxênio, ambos com hábito tabular, variando de subédrico a anédrico, com granulação variando de fina a média (até 1.8 mm) e que caracterizam a textura hialofítica. No caso dos piroxênios, sua cor é rosa claro, com cores de interferência entre o azul, bege, laranja e rosa. O ângulo de extinção é de 45° (aprox.) e não coincide com os 2 planos de clivagem observador, sendo assim acredita que este mineral seja um clinopiroxênio. Em alguns de seus cristais, foram observados inclusões de minerais opacos.

**Estimativa visual dos minerais:**

Fenocristais: 7%, sendo 4% de plagioclásio e 3% de piroxênio; Matriz = 93%, sendo:

<b>Minerais</b>	<b>Porcentagem:</b>
Plagioclásio	70
Biotita	13
Piroxênio	8
Hornblenda	3
Minerais opacos	4
Quartzo	1
Apatita	1

**Classificação:** gabro

**Código da lâmina:** M5T22

**Ponto:** 22

**Descrição geral:**

Rocha porfírica com matriz de granulação variando de fina a fenocristais de tamanho fino a médio. Apresenta textura intergranular.

A matriz é constituída essencialmente por plagioclásio, biotita, piroxênio e quartzo. Como acessórios tem-se a apatita e os minerais opacos.

O plagioclásio da matriz possui granulação entre fina a média (até 3.8 mm), hábito colunar, variando de subédrico a anédrico. A borda dos cristais maiores apresenta aspecto serrilhado, indicando que a mesma foi parcialmente retrabalhada durante o processo de cristalização. Apresenta moderado grau de alteração, caracterizado pela presença de muscovita e carbonato preenchendo suas microfissuras e recobrando-o. A análise do ângulo de extinção de seus cristais indicam valores superiores à 40°, o que possibilita afirmar que o plagioclásio predominante é anortítico.

O piroxênio possui granulação entre fina a média (até 2 mm), hábito variando de tabular (subédrico a anédrico) a granular, e cor rosa claro. Sua cor de interferência varia de laranja (predominante), a verde, azul, rosa e amarelo. O ângulo de extinção é de 45°, e não coincide com a clivagem, sugerindo que o mineral seja um clinopiroxênio.

A biotita possui granulação fina (até 0.8 mm), hábito lamelar, variando de subédrico a anédrico.

Os minerais opacos possuem granulação entre fina a média (até 0.3 mm), hábito tabular (subédrico a anédrico) a granular. Comumente ocorrem totalmente e/ou parcialmente inclusos nos grãos de piroxênio.

O quartzo ocorre de forma pontual, tendo granulação fina (até 0.4 mm) e forma anédrica.

Já a assembleia de fenocristais é representada por plagioclásio e piroxênio (clinopiroxênio), que caracterizam a textura hialofítica. O plagioclásio apresenta hábito colunar (subédrico) e comumente mostra-se zonado. Já o piroxênio apresenta hábito granular.

**Estimativa visual dos minerais:**

Matriz = 96% da rocha.

<b>Minerais</b>	<b>Porcentagem:</b>
Plagioclásio	83
Piroxênio	8
Biotita	3
Minerais opacos	4
Quartzo	2

Fenocristais: 4% da rocha, sendo 3% de plagioclásio e 1% de piroxênio.

**Classificação:** gabro

**Código da lâmina:** M5F27

**Ponto:** 27

**Descrição geral:**

Rocha porfírica, com matriz fina (resultante do rápido resfriamento do magma) e fenocristais de plagioclásio com granulação predominantemente média.

Sua matriz é constituída essencialmente por plagioclásio, biotita, piroxênio e quartzo. Como acessórios tem-se a apatita e os minerais opacos.

O plagioclásio da matriz possui hábito colunar, variando de subédrico a anédrico. A análise do ângulo de extinção de seus cristais indicam valores superiores à 40°, o que possibilita afirmar que o plagioclásio predominante é anortítico.

A biotita também possui hábito lamelar, variando de subédrico a anédrico.

O piroxênio possui hábito variando de tabular (subédrico a anédrico) a granular, sendo o segundo predominante e cor rosa muito claro. Sua cor de interferência varia de verde a azul (predominância) e de amarelo a rosa. São observados dois planos de clivagem, formando um ângulo aproximado de 45°. O ângulo de extinção é de 45° e não coincide com as clivagens, sugerindo que o mineral seja um clinopiroxênio.

Os minerais opacos possuem hábito tabular (subédrico a anédrico) a granular.

Os cristais de biotita, piroxênio e minerais opacos comumente ocorrem próximos, formando verdadeiros aglomerados. No caso dos minerais opacos, estes também ocorrem inclusos e parcialmente inclusos nos grãos de biotita.

O quartzo ocorre de forma pontual e tem forma anédrica.

Já a apatita possui hábito acicular.

Os fenocristais são representados por cristais de plagioclásio, com hábito tabular, variando de subédrico a anédrico, com granulação predominantemente média (até 3 mm) que perfaz 8% da rocha.

**Estimativa visual dos minerais:**

Matriz = 92%, sendo:

<b>Minerais</b>	<b>Porcentagem:</b>
Plagioclásio	75
Biotita	15
Piroxênio	5
Minerais opacos	3
Quartzo	2
Apatita	Traço

Fenocristais = 8%

**Classificação:** gabro

**Código da lâmina:** M5F22

**Ponto:** 22

**Descrição geral:**

Rocha porfírica, com matriz fina (resultante do rápido resfriamento do magma) e fenocristais de plagioclásio e piroxênio com granulação predominantemente média (textura hialofítica). Apresenta textura intergranular.

Sua matriz é constituída essencialmente por plagioclásio, biotita, piroxênio e quartzo. Como acessórios tem-se os minerais opacos.

O plagioclásio da matriz possui hábito colunar, variando de subédrico a anédrico. A análise do ângulo de extinção de seus cristais indicam valores superiores à 40°, o que possibilita afirmar que o plagioclásio predominante é anortítico.

O piroxênio possui hábito variando de tabular (subédrico a anédrico) a granular, sendo o segundo predominante e cor rosa muito claro. Sua cor de interferência é predominantemente laranja-amarelado, porém também varia de verde a azul. Devido ao tamanho dos cristais, torna-se difícil classifica-los como clinopiroxênio e ortopiroxênio.

A biotita possui hábito lamelar, variando de subédrico a anédrico.

Os minerais opacos possuem hábito variando de tabular (subédrico a anédrico) a granular. Comumente ocorrem inclusos e/ou parcialmente inclusos nos fenocristais de piroxênio.

O quartzo ocorre de forma pontual e tem forma anédrica.

Já seus fenocristais são representados por cristais de plagioclásio e piroxênio, totalizando 8% da rocha. O plagioclásio chega a ter até 4 mm de comprimento, seu hábito é tabular, sendo predominantemente subédrico. O piroxênio chega a ter até 2 mm de comprimento, seu hábito varia de tabular (subédrico e anédrico) a granular, sua cor é rosa e suas cores de interferência variam de azul, ao verde e ao amarelo. Seu ângulo de extinção é de 45° e não coincide com o único plano de clivagem observado, sugerindo que o mineral seja um clinopiroxênio.

**Estimativa visual dos minerais:**

Matriz = 92%, sendo:

<b>Minerais</b>	<b>Porcentagem:</b>
Plagioclásio	70
Piroxênio	15
Biotita	10
Minerais opacos	4
Quartzo	1

Fenocristais = 8%, sendo 3% de piroxênio e 5% de plagioclásio.

**Classificação:** gabro

**Código da lâmina:** M5F17

**Ponto:** 17

**Descrição geral:**

Rocha porfírica, com matriz fina (resultante do rápido resfriamento do magma) e fenocristais de plagioclásio com granulação variando de fina a média.

Além de fenocristais, nela são encontrados xenocristais de K-feldspato (possivelmente ortoclásio) com até 3 cm de comprimento. As fraturas presentes nestes cristais estão preenchidas por mirmequita que ora ocorre bordejando pequenos grãos de quartzo e plagioclásio, ora está sozinha. O contato destes xenocristais com a rocha é caracterizado por uma borda de 2.5 mm de espessura, constituída por grãos de plagioclásio bordejados por lamelas de quartzo, formando uma espécie de mirmequita.

Sua matriz é constituída essencialmente por plagioclásio, biotita, hornblenda, piroxênio e quartzo. Como acessórios tem-se apatita e minerais opacos.

O plagioclásio da matriz possui hábito colunar, variando de subédrico a anédrico. A análise do ângulo de extinção de seus cristais indicam valores superiores à 40°, o que possibilita afirmar que o plagioclásio predominante é anortítico.

A biotita também possui hábito lamelar, variando de subédrico a anédrico.

O piroxênio possui cor rosa claro, hábito prismático, variando de subédrico a anédrico. Suas cores de interferência são amplas, variando de azul, ao bege, laranja e rosa. Em alguns grãos onde é possível observar ao menos um plano de clivagem, o ângulo de extinção não coincide com o mesmo, indicando a existência de clinopiroxênio nesta rocha. Entretanto devido ao tamanho dos cristais, torna-se difícil estimar a porcentagem das diferentes espécies de piroxênio existentes.

A hornblenda é predominantemente anédrico.

Os minerais opacos mostram-se com forma anédrica e são finos.

O quartzo também tem granulação fina e tem forma anédrica.

A apatita possui hábito acicular, com granulação fina.

Já seus fenocristais são representados por cristais de plagioclásio, com hábito tabular, variando de subédrico a anédrico, com granulação variando de fina a média (até 1 mm) que perfaz 4% da rocha e caracteriza a textura hialofítica.

**Estimativa visual dos minerais:**

Fenocristais = 4%; Matriz = 96%, sendo:

<b>Minerais</b>	<b>Porcentagem:</b>
Plagioclásio	70
Biotita	8
Piroxênio	5
Hornblenda	4
Quartzo	2
Apatita	1
Minerais opacos	2

**Classificação:** gabro

- Quartzo monzonito:

**Código da lâmina:** H527

**Ponto:** 27

**Descrição geral:**

Rocha inequigranular, com granulação entre fina a grossa. Apresenta textura mirmequítica, sendo constituída essencialmente por plagioclásio, K-feldspato, quartzo, biotita, hornblenda e piroxênio. Como acessórios tem-se minerais opacos.

