



UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO
ESCOLA DE MINAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

**CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DE SANUKITOIDES
E LEUCOGRANITOIDES DO CINTURÃO MINEIRO - MG**

Wilker Soares Silva

MONOGRAFIA nº 457

Ouro Preto, dezembro de 2022

**CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DE SANUKITOIDES
E LEUCOGRANITOIDES DO CINTURÃO MINEIRO – MG**



FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO

Reitora

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

Vice-Reitor

Prof. Dr. Hermínio Arias Nalini Júnior

Pró-Reitora de Graduação

Prof.^a Dr.^a Tânia Rossi Garbin

ESCOLA DE MINAS

Diretor

Prof. Dr. José Alberto Neves

Vice-Diretor

Prof. Dr. Cláudio Eduardo Lana

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

Chefe

Dr. Geraldo Magela Santos Sampaio

Vice-chefe

Prof. Dr. Leonardo Eustáquio da Silva Gonçalves

MONOGRAFIA

Nº 457

CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DE SANUKITOIDES E LEUCOGRANITOIDES DO CINTURÃO MINEIRO - MG

Wilker Soares Silva

Orientadora

Prof.^a Dr.^a Cristiane Paula de Castro Gonçalves

Co-Orientadores

Prof. Dr. Leonardo Eustáquio da Silva Gonçalves

Dr. Marco Aurélio Piacentini Pinheiro - CPRM

Me. Syro Gusthavo Lacerda

Monografia do Trabalho de Conclusão de curso apresentado ao Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial para avaliação da disciplina Trabalho de Conclusão de Curso – TCC 402, ano 2022/2.

OURO PRETO

2022

Universidade Federal de Ouro Preto – <http://www.ufop.br>
Escola de Minas - <http://www.em.ufop.br>
Departamento de Geologia - <http://www.degeo.ufop.br/>
Campus Morro do Cruzeiro s/n - Bauxita
35.400-000 Ouro Preto, Minas Gerais
Tel. (31) 3559-1600, Fax: (31) 3559-1606

Direitos de tradução e reprodução reservados.

Nenhuma parte desta publicação poderá ser gravada, armazenada em sistemas eletrônicos, fotocopiada ou reproduzida por meios mecânicos ou eletrônicos ou utilizada sem a observância das normas de direito autoral.

Revisão geral: Wilker Soares Silva
Cristiane Castro Gonçalves
Leonardo Gonçalves
Marco Pinheiro
Syro Lacerda

SISBIN - SISTEMA DE BIBLIOTECAS E INFORMAÇÃO

S586c Silva, Wilker Soares.

Caracterização petrográfica de sanukitoides e leucogranitoides do Cinturão Mineiro - MG. [manuscrito] / Wilker Soares Silva. - 2022.
69 f.: il.: color., tab., mapa.

Orientadora: Profa. Dra. Cristiane Paula de Castro Gonçalves. Coorientadores:
Prof. Dr. Leonardo Eustáquio da Silva Gonçalves, Dr.
Marco Aurélio Piacentini Pinheiro, Me. Syro Gusthavo Lacerda.
Monografia (Bacharelado). Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de Minas. Graduação em Engenharia Geológica .

1. Petrologia. 2. Rochas ígneas - Granitoides. 3. Microestrutura. 4. Crátons.
I. Gonçalves, Cristiane Paula de Castro. II. Gonçalves, Leonardo Eustáquio da Silva. III. Lacerda, Syro Gusthavo. IV. Pinheiro, Marco Aurélio Piacentini. V. Universidade Federal de Ouro Preto. VI. Título.

CDU 552.31

Bibliotecário(a) Responsável: Sione Galvão Rodrigues - CRB6 / 2526

<http://www.sisbin.ufop.br>



FOLHA DE APROVAÇÃO

Wilker Soares Silva

Caracterização petrográfica sanukitoides e leucogranitos do Cinturão Mineiro - MG

Monografia apresentada ao Curso de Engenharia Geológica da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial para obtenção do título de Engenheiro Geólogo

Aprovada em 02 de dezembro de 2022

Membros da banca

Dra. Cristiane Castro Gonçalves - Orientadora - Universidade Federal de Ouro Preto
Dra. Maria Eugênia Silva de Souza - Universidade Federal de Ouro Preto
Dr. Samuel Moreira Bersan - Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Cristiane Castro Gonçalves, orientadora do trabalho, aprovou a versão final e autorizou seu depósito na Biblioteca Digital de Trabalhos de Conclusão de Curso da UFOP em 12/12/2022



Documento assinado eletronicamente por **Cristiane Paula de Castro Gonçalves, PROFESSOR DE MAGISTERIO SUPERIOR**, em 12/12/2022, às 22:58, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 6º, § 1º, do [Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015](#).



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site http://sei.ufop.br/sei/controlador_externo.php?acao=documento_conferir&id_orgao_acesso_externo=0, informando o código verificador **0442010** e o código CRC **D6C12A53**.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a todos que contribuíram nessa longa jornada geológica. Primeiramente aos meus pais Julimar e Cleudes por todo o apoio. Aos meus irmãos Liler e Mi e a Walquiria e Larisse pelo suporte que sempre me deram. Aos meus sobrinhos Sofia, Tom, Bia e Nero por renovarem as alegrias e motivarem a seguir o caminho geológico.

Aos meus orientadores Cristiane e Leonardo Gonçalves por toda a parceria nessa caminhada, obrigado pelos ensinamentos, aprendizados e por terem apresentado o Cinturão Mineiro! Serei eternamente grato por todo o conhecimento compartilhado.

Aos meus amigos e co-orientadores Syro Lacerda e Isabela Nahas, que bom poder dividir com vocês a mesma área de trabalho e desvendar este lugar tão especial.

Aos meus presentes da esquina Luiza Clemente e Alice Mendes que tanto contribuíram para as discussões e elaboração deste trabalho.

Ao Núcleo de Estudos Microtectônicos da UFOP (NEMic) e a todos os membros em especial a Geraldo Sampaio, Stéphanie Lopes, Jessyca Carneiro, Carol Marcussi e Carol Barbosa. Ao Departamento de Geologia e a Universidade Federal de Ouro Preto.

A Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM pela parceria institucional e apoio neste estudo. Aos geólogos parceiros Marco Pinheiro, Marcelo Marinho, Júlio Lombello, Paulo Amorim e Márcio Silva.

“Alegações extraordinárias exigem evidências extraordinárias.”

Carl Sagan

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS.....	ix
LISTA DE FIGURAS.....	xiii
LISTA DE TABELAS	xiv
RESUMO.....	xvi
1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1. APRESENTAÇÃO.....	1
1.2. LOCALIZAÇÃO.....	2
1.3. OBJETIVOS.....	3
1.4. JUSTIFICATIVA.....	3
1.5. MATERIAIS E MÉTODOS.....	4
1.5.1 Revisão bibliográfica	4
1.5.2 Descrição Petrográfica e Microestrutural	4
1.5.3 Classificação das Rochas	4
1.5.4 MEV/EDS	5
2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	7
2.1. CONTEXTO GEOTECTÔNICO.....	7
2.1.1. O Cráton São Francisco.....	7
2.1.2. O Cinturão Mineiro	8
2.2. QUADRO ESTRATIGRÁFICO	10
2.2.1. Granitoides Paleoproterozoicos.....	10
2.2.2. Unidades Supracrustais	12
2.3. ARCABOUÇO ESTRUTURAL.....	14
2.4. EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DO CINTURÃO MINEIRO.....	15
3. MICROESTRUTURAS EM ROCHAS GRANÍTICAS.....	16
3.1. INTRODUÇÃO	16
3.2. MICROESTRUTURAS MAGMÁTICAS	16
3.2.1. Magma <i>Mixing</i> e <i>Mingling</i>	17
3.2.2. Fluxo Magmático	19
3.2.3. Zonamento Oscilatório	20
3.3. MICROESTRUTURAS EM ESTADO “SUBSÓLIDOS” / TARDI-MAGMÁTICO	22
3.4. MICROESTRUTURAS EM ESTADO SÓLIDO.....	23
4. PETROGRAFIA E MICROESTRUTURAS	25
4.1. INTRODUÇÃO	25
4.2. SUÍTE ALTO MARANHÃO	26
4.2.1. Minerais Essenciais e Microestruturas Associadas	29

4.2.2. Minerais Acessórios e Microestruturas Associadas.....	33
4.2.3. Minerais Secundários.....	37
4.3. GRANITOIDE CUPIM.....	37
4.3.1. Minerais Essenciais e Microestruturas Associadas	40
4.3.2. Minerais Acessórios e Microestruturas Associadas.....	45
4.3.3. Minerais Secundários.....	45
5. QUÍMICA MINERAL	47
5.1. MICROANÁLISES QUÍMICAS	47
5.1.1. Feldspatos	48
5.1.2. Biotitas	51
5.1.3. Granadas	53
5.1.4. Muscovitas	54
6. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS.....	56
6.1. ANÁLISES PETROGRÁFICAS E MICROESTRUTURAIS.....	56
6.1.1. Suíte Alto Maranhão.....	56
6.1.2. Granitoide Cupim	57
6.2. ANÁLISES DE QUÍMICA MINERAL	58
6.2.1. Suíte Alto Maranhão.....	58
6.2.2. Granitoide Cupim	59
7. CONCLUSÕES	61
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	62
APÊNDICE	69

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 - Mapa de localização da área estudo na porção central do estado de Minas Gerais (Fonte: Google Earth 2020).....	2
Figura 1.2 - Diagrama ternário QAP, recomendado pela IUGS para classificação de rochas plutônicas com menos de 90 %	5
Figura 2.1 - Esquema de reconstrução da porção oeste-Gondwana com os crátons do São Francisco e Congo (A), evidenciando a localização do Cinturão Mineiro.....	7
Figura 2.2 - Mapa geológico simplificado das unidades do Cinturão Mineiro. A área corresponde ao quadro (C) da Figura 2.1	9
Figura 3.1 - Diagramas esquemáticos ilustrando possíveis formas em que as texturas de <i>mixing</i> e <i>mingling</i> podem se formar (modificado de Hibbard 1991 e Baxter 2002).....	18
Figura 3.2 - Fenocristal de plagioclásio mostrando evidências de arredondamento e corrosão interna por dissolução no magma, seguido de cristalização	18
Figura 3.3 - A) Esboço mostrando a imbricação (<i>tiling</i>) de cristais formados durante o fluxo magmático (Vernon 2004). B) Esboço mostrando características	19
Figura 3.4 - Orientação de fluxo em riolito hipocrystalino (Pedreira Ngongataha, Rotorua, Nova Zelândia). A foliação é desviada em torno de fragmentos de fenocristais.	20
Figura 3.5 - A) Cristais de plagioclásio com padrões de zoneamento oscilatório completo. Alguns contatos do plagioclásio com o quartzo e outros cristais	21
Figura 3.6 - Porfiroclasto de K-feldspato com extinção ondulante e matriz de feldspato e quartzo recristalizados. Destaque para os cristais de quartzo.....	23
Figura 4.1 - Mapa geológico simplificado do Cinturão Mineiro com o posicionamento das amostras analisadas neste estudo (modificado de Seixas <i>et al.</i> 2012	26
Figura 4.2 - Diagrama QAP para amostras da Suíte Alto Maranhão.	27
Figura 4.3 - Aspectos petrográficos macroscópicos da SAM. A) Aglomerado de enclaves máficos alojados em rocha tonalíticas, estação LS-550..	28
Figura 4.4 - Fotomicrografias por microscopia ótica de luz polarizada cruzada (XPL). A) Fenocristal euédrico de plagioclásio com zoneamento	30
Figura 4.5 - Fotomicrografias por microscopia ótica de luz plana-polarizada (PPL) e luz polarizada cruzada (XPL). A) Fenocristais de plagioclásio com	31
Figura 4.6 - Fotomicrografias por microscopia ótica de luz plana-polarizada (PPL) e luz polarizada cruzada (XPL). A) Fenocristais de plagioclásio com bordas).	32
Figura 4.7 - Fotomicrografias por microscopia ótica de luz plana-polarizada (PPL) e luz polarizada cruzada (XPL). A) Cristal de piroxênio (enstatita)	35
Figura 4.8 - Fotomicrografias por microscopia ótica de luz plana-polarizada (PPL) e luz polarizada cruzada (XPL). A) Cristais de apatita com	36
Figura 4.9 - Diagrama QAP para rochas do Granitoide Cupim.	38

Figura 4.10 - Aspectos petrográficos macroscópicos do Granitoide Cupim. A) Afloramento da estação LS-006/G1A-GC1 em pedreira no município de Cristiano Ottoni	39
Figura 4.11 - - Fotomicrografias por microscopia ótica de luz polarizada cruzada (XPL). A) Cristal de microclíneo com macla em grade e inclusões de quartzo	41
Figura 4.12 - Fotomicrografias por microscopia ótica de luz polarizada cruzada (XPL). A) Exsolução peritítica em cristais de microclíneo (LS-453)..	42
Figura 4.13 - Fotomicrografias por microscopia ótica de luz plana-polarizada (PPL) e luz polarizada cruzada (XPL). A) Cristais de biotita com halos pleocróicos	44
Figura 4.14 - Fotomicrografias por microscopia ótica de luz plana-polarizada (PPL) e luz polarizada cruzada (XPL). A) Cristal de allanita parcialmente	46
Figura 5.1 - A) Diagrama ternário para classificação normativa de feldspatos pela proporção Ab-Or-An, adaptado de Deer et al. (1992).....	48
Figura 5.2 - Análises químicas do cristal de plagioclásio visto no Campo 2 da amostra LS-550 da Suíte Alto Maranhão. A) Gráfico composicional com as	49
Figura 5.3 - Análises químicas do cristal de plagioclásio analisado no Campo 9 da amostra LS-550 da Suíte Alto Maranhão. A) Gráfico composicional.....	50
Figura 5.4 - Análises químicas do cristal de plagioclásio, Campo 4, da amostra G1A-GC1 do Granitoide Cupim. A) Gráfico composicional.....	50
Figura 5.5 - Classificação das biotitas da SAM e GC. A) Diagrama ternário de classificação da biotita em função dos teores: $TiO_2 \times FeO \times MgO$ – wt%	52
Figura 5.6 - Classificação das granadas do Granitoide Cupim, amostra LS-330. A) Diagrama ternário mostrando a composição das granadas	53
Figura 5.7 - Análises químicas dos cristais de granada do Granitoide Cupim. A) Gráfico composicional com as concentrações de Almandina (Fe^{2+})	54
Figura 5.8 - Dados químicos e imagens das muscovitas do GC, amostra G1A-GC1. A) Diagrama Mg-Ti-Na para muscovitas de leucogranitos	55

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1 - Relação de amostras analisadas, classificação e coordenadas geográficas para a SAM e GC.	25
---	----

Resumo

No setor sul do Cráton São Francisco está inserido o Cinturão Mineiro, uma faixa orogênica estruturada durante o paleoproterozoico a partir da acreção de arcos magmáticos. Nesse segmento afloram rochas supracrustais representadas por unidades metavulcanossedimentares, granitoides paleoproterozoicos, sequências sedimentares mesoproterozoicas, corpos máfico-ultramáficos indiferenciados e uma crosta mesoarqueana constituída predominantemente por rochas granito-gnáissicas. Nessa região é notável a diversidade de rochas graníticas, com heterogeneidades de estruturas e variações composicionais demonstradas em diversas escalas. Os granitoides são importantes traçadores petrogenéticos para o entendimento da evolução crustal e, a partir dos seus estudos detalhados podem revelar mecanismos importantes ocorridos durante os processos de colocação, cristalização e interação com a crosta associada. Neste trabalho, apresenta-se a caracterização microestrutural, mineralógica e de química mineral de sanukitoides e leucogranitoides, associados a Suíte Alto Maranhão (SAM) e ao Granitoide Cupim (GC), corpos com implicações distintas quanto a sua caracterização, derivação e posicionamento temporal. A SAM é caracterizada por tonalitos, trondhjemitos, granodioritos e dioritos com feições típicas de mescla magmática. O GC é caracterizado por leucogranitos peraluminosos à duas micas com presença de muscovita e granadas primárias. Nestes corpos há o predomínio de feições ígneas preservadas, com presença ocasional de feições deformacionais e texturas tardi-magmáticas.

Palavras-chave: Cinturão Mineiro, Granitoides, Microestruturas, Cráton São Francisco.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1. APRESENTAÇÃO

O Cinturão Mineiro (CM), região inserida no setor sul do Cráton São Francisco e parte do Orógeno Ribeira, é dominado por rochas supracrustais representadas por unidades metavulcanossedimentares, granitoides paleoproterozoicos e uma crosta mesoarqueana a paleoproterozoica indiferenciada (Teixeira 1985, Noce *et al.* 2000, Teixeira *et al.* 2015, Barbosa *et al.* 2015, Alkmim & Teixeira 2017, Moreira *et al.* 2018). É notável a diversidade de rochas graníticas com heterogeneidades de estruturas e variações composicionais demonstradas em diversas escalas (Avila *et al.* 2010, 2014; Seixas *et al.* 2012, 2013). Tendo-se em mente que os granitoides são importantes traçadores petrogenéticos para o entendimento da evolução crustal, a partir então de estudos detalhados desses litotipos, busca-se revelar os mecanismos ocorridos durante os processos de colocação, cristalização e interação com a crosta associada. Neste contexto, o CM representa um laboratório natural para o entendimento de processos petrogenéticos, num período do tempo geológico ainda bastante intrigante, a transição arqueano-paleoproterozoico.

Neste trabalho, apresenta-se a caracterização microestrutural e mineralógica de algumas das rochas graníticas aflorantes no Cinturão Mineiro, para a compreensão e detalhamento de sua diversidade. Os corpos escolhidos para o estudo são sanukitoides e leucogranitoides, associados respectivamente a Suíte Alto Maranhão (Seixas *et al.* 2013) e ao Granitoide Cupim (Santos & Baltazar 2013; Lacerda 2020; Lacerda *et al.* 2021), corpos com implicações distintas quanto a sua caracterização e derivação. Buscou-se contribuir para o entendimento da complexidade ao tratar-se da petrogênese de rochas graníticas, principalmente quanto a sua composição e padrões microestruturais.

Por meio da caracterização mineralógica e microestrutural apresentam-se discussões e interpretações acerca das feições observadas, se associadas a processos primários ou secundários registrados nos corpos graníticos estudados, a fim de melhor compreender as multiplicidades de processos atuantes na formação dessas rochas. Além disso, espera-se contribuir para o entendimento das variabilidades das rochas graníticas aflorantes na faixa orogênica do Cinturão Mineiro e consequentemente para o conhecimento geológico da região, ainda ponto para muitas questões.

1.2. LOCALIZAÇÃO

A área de estudo fica localizada na porção central do estado de Minas Gerais, a sul da capital Belo Horizonte (Figura 1.1). A região é limitada pelos paralelos 20°30'00" e 21°00'00" e meridianos 43°30'00" e 44°30'00" que correspondem, respectivamente, às folhas geológicas de Entre Rios de Minas (SF.23-X-A-V) e Conselheiro Lafaiete (SF.23-X-A VI), ambas confeccionadas pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM), em 2013, na escala 1:100.000. A área abrange municípios como Congonhas, Entre Rios de Minas, Jeceaba, Lagoa Dourada, Conselheiro Lafaiete, Resende Costa e Itaverava.

Tomando-se a cidade de Conselheiro Lafaiete como referência, o melhor acesso a área é partindo da capital Belo Horizonte, pela BR-356 sentido sul até bifurcação nos residenciais de Alphaville próximo a Lagoa dos Ingleses. Segue-se então pela Rodovia Juscelino Kubitschek - BR-040, sentido sul, com destino a Conselheiro Lafaiete. Outras importantes vias de acesso partindo da cidade de Conselheiro Lafaiete são a MG-383, que dá acesso a Entre Rios seguindo a oeste, e a MG-482 que dá acesso a Itaverava seguindo a leste.

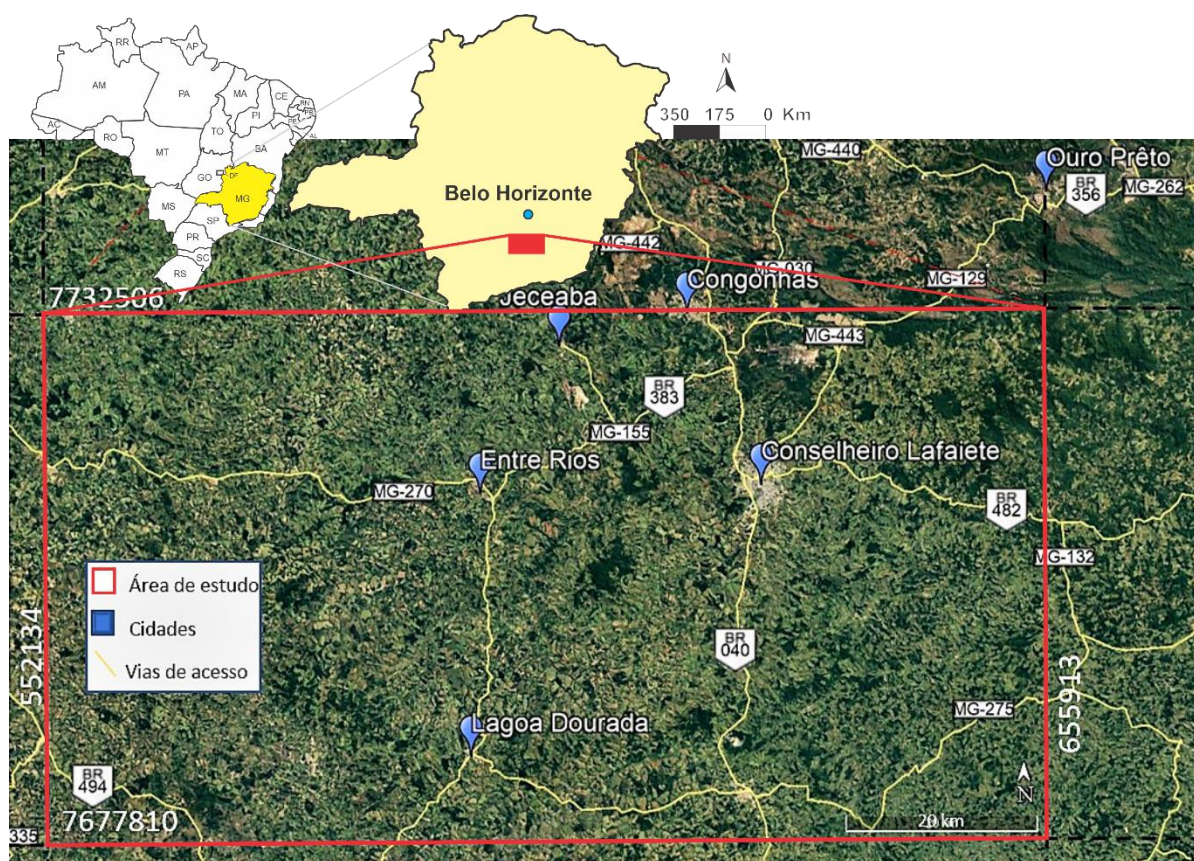


Figura 1.1 - Mapa de localização da área estudo na porção central do estado de Minas Gerais (Fonte: Google Earth 2020).