O plagioclásio possui granulação entre fina a média, hábito colunar, variando de subédrico a anédrico. Pontualmente são vistos aglomerados de pequenos cristais de plagioclásio.

O K-feldspato apresenta granulação entre fina a média, hábito tabular, variando de subédrico a anédrico, sendo representado principalmente pela microclina.

O quartzo possui granulação entre fina a média, hábito tabular, variando de subédrico a anédrico (sendo o segundo predominante). Pontualmente são vistos cristais com extinção ondulante.

A biotita possui granulação entre fina a média, hábito lamelar, variando de subédrico a anédrico.

A hornblenda possui granulação entre fina a média, hábito prismático, variando de subédrico a anédrico. É comum a ocorrência de inclusões de minerais máficos em seu interior, além de textura de corrosão, indicando que o mineral reagiu com o magma durante a cristalização, gerando assim fases minerais tardias (tais como os minerais opacos associados).

O piroxênio possui granulação entre fina a média, hábito colunar (subédrico a anédrico) e granular, com cor verde claro. Suas cores de interferência variam de rosa, ao azul, laranja, verde e bege. Em alguns cristais são observados pelo menos um dos planos de clivagem e, neste caso, a extinção não coincide com o mesmo, indicando a predominância de clinopiroxênio. É comum a presença de minerais opacos em seu interior.

Os minerais opacos possuem granulação entre fina a média (predominando a primeira), hábito tabular, variando de subédrico a anédrico.

A maioria dos cristais de biotita, hornblenda, piroxênio e minerais opacos ocorrem associados, formando verdadeiros aglomerados.

**Estimativa visual dos minerais:**

<b>Minerais</b>	<b>Porcentagem:</b>
Plagioclásio	40
K-feldspato	30
Quartzo	10
Biotita	9
Hornblenda	7
Piroxênio	3
Minerais opacos	1

**Classificação:** quartzo monzonito

**Código da lâmina:** H517

**Ponto:** 17

**Descrição geral:**

Rocha inequigranular, com granulação entre fina a média e apresenta mirmequita. É constituída essencialmente por K-feldspato, plagioclásio, biotita, hornblenda e quartzo. Como acessórios tem-se minerais opacos, apatita e allanita.

O K-feldspato possui granulação entre fina a média (até 4 mm), hábito tabular, variando de subédrico a anédrico, sendo comum a presença de pertita.

O plagioclásio possui granulação entre fina a média (até 4 mm), hábito colunar, variando de subédrico a anédrico.

O quartzo possui granulação entre fina a média (até 1.2 mm) e forma anédrica.

A hornblenda possui granulação entre fina a média (até 3 mm), hábito prismático, variando de subédrico a anédrico. Alguns de seus cristais possuem textura de corrosão.

A biotita possui granulação entre fina a média (até 2.5 mm), com hábito lamelar, variando de euédrico a anédrico.

Os minerais opacos possuem granulação entre fina a média (até 1 mm), hábito tabular a colunar, variando de subédrico a anédrico. Comumente ocorrem inclusos em cristais de hornblenda e biotita.

A hornblenda, a biotita e os minerais opacos comumente ocorrem próximos, formando verdadeiros aglomerados minerais.

A apatita possui granulação fina e hábito acicular, ocorrendo inclusa em cristais de feldspato e quartzo.

Pontualmente são observados cristais de allanita com granulação fina e com hábito granular.

**Estimativa visual dos minerais:**

<b>Minerais</b>	<b>Porcentagem:</b>
K-feldspato	35
Plagioclásio	25
Quartzo	10
Hornblenda	15
Biotita	12
Minerais opacos	3
Apatita	Traço
Allanita	Traço

**Classificação:** quartzo monzonito

**Código da lâmina:** H59

**Ponto:** 09

**Descrição geral:**

Rocha inequigranular, com granulação entre fina a grossa. Apresenta textura mirmequítica, sendo constituída essencialmente por plagioclásio, K-feldspato, biotita, hornblenda, e quartzo. Como acessórios tem-se minerais opacos, apatita e allanita.

O plagioclásio da matriz possui granulação entre fina a grossa (até 5 mm), hábito colunar, variando de subédrico a anédrico. São observados cristais com zoneamento de cristalização.

O K-feldspato possui granulação entre fina a grossa (até 5 mm), hábito tabular, variando de subédrico a anédrico.

O quartzo possui granulação entre fina a média (até 1 mm) e forma anédrica.

A biotita possui granulação entre fina a média (até 3 mm), com hábito lamelar, variando de subédrico a anédrico.

A hornblenda possui granulação entre fina a média (até 3 mm), hábito tabular, variando de subédrico a anédrico. Comumente apresenta textura de corrosão.

Os minerais opacos possuem granulação entre fina a média (até 1 mm), hábito tabular a colunar, variando de subédrico a anédrico. Comumente ocorrem inclusos em cristais de hornblenda.

A hornblenda, a biotita e os minerais opacos comumente ocorrem próximos, formando verdadeiros aglomerados minerais.

A apatita possui granulação fina (até 0.8 mm), hábito acicular a prismático (neste caso subédrico) e ocorre inclusa em cristais de feldspato e quartzo.

Pontualmente são observados cristais de allanita com granulação fina e com hábito granular.

**Estimativa visual dos minerais:**

<b>Minerais</b>	<b>Porcentagem:</b>
Plagioclásio	35
K-feldspato	25
Quartzo	10
Biotita	15
Hornblenda	12
Minerais opacos	2
Apatita	1
Allanita	Traço

**Classificação:** quartzo monzonito

**Código da lâmina:** H58

**Ponto:** 8

**Descrição geral:**

Rocha porfírica, com matriz de granulação entre fina a média e fenocristais de granulação grossa.

A matriz é constituída principalmente por plagioclásio, K-feldspato, quartzo, biotita e hornblenda. Em menor proporção têm-se titanita, minerais opacos e apatita.

O plagioclásio presente na matriz possui granulação entre fina a média, hábito colunar, variando de subédrico a anédrico e com geminação polissintética. O contato deste mineral com o quartzo e com a microclina comumente é do tipo tríplice, o que caracteriza a textura granoblástica.

O K-feldspato possui granulação entre fina a média, hábito tabular, variando de subédrico a anédrico.

O quartzo possui granulação entre fina a média, hábito tabular, variando de subédrico a anédrico (sendo o segundo predominante).

Os feldspatos em geral apresentam moderado grau de seritização e carbonatação, representados pela presença de carbonatos e muscovita sobre e entre as fraturas presentes nestes minerais.

A biotita possui granulação entre fina e hábito lamelar, variando de subédrico a anédrico.

A hornblenda possui granulação fina, hábito prismático, variando de subédrico a anédrico. Comumente ocorre em contato ou cortando os grãos de biotita.

Os grãos de titanita possuem granulação fina e são anédricos, ocorrendo associados aos minerais máficos (biotita e hornblenda) e aos minerais opacos. No caso dos opacos, formam o leucocênio.

Os minerais opacos são finos e normalmente ocorrem inclusos ou em contato com os grãos de biotita e hornblenda. Seu hábito varia de colunar a tabular, podendo ser subédrico a anédrico. A apatita possui granulação fina, hábito variando de acicular a tabular (neste último caso, subédrica) e comumente ocorre inclusa em feldspatos.

Já os poucos fenocristais existentes são constituídos por plagioclásio, com hábito prismático, variando de subédrico a euédrico, que chegam a ter até 6 mm de comprimento. A borda destes cristais apresenta aspecto irregular, indicando que a mesma foi parcialmente assimilada durante a cristalização. Esta característica também é observada nas amostras que possuem xenólito, o que possibilita uma interpretação destes cristais como xenocristais e não fenocristais.

**Estimativa visual dos minerais:**

Fenocristais: 5% da rocha; Matriz: 95% da rocha, sendo que:

<b>Minerais</b>	<b>Porcentagem:</b>
Plagioclásio	30
K-feldspato	25
Quartzo	10
Biotita	16
Hornblenda	4
Titanita	10
Minerais opacos	5
Apatita	Traço

**Classificação:** quartzo monzonito

**Código da lâmina:** H56B

**Ponto:** 6

**Descrição geral:**

Rocha inequigranular, com granulação variando de fina a média. Nela é encontrado um fragmento de xenólito de composição félsica, com granulação predominantemente média. O contato do xenólito com a rocha é caracterizado apenas por um fluxo de minerais máficos (biotita e hornblenda) e opacos, de granulação muito fina, sem nenhuma borda de reação, ou até mesmo por um contato gradacional, indicando que não havia grandes contrastes térmicos entre eles.

Diferente de H5MIN35A, não foi observado xenocristais. Porém a rocha também apresenta porções mais félsica, com composição mais semelhante a do xenólito, indicando que houve uma assimilação parcial, porém não a ponto de gerar um mixing.

A rocha é constituída essencialmente por plagioclásio, quartzo, K-feldspato, biotita e hornblenda. Em menor proporção têm-se titanita, minerais opacos e apatita.

O plagioclásio possui granulação entre fina a média (até 1.6 mm), hábito colunar, variando de subédrico a anédrico.

O K-feldspato possui granulação entre fina a média, hábito tabular, variando de subédrico a anédrico, sendo representado principalmente pela microclina.

O quartzo possui granulação entre fina a média (até 1.25 mm), hábito tabular, variando de subédrico a anédrico (sendo o segundo predominante).

A biotita possui granulação fina e hábito lamelar, variando de subédrico a anédrico.

A hornblenda possui granulação fina, hábito prismático, variando de subédrico a anédrico. Comumente ocorre em contato ou cortando os grãos de biotita.

Os grãos de titanita são finos e anédricos e ocorrem associados aos minerais máficos (biotita e hornblenda) e aos minerais opacos. No caso dos opacos, é comum encontrá-los inclusos em grãos de titanita.

Os minerais opacos são finos e normalmente ocorrem inclusos ou em contato com os grãos de biotita e hornblenda. Seu hábito varia de colunar a tabular, podendo ser subédrico a anédrico.

A apatita possui granulação fina, hábito variando de acicular a tabular (neste último caso, subédrica) e comumente ocorre inclusa em feldspatos.

O xenólito é constituído essencialmente por plagioclásio, K-feldspato, quartzo, biotita e hornblenda. Como minerais acessórios têm-se minerais opacos e apatita. Os feldspatos em geral apresentam-se parcialmente apresentam moderado grau de seritização e carbonatação. De acordo com a composição modal aproximada, esta rocha é classificada como monzogranito.

**Estimativa visual dos minerais:**

<b>Minerais</b>	<b>Porcentagem:</b>
Plagioclásio	30
K-feldspato	20
Quartzo	10
Biotita	18
Hornblenda	13
Titanita	5
Minerais opacos	4
Apatita	Traço

**Estimativa visual dos minerais (xenólito):**

<b>Minerais</b>	<b>Porcentagem:</b>
Plagioclásio	45
K-feldspato	30
Quartzo	25
Biotita	$\leq 1$
Hornblenda	$\leq 1$
Minerais opacos	Traço
Apatita	Traço

**Classificação:** quartzo monzodiorito

**Código da lâmina:** H56A

**Ponto:** 6

**Descrição geral:**

Rocha inequigranular, com granulação variando de fina a média (até 3 mm), constituída principalmente por plagioclásio, quartzo, K-feldspato, biotita e hornblenda. Em menor proporção têm-se titanita, minerais opacos, apatita e outro mineral de cor castanho não classificado.

O plagioclásio possui granulação entre fina a média (até 2.7 mm), hábito colunar, variando de subédrico a anédrico e com geminação polissintética bem definida. Seus grãos apresentam moderado grau de seritização e carbonatação.

O quartzo possui granulação entre fina a média, hábito tabular, variando de subédrico a anédrico (sendo o segundo predominante).

O K-feldspato encontrado na rocha é representado por uma pequena parcela de microclina e o restante por ortoclásio. Possui granulação entre fina a média, hábito tabular, sendo predominantemente anédrico.

A biotita possui granulação fina e hábito lamelar, variando de subédrico a anédrico.

A hornblenda possui granulação fina, hábito prismático, variando de subédrico a anédrico. Comumente ocorre em contato ou cortando os grãos de biotita.

Os grãos de titanita são anédricos e ocorrem associados aos minerais máficos (biotita e hornblenda) e aos minerais opacos. No caso dos opacos, eles foram uma espécie de leucóxênio.

Os minerais opacos são finos e normalmente ocorrem inclusos ou em contato com os grãos de biotita, hornblenda e titanita. Seu hábito varia de colunar a tabular, podendo ser subédrico a anédrico.

A apatita possui granulação fina, hábito prismático, variando de subédrico a anédrico.

O mineral não classificado possui granulação fina, hábito tabular, sendo subédrico. Sua característica marcante é a cor castanha claro com um halo radial ao seu redor.

**Estimativa visual dos minerais:**

<b>Minerais</b>	<b>Porcentagem:</b>
Plagioclásio	30
Quartzo	10
K-feldspato	10
Biotita	20
Hornblenda	13
Titanita	2
Minerais opacos	4
Apatita	1
Mineral não classificado	Traço

**Classificação:** quartzo monzodiorit

**Código da lâmina:** H5MIX36

**Ponto:** 36

**Descrição geral:**

Rocha inequigranular, com granulação variando de fina a média e apresenta mirmequita. É constituída essencialmente por plagioclásio, K-feldspato, quartzo, biotita, piroxênio e hornblenda. Em menor proporção têm-se os minerais opacos, zircão e allanita.

O plagioclásio possui granulação entre fina a média, hábito colunar, variando de subédrico a anédrico. Pontualmente são vistos cristais com zoneamento de cristalização.

O K-feldspato possui granulação entre fina a média, hábito tabular, variando de subédrico a anédrico.

O quartzo possui granulação entre fina a média, hábito tabular, variando de subédrico a anédrico (sendo o segundo predominante).

A biotita possui granulação entre fina a média, hábito lamelar, variando de subédrico a anédrico.

O piroxênio possui granulação entre fina a média, hábito colunar (subédrico a anédrico) e granular, com cor verde claro. Suas cores de interferência variam de rosa, ao azul, laranja, verde e bege. Em alguns cristais são observados pelo menos um dos planos de clivagem e, neste caso, a extinção não coincide com o mesmo, indicando a predominância de clinopiroxênio. É comum a presença de minerais opacos em seu interior.

A hornblenda possui granulação entre fina a média, hábito prismático, variando de subédrico a anédrico.

A apatita possui granulação fina, hábito prismático, variando de subédrico a anédrico.

Os minerais opacos possuem granulação entre fina a média (predominando a primeira) e são predominantemente anédricos.

A maioria dos cristais de biotita, hornblenda, piroxênio e minerais opacos ocorrem associados, formando verdadeiros aglomerados.

Pontualmente foi visto cristais de zircão, estes com granulação fina e hábito granular.

**Estimativa visual dos minerais:**

<b>Minerais</b>	<b>Porcentagem:</b>
Plagioclásio	50
K-feldspato	15
Quartzo	10
Biotita	10
Piroxênio	7
Hornblenda	4
Apatita	2
Minerais opacos	2
Zircão	Traço

**Classificação:** quartzo monzodiorito

**Código da lâmina:** H5MIX35

**Ponto:** 35

**Descrição geral:**

Rocha inequigranular, com granulação variando de fina a média, e apresenta mirmequita. É constituída essencialmente por K-feldspato, plagioclásio, quartzo, biotita e hornblenda. Em menor proporção têm-se os minerais opacos, titanita e apatita.

O K-feldspato possui granulação entre fina a média, hábito tabular, variando de subédrico a anédrico.

O plagioclásio possui granulação entre fina a média, hábito colunar, variando de subédrico a anédrico. Pontualmente são vistos cristais com zoneamento de cristalização.

Os feldspatos em geral apresentam moderado grau de seritização e carbonatação.

O quartzo possui granulação entre fina a média, hábito tabular, variando de subédrico a anédrico (sendo o segundo predominante).

A hornblenda possui granulação entre fina a média, hábito prismático, variando de subédrico a anédrico.

A biotita possui granulação entre fina a média, hábito lamelar, variando de subédrico a anédrico.

Os minerais opacos possuem granulação fina e são predominantemente anédricos. Comumente ocorrem parcialmente e/ou totalmente inclusos em cristais de hornblenda, biotita e titanita.

A maioria dos cristais de biotita, hornblenda, piroxênio e minerais opacos ocorrem associados, formando verdadeiros aglomerados.

A titanita é representada por cristais finos anédricos que, comumente possuem inclusões de minerais opacos. Esta associação com os minerais opacos forma o leucoxênio.

A apatita ocorre pontualmente, representada por cristais finos com hábito acicular.

**Estimativa visual dos minerais:**

<b>Minerais</b>	<b>Porcentagem:</b>
K-feldspato	30
Plagioclásio	20
Quartzo	10
Hornblenda	14
Biotita	12
Minerais opacos	3
Titanita	1
Apatita	Traço

**Classificação:** quartzo monzonito

**Código da lâmina:** H5MIN35

**Ponto:** 35

**Descrição geral:**

Rocha inequigranular, com granulação variando de fina a média (sendo a primeira predominante) e apresenta mirmequita.

Nela é encontrado um fragmento de xenólito de composição félsica, com granulação predominantemente média. O contato do xenólito com a rocha é caracterizado apenas por um fluxo de minerais máficos (biotita e hornblenda) de granulação muito fina, sem nenhuma borda de reação, ou até mesmo por um contato gradacional, indicando que não havia grandes contrastes térmicos entre eles.

À medida que se afasta do contato do xenólito, são observados cristais de feldspatos com granulação média. A predominância de granulação fina na rocha bem como a borda irregular destes cristais maiores sugere que estes sejam xenocristais oriundos do xenólito que, foram parcialmente assimilados pelo material magmático. Esta assimilação parcial além de gerar esta borda irregular, também produziu pequenas mirmequitas.

Outro aspecto importante observado é a predominância de porções mais félsica na rocha, sendo estas similares ao xenólito. Todas estas características indicam que este litotipo representa o mingling da suíte G5, ou seja, o material félsico foi englobado pelo material de composição intermediária, resultando na migração de xenocristais e de fragmentos do xenólito para o magma, produzindo assim uma rocha heterogênea. Apesar de ambos estarem sob condições de alta temperatura, não houve calor e nem outros fatores suficientes para gerar uma mistura química (mixing).

A rocha é constituída essencialmente por K-feldspato, plagioclásio, quartzo, biotita, hornblenda e piroxênio. Em menor proporção têm-se os minerais opacos e apatita.

O K-feldspato possui granulação entre fina a média, hábito tabular (subédrico a anédrico).

O plagioclásio possui granulação entre fina a média, hábito colunar, variando de subédrico a anédrico.

O quartzo possui granulação entre fina a média, hábito tabular, variando de subédrico a anédrico (sendo o segundo predominante).

A biotita possui granulação entre fina a média, hábito lamelar, variando de subédrico a anédrico (sendo o segundo predominante).

A hornblenda possui granulação entre fina a média, hábito tabular, variando de subédrico a anédrico (sendo o segundo predominante). Pontualmente foram vistos cristais de hornblenda com textura de corrosão, indicando que o mesmo reagiu durante o processo de cristalização, resultando na formação de minerais tardios.

O piroxênio possui granulação fina, hábito tabular, variando de subédrico a anédrico, com cores de interferência variando entre o verde, azul, laranja e o rosa. Não é possível distinguir sua espécie devido à ausência de planos de clivagem e tamanho dos cristais.

Os minerais opacos possuem granulação predominantemente fina. Seu hábito varia de tabular a colunar, sendo subédrico a anédrico. Comumente ocorre parcialmente e/ou totalmente incluso em cristais de hornblenda, biotita e piroxênio.

A maioria dos cristais de biotita, hornblenda, piroxênio e minerais opacos ocorrem associados, formando verdadeiros aglomerados.

A apatita possui granulação fina, hábito acicular e comumente ocorre inclusa em cristais de feldspato.

O xenólito é constituído essencialmente por plagioclásio, K-feldspato, quartzo, biotita e hornblenda. Como minerais acessórios têm-se minerais opacos. Os feldspatos em geral apresentam moderado grau de seritização e carbonatação. De acordo com a composição modal aproximada, esta rocha é classificada entre o sienogranito e o monzogranito.