1.3. OBJETIVOS

Os objetivos deste trabalho estão direcionados à caracterização petrográfica dos corpos plutônicos representados pela Suíte Alto Maranhão e Granitoide Cupim. Propondo-se:

- ⇒ caracterizar a mineralogia essencial, acessória e secundária dos corpos amostrados;
- ⇒ caracterizar os padrões microestruturais entre os litotipos amostrados;
- ⇒ determinar suas variações, quando identificadas, quanto a química mineral e padrões de microtrama;
- ⇒ estabelecer, quando possível, a origem e causa dessas variações, se geradas exclusivamente por processos ígneos, associados à colocação desses corpos, se típicas de zonas de contato ou indicativas de fluxo em estado sólido.

1.4. JUSTIFICATIVA

A região de estudo é de grande interesse para o entendimento da estruturação do setor meridional do Cráton São Francisco, uma vez que ainda não há consenso acerca de seus limites tectônicos e história tectono-metamórfica, que deve envolver eventos de aglutinação e construção de crosta continental (Moreira *et al.* 2019). A caracterização petrográfica, dos padrões microestruturais e de química mineral para as rochas graníticas estudadas contribui de forma significativa para a compreensão dos processos geológicos operantes quando da estruturação no Cinturão Mineiro, tendo em vista a complexidade e diversidade das rochas graníticas pertencentes a esse segmento paleoproterozoico.

As amostras estudadas pertencentes a Suíte Alto Maranhão e Granitoide Cupim são sanukitoides e leucogranitoides, rochas graníticas de grande interesse na literatura devido a suas implicações petrogenéticas (e.g. Martin *et al.* 2005, 2009; Tartese & Boulvais 2010; Heilimo *et al.* 2010; Nabelek 2020). Assim, os dados apresentados contribuem não somente para o entendimento do cenário geológico do Cinturão Mineiro, mas abordam questões relativas à petrogênese de rochas ígneas crustais, com foco no registro e interpretações acerca de processos registrados nos corpos graníticos estudados. Tem-se assim importante contribuição para a discussão acerca da multiplicidade de processos atuantes na formação de tais rochas.

1.5. MATERIAIS E MÉTODOS

O trabalho foi realizado conforme os itens descritos a seguir.

1.5.1 Revisão bibliográfica

Para a realização desse projeto, foi feita uma intensa revisão bibliográfica sobre estudos já realizados na região do Cinturão Mineiro, com intuito de estabelecer um entendimento sobre os processos tectônicos, petrogenéticos e evolutivos da área de estudo. Os principais dados levantados consistem em base cartográfica, dados geoquímicos, petrológicos e informações sobre a geologia local e regional do Cinturão Mineiro, destacando-se: acervo de dados e base cartográfica disponibilizados pela CPRM (Folha Lafaiete – Santos & Baltazar 2013 e Entre Rios de Minas – Silva & Baltazar 2013) e os trabalhos de Noce *et al.* (2000); Alkmim (2004); Ávila *et al.* (2010, 2014); Seixas *et al.* (2012, 2013); Teixeira *et al.* (2015); Barbosa *et al.* (2015); Vieira (2019); Lopes (2020), Lacerda (2020) e Moreira *et al.* (2018, 2020).

O acervo utilizado neste trabalho corresponde a 56 amostras de lâminas coletadas e confeccionadas no âmbito dos projetos de mapeamento das folhas Conselheiro Lafaiete (SF.23-X-A-VI) e Entre Rios de Minas (SF.23-X-A-V), realizados pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais/Serviço Geológico do Brasil (CPRM/SGB). Também foram confeccionadas lâminas no Laboratório de Laminação (LAMIN) do Departamento de Geologia da UFOP, a partir de amostras coletadas em campo de reconhecimento regional.

Os trabalhos de revisão também se apoiaram em projetos de mestrado e doutorado realizados no Laboratório de Microscopia e Microanálises do Departamento de Geologia da UFOP. Com acesso ao acervo de lâminas, dados geoquímicos e amostras de campo dos trabalhos de Vieira (2019); Lopes (2020), Lacerda (2020) e Guedes (2022), utilizados como material de apoio.

1.5.2 Descrição Petrográfica e Microestrutural

A descrição petrográfica foi feita a partir de lâminas delgadas, com o auxílio de um microscópio ótico de luz transmitida, da marca Leica, modelo DMLP. As análises foram desenvolvidas no Laboratório de Microscopia e Microanálises (LMic) do Departamento de Geologia da UFOP. As fotomicrografias foram capturadas por meio de uma câmera modelo Axio Cam MRc5 da marca Zeiss, acoplada ao microscópio. A partir da análise cuidadosa de amostras da Suíte Alto Maranhão e Granitoide Cupim foram geradas fichas de descrição detalhadas com informações sobre composição mineralógica, microestruturas e a classificação da rocha segundo o diagrama QAP.

1.5.3 Classificação das Rochas

A classificação utilizada para a nomenclatura das rochas foi feita a partir de análises de percentagens modais de seus componentes minerais. Essa metodologia foi aplicada devido as

recomendações da União Internacional das Ciências Geológicas (IUGS) que indica a utilização de uma base puramente modal (petrográfica) para nomear rochas graníticas, sem a necessidade de utilizar o gráfico álcalis totais *versus* sílica (TAS).

O gráfico ternário QAP (Figura 1.2), utiliza as proporções modais estabelecidas na fase de descrição petrográfica, sendo a letra Q correspondente ao quartzo, A aos álcali-feldspatos e P correspondente à quantidade de plagioclásio. Para representar uma moda de rocha neste diagrama é preciso normalizar as quantidades de quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio, para 100 %, desconsiderando-se minerais varietais, acessórios e secundários.

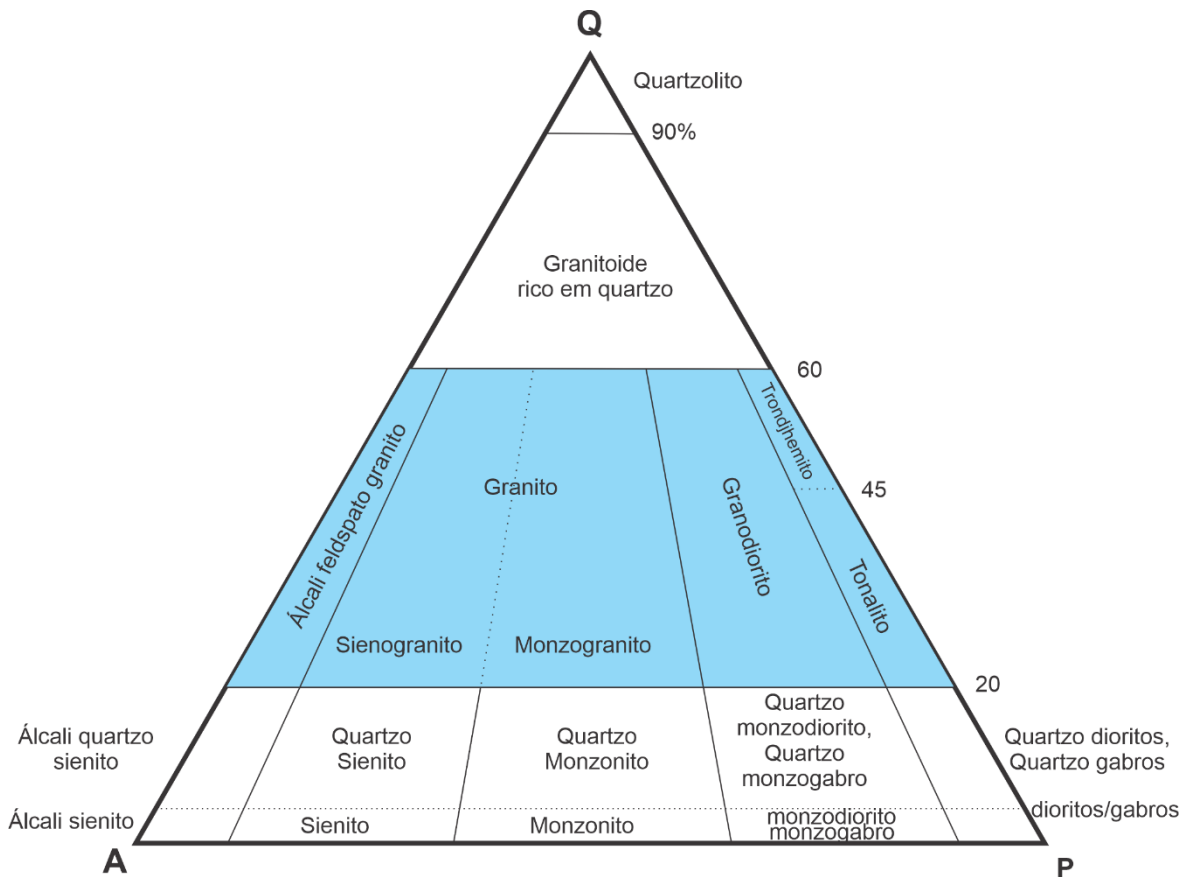


Figura 1.2 - Diagrama ternário QAP, recomendado pela IUGS para classificação de rochas plutônicas com menos de 90 % de minerais máficos e saturadas ou supersaturadas em sílica (modificado de Streckeisen 1974).

1.5.4 MEV/EDS

Para análises texturais de detalhe e semi-quantitativas de química mineral foi utilizado o sistema MEV-EDS (microscopia eletrônica de varredura com espectrômetro de energia dispersiva de raios-X). Foram selecionadas 4 lâminas delgadas polidas, que foram metalizadas por carbono para realização das análises, no Laboratório de Microscopia e Microanálises (LMic) – setor MEV-EBSD, utilizando-se microscópios da marca JEOL, modelos JSM-6010 e JSM-6510 e EDS Thermo Electron Noran System

Six acoplado, sob condições analíticas de 25 kV e utilizando a distância de trabalho ou *work distance* de 10 mm.

O sistema MEV-EDS tem como princípio básico a incidência de um feixe de elétrons na superfície da amostra, que gera uma imagem resultante da interação desses elétrons com a amostra, evidenciando diferenças composicionais e/ou texturais. A composição química é obtida através da utilização do detector EDS para pontos previamente escolhidos ou a partir de mapas e/ou perfis composicionais. Em geral, o erro analítico do equipamento é de aproximadamente 2 % (Goldstein 2003). A partir da excitação da amostra no ponto de incidência do feixe de elétrons, raios-X característicos são emitidos, o que permite determinar a composição pontual e então associar padrões microestruturais e texturas específicas a padrões ou variações composicionais entre fases ou grãos da mesma fase mineral.

CAPÍTULO 2

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1. CONTEXTO GEOTECTÔNICO

A área de estudo está situada na borda sudeste do Cráton São Francisco meridional (Figura 2.1), a sudoeste da província mineralógica do Quadrilátero Ferrífero, caracterizada como Cinturão Mineiro (Teixeira 1985, Teixeira & Figueiredo 1991). O Cinturão Mineiro é uma importante faixa orogênica Paleoproterozoica, a qual são associados processos de acreção de arcos oceânicos e continentais entre o Sideriano e Riaciano (Seixas *et al.* 2012, 2013; Teixeira *et al.* 2015; Barbosa *et al.* 2019). A região é dominada por rochas graníticas juvenis e unidades metavulcanossedimentares, com limites definidos por estruturas regionais que separam este segmento do núcleo cratônico arqueano em sua porção setentrional e de cinturões orogênicos neoproterozoicos a sul (Alkmim & Teixeira 2017).