**Estimativa visual dos minerais (rocha):**

<b>Minerais</b>	<b>Porcentagem:</b>
K-feldspato	30
Plagioclásio	20
Quartzo	10
Biotita	17
Hornblenda	13
Piroxênio	7
Minerais opacos	3
Apatita	1

**Estimativa visual dos minerais (xenólito):**

<b>Minerais</b>	<b>Porcentagem:</b>
K-feldspato	50
Plagioclásio	25
Quartzo	25
Biotita	Traço
Hornblenda	Traço
Minerais opacos	Traço

**Classificação:** quartzo monzonito

**Código da lâmina:** H5MIN23

**Ponto:** 23

**Descrição geral:**

Rocha inequigranular, com granulação variando de fina a média e apresenta mirmequita.

São encontrados xenocristais de K-feldspato (possivelmente ortoclásio) com até 3 cm de comprimento. É comum a presença de fraturas nestes cristais que, por vezes, estão preenchidas por de quartzo. Seu contato com a rocha é caracterizado por uma borda de 3 mm de espessura, constituída por grãos de plagioclásio bordejados por lamelas de quartzo, formando uma espécie de mirmequita.

A rocha é constituída essencialmente por plagioclásio, quartzo, K-feldspato, biotita, hornblenda e piroxênio. Em menor proporção têm-se minerais opacos e apatita.

O plagioclásio possui granulação entre fina a média (até 2.2 mm), hábito colunar, variando de subédrico a anédrico.

O K-feldspato possui granulação entre fina a média (até 4 mm), hábito tabular (subédrico a anédrico), sendo representado principalmente pela microclina.

O quartzo possui granulação entre fina a média (até 2 mm), hábito tabular, variando de subédrico a anédrico (sendo o segundo predominante).

A biotita possui granulação entre fina a média (até 1.8 mm), hábito lamelar, variando de subédrico a anédrico.

A hornblenda possui granulação entre fina a média (até 2 mm), hábito prismático, variando de subédrico a anédrico. Pontualmente foram vistos cristais de hornblenda com textura de corrosão, indicando que o mesmo reagiu durante o processo de cristalização, resultando na formação de minerais tardios.

O piroxênio é representado por cristais finos, anédricos, de cor rosa claro e com cores de interferência variando entre o verde e o rosa. Não é possível distinguir seu tipo devido à sua forma. O aspecto anédrico caracterizado por bordas de corrosão indica que este mineral reagiu com o magma durante a cristalização para formar minerais tardios. Outra evidência desta reação é a presença de expressiva de minerais opacos em seu interior.

Os minerais opacos possuem granulação predominantemente fina. Seu hábito varia de tabular (subédrico a anédrico) a granular. Os grãos de titanita possuem granulação fina e são anédricos, ocorrendo associados aos minerais máficos (biotita e hornblenda) e aos minerais opacos. No caso dos opacos, formam o leucoxênio. A maioria dos cristais de biotita, hornblenda, piroxênio, titanita e minerais opacos ocorrem associados, formando verdadeiros aglomerados. A apatita possui granulação fina, hábito acicular e comumente ocorre inclusa em cristais de feldspato.

**Estimativa visual dos minerais:**

<b>Minerais</b>	<b>Porcentagem:</b>
K-feldspato	35
Plagioclásio	25
Quartzo	15
Biotita	10
Hornblenda	8
Piroxênio	2
Minerais opacos	3
Titanita	2
Apatita	Traço

**Classificação:** quartzo monzonito

**Código da lâmina:** D5MIX23B

**Ponto:** 23

**Descrição geral:**

Rocha inequigranular, com granulação variando de fina a média (até 2 mm), sendo comum a presença de mirmequita.

Possui xenocristais de K-feldspato (possivelmente ortoclásio) com até 3 cm de comprimento. As fraturas encontradas nestes cristais comumente estão preenchidas por mirmequita que ora ocorre bordejando pequenos grãos de quartzo e plagioclásio, ora está sozinha. Seu contato com a rocha é caracterizado por uma borda de 3 mm de espessura, constituída por grãos de plagioclásio bordejados por lamelas de quartzo, formando uma espécie de mirmequita. Também são observados plagioclásio e quartzo inclusos nestes xenocristais.

A rocha é constituída principalmente por plagioclásio, K-feldspato, quartzo, biotita, hornblenda e piroxênio. Em menor proporção têm-se minerais opacos e apatita.

O plagioclásio presente na matriz possui granulação entre fina a média (até 2 mm), hábito colunar, variando de subédrico a anédrico.

O K-feldspato possui granulação entre fina a média, hábito tabular, variando de subédrico a anédrico.

O quartzo possui granulação predominantemente fina e seus cristais são anédricos.

A biotita possui granulação entre fina a média (até 1.2 mm), sendo o primeiro predominante. Apresenta hábito lamelar, variando de euédrico a subédrico.

A hornblenda possui granulação entre fina a média (até 1.6 mm), sendo o primeiro predominante. Apresenta hábito prismático, variando de subédrico a anédrico.

O piroxênio possui granulação entre fina a média (até 1.9 mm) (sendo a primeira predominante) e cor rosa claro. Apresenta hábito de colunar (subédrico a anédrico, sendo o primeiro predominante) ao granular. Suas cores de interferência variam de azul, ao amarelo, bege e laranja. Nos cristais maiores em que são identificados os planos de clivagem observa-se que o ângulo de extinção não coincide com estes planos, indicando a existência predominante de clinopiroxênio.

Os minerais opacos possuem granulação predominantemente fina. Seu hábito varia de colunar a tabular, podendo ser subédrico a anédrico. A maioria dos cristais de biotita, hornblenda, piroxênio e minerais opacos ocorrem associados, formando verdadeiros aglomerados. A apatita possui granulação fina e hábito acicular e, comumente, ocorre inclusa em cristais de plagioclásio.

**Estimativa visual dos minerais:**

<b>Minerais</b>	<b>Porcentagem:</b>
Plagioclásio	35
K-feldspato	25
Quartzo	10
Biotita	15
Hornblenda	8
Piroxênio	5
Minerais opacos	2
Apatita	Traço

**Classificação:** quartzo monzonito

**Código da lâmina:** D5MIX23A

**Ponto:** 23

**Descrição geral:**

Rocha inequigranular, com granulação variando de fina a média (até 4 mm), apresenta mirmequita e é constituída principalmente por plagioclásio, quartzo, K-feldspato, biotita e hornblenda. Em menor proporção têm-se minerais opacos e apatita.

O plagioclásio possui granulação entre fina a média (até 2 mm), hábito colunar, variando de subédrico a anédrico.

O K-feldspato possui granulação entre fina a média (até 4 mm), hábito tabular, variando de subédrico a anédrico, e é representado principalmente pela microclina.

O quartzo possui granulação entre fina a média (até 3 mm), hábito tabular, variando de subédrico a anédrico (o segundo é predominante).

Os feldspatos em geral apresentam moderado grau de seritização e carbonatação.

A hornblenda possui granulação entre fina a média, hábito prismático, variando de subédrico a anédrico. Seus cristais comumente mostram-se com feições de corrosão e com inclusões de minerais opacos, sugerindo que esta fase mineral reagiu com o magma durante o processo de cristalização, formando assim minerais tardios.

A biotita possui granulação entre fina a média (até 4 mm), hábito lamelar, variando de euédrico a subédrico.

Os minerais opacos possuem granulação predominantemente fina, seu hábito é tabular, podendo ser subédrico a anédrico.

A maioria dos cristais de biotita, hornblenda e minerais opacos ocorrem associados, formando verdadeiros aglomerados.

A apatita possui granulação fina e hábito acicular e, comumente, ocorre inclusa em cristais de plagioclásio.

**Estimativa visual dos minerais:**

<b>Minerais</b>	<b>Porcentagem:</b>
Plagioclásio	40
K-feldspato	25
Quartzo	15
Hornblenda	10
Biotita	7
Minerais opacos	3
Apatita	Traço

**Classificação:** quartzo monzonito

**Código da lâmina:** AN19

**Ponto:** 19

**Descrição geral:**

Rocha porfírica, com matriz equigranular de granulação fina e com fenocristais predominantemente de granulação média.

Nela são encontrados xenocristais de K-feldspato, que chegam a ter até 2.5 cm de comprimento e que estão fortemente fraturados. Estes possuem considerável nível de alteração, apresentando carbonatos e micas, além de material de cor alaranjada (possivelmente óxidos e hidróxidos) preenchendo suas fraturas. Em algumas porções é observada a presença de cristais de plagioclásio bordejados por quartzo, formando uma mirmequita semelhante aos das amostras de M5P. Entretanto neste caso ela não ocorre na borda, mas sim no seu interior. A borda é caracterizada por uma forma irregular bem como pela presença de mirmequita pequena, o que sugere a possível ocorrência de assimilação parcial do K-feldspato durante o processo de cristalização da rocha. Porém este processo não foi tão intenso a ponto de gerar mirmequitas no interior do cristal, e por esta razão acredita-se que estas sejam produtos de assimilações anteriores à migração do xenocristal para este litotipo.

A matriz é constituída essencialmente por K-feldspato, plagioclásio, quartzo, biotita, hornblenda e piroxênio. Em menor proporção têm-se os minerais opacos e apatita.

O K-feldspato possui hábito tabular, variando de subédrico a anédrico. O plagioclásio possui hábito colunar, variando de subédrico a anédrico. O quartzo possui hábito tabular, variando de subédrico a anédrico (sendo o segundo predominante). A hornblenda possui hábito tabular, variando de subédrico a anédrico (sendo o segundo predominante). A biotita possui hábito lamelar, variando de subédrico a anédrico (sendo o segundo predominante). O piroxênio mostra-se anédrico.

Os minerais opacos possuem hábito de tabular a colunar, sendo subédrico a anédrico. Comumente ocorrem parcialmente e/ou totalmente inclusos nos fenocristais de piroxênio. A apatita possui granulação fina, hábito acicular e comumente ocorre inclusa em cristais de feldspato.

Já os fenocristais são representados por feldspato, piroxênio e biotita, que chegam a ter até 2.5 mm de comprimento. Os feldspatos são representados por K-feldspato e plagioclásio, tendo hábito de tabular a colunar e forma subédrica a anédrica. O piroxênio possui hábito prismático, variando de subédrico a anédrico, seu ângulo de extinção não é paralelo à clivagem e por isto é considerado parte do grupo dos clinopiroxênios. Já a biotita possui hábito lamelar, variando de subédrico a anédrico.

**Estimativa visual dos minerais:**

Fenocristais: 20%, sendo 10% de feldspato, 7% de piroxênio e 3% de biotita; Matriz = 80%:

<b>Minerais</b>	<b>Porcentagem:</b>
K-feldspato	30
Plagioclásio	20
Quartzo	10
Hornblenda	17
Biotita	8
Piroxênio	3
Minerais opacos	5
Apatita	1

**Classificação:** quartzo monzonito

**Código da lâmina:** AN17

**Ponto:** 17

**Descrição geral:**

Rocha inequigranular, com granulação entre fina a média.

Nela são encontrados xenocristais de K-feldspato, que chegam a ter até 2 cm de comprimento, que estão fortemente fraturados e apresentam considerável nível de alteração (visto a presença de carbonatos e micas, além de material de cor alaranjado (possivelmente óxidos e hidróxidos) preenchendo suas fraturas). Em algumas regiões da borda do xenocristal é observada a presença de cristais de plagioclásio bordejados por quartzo, formando uma mirmequita. Ainda na borda, também são encontradas pequenas mirmequitas e feições de corrosão que, junto da mirmequita maior, indicam a possível ocorrência de assimilação parcial do K-feldspato durante o processo de cristalização da rocha.

A rocha é constituída essencialmente por K-feldspato, plagioclásio, quartzo, biotita e piroxênio. Em menor proporção têm-se os minerais opacos e apatita. Entre os xenocristais, é observada uma foliação caracterizada pela orientação de minerais máficos (biotita e piroxênio) além de pequenos cristais finos recristalizados. Acredita-se que esta foliação esteja associada à possível falha cisalhante associada à ascensão do CISA.

O K-feldspato possui granulação entre fina a média, hábito tabular, variando de subédrico a anédrico.

O plagioclásio possui granulação entre fina a média, hábito colunar, variando de subédrico a anédrico.

O quartzo possui granulação entre fina a média, hábito tabular, variando de subédrico a anédrico (sendo o segundo predominante). Comumente apresenta extinção ondulante, além de feições de recristalização.

A biotita possui granulação entre fina a média, hábito lamelar, variando de subédrico a anédrico (sendo o segundo predominante).

O piroxênio possui granulação entre fina a média, hábito colunar, variando de subédrico a anédrico.

Os minerais opacos possuem granulação fina, e seu hábito varia de tabular a colunar, sendo subédrico a anédrico. Comumente ocorrem parcialmente e/ou totalmente inclusos no piroxênio.

A apatita possui granulação fina, hábito acicular e comumente ocorre inclusa em cristais de feldspato.

**Estimativa visual dos minerais:**

<b>Minerais</b>	<b>Porcentagem:</b>
K-feldspato	30
Plagioclásio	20
Quartzo	10
Hornblenda	17
Biotita	8
Piroxênio	3
Minerais opacos	5
Apatita	1

**Classificação:** quartzo monzonito

- Quartzo sienito:

**Código da lâmina:** F5G38

**Ponto:** 38

**Descrição geral:**

Rocha félsica, inequigranular, com granulação variando de fina a grossa (até 8 mm) e apresenta mirmequita. É constituída essencialmente por K-feldspato, quartzo, plagioclásio, biotita e hornblenda. Em menor proporção têm-se a titanita e os minerais opacos.

O K-feldspato possui granulação entre fina a grossa (até 8 mm), hábito tabular, variando de subédrico a anédrico, sendo representado principalmente pela microclina.

O plagioclásio possui granulação entre fina a grossa (até 6 mm), hábito colunar, variando de subédrico a anédrico e com geminação polissintética.

O quartzo possui granulação entre fina a grossa, hábito tabular, variando de subédrico a anédrico (sendo o segundo predominante).

Os feldspatos em geral apresentam-se parcialmente apresentam moderado grau de seritização e carbonatação.

A biotita apresenta granulação entre fina a média e hábito lamelar, variando de anédrico a subédrico.

A hornblenda apresenta granulação entre fina a média, hábito prismático, variando de subédrico a anédrico.

A titanita possui granulação entre fina a média, hábito prismático, variando de subédrico a anédrico. É muito comum encontrar titanita associada aos minerais opacos, formando o leucoxênio.

Os minerais opacos possuem granulação entre fina a média (sendo a primeira predominante), hábito tabular e colunar, variando de subédrico a anédrico.

Os minerais máficos (biotita e hornblenda), a titanita e também os minerais opacos comumente ocorrem próximos, formando verdadeiros aglomerados minerais.

**Estimativa visual dos minerais:**

<b>Minerais</b>	<b>Porcentagem:</b>
Microclina	45
Plagioclásio	15
Quartzo	10
Biotita	17
Hornblenda	5
Titanita	5
Minerais opacos	4

**Classificação:** quartzo sienito

- Sienogranito:

**Código da lâmina:** F5G33

**Ponto:** 33

**Descrição geral:**

Rocha félsica, inequigranular, com granulação variando de fina a grossa (até 7.5 mm) e apresenta mirmequita. É constituída essencialmente por K-feldspato, quartzo, plagioclásio e biotita. Em menor proporção têm-se titanita, allanita e minerais opacos.

O K-feldspato possui granulação entre fina a grossa, hábito tabular, variando de subédrico a anédrico. É comum a presença de lamelas de pertitas, além de pequenos grãos de quartzo e plagioclásio inclusos em seu interior. Foi observado apenas um grão de ortoclásio, com granulação média (2.5 mm), hábito tabular, sendo subédrico e com pequenas lamelas de pertitas inclusas.

O quartzo possui granulação entre fina a grossa, hábito tabular, variando de subédrico a anédrico (sendo o segundo predominante).

O plagioclásio possui granulação entre fina a grossa, hábito colunar, variando de subédrico a anédrico.

Os feldspatos em geral apresentam-se apresentam moderado grau de seritização e carbonatação.

A biotita apresenta granulação entre fina a média e hábito lamelar, variando de anédrico a subédrico.

A titanita possui granulação entre fina a média, hábito prismático, variando de subédrico a anédrico.

A allanita possui granulação entre fina a média e hábito predominantemente granular, podendo também ser colunar (neste caso, subédrico).

Os minerais opacos possuem granulação entre fina a média (sendo a primeira predominante), hábito tabular e colunar, variando de subédrico a anédrico. Comumente ocorrem inclusos em grãos de allanita e titanita.

A biotita, a allanita, a titanita e também os minerais opacos comumente ocorrem próximos, formando verdadeiros aglomerados minerais.

A titanita e os minerais opacos ocorrem quase sempre associados, formando uma espécie de leucoxênio.

**Estimativa visual dos minerais:**

<b>Minerais</b>	<b>Porcentagem:</b>
K-feldspato	50
Quartzo	20
Plagioclásio	10
Biotita	10
Titanita	5
Minerais opacos	3
Allanita	2

**Classificação:** sienogranito.

**Código da lâmina:** F5G30

**Ponto:** 30

**Descrição geral:**

Rocha félsica, inequigranular, com granulação variando de fina a grossa (até 8 mm) e possui mirmequita. É constituída essencialmente por K-feldspato, quartzo, plagioclásio e biotita. Em menor proporção têm-se titanita e minerais opacos.

O K-feldspato possui granulação entre fina a grossa, hábito tabular, variando de subédrico a anédrico, sendo representado principalmente pela microclina. Em alguns grãos são observadas pequenas e finas lamelas que possivelmente são pertitas. É comum a presença de pequenos grãos de quartzo e plagioclásio inclusos em seu interior.

O quartzo possui granulação entre fina a grossa, hábito tabular, variando de subédrico a anédrico (sendo o segundo predominante).

O plagioclásio possui granulação entre fina a grossa, hábito colunar, variando de subédrico a anédrico e com geminação polissintética bem definida.

Os feldspatos em geral apresentam moderado grau de seritização e carbonatação.

A biotita apresenta granulação entre fina a média e hábito lamelar, variando de anédrico a subédrico.

A allanita possui granulação entre fina a média, hábito prismático, variando de subédrico a anédrico.

Os minerais opacos possuem granulação entre fina a média (sendo a primeira predominante), hábito tabular e colunar, variando de subédrico a anédrico. Comumente ocorrem inclusos em grãos de allanita e titanita.

Já a titanita possui granulação de fina a média, hábito tabular, variando de subédrico a anédrico.

A biotita, a allanita, os minerais opacos e também a allanita comumente ocorrem próximos, formando verdadeiros aglomerados minerais.

**Estimativa visual dos minerais:**

<b>Minerais</b>	<b>Porcentagem:</b>
K-feldspato	50
Quartzo	25
Plagioclásio	15
Biotita	5
Allanita	3
Minerais opacos	1
Titanita	1

**Classificação:** sienogranito

**Código da lâmina:** F5G24

**Ponto:** 24

**Descrição geral:**

Rocha félsica, inequigranular, com granulação variando de fina a grossa (até 7 mm) e possui mirmequita. É constituída essencialmente por K-feldspato, quartzo, plagioclásio e biotita. Em menor proporção têm-se minerais opacos.

Um aspecto importante textural observado é presença de uma porção da matriz mais fina que ocorre contornando os cristais maiores, dando a idéia que esta porção mais fina é produto de uma cristalização abrupta no final do processo magmático.

O K-feldspato possui granulação entre fina a grossa, hábito tabular, variando de subédrico a anédrico, sendo representado principalmente pela microclina. É comum a presença de pequenos grãos de quartzo, além de lamelas de pertitas inclusas em seu interior.

O quartzo possui granulação entre fina a grossa, hábito tabular, variando de subédrico a anédrico (sendo o segundo predominante). É comum a presença de pequenos grãos de microclina inclusos em seu interior.

O plagioclásio possui granulação entre fina a média (sendo a primeira predominante), hábito colunar, variando de subédrico a anédrico e com geminação polissintética bem definida.

Os feldspatos em geral apresentam moderado grau de seritização e carbonatação.

A biotita apresenta granulação entre fina a média e hábito lamelar, variando de anédrico a subédrico (sendo que a segunda predomina).

Os minerais opacos possuem granulação entre fina a média (sendo a primeira predominante), hábito tabular e colunar, variando de subédrico a anédrico.

**Estimativa visual dos minerais:**

<b>Minerais</b>	<b>Porcentagem:</b>
K-feldspato	55
Quartzo	30
Plagioclásio	15
Biotita	Traço
Minerais opacos	Traço

**Classificação:** sienogranito

**Código da lâmina:** F5G15

**Ponto:** 15

**Descrição geral:**

Rocha félsica, inequigranular, com granulação variando de fina a grossa (até 7.5 mm) e possui mirmequita. É constituída essencialmente por K-feldspato, quartzo, plagioclásio e biotita. Em menor proporção tem-se allanita, minerais opacos, titanita e apatita.