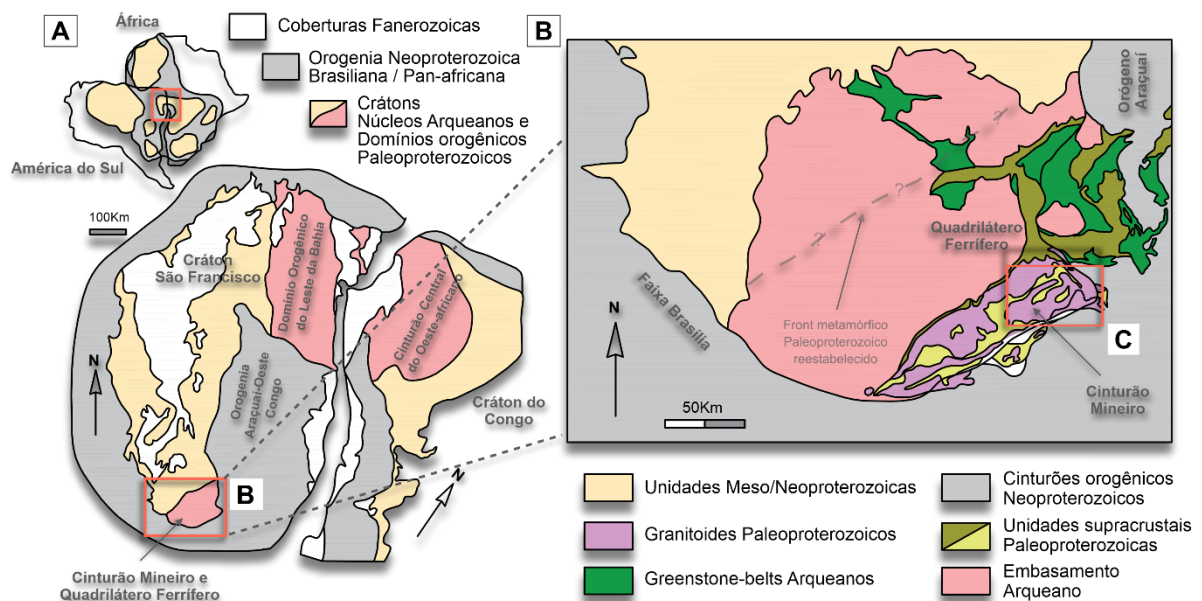


Figura 2.1 - Esquema de reconstrução da porção oeste-Gondwana com os crátons do São Francisco e Congo (A), evidenciando a localização do Cinturão Mineiro (CM) e do Quadrilátero Ferrífero (QF) (A e B), com destaque para o quadro vermelho que limita a área onde afloram as rochas foco deste estudo (C) (modificado de Alkmim & Teixeira 2017).

2.1.1. O Cráton São Francisco

O Cráton São Francisco (CSF) localiza-se na porção leste do Brasil e seu processo de nucleação se iniciou durante o arqueano, havendo aglutinações paleoproterozoicas, sendo que permaneceu estável durante os estágios de orogenia do ciclo Brasileiro (Almeida 1977). A região ocupa pelo menos 6 estados brasileiros, com cerca de 650 mil km² e configura-se como a porção continental pré-cambriana

mais estudada da plataforma Sul Americana. Agregando diversas entidades geotectônicas, o CSF originou-se no decorrer de uma complexa e policíclica evolução crustal (Teixeira *et al.* 1996 e 1998).

O desenvolvimento do CSF é marcado principalmente por registros de geração de crosta continental e aglutinação de terrenos acrescionários. Os primeiros foram estabelecidos durante eventos tectonomagmáticos entre o Paleo-mesoarqueano e Neoarqueano em seu domínio oriental, com registros Eo-arqueanos na porção setentrional (Lana *et al.* 2013; Romano *et al.* 2013; Farina *et al.* 2015). A aglutinação de terrenos acrescionários relacionados a arcos magmáticos mais significativa para o CSF ocorreu durante o paleoproterozoico, modificando a arquitetura das margens consolidando o paleocontinente e refletindo na configuração atual.

Os cinturões Itabuna-Salvador-Curaçá e o Cinturão Mineiro são representantes destes eventos de orogenia acrescionária que constituem as bordas paleoproterozoicas do CSF (D'Agrella-Filho & Cordani 2017). Além destes, registros de episódios tafrogenéticos e os cinturões Neoproterozoicos demarcam, por sua vez, a configuração final e marginal do CSF, associada ao ciclo orogênico Brasileiro-Pan Africano (*e.g.* Almeida 1977; Campos Neto *et al.* 2011; Trouw *et al.* 2013).

2.1.2. O Cinturão Mineiro

Definido inicialmente por Texeira (1985), o Cinturão Mineiro (CM) foi caracterizado, a princípio, como um conjunto de plutons paleoproterozoicos intrudidos em sequências metavulcanossedimentares do tipo *greenstone belt* (Figura 2.2). O CM corresponde a um cinturão orogênico de idade paleoproterozoica de direção geral NE-SW que engloba rochas, predominantemente, com idades entre 2470 Ma e 2100 Ma (Noce 2000; Ávila *et al.* 2010; 2014; Seixas *et al.* 2012, 2013; Barbosa *et al.* 2019; Teixeira *et al.* 2015; Alkmim & Teixeira 2017).

O avanço nas pesquisas desta região permitiu que autores como Noce *et al.* (2000), Ávila *et al.* (2010), Seixas *et al.* (2012, 2013), Barbosa (2015); Teixeira *et al.* (2015); Moreira *et al.* (2018), descriminassem as rochas plutônicas aflorantes no CM com diferentes origens (juvenis e crustais), com base em dados geoquímicos, isotópicos e geocronológicos. Alkmim (2004) propôs que os limites do CM englobassem o domínio que preserva a deformação paleoproterozoica sobre as rochas arqueanas presentes na região sudoeste do Quadrilátero Ferrífero, limitando a porção meridional do CSF.

Os dados de assinaturas geoquímicas dos corpos plutônicos paleoproterozoicos do CM correspondem a magmatismo relacionado a subducção, de modo que atualmente são interpretados como arcos juvenis com diferentes graus de diferenciação magmática (Moreira *et al.* 2018, 2020). Barbosa *et al.* (2015) interpretam a existência de um processo acrescionário no CM que envolveu pelo menos três arcos magmáticos com idades e características distintas, denominados como arcos: Resende Costa/Lagoa Dourada, Serrinha-Tiradentes e Lavras-Ritópolis.

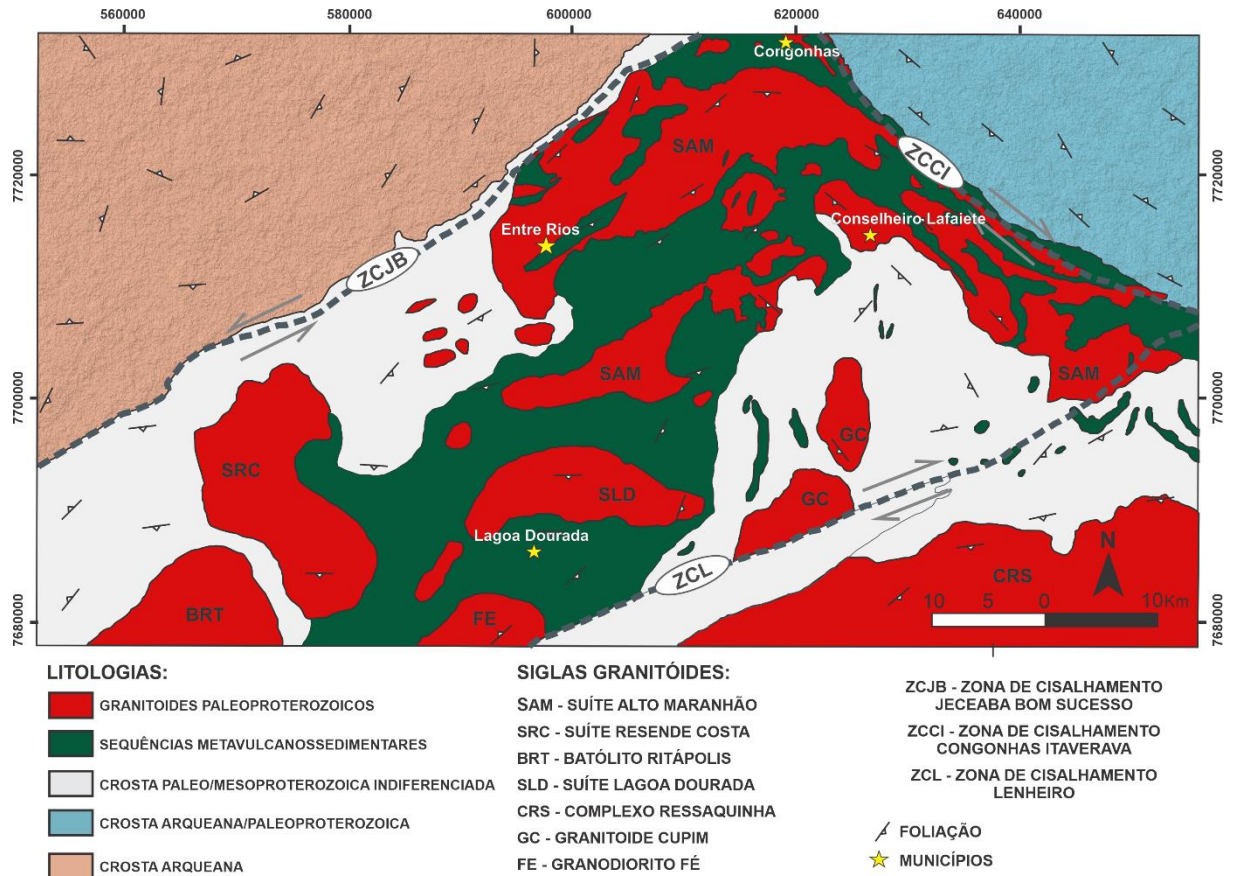


Figura 2.2 - Mapa geológico simplificado das unidades do Cinturão Mineiro. A área corresponde ao quadro (C) da Figura 2.1 (modificado de Seixas *et al.* 2012, Barbosa 2015, Alkmim & Teixeira 2017 e Benedito 2020).

Assim, o CM é constituído por sucessivas colagens diacrônicas de arcos oceânicos e continentais ativos durante o paleoproterozoico (Noce *et al.* 2000, Teixeira *et al.* 2015, Ávila *et al.* 2014). Composto predominantemente por granitoides e ortognaisses (2,36-2,12 Ga; trondhjemitó, tonalito, granodiorito) e por unidades metavulcanossedimentares (2,34-2,19 Ga).

Os limites do CM são definidos por estruturas regionais relacionadas a zonas de cisalhamento. A zona de cisalhamento Jeceaba-Bom Sucesso - ZCJB (Campos & Carneiro 2008) separa a porção noroeste do CM do embasamento arqueano, por vezes limitados por rochas supracrustais do Supergrupo Minas, e possui orientação NE-SW. A Zona de Cisalhamento Congonhas-Itaverava (Seixas 1988, Corrêa Neto *et al.* 2012), situa-se a nordeste do CM, possui direção NW-SE, e também separa rochas arqueanas a paleoproterozoicas (Complexo Santo Antônio do Pirapetinga) das rochas metavulcanossedimentares e plutons paleoproterozoicos do CM. A extremidade sul do CM é balizada por metassedimentos do extremo sul do orógeno Brasília, com o limite da porção inserida no CSF definida pela Zona de Cisalhamento Lenheiro, embora alguns trabalhos definam a extremidade mais a sul, assumida como o limite inferior local do CSF (Teixeira & Figueiredo 1991).

2.2. QUADRO ESTRATIGRÁFICO

O quadro litoestratigráfico considerado neste trabalho está embasado nos conceitos de unidades geológicas, considerando a evolução de determinadas unidades e seus respectivos significados e relações. As classificações foram utilizadas separando as unidades referentes aos plutons e granitoides paleoproterozoicos e as sequências metavulcanossedimentares, representando as unidades supracrustais. A Figura 2.2 apresenta o mapa geológico integrado simplificado e a sequência estratigráfica das rochas aflorantes na região do CM.