O aspecto textural desta rocha é bem diferente das demais amostras félsicas da suíte G5: os grãos maiores de feldspato (principalmente a microclina) e quartzo são contornados por grãos com granulação muito menor, que estão levemente orientados (principalmente no caso da biotita), caracterizando assim a existência de textura lepidoblástica e granoblástica. Os cristais maiores de quartzo formam textura em fita (*ribbon*). Os cristais menores de quartzo e de feldspato apresentam formas poligonizadas e contatos tríplexes.

O K-feldspato possui granulação entre fina a grossa, hábito tabular, variando de subédrico a anédrico, sendo representado principalmente pela microclina. São observados cristais com extinção ondulante.

O quartzo possui granulação entre fina a grossa, hábito tabular, variando de subédrico a anédrico (sendo o segundo predominante). São observados cristais com extinção ondulante.

O plagioclásio possui granulação entre fina a grossa, hábito colunar, variando de subédrico a anédrico.

Os feldspatos em geral apresentam-se apresentam moderado grau de seritização e carbonatação.

A biotita apresenta granulação entre fina a média e hábito lamelar, variando de anédrico a subédrico (sendo que a segunda predomina).

A allanita possui granulação entre fina a média e hábito predominantemente granular

A titanita possui granulação fina e hábito predominantemente granular.

Os minerais opacos possuem granulação entre fina a média (sendo a primeira predominante), hábito tabular e colunar, variando de subédrico a anédrico.

A biotita, a allanita, a titanita e também os minerais opacos comumente ocorrem próximos, formando verdadeiros aglomerados minerais.

A titanita e os minerais opacos comumente ocorrem associados, formando o leucoxênio.

A apatita ocorre de forma pontual, tem granulação fina e hábito prismático.

**Estimativa visual dos minerais:**

<b>Minerais</b>	<b>Porcentagem:</b>
K-feldspato	40
Quartzo	30
Plagioclásio	15
Biotita	7
Titanita	4
Allanita	3
Minerais opacos	1
Apatita	Traço

**Classificação:** metasiengranito

**Código da lâmina:** F5G8

**Ponto:** 8

**Descrição geral:**

Rocha félsica, inequigranular, com granulação variando de fina a grossa (até 9 mm) e apresenta mirmequita. É sendo constituída essencialmente por K-feldspato, quartzo, plagioclásio e biotita. Em menor proporção tem-se allanita, minerais opacos e titanita.

O K-feldspato possui granulação entre fina a grossa, hábito tabular (subédrico a anédrico), sendo representado principalmente pela microclina.

O quartzo possui granulação entre fina a grossa, hábito tabular, variando de subédrico a anédrico (sendo o segundo predominante).

O plagioclásio possui granulação entre fina a grossa, hábito colunar, variando de subédrico a anédrico e com geminação polissintética bem definida.

Os feldspatos em geral apresentam-se apresentam moderado grau de seritização e carbonatação.

A biotita apresenta granulação entre fina a média e hábito lamelar, variando de anédrico a subédrico.

A allanita possui granulação fina, hábito prismático, variando de subédrico a anédrico.

Os minerais opacos possuem granulação entre fina a média (sendo a primeira predominante), hábito tabular e colunar, variando de subédrico a anédrico. Comumente ocorrem totalmente e/ou parcialmente inclusos em grãos de titanita e allanita. Quando associado à titanita, forma o leucoxênio.

A titanita possui granulação de fina a média, hábito prismático, variando de subédrico a anédrico.

**Estimativa visual dos minerais:**

<b>Minerais</b>	<b>Porcentagem:</b>
K-feldspato	50
Quartzo	15
Plagioclásio	10
Biotita	13
Allanita	7
Minerais opacos	3
Titanita	2

**Classificação:** sienogranito

- Intrusão félsica:

**Código da lâmina:** IF34

**Ponto:** 34

**Descrição geral:**

Rocha félsica, equigranular, com granulação predominantemente fina. A granulação bem como o aspecto granular sugere que houve um resfriamento relativamente rápido.

É constituída essencialmente por K-feldspato (em especial a microclina), quartzo, plagioclásio e biotita. Em menor proporção têm-se os minerais opacos.

O K-feldspato possui hábito tabular, variando de subédrico a anédrico (sendo o segundo predominante).

O quartzo possui hábito tabular, variando de subédrico a anédrico (sendo o segundo predominante).

O plagioclásio possui hábito colunar, variando de subédrico a anédrico (sendo o segundo predominante).

A biotita ocorre pontualmente. Apresenta hábito lamelar, variando de subédrica a anédrica.

Os minerais opacos também ocorrem de forma pontual. Apresenta hábito tabular, variando de subédrico a anédrico (sendo o segundo predominante).

**Estimativa visual dos minerais:**

<b>Minerais</b>	<b>Porcentagem:</b>
K-feldspato	57
Quartzo	22
Plagioclásio	20
Biotita	Traço
Minerais opacos	Traço

**Classificação:** sienogranito

**Código da lâmina:** B526

**Ponto:** 26

**Descrição geral:**

Rocha félsica, inequigranular, porfírica, sendo que a matriz varia de fina a média (até 1.5 mm), enquanto que os fenocristais possuem granulação variando de média a grossa (até 7.5 mm). É comum a presença de mirmequita.

A matriz é constituída principalmente por K-feldspato, quartzo, plagioclásio e biotita. Em menor proporção têm-se minerais opacos e zircão.

O K-feldspato possui granulação entre fina a média, hábito tabular, variando de subédrico a anédrico e é representado principalmente pela microclina.

O quartzo possui granulação entre fina a média, hábito tabular, variando de subédrico a anédrico (sendo o segundo predominante).

O plagioclásio possui granulação entre fina a média, hábito colunar, variando de subédrico a anédrico.

Os feldspatos em geral apresentam moderado grau de seritização e carbonatação.

A biotita ocorre em menor proporção e apresenta granulação fina e hábito lamelar, variando de anédrico a subédrico.

Os minerais opacos também ocorrem em menor proporção. Seu hábito é tabular e variam de subédrico a anédrico, sendo o segundo predominante.

O zircão ocorre pontualmente, e possui hábito tabular, sendo subédrico e com granulação fina.

Já os fenocristais são constituídos por quartzo, K-feldspato e plagioclásio, chegando a até 7.5 mm de comprimento. O K-feldspato possui hábito tabular, variando de subédrico a anédrico. O único grão de plagioclásio identificado tem hábito colunar e é subédrico. Já os grãos de quartzo são anédricos.

**Estimativa visual dos minerais:**

Matriz: 90% da rocha, sendo que:

<b>Minerais</b>	<b>Porcentagem:</b>
Quartzo	50
Microclina	40
Plagioclásio	10
Biotita	Traço
Minerais opacos	Traço
Zircão	Traço

Fenocristais: 10% da rocha, sendo: 5% de quartzo, 4% de K-feldspato e menos de 1% de plagioclásio.

**Classificação:** sienogranito

## **Sienogranito tardio:**

**Código da lâmina:** F5F5

**Ponto:** 5

### **Descrição geral:**

Rocha félsica, porfírica, tendo matriz de granulação fina e fenocristais de granulação grossa.

A matriz é constituída essencialmente por K-feldspato, quartzo, plagioclásio e biotita. Em menor proporção estão os minerais opacos e a apatita.

O K-feldspato possui, hábito tabular, variando de subédrico a anédrico e é representado principalmente pela microclina.

O quartzo possui hábito tabular, variando de subédrico a anédrico (sendo o segundo predominante).

O plagioclásio possui hábito colunar, variando de subédrico a anédrico.

Os feldspatos em geral apresentam moderado grau de seritização e carbonatação.

A biotita ocorre em menor proporção e apresenta hábito lamelar, variando de anédrico a subédrico.

Os minerais opacos também ocorrem em menor proporção. Seu hábito é tabular, variando de subédrico a anédrico.

A apatita possui hábito acicular e comumente estão inclusas em grãos de quartzo e plagioclásio.

Já a assembleia de fenocristais é representada pelo K-feldspato, com hábito tabular e forma subédrica

### **Estimativa visual dos minerais:**

Matriz: 97% da rocha

<b>Minerais</b>	<b>Porcentagem:</b>
Microclina	50
Quartzo	35
Plagioclásio	10
Biotita	4
Minerais opacos	1
Apatita	Traço

Fenocristais: 3% da rocha.

**Classificação:** sienogranito

**Código da lâmina:** F5F10

**Ponto:** 10

**Descrição geral:**

Rocha félsica, porfírica, tendo matriz de granulação fina e fenocristais de granulação grossa.

A matriz é constituída essencialmente por K-feldspato, quartzo, plagioclásio, biotita e muscovita. Em menor proporção estão os minerais opacos, a titanita e a apatita.

O K-feldspato possui granulação entre fina a média (até 3 mm), hábito tabular, variando de subédrico a anédrico, sendo representado principalmente pela microclina.

O quartzo possui granulação entre fina a média, hábito tabular, variando de subédrico a anédrico (sendo o segundo predominante).

O plagioclásio possui granulação entre fina a média, hábito colunar, variando de subédrico a anédrico.

Os feldspatos em geral apresentam moderado grau de seritização e carbonatação.

A biotita apresenta granulação fina e hábito lamelar, variando de anédricos a subédricos.

A muscovita, assim como a biotita, possui granulação fina, hábito lamelar, variando de subédrico a anédrico. Seus grãos ocorrem em contato ou parcialmente inclusos na biotita, sugerindo que a mesma é produto da reação da biotita com o magma ou com fluidos intersticiais.

A titanita possui granulação fina, hábito prismático, variando de subédrico a anédrico. Alguns grãos mostram-se corroídos, outros estão associados aos minerais opacos. No último caso, formam o leucoxênio.

Os minerais opacos também ocorrem em menor proporção. Seu hábito é tabular e variam de subédrico a anédrico.

A apatita possui granulação muito fina, hábito acicular e comumente estão inclusas em grãos de quartzo e plagioclásio.

Já a assembleia de fenocristais é representada pelo K-feldspato, com hábito tabular e forma subédrica.

**Estimativa visual dos minerais:**

Matriz: 97% da rocha

<b>Minerais</b>	<b>Porcentagem:</b>
K-feldspato	35
Quartzo	25
Plagioclásio	15
Biotita	13
Muscovita	4
Titanita	5
Minerais opacos	3
Apatita	Traço

Fenocristais: 3% da rocha.

**Classificação:** sienogranito

- Enclave no sienogranito tardio:

**Código da lâmina:** EP5

**Ponto:** 5

**Descrição geral:**

Rocha inequigranular, com granulação variando de fina a média (até 2.5 mm) e possui mirmequita. É constituída principalmente por K-feldspato, plagioclásio, quartzo, biotita e hornblenda. Em menor proporção têm-se titanita, minerais opacos e apatita.

O K-feldspato possui granulação entre fina a média (até 3 mm), hábito tabular, variando de subédrico a anédrico. Alguns de seus cristais possuem extinção ondulante.

O plagioclásio possui granulação entre fina a média (até 2 mm), hábito colunar, variando de subédrico a anédrico (sendo o segundo predominante).

O quartzo possui granulação entre fina a média (até 2.5 mm), hábito tabular, variando de subédrico a anédrico (sendo o segundo predominante). Localmente são vistos grãos de quartzo com extinção ondulante.

A biotita possui granulação entre fina a média, hábito lamelar, variando de euédrico a subédrico.

A hornblenda possui granulação entre fina a média, hábito prismático, variando de subédrico a anédrico. Comumente ocorre em contato ou cortando os grãos de biotita.

Os grãos de titanita possuem granulação entre fina a média e são anédricos. Comumente ocorrem em contato ou com inclusões de cristais de minerais máficos (biotita e hornblenda).

Os minerais opacos possuem granulação entre fina a média, hábito tabular e colunar, variando de subédricos a anédricos. Comumente ocorrem totalmente ou parcialmente inclusos em grãos de biotita e hornblenda.

Os minerais opacos e a titanita estão fortemente associados, formando o leucoxênio.

A allanita possui granulação fina, hábito colunar, variando de subédrico a anédrico.

A apatita possui granulação fina, hábito acicular e comumente estão inclusas em grãos de quartzo e plagioclásio.

**Estimativa visual dos minerais:**

<b>Minerais</b>	<b>Porcentagem:</b>
K-feldspato	30
Plagioclásio	20
Quartzo	10
Biotita	20
Hornblenda	11
Titanita	6
Minerais opacos	3
Allanita	Traço
Apatita	Traço

**Classificação:** quartzo monzonito

## **Anexo V: Análises de Microsonda**

No.	Na2O	K2O	Al2O3	CaO	SiO2	Total	Comment
1	2.94	0.01	31.56	14.04	50.68	99.23	Teste An70
2	7.69	0.20	24.10	4.99	64.32	101.29	H5MIN23-C3-PI-1
3	7.38	0.22	24.72	5.72	62.43	100.47	H5MIN23-C3-PI-2
4	8.21	0.15	23.60	4.33	64.76	101.05	H5MIN23-C3-PI-3
5	8.68	0.15	22.05	2.86	65.95	99.69	H5MIN23-C3-PI-4
6	0.87	15.78	18.23	0.00	62.32	97.20	H5MIN23-C3-KF-1
7	4.49	9.34	19.17	0.13	68.10	101.22	H5MIN23-C3-KF-2
8	7.68	0.30	24.24	4.91	62.80	99.93	H5MIN23-C3-PI-5
9	7.76	0.20	24.02	5.10	62.73	99.81	H5MIN23-C3-PI-6
10	7.12	0.45	23.84	5.76	59.68	96.85	MP19-C7-PI-1
11	1.45	13.98	18.78	0.18	62.45	96.85	MP19-C7-KF-1
12	2.79	0.03	31.70	14.62	50.71	99.84	Teste An70
13	7.00	0.32	24.81	6.31	60.74	99.18	MP19-C7-PI-2
14	1.29	14.63	19.17	0.32	64.48	99.88	MP19-C7-KF-2
15	6.99	0.37	24.55	5.76	62.30	99.95	MP19-C7-PIMt-3
16	6.95	0.43	24.05	5.91	61.02	98.36	MP19-C3-PI-1
17	7.00	0.45	23.88	5.61	61.04	97.99	MP19-C3-PI-2
18	5.04	0.21	27.69	10.15	55.22	98.31	MP19-C3-PI-3
19	4.83	0.26	28.18	10.58	54.94	98.79	MP19-C3-PI-4
20	5.27	0.33	25.76	8.67	54.31	94.33	MP19-C3-PI-5
21	5.72	0.35	27.06	8.88	57.31	99.31	MP19-C3-PI-6
22	5.22	0.32	27.86	9.92	56.40	99.72	MP19-C3-PI-7
23	4.95	0.33	28.02	9.87	56.04	99.21	MP19-C3-PI-8
24	5.05	0.32	28.13	9.89	55.70	99.09	MP19-C3-PI-9
25	4.94	0.35	28.16	10.07	55.43	98.95	MP19-C3-PI-10
26	4.86	0.31	28.40	10.63	55.80	100.00	MP19-C3-PI-11
27	7.09	0.56	24.56	5.79	61.52	99.52	MP19-C5-PI-1
28	7.14	0.55	24.39	5.75	61.72	99.54	MP19-C5-PI-2
29	7.10	0.54	24.71	6.21	62.15	100.71	MP19-C5-PI-3
30	5.42	0.29	26.82	8.92	57.10	98.55	MP19-C5-PI-4
31	4.37	0.22	29.20	11.33	53.85	98.97	MP19-C5-PI-5
32	4.61	0.22	28.94	11.20	54.65	99.62	MP19-C5-PI-6
33	4.59	0.28	28.90	11.06	54.78	99.60	MP19-C5-PI-7
34	7.04	0.37	24.18	6.06	59.80	97.45	M5F17-C1-F-1
35	6.92	0.36	24.12	6.14	60.14	97.69	M5F17-C1-F-2
36	0.02	0.01	0.06	0.03	96.78	96.89	M5F17-C1-F-3
37	6.85	0.29	24.71	6.36	60.54	98.74	M5F17-C1-F-4
38	2.19	13.42	18.85	0.18	64.44	99.07	M5F17-C1-F-5
39	1.34	14.71	18.79	0.12	63.59	98.55	M5F17-C1-F-6
40	1.68	13.93	18.94	0.12	64.11	98.79	M5F17-C1-F-7
41	1.13	14.73	18.81	0.15	65.24	100.07	M5F17-C1-F-8
42	1.86	13.71	18.97	0.13	64.46	99.13	M5F17-C1-F-9
43	1.82	13.82	19.03	0.08	65.19	99.94	M5F17-C1-F-10
44	2.37	12.62	19.09	0.20	65.27	99.54	M5F17-C1-F-11
45	1.84	13.69	19.14	0.16	65.49	100.31	M5F17-C1-F-12
46	1.75	13.91	18.87	0.09	65.31	99.93	M5F17-C1-F-13
47	1.00	15.06	18.75	0.06	65.59	100.46	M5F17-C1-F-14
48	1.66	13.45	18.57	0.11	64.16	97.95	M5F17-C1-F-15
49	7.43	0.19	24.20	5.42	62.18	99.40	05MIX23B-C4-F-1
50	7.36	0.21	24.16	5.67	61.41	98.80	05MIX23B-C4-F-2
51	7.34	0.24	24.11	5.58	61.88	99.15	05MIX23B-C4-F-3
52	7.10	0.34	24.08	5.77	61.30	98.59	05MIX23B-C4-F-4
53	7.19	0.19	24.05	5.71	61.10	98.23	05MIX23B-C4-F-5
54	1.34	14.42	18.78	0.06	63.56	98.17	05MIX23B-C4-F-6
55	3.24	11.06	19.57	0.53	65.24	99.64	05MIX23B-C4-F-7
56	1.92	13.41	18.88	0.15	63.85	98.21	05MIX23B-C4-F-8
57	2.07	13.37	18.88	0.11	63.94	98.37	05MIX23B-C4-F-9
58	1.81	13.98	18.74	0.06	63.78	98.37	05MIX23B-C4-F-10
59	1.98	13.54	18.79	0.14	63.50	97.95	05MIX23B-C4-F-11
60	2.08	13.42	18.85	0.11	62.95	97.40	05MIX23B-C4-F-12
61	1.59	14.56	18.64	0.04	63.82	98.65	05MIX23B-C4-F-13
62	1.35	14.74	18.56	0.09	63.05	97.78	05MIX23B-C4-F-14
63	1.84	13.48	18.61	0.11	63.82	97.86	05MIX23B-C4-F-15

## **Anexo V: Análises de Litogeoquímica**

Suíte G1:

	M1N4A	M1V4A	M12A	F12	F14	F114	EGN15B	F5G14	F5G30	F5G24	F5F1	F5F10
SiO2	50.69	48.68	51.15	67.67	68.12	70.14	72.28	69.22	70.13	72.24	68.6	67.86
TiO2	2.14	2.12	2.86	0.5	0.44	0.38	0.27	0.65	0.6	0.27	0.8	0.78
Al2O3	16.53	14.56	15.69	15.86	15.97	14.61	13.33	14.44	14.13	13.78	15.14	15.28
Fe2O3T	10.67	11.48	12.17	3.93	3.47	3.23	2.41	3.36	3.09	2	3.91	4
MnO	0.19	0.23	0.18	0.05	0.07	0.07	0.03	0.79	0.78	0.04	0.03	0.03
MgO	4.85	8.31	3.96	0.71	0.78	0.58	0.36	0.03	0.04	0.21	0.79	0.77
CaO	6.66	7.44	6.4	3.58	2.35	2.42	1.46	1.91	1.94	0.94	1.96	1.95
Na2O	3.25	2.6	3.48	2.99	3.57	3.2	3.38	3.8	3.83	3.29	3.02	3.21
K2O	4.44	3.95	3.57	3.71	5.49	3.44	4.06	6.03	5.83	6.06	5.55	5.59
P2O5	1.15	1.06	1.66	0.1	0.12	0.09	0.06	0.15	0.14	0.04	0.17	0.17
LOI	0.47	0.31	0.09	0.22	0.13	0.94	0.6	0.72	0.49	0.15	0.65	0.38
Total	101.04	100.43	101.12	99.1	100.38	98.16	97.64	100.38	100.51	98.87	99.97	99.64
Q	0	0	3.636	29.033	21.136	34.304	35.271	21.645	23.095	28.592	25.916	23.997
C	0	0	0	0.688	0.174	1.514	0.909	0	0	0.201	1.049	0.848
Or	29.188	26.245	23.715	23.036	33.478	21.416	25.193	36.728	35.363	36.971	34.146	34.542
Ab	30.589	24.733	33.102	26.587	31.173	28.524	30.03	33.144	33.263	28.736	26.603	28.397
An	19.356	18.427	18.717	17.978	11.221	12.025	7.194	4.674	4.256	4.544	8.964	8.953
Wo	0	0	0	0	0	0	0	1.257	1.421	0	0	0
Di(FS)	0	0	0	0	0	0	0	0.766	0.888	0	0	0
Di(MS)	1.228	6.223	0	0	0	0	0	0.167	0.22	0	0	0
Hy(MS)	6.519	5.489	11.089	1.858	2.005	1.522	0.942	0	0	0.54	2.047	2.005
Oi(MS)	4.449	10.438	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Il	0.451	0.554	0.432	0.113	0.154	0.158	0.068	1.273	1.17	0.088	0.066	0.066
Tn	5.259	5.133	3.373	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ru	0	0	1.613	0.465	0.373	0.317	0.248	0	0	0.233	0.798	0.781
Ap	2.963	2.762	4.323	0.243	0.287	0.22	0.146	0.359	0.334	0.095	0.41	0.412
La	144.3	112.9	172.9	80	75.6	57.7	47.5	219	176.5	150.5	139.7	131.4
Ce	246.3	192.4	311.5	131.1	129.3	94.7	59	409.8	347.6	231.6	229.2	218.9
Pr	29.56	22.63	37.63	14.88	14.26	10.45	6.37	43.54	37.3	21.88	23.38	23.93
Sr	1539	1028	1425	578	499	305	371	463	427	211	293	288
Nd	108.9	89.3	145	53.1	51.7	38.8	20.5	143.2	124.8	63.4	76.5	78
Zr	377	381	499	298	219	225	180	632	534	284	567	595
Hf	5.1	6.16	9.12	4.59	4.46	3.87	3.18	16.42	14.47	5.39	8.97	8.47
Sm	17.4	14.6	21.1	6.8	8.7	5.7	3.9	19.3	17.5	8.5	9.4	10.1
Eu	3.98	3.83	5.18	1.99	2.44	1.4	1.3	3.06	2.68	1.68	1.21	1.27
Gd	11.37	10.18	15.4	4.67	4.73	4.36	2.57	11.58	10.74	4.29	4.75	6.14
Tb	1.28	1.32	1.84	0.54	0.66	0.58	0.29	1.54	1.36	0.66	0.55	0.74
Dy	5.95	5.7	8.19	2.66	3.1	2.9	1.43	7.37	6.94	2.54	2.26	2.88
Y	23	23	29	14	21	19	10	37	34	12	12	15
Ho	1.09	1.05	1.39	0.52	0.64	0.58	0.24	1.4	1.38	0.5	0.34	0.44
Er	2.89	2.87	3.34	1.72	2.12	1.99	0.75	3.83	3.49	1.55	0.71	1.06
Tm	0.38	0.43	0.43	0.15	0.17	0.24	0.06	0.55	0.49	0.22	0.06	0.09
Yb	2.2	1.6	2.1	1.4	1.8	2	0.6	3.2	3.2	1.2	0.6	0.6
Lu	0.32	0.27	0.3	0.25	0.29	0.36	0.2	0.45	0.47	0.14	0.08	0.13
K	36859	32791	29636	30799	45575	28557	33704	50058	48398	50307	46073	46405
Ti	12827	12707	17143	2997	2637	2278	1618	3896	3596	1618	4795	4675
P	5018	4626	7244	436	524	393	262	655	611	175	742	742

Suíte G5:

	D5MIX23A	M5G9	M5G17	F5G38	H18	H517	H16A	M5G16	F5G39	M5G11	MP19
SiO2	56.39	52.31	51.8	61.28	59.37	58.32	55.77	52.43	65.1	51.96	51.96
TiO2	2.08	2.55	2.96	1.29	1.65	1.96	2.5	1.89	0.74	2.3	2
Al2O3	15.62	15.74	14.93	16.41	14.73	16.53	15.63	16.33	16.24	15.44	14.64
FeOT	10.09	10.64	11.24	6.34	7.54	8.63	9.86	10.28	4.32	11.09	9.84
MnO	0.11	0.14	0.15	0.09	0.11	0.09	0.13	0.12	0.08	0.13	0.15
MgO	2.22	3.95	4.12	1.45	1.81	1.85	2.58	5.06	0.77	4.02	5.23
CaO	4.85	6.13	7	3.38	3.8	4	4.98	7.41	1.95	6.58	6.32
Na2O	3.52	3.04	3.21	3.48	3.2	3.71	3.23	3.05	4.11	2.69	3.16
K2O	4.22	3.5	3.54	6.03	4.87	5.17	4.43	2.88	7.01	2.82	2.73
P2O5	0.65	1.38	1.72	0.42	0.59	0.58	1.11	0.86	0.21	1.45	0.9
LOI	0.59	0.32	0.33	0.25	0.54	0.13	0.07	0.32	0.44	0.6	1.89
Sum	100.34	99.7	101	100.42	98.21	100.97	100.29	100.63	100.97	99.08	98.82
Q	3.968	1.518	0	7.043	10.298	3.556	4.456	0	7.916	4.372	1.189
Or	25.01	20.826	20.761	35.57	29.519	30.275	26.115	16.961	41.196	16.955	16.695
Ab	29.87	25.901	26.967	29.396	27.771	31.105	27.264	25.723	34.583	23.16	27.67
An	14.393	19.094	15.756	11.323	11.738	13.062	15.029	22.285	5.132	22.093	18.319
Di(FS)	2.963	1.014	3.122	1.436	1.875	1.546	1.166	3.267	1.874	0.631	2.754
Di(MS)	1.674	1.018	3.155	0.831	1.202	0.867	0.833	3.962	0.798	0.597	3.853
Hy(MS)	4.771	9.436	8.066	3.221	4.065	4.166	6.022	9.054	1.538	9.908	11.696
Hy(FS)	9.686	10.78	9.156	6.384	7.273	8.525	9.666	8.564	4.142	12.01	9.589
OI(MS)	0	0	0.461	0	0	0	0	1.169	0	0	0
OI(FS)	0	0	0.577	0	0	0	0	1.218	0	0	0
Mt	2.195	2.315	2.443	1.379	1.643	1.876	2.144	2.236	0.94	2.416	2.147
Il	3.962	4.878	5.581	2.447	3.214	3.691	4.738	3.577	1.398	4.443	3.93
Ap	1.511	3.22	3.957	0.971	1.402	1.332	2.567	1.986	0.484	3.417	2.159
V	166	186	178	94	102	132	122	126	29	207	168
Co	21.4	31.3	34.9	11.3	16.4	18.4	23.5	40	5.2	56.3	44.1
Ni	23	34	39	7	9	5	14	41	3	39	44
Cu	22	33	22	14	17	13	19	24	6	32	26
Zn	155	140	145	107	110	108	153	99	76	116	108
Ga	26.1	20.7	21.9	26.7	27.2	25.9	24	19.9	21.9	22.9	23.5
Cs	0.49	0.75	0.58	0.65	0.62	0.88	0.71	0.37	0.46	0.56	0.3
Rb	93.5	74.7	67.3	144.8	135.3	97.2	116.2	49.6	164.5	69.9	66.4
Ba	2961	2364	2410	3342	2756	3721	2718	2476	2254	2204	1935
Th	12.3	8.1	6.1	17.5	17.6	8.8	15.4	3.9	21.2	11.3	9
U	1.09	1.86	1.78	2.49	2.3	1.65	2.2	0.91	2.42	1.7	1.35
Nb	62	55	49	61	56	39	57	25	71	53	51
Ta	1.62	0.15	0.43	0.37	1.59	1.76	3.46	0.6	3.04	0.76	1.82
La	179.1	108.5	110.6	174.3	171.2	86.5	147.1	73.9	227.4	108.7	112.1
Ce	320.1	179.3	203.5	291.6	284.5	142.4	257.9	125.4	377.1	191.8	189.9
Pr	38.96	22.47	24.64	33.59	32.56	17.75	30.01	14.98	39.71	23.32	22.96
Sr	992	1328	1145	834	889	1135	1017	1270	479	1408	1026
Nd	152.3	86.1	98.3	121.6	119.9	70	114.4	62.1	134.3	90	88.8
Zr	855	491	568	807	663	679	677	684	1100	363	306
Hf	14.67	6.48	7.91	13.43	12.23	8.72	8.88	8.97	12.24	5.88	5.98
Sm	22.5	13.5	14.2	16.5	18.6	10.7	17.2	9.7	19.6	13.6	13.5
Eu	3.52	2.85	3.15	3.29	3.43	2.44	3.46	2.58	3.25	3.31	3.03
Gd	15.86	8.66	10.82	11.05	12.72	7.56	12.15	7.24	11.64	9.38	10.41
Tb	2.14	0.95	1.26	1.43	1.59	0.92	1.51	0.89	1.55	1.14	1.17
Dy	10.15	5.12	5.8	6.24	6.98	4.36	6.94	4.28	6.86	4.87	5.41
Y	32	29	31	29	32	20	36	22	27	22	27
Ho	1.9	0.93	1.05	1.08	1.23	0.85	1.15	0.79	1.24	0.84	1.09
Er	5.21	2.11	2.38	2.97	3.12	2.11	2.96	2.13	3.4	2.15	2.69
Tm	0.76	0.24	0.32	0.37	0.42	0.26	0.39	0.23	0.5	0.24	0.36
Yb	5.4	1.8	1.8	2.3	2.5	1.4	2.5	1.7	2.8	1.7	2.3
Lu	0.84	0.24	0.3	0.33	0.4	0.28	0.32	0.31	0.29	0.24	0.45
K	35032	29055	29387	50058	40428	42919	36776	23908	58193	23410	22663
Ti	12467	15285	17742	7732	9890	11748	14985	11329	4436	13786	11988
P	2836	6022	7506	1833	2575	2531	4844	3753	916	6328	3927