2.2.1. Granitoides Paleoproterozoicos

Os granitoides aflorantes na região do CM representam o desenvolvimento de crosta ocorrido entre o Sideriano e Riáciano, caracterizados por rochas classificadas entre suítes, plutons e batólitos (Noce *et al.*, 2000; Ávila *et al.*, 2006; Teixeira *et al.*, 2015). Formados em regime de subducção, com acreção de arcos, registram diferentes níveis de contribuição crustal e mantélica, com importantes variações genéticas (Seixas *et al.* 2012, 2013; Ávila *et al.* 2010, 2014; Barbosa *et al.* 2015; Moreira *et al.* 2020). Nesse estudo destacam-se os corpos (1) Batólito Cassiterita; (2) Suíte Lagoa Dourada; (3) Suíte Resende Costa; (4) Batólito Ritápolis; (5) Suíte Alto Maranhão e (6) Granitoide Cupim, detalhados a seguir:

O Batólito Cassiterita (BC) ocorre na porção sudoeste do CM, alongado na direção NE-SW, com direção aproximada de 150 km² Barbosa *et al.* (2015) O corpo é constituído por rochas pouco diferenciadas de composição tonalítica e trondhjemitica (Ávila *et al.* 2003). Barbosa (2015) descreve idades entre 2,47 e 2,41 Ga para o Batólito Cassiterita e corpos cronocorrelatos, caracterizando-o como representante de crosta juvenil mais antigo do CM. O batólito é cortado por zonas de cisalhamento e falhas. este corpo magmático possui intrusões de granitoides e pegmatitos, além de xenólitos de rochas máficas e ultramáficas (Ávila 2000).

A Suíte Lagoa Dourada (SLD) aflora na porção central do CM, a norte da Zona de Cisalhamento Lenheiro. A SLD apresenta aproximadamente 18 km de comprimento e 8 km de largura (Seixas *et al.* 2012, Alkmim & Teixeira 2017). Esta suíte é composta principalmente por biotita-hornblenda a hornblenda-biotita tonalitos e biotita trondhjemitos fracamente a fortemente foliados, com texturas ígneas preservadas (Lopes 2020). Dados geocronológicos de Seixas *et al.* (2012) mostram que as rochas da SLD e possuem idades U-Pb em zircão de $2356,1 \pm 3,1$ e $2349,9 \pm 4$ Ma e idades TDM, Sm-Nd, entre 2,4 e 2,5 Ga. Sendo assim, estes autores estabeleceram a idade de cristalização em ca. 2350 Ma configurando um importante magmatismo Sideriano no CM, além de representarem um exemplo globalmente raro de crosta juvenil produzida durante o início do Paleoproterozoico (Lopes 2020).

Segundo Lopes (2020) pelo menos cinco tipos de diques são reconhecidos como intrusivos nos granitoides da SLD. Sendo o dique mais antigo com idade de cristalização de 2347 ± 5 Ma e o mais jovem, que secciona todos os demais tem idade de cristalização de 2332 ± 4 Ma. Os diques apresentam características microestruturais majoritariamente ígneas, portanto não registram a superposição de evento metamórfico/deformacional regional, preservando assim suas feições primárias de cristalização (Lopes 2020).

A Suíte Resende Costa (SRC) também aflora na porção central do CM, a oeste da SLD e a sul da ZCJBS. Definida inicialmente por Teixeira *et al.* (2015), ocupa uma área aproximada de 200 Km². Segundo Teixeira *et al.* (2015) a SRC é caracterizada por trondhjemitos peraluminosos, preservados em meio a unidades metaígneas e supracrustais mais jovens (ca. 2,23 e 2,13 Ga). As idades de cristalização, obtidas em grãos de zircão e de titanita, para as rochas desta suíte são controversas (e.g. Teixeira *et al.* 2015; Moreira *et al.* 2018), enquanto os valores de variação isotópica para os pares Sm-Nd e Lu-Hf permitem diferentes interpretações quanto as fontes que as geraram.

O Batólito Ritápolis é composto por leucogranitos, granodioritos e tonalitos foliados, posicionados no setor central do CM. De acordo com dados geoquímicos atuais, tais rochas possuem características calcioalcalinas, que variam entre peraluminosas a levemente metaluminosas e possuem uma assinatura crustal que sugerem ter sido geradas em uma margem continental ativa (Barbosa 2015). Dados geocronológicos e zircões obtidos por Teixeira *et al.* (2014) em metagranitos indicaram idades de cristalização de 2123 ± 33 Ma e intercepto inferior na curva concordia em 697 ± 96 Ma, a qual sinaliza a perda de Pb pela abertura do sistema (Barbosa 2015).

A Suíte Alto Maranhão (SAM) em sua configuração atual foi definida por Seixas *et al.* (2013). As rochas dessa suíte afloram na porção norte do CM e ocupam uma área de cerca de 300 km². Ocorrem intrudidas predominantemente nas unidades metavulcanossedimentares e apresentam relação de orientação com as zonas de cisalhamento Jeceaba-Bom Sucesso e Congonhas-Itaverava. A integração de estudos de química mineral, isótopos Nd e geocronologia U-Pb dos tonalitos e enclaves dioríticos da SAM permitiu considerações acerca de sua evolução magmática e ambiente tectônico de geração. A sua designação deve-se a particularidades litodêmicas significativas tais como: presença de estruturas de mescla de magmas (*mingling*), composição mais máfica, além de alto #Mg (Seixas *et al.* 2013, Moreira *et al.* 2020, Lacerda 2020). Esses fatores distinguem a SAM dos demais granitoides que ocorrem no CM (Seixas *et al.* 2013, Vieira 2019).

De acordo com Seixas (1988), Martins (2008), Seixas *et al.* (2013), Vieira (2019) e Nahas (2022) as rochas da Suíte Alto Maranhão apresentam ampla distribuição de feições indicativas de fluxo ígneo, enquanto os indícios de deformação em estado sólido são pontuais. Dessa forma, cabe notar que as principais feições atribuídas às estruturas primárias ou a fluxo ígneo ocorrem associadas com

evidências de mescla magmática (mingling). Seixas *et al.* (2013) sugerem que as rochas da SAM foram geradas a partir da fusão da cunha mantélica parcialmente metassomatizada, com curta duração de residência crustal.

A SAM é caracterizada predominantemente por rochas do tipo biotita-hornblenda tonalitos, com allanita como principal mineral acessório e enclaves máficos dioríticos associados (Seixas *et al.* 2013, Silva *et al.* 2019, Moreira *et al.* 2020, Lacerda 2020). Estas rochas apresentam conteúdo mediano de K, altos valores de Mg# e Cr. Além disso, o conteúdo geoquímico destas rochas evidenciam o enriquecimento de elementos litófilos (LILE - *Large Ion Lithophile Elements*, Sr, Ba), bem como de alguns elementos de alto potencial iônico (Th, U e HSFE - *High Field Strength Elements*) e ETRL. Apresentam ainda empobrecimento em ETRP e anomalias negativas de Nb e Ta. Estas características conferem a estas rochas um caráter sanukitoide (Seixas *et al.* 2013).

O Granitoide Cupim (GC) está localizado na porção centro-sul da folha Conselheiro Lafaiete, foi primeiramente mapeado pelo projeto Carta Geológica Brasil ao Milionésimo – CPRM (2004) e nos trabalhos de mapeamento em escala 1:100.000 da Folha Conselheiro Lafaiete CPRM (2013), sendo caracterizado em maior detalhe por Lacerda (2020). As rochas típicas são granitoides homogêneos de cor cinza claro, predominantemente leucocráticos. Silva *et al.* (2019) e Lacerda *et al.* (2020) classificam as rochas deste corpo como monzogranitos hololeucocráticos a leucocráticos com granada, muscovita, alta concentração de feldspato alcalino (~ 25% em proporção modal) e baixo conteúdo de minerais máficos (< 10% em moda).

Segundo Lacerda (2020) e Lacerda *et al.* (2020, 2021) as amostras pertencentes ao GC têm composição granítica e peraluminosa, possuem alto conteúdo de SiO₂, Al₂O₃, K₂O, e baixo conteúdo de elementos ferromagnesianos. O padrão plano de ETR e forte anomalia negativa em Eu, em diagramas normalizados ao condrito, revelam a afinidade com leucogranitos peraluminosos. A gênese destas rochas é entendida como a fusão parcial de metassedimentos em ambiente de colisão continental. As diferenças composicionais das amostras evidenciam o processo de fusão parcial de uma fonte heterogênea (com contribuição maior ou menor de material argiloso), além de processo do tipo *filter-press*, facilitado pela presença de zonas de cisalhamento em profundidade (Zona de Cisalhamento Lenheiro) (Lacerda 2020).

2.2.2. Unidades Supracrustais

As rochas supracrustais aflorantes no CM são representadas por quatro segmentos: (1) Dolores de Campos; (2) Nazareno, (3) Rio das Mortes e (4) Congonhas-Itaverava. Inicialmente essas unidades eram interpretadas como uma extensão neoarqueana da sequência do Supergrupo Rio das Velhas (SGRV),

expostas no Quadrilátero Ferrífero - QF (Seixas 1988). Contudo, Barbosa (1985) as entende como unidades relacionadas a *greenstone belts* distintas, sem correlação com as expostas no QF.

O segmento Dores de Campos, definida por Ávila et al. (2012), aflora a sul da Zona de Cisalhamento Lenheiro - ZCL, é composta essencialmente por anfibolitos, filitos, gonditos e quartzitos, além de rochas metaultramáficas na base (Ávila et al. 2014). Análises Sm-Nd de anfibolitos dessa sequência obtidas por Ávila et al. (2012) forneceram idades-modelo Sm-Nd T DM entre 2,2 e 2,5 Ga associadas a valores de E Nd(2.2Ga) variando de -2,5 a +3,6. Esses valores indicam um magmatismo predominantemente juvenil gerado por extração de fonte magmática mantélica riaciana. Os valores de E Nd(2.2Ga) mais fortemente negativos confirmam contaminação crustal durante colocação dos magmas máficos do protólito na crosta (Ávila et al. 2012).

A unidade Nazareno, também metavulcanossedimentar, é caracterizada pela abundância de rochas metaultramáficas komatiíticas, em associação com rochas metassedimentares psamopelíticas e químicas (Toledo 2002). Os anfibolitos da unidade Nazareno forneceram idades U/Pb de cristalização de 2223 ± 4 e 2276 ± 14 Ma através de datações em zircões (Ávila et al., 2010; 2012). Localiza-se a sul da ZCL e possui aproximadamente 45km de extensão (Ávila et al., 2010).

A unidade Rio das Mortes fica posicionada a norte da ZCL. É formada predominantemente por rochas metamáficas toleíticas e subordinadamente andesitos, em associação com rochas metassedimentares e químicas no topo. Dados geocronológicos apresentam idade 2231 ± 5 e 2202 ± 11 Ma a partir de anfibolitos toleíticos (Ávila et al., 2012). É intrudida por diversos corpos plutônicos de diferentes idades, como por exemplo a Suíte Alto Maranhão 2130 ± 2 e 2124 ± 1 Ma (Seixas et al. 2013), o Pluton Congonhas 2195 ± 15 Ma (Seixas et al. 2012), o Batólito Ritápolis de 2150–2100 Ma (Noce et al. 2000; Barbosa et al. 2015), a Suíte Resende Costa de 2122 ± 7 e 2149 ± 14 Ma (Teixeira et al. 2015, Barbosa et al. 2015).

A unidade Congonhas-Itaverava ocorre no limite nordeste do CM, possui cerca de 50 km de comprimento por 3 km de largura e está sob condições de metamorfismo de fácies xisto verde. Apresenta em sua unidade basal rochas máficas e ultramáficas (komatiitos) e em suas porções centrais formações ferríferas bandadas, mármore e pelitos, além de grauvacas e folhelhos negros (Corrêa Neto et al., 2012). De acordo com os trabalhos de Corrêa Neto et al. (2011) e Teixeira et al. (2015), idades U/Pb extraídas de zircões detríticos da sucessão superior indicam idade máxima de deposição em 2349 ± 14 Ma. Grãos de zircão de amostras de metagrauvacas datadas por Moreira (2020) mostraram uma distribuição de idade bimodal em histogramas de probabilidade, com idades variando de 2,080 a 3,560 Ga. com pico principal em torno de 2,9 Ga e pico subordinado mais jovem em torno de 2,1 Ga.

2.3. ARCABOUÇO ESTRUTURAL

As principais estruturas regionais que ocorrem na área de estudo são caracterizadas pelas zonas de cisalhamento que limitam o CM (Figura 2.2). Os principais lineamentos com orientação NE-SW são associados a Zona de Cisalhamento Jeceaba-Bom Sucesso (ZCJB), estrutura mais extensa do CM, com cerca de 130 km (Campos 2004). A ZCJB limita a porção noroeste do CM, separando o núcleo arqueano a norte dos terrenos paleoproterozoicos a sul. Geometricamente a ZCJB corresponde a um prolongamento da Falha do Engenho (Dorr 1969) ao sul do QF. Há expressiva foliação NE-SW, cuja componente oblíqua registra uma cinemática predominantemente sinistral, com indicadores cinemáticos dextrais subordinados (Endo 1997; Campos & Carneiro 2008).

No setor nordeste do CM a estrutura mais expressiva é a Zona de Cisalhamento Congonhas-Itaverava (ZCCI) (Seixas 1988, Correa Neto *et al.*, 2011). Essa estrutura é definida como uma zona de cisalhamento dextral reversa de direção NW-SE, que coloca em contato o bloco paleoproterozoico a sul (CM), com o bloco mesoarqueano a nordeste. Esse bloco é representado pelas unidades basais do Grupo Nova Lima e pelo Complexo Santo Antônio do Pirapetinga, com idade mínima de 3,2 Ga (Baltazar 2021). A ZCCI pode corresponder a uma falha de transferência desenvolvida ainda durante a fase de subducção de um arco (Noce 1995).

Na porção sul a estrutura de maior significado é a Zona de Cisalhamento Lenheiro e (ZCL) (Endo 1997) no segmento do CM inserido no CSF. Essa estrutura corresponde a uma zona de cisalhamento dextral, com orientação NE-SW, que define dois blocos paleoproterozoicos formados por associações litológicas com assinaturas isotópicas distintas (*e.g.* Teixeira *et al.*, 2005), dividindo o CM em bloco norte e bloco sul. Para alguns autores a ZCL é assumida como sendo o limite do Cráton São Francisco meridional (*e.g.* Teixeira & Figueiredo 1991).

Outras estruturas de menor expressão regional são descritas por Araújo *et al.* (2019) na região sul do CM, representadas por lineamentos magnéticos, sendo eles: São Tiago (STL), Resende Costa (RCL), Lagoa Dourada (LDL), Cassiterita (CL) e Nazareno (NL). Os lineamentos limitam 5 (cinco) subdomínios magnéticos (SM) com intensidades magnéticas e radiométricas distintas, além de contrastes entre litologias comprovadas por meio de observações de campo (Araújo *et al.* 2019).

As rochas aflorantes na região do CM registram metamorfismo de fácies predominantemente xisto verde à anfibolito (Cherman 1999, Toledo 2002, Ávila *et al.* 2008). Pelo menos três eventos metamórficos durante o paleoproterozoico podem ser descritos, o primeiro episódio ocorreu entre 2,20-2,19 Ga e alcançou condições metamórficas em fácies anfibolito, registrado nas rochas máficas e ultramáficas das unidades Nazareno e Rio das Mortes (Toledo, 2002; Ávila *et al.* 2014). O segundo evento (2,13-2,12 Ga) ocorreu em condições de retro-metamorfismo de fácies anfibolito inferior a xisto-verde, registrado nas rochas dioríticas do CM (Ávila, 2000, 2008). O terceiro evento (ca. 2050 Ma) foi

evidenciado em grãos de zircão e de titanita (em enclaves anfíbolíticos) nas unidades do ortogneiss São Tiago e suítes Resende Costa e Alto Maranhão (Silva *et al.* 2002, Machado *et al.*, 1992; Moreira *et al.* 2018).

2.4. EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DO CINTURÃO MINEIRO

Com a consolidação de um núcleo cratônico no final do Neoarqueano, a borda sudeste do recém-formado protocontinente São Francisco foi dominada por extensa margem passiva paleoproterozoica (Figura 2.1) (e.g. Feybesse *et al.*, 1998). A progressão e desenvolvimento de arcos magmáticos intra-oceânicos e continentais na borda cratônica, ocorridos entre o Sideriano e o Riaciano, assim como todos os processos magmáticos, deposicionais, deformacionais e metamórficos correlacionados caracterizaram o evento tectonotermal denominado de Transamazônico (e.g. Figueiredo & Teixeira 1996, Noce *et al.*, 1998 e 2000, Noce *et al.*, 2007, Ávila *et al.*, 2010, Seixas *et al.*, 2012).

Nesse contexto, a região estudada marca o registro da implantação desse complexo sistema de arcos acrescionários Sideriano-Riaciano, atualmente caracterizada como uma faixa de direção NE-SW com cerca de 170 Km de extensão, designada então de Cinturão Mineiro (Teixeira e Figueiredo 1991). A colisão desse sistema de arcos com a borda cratônica foi seguida pela amalgamação do bloco siálico representado pelo Complexo Mantiqueira e do arco intraoceânico Juiz de Fora (Noce *et al.*, 2007, Heilbron *et al.*, 2010, Machado *et al.*, 1996).

Esses cinturões paleoproterozoicos registram um Ciclo de Wilson completo formado entre 2,4-2,1 Ga, com rifteamento da crosta e subducção, formação de margem passiva, arcos magmáticos com geração de rochas juvenis e finalmente convergência e colisão (Alkmim & Marskák 1998, Teixeira *et al.*, 2015, Barbosa 2015). Após o período de estabilização do recém-formado paleocontinente, duas famílias de diques máficos intrudiram o CM com direção NW-SE. A primeira em 1,7 Ga, composta de diques gabronoríticos e a segunda em 1,0 Ga formada por diques gabroicos (Carneiro & Barbosa 2008). Segundo Hasui *et al.* (2012) estes diques podem ser evidências de dois registros do rompimento da crosta continental, ocorrida no mesmo período do desenvolvimento do Espinhaço e do início do Ciclo Brasileiro, respectivamente.

CAPÍTULO 3

MICROESTRUTURAS EM ROCHAS GRANÍTICAS

3.1.INTRODUÇÃO

Muitos corpos de rochas ígneas contêm estruturas atribuídas à cristalização primária, por vezes, parcialmente ou completamente, sobrepostas por tramas deformacionais de "estado sólido", frequentemente relacionadas à deformação regional (Passchier & Trouw 2005). Para desvendar a evolução ígnea, metamórfica e estrutural destas rochas é fundamental analisar evidências microtectônicas para o fluxo magmático, tardi-magmático e de estado sólido (Sawyer 2001).

De acordo com Berger & Pitcher (1970) a própria base da tectônica do granito está na distinção entre estruturas 'primárias' e 'secundárias'. Petrólogos anteriores como Balk (1937) já estudavam as distinções entre essas estruturas em rochas graníticas, definindo estruturas primárias como sendo aquelas que se desenvolvem "durante o tempo de consolidação" e estruturas secundárias, como sendo aquelas descritas em rochas metamórficas que resultam de "deformação subsequente à sua solidificação e colocação". Assim, tramas ígneas primárias são, portanto, consideradas como alinhamentos de partículas que se originam pela rotação de minerais orientados aleatoriamente e inclusões em posições de estabilidade dinâmica de acordo com as leis do fluxo de fluido (Berger & Pitcher 1970).

A partir dos estudos de análise microestrutural, é possível então caracterizar estruturas primárias que podem ser combinadas em complexos metamórficos do embasamento ou mesmo em áreas de rochas sedimentares polimetamórfisadas (Taubeneck 1964). Assim, as rochas graníticas se caracterizam como um material importante de estudo para o entendimento dos efeitos da deformação homogênea, visto que, em rochas graníticas, os contrastes de ductilidade são frequentemente muito menos marcados do que em rochas metasedimentares ou metavulcanitos.

3.2.MICROESTRUTURAS MAGMÁTICAS

Microestruturas em rochas ígneas não deformadas, que não passaram por nenhuma reação química para formar minerais secundários, caem em um espectro entre dois membros finais. O primeiro é formado inteiramente pelo crescimento e geração do cristal, resultando no que geralmente seria descrito como uma microestrutura ígnea primária. A segunda é aquela em que a microestrutura é

formada no estado subsolidus, governada inteiramente pela minimização das energias internas, comumente descritas como estando em equilíbrio textural (Holness 2018).

3.2.1. **Magma *Mixing e Mingling***

É reconhecido que os magmas básicos (derivados do manto) têm um papel importante a desempenhar na geração de fundidos graníticos, por exemplo, fornecendo a energia térmica para a anatexia crustal, além de H₂O (Wiebe 1996). Atualmente tem se reconhecido que uma ampla gama de tipos de rochas observadas em muitas intrusões calcialcalinas podem ser formadas através do *mixing e mingling* de magmas máficos e félsicos (Hibbard 1991). As evidências de hibridização são reconhecidas por parâmetros químicos, mas têm como interpretação fundamental o reconhecimento de texturas que podem formar durante tais interações (Hibbard 1991). Evidências de campo e microscópicas para misturas de magma podem ser reconhecidas a partir da análise cuidadosa das amostras.

Algumas dessas feições são descritas por Baxter & Feely (2002), sendo elas: (a) textura ocelar de quartzo-hornblenda, caracterizada por cristais de quartzo bordejados por cristais de hornblenda ou biotita (Figura 3.1); (b) textura rapakivi ou anti-rapakivi em K-feldspatos; (c) apatita acicular e morfologia mista de apatitas na mesma ocorrência; (d) zonas de inclusão em feldspatos, textura em que cristais “estranhos” (por exemplo biotita, hornblenda ou plagioclásio) são inclusos em cristais de K-feldspato; (e) borda “*spike*” em plagioclásio (Figuras 3.1 e 3.2), caracterizada por zona ou borda de plagioclásio mais cálcico em um cristal de plagioclásio hospedeiro menos cálcico (Wiebe 1968).

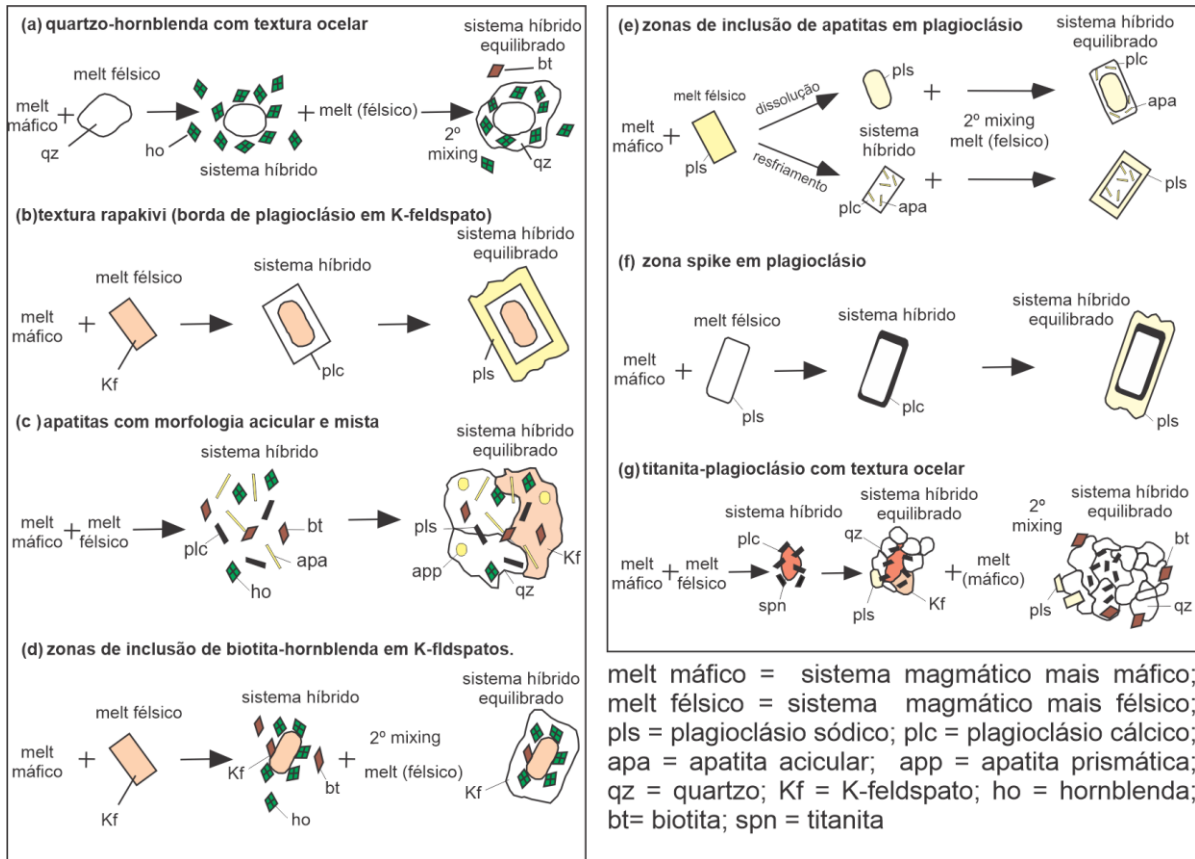


Figura 3.1 - Diagramas esquemáticos ilustrando possíveis formas em que as texturas de *mixing* e *mingling* podem se formar (modificado de Hibbard 1991 e Baxter 2002).

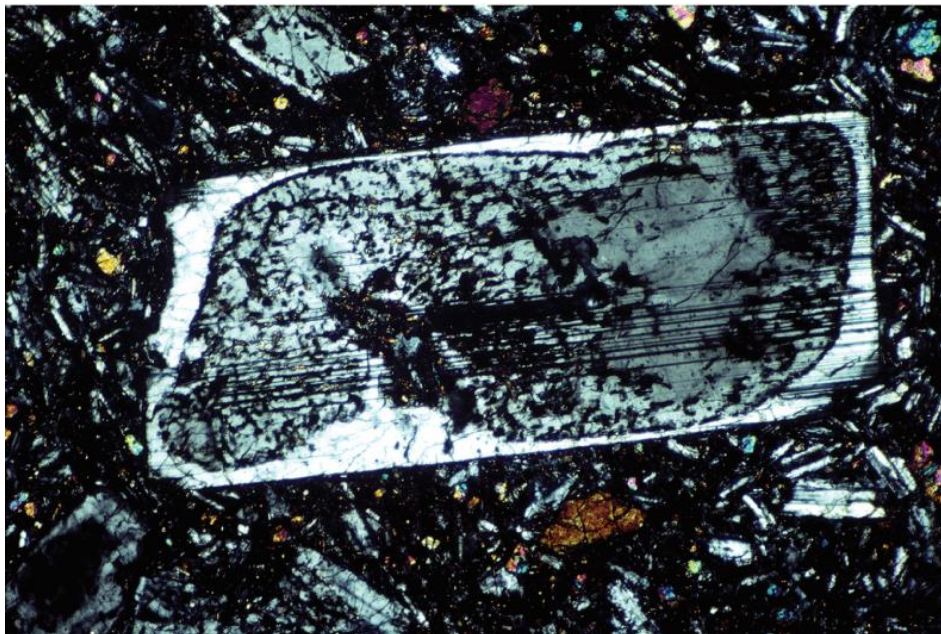


Figura 3.2 - Fenocristal de plagioclásio mostrando evidências de arredondamento e corrosão interna por dissolução no magma, seguido de cristalização de novo plagioclásio como uma borda mais cálcica “spike”, em basalto de Mount Tomah, New South Wales, Austrália. Fotomicrografia ótica, polarizadores cruzados; base da foto 4,4 mm (Vernon 2004).

Outras feições também descritas por Baxter e Feely (2002) são: (f) ocelas de titanita-plagioclásio, que consiste em cristais de titanita com bordas de plagioclásio, quartzo ou K-feldspato e geralmente inclusões de plagioclásio cálcico em cristais de titanita; (g) fenocristais de K-feldspato em enclaves máficos microgranulares (MME); (h) *clots* máficos em que cristais de hornblenda e biotita ocorrem como agregados de textura granular, de cristais euédricos a subédricos, com mineralogia acessória caracterizada por titanita, allanita, apatita e opacos, formando “coágulos”. Essa textura pode estar associada ao resultado da reação de cristais de piroxênio, gerando anfibólios cálcicos durante a cristalização (Baxter & Feely 2002).

3.2.2. Fluxo Magmático

O fluxo magmático é definido como fluxo por deslocamento de fusão, com a consequente rotação do corpo rígido dos cristais, mas sem interferência suficiente entre eles para causar sua deformação plástica (Paterson *et al.* 1989). O fluxo tardi-magmático pode ser definido como a deformação envolvendo o fluxo de cristais (Passchier & Trouw 2005).

Muitas rochas ígneas extrusivas e intrusivas mostram evidências de fluxo magmático, sendo essas feições mais claras em rochas vulcânicas (Vernon 2004), embora as microestruturas de fluxo magmático possam também ser bem marcadas em rochas intrusivas de granulação grossa. Segundo Vernon (2004) as características relevantes de fluxo magmático incluem: (1) alinhamento paralelo ou subparalelo de cristais euédricos alongados (e.g., Vernon, 2000), comumente feldspato, hornblenda ou olivina, que não são internamente (plasticamente) deformados, implicando a rotação dos cristais em um meio relativamente fluido, com fusão; (2) imbricação ('tiling') de cristais euédricos alongados (Figura 3.3A) que não são deformados internamente ou de fragmentos de fenocristais que passaram por *boudinage* (Figura 3.4), conforme descrito por Spanner & Kruhl (2002); (3) tensão de estado sólido insuficiente em regiões entre cristais alinhados ou imbricados para acomodar a rotação do cristal, (4) alongamento de enclaves micrograníticos sem deformação plástica dos minerais (Paterson *et al.* 1989).

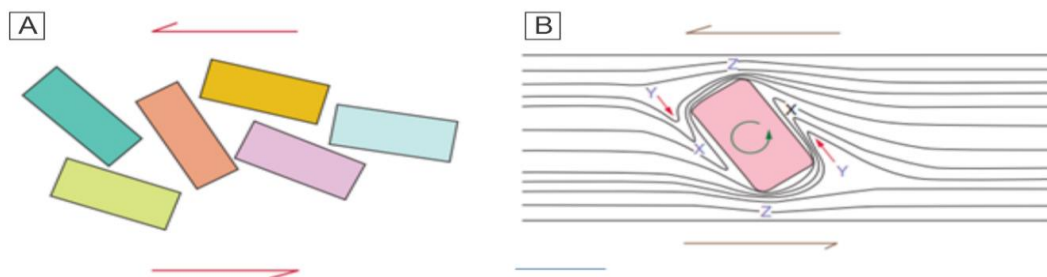


Figura 3.3 - A) Esboço mostrando a imbricação (*tiling*) de cristais formados durante o fluxo magmático (Vernon 2004). B) Esboço mostrando características microestruturais idealmente desenvolvidas em torno de um fenocristal rotacionado em um meio homogêneo fluído por cisalhamento simples (Vernon, 1987). A compressão das camadas de fluxo ocorre em X, expansão ocorre em Y, e a deflexão em torno do fenocristal ocorre em Z. Pequenas setas mostram a direção de fechamento das micro dobras e o sentido de rotação do fenocristal. O sentido geral de cisalhamento é indicado pelas grandes setas superior e inferior.

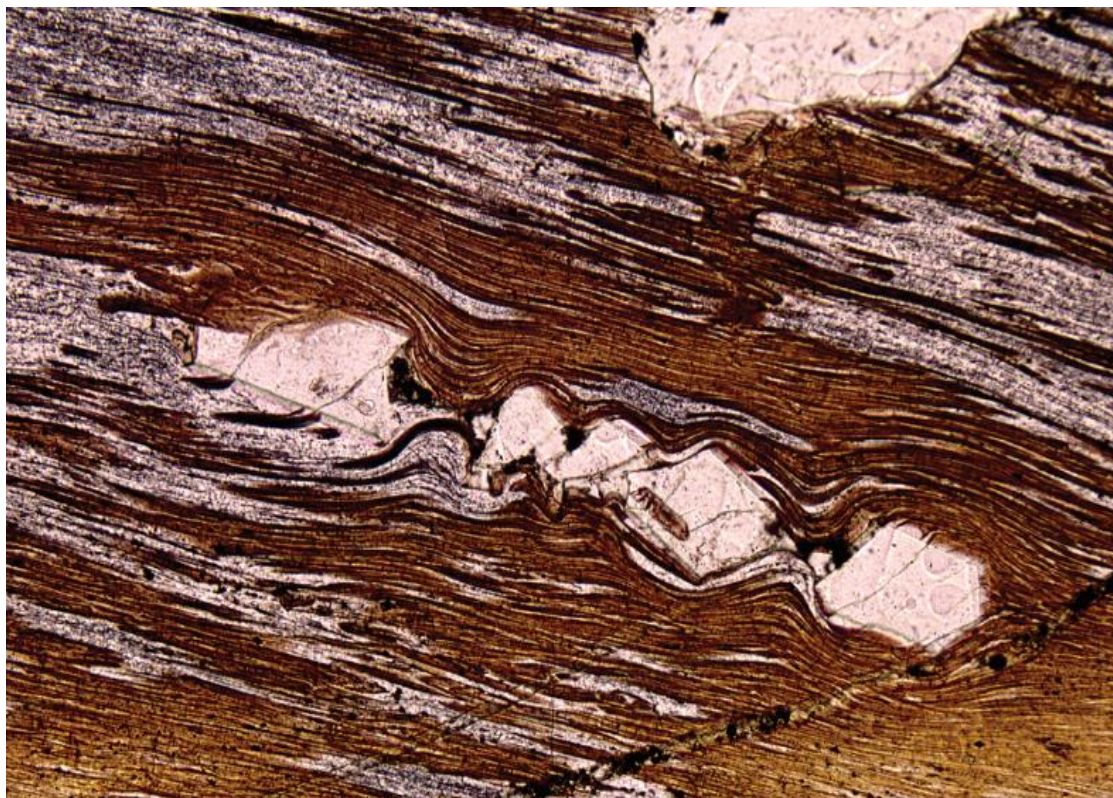


Figura 3.4 - Orientação de fluxo em riolito hipocristalino (Pedreira Ngongataha, Rotorua, Nova Zelândia). A foliação é desviada em torno de fragmentos de fenocristais de feldspato que se quebraram, provavelmente durante os estágios finais do fluxo magmático, quando a lava se tornou muito viscosa. Os fragmentos foram girados, produzindo imbricação (*tiling*) (Fotomicrografia ótica em luz plano-polarizada; base da foto 1,5 mm) (Vernon 2004).

Além destas, outras feições significativas segundo Vernon (2004) são: (5) foliações de fluxo magmático ou enclaves micrograníticos alongados, desviados em torno de fenocristais ou xenólitos; (6) camadas (*schlieren*) de cristais de minerais principalmente máficos formados por diferenciação durante o fluxo magmático, na ausência de deformação plástica dos minerais envolvidos; (7) linhas de fluxo contorcidas ou dobradas, comumente causadas por concentrações de cristais muito finos e/ou produtos de devitrificação, em rochas vulcânicas e (8) alongamento de bolhas de gás, que pode ocorrer paralelamente às superfícies axiais das dobras em uma foliação de fluxo magmático (Vernon 1987).

3.2.3. Zonamento Oscilatório

Preservação de zoneamento oscilatório em cristais

Durante o crescimento do cristal em líquidos silicatados, o zoneamento oscilatório pode ser causado por flutuações nas condições de crescimento durante a solidificação ou auto-organização controlada por difusão (Perugini *et al.* 2005). Esse zoneamento é particularmente comum em plagioclásios e K-feldspatos, sendo algumas rochas graníticas caracterizadas por padrões de zoneamento oscilatório completo nesses minerais (Vernon 2010). O zoneamento oscilatório também é preservado

em uma ampla gama de outros minerais comuns em rochas graníticas, incluindo zircão, allanita, titanita, apatita, cordierita, hornblenda, biotita e mesmo a muscovita (Holness 2018).

O zoneamento oscilatório envolve pequenas mudanças repetidas de composição que ocorrem durante o crescimento de um cristal e é particularmente comum no plagioclásio (Figura 3.5A-B). O zoneamento é invariavelmente interpretado como resultante do crescimento do cristal e, portanto, é um bom indicador de uma origem magmática (Vernon 2010, 2014). Os padrões de zoneamento oscilatório preservam uma história de faces do cristal desenvolvidas durante o crescimento do grão. Assim como também podem revelar eventos corrosivos na forma de truncamentos de zoneamento (Stewart & Fowler 2001, Wiebe *et al.* 2007). Sendo assim, o zoneamento oscilatório delineia uma "estratigrafia de crescimento" de um cristal e até mesmo da rocha (Wiebe 1968).

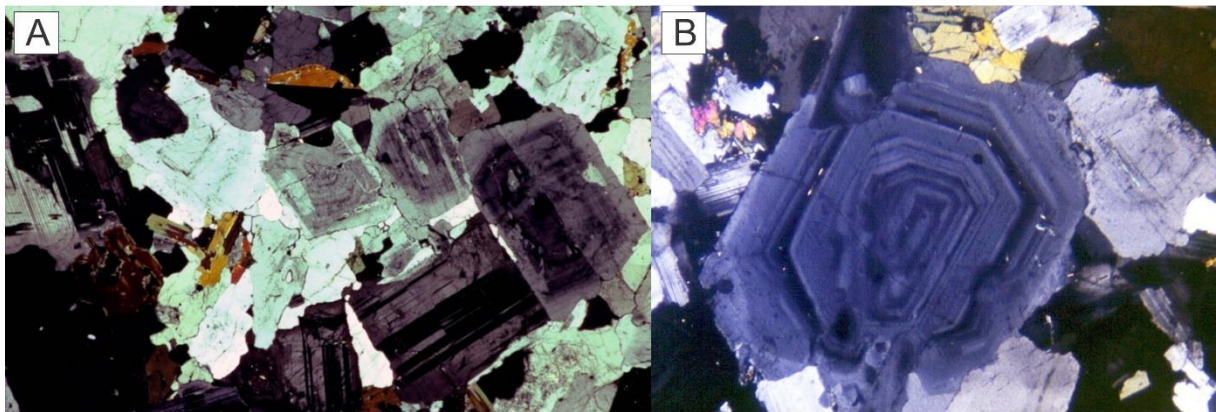


Figura 3.5 - A) Cristais de plagioclásio com padrões de zoneamento oscilatório completo. Alguns contatos do plagioclásio com o quartzo e outros cristais de plagioclásio são retos e parecem ser faces de cristal, refletindo o crescimento livre em líquido. Em contraste, outros limites plagioclásio/plagioclásio e plagioclásio/quartzo são irregulares, refletindo interferência mútua durante o crescimento simultâneo. (Granodiorito Lago Tenaya, Batólito de Sierra Nevada, Califórnia, EUA). B) Zoneamento de plagioclásio com crescimento oscilatório, tonalito do pluton San José, Baja California, México. Os limites do cristal são parcialmente euédricos e por vezes recuados, devido ao impacto com cristais adjacentes durante o crescimento. (Fotomicrografias óticas com polarizadores cruzados; base da foto 2 mm) (Vernon 2010).

O zoneamento oscilatório é revelado por técnicas de microscopia ótica e também pelo microscópico eletrônico de varredura (MEV). O zoneamento já foi reproduzido experimentalmente em temperatura constante, indicando que é provavelmente causado por variações composicionais locais no fundido imediatamente ao redor do cristal em crescimento, ao invés de variações de temperatura (Shore & Fowler 1996), no entanto, o mecanismo é provavelmente muito complexo e não é bem compreendido. Nos plagioclásios, o zoneamento oscilatório envolvendo zonas cálcicas e sódicas alternadas, com pequenas diferenças de composição pode ser explicado por supersaturação recorrente, controlada por difusão de fundido cristalizando anortita e, em seguida, componentes de albita adjacentes ao cristal em crescimento (Vernon 2004).

3.3.MICROESTRUTURAS EM ESTADO “SUBSÓLIDOS” / TARDI-MAGMÁTICO

O fluxo tardi-magmático só pode ser demonstrado se houver evidência de deformação do cristal e presença contemporânea de fusão. Os seguintes processos desempenham provavelmente um papel no fluxo tardi-magmático, segundo Paterson *et al.* (1998): migração de borda acompanhado por *melt*, fusão por contato, deformação plástica intracristalina, transferência de massa por difusão, partição da deformação em zonas ricas em fundido e fragilização intensificada por fusão. No entanto, evidências microestruturais da maioria desses processos são difíceis de serem detectadas (Passchier & Trouw 2005).

Segundo Passchier & Trouw (2005) algumas das evidências significativas que podem indicar texturas de fluxo tardi-magmático são: (1) trama dos cristais, quando formados pela rotação do corpo rígido ou pela deformação do cristal. Se houver evidência da deformação com presença de fusão, por exemplo uma matriz com microestruturas ígneas, então há evidência de fluxo tardi-magmático; (2) plasticidade intracristalina: é bastante comum encontrar quartzo com extinção ondulante em granitos que não são afetados pela deformação regional, apresentando deformação plástica cristalina relacionada à cristalização do magma, provavelmente por fluxo tardi-magmático. Maclas de geminação e maclas curvadas no feldspato também podem indicar plasticidade intracristalina tardi-magmática, mas não provam a presença de fusão (Passchier & Trouw 2005).

Outras feições importantes são: (3) cataclase: algumas das melhores microestruturas tardi-magmáticas são fraturas preenchidas com fusão (e.g., Hibbard 1987; Karlstrom *et al.* 1993; Blenkinsop 2000). Vários experimentos demonstraram que, na presença de até cerca de 15 % de fusão, fissuras podem ser formadas e preenchidas com fusão, especialmente em condições de alta pressão de fusão (Tullis 1988). Blenkinsop (2000) cita quatro critérios para estabelecer se as microfraturas são preenchidas por fusão: o preenchimento deve ser contínuo e igual em composição à matriz ígnea; a composição do preenchimento deve ser compatível com os estágios posteriores da história petrográfica ígnea da rocha; as fraturas devem ser intragranulares; os primeiros cristais, como a biotita ou titanita, podem ficar presos dentro do preenchimento; (4) presença de minerais magmáticos tardios em sombras de pressão. Se puder ser demonstrado que o preenchimento de locais de dilatação, diferentes de rachaduras ou microfraturas, é de natureza magmática e não precipitado de um fluido aquoso, este é um forte argumento para a deformação tardi-magmática (e.g., Bouchez *et al.* 1992).

O problema em provar o fluxo tardi-magmático é que muitas vezes é difícil demonstrar que a deformação do cristal foi contemporânea à presença de fusão. A evolução natural da maioria dos plutons em cristalização em um campo de tensão implicaria fluxo tardi-magmático seguido por fluxo de estado sólido e, em tais casos, pode ser difícil separar as características de deformação plástica do cristal que foram geradas durante o fluxo tardi-magmático de estruturas semelhantes geradas posteriormente,

quando a rocha estava totalmente cristalizada. Em alguns casos, uma relação de impressão angular clara pode ser observada entre uma foliação magmática anterior (por exemplo, como enclaves alongados alinhados ou fenocristais retangulares) e uma foliação de estado sólido posterior, embora a posterior possa apagar progressivamente a anterior (Passchier & Trouw 2005).

3.4.MICROESTRUTURAS EM ESTADO SÓLIDO

Evidência de Deformação de Estado Sólido

Tem sido argumentado que “estado sólido” não é um termo apropriado, uma vez que geralmente há um líquido presente e que deformação “não-magmática” pode ser uma escolha melhor para o termo (Blenkinsop 2000). No entanto, neste trabalho será utilizado o termo “estado sólido”, uma vez que está bem estabelecido e também é amplamente utilizado para processos metamórficos onde a mesma restrição é válida.

No contexto da distinção entre deformação magmática, tardi-magmática e de estado sólido, é importante estabelecer as principais linhas de evidência para deformação de estado sólido. Segundo Vernon (2000), Blenkinsop (2000) e Passchier & Trouw (2005) as principais linhas de evidência são: (1) deformação interna frequentemente visível, como extinção ondulante, formação de subgrãos e recristalização em grãos menores (Figura 3.6); (2) "caudas" recristalizadas em grãos deformados (porfiroclastos), especialmente comuns em augen gnaiss e milonitos; (3) alongamento de agregados recristalizados (por exemplo, quartzo e mica), muito comum em rochas graníticas deformadas; (4) redução do tamanho do grão, devido principalmente à recristalização e neocristalização, típico de rochas de granulação grossa, como granitos (e.g., Vernon *et al.* 1983).



Figura 3.6 - Porfiroclasto de K-feldspato com extinção ondulante e matriz de feldspato e quartzo recristalizados. Destaque para os cristais de quartzo fortemente alongados formando fitas, “*ribbons*”. Três Rios, Estado do Rio de

Janeiro, Brasil. Largura de visão 10 mm (base da foto). Fotomicrografia ótica, polarizadores cruzados (retirado de Passchier & Trouw 2005).

Outras evidências destacadas por Vernon (2000) e Passchier & Trouw (2005) são: (5) foliação de granulação fina, anastomosada em torno de cristais menos deformados, refletindo tensão heterogênea, característica do fluxo de estado sólido (*e.g.*, Bell & Rubenach 1983, Vernon 1987, Vernon 1996). Este critério precisa ser diferenciado da foliação de fluxo magmático defletida em torno de fenocristais em rochas vulcânicas, que normalmente é acompanhada por alinhamento de cristais alongados sem deformação interna (Vernon 2000);

CAPÍTULO 4

PETROGRAFIA E MICROESTRUTURAS

4.1. INTRODUÇÃO

A partir da análise das amostras do banco de dados da CPRM e de campanhas de campo adicionais foram selecionadas as principais lâminas a serem descritas para a caracterização microestrutural e mineralógica. Foram descritas um total de 21 lâminas, sendo 12 pertencentes a Suíte Alto Maranhão e 9 pertencentes ao Granitoide Cupim. Dentre essas foram realizadas análises de química mineral em 2 amostras da SAM e 2 amostras do GC. A relação geral com a identificação das lâminas, coordenadas geográficas e classificação se encontram na Tabela 4.1.

Tabela 1 - Relação de amostras analisadas, classificação e coordenadas geográficas para a SAM e GC.

Suíte Alto Maranhão			
Amostra	Petrografia/MEV-EDS	Classificação	Coordenadas UTM
LS-019A2	●○	Tonalito	620902 7726897
LS-077	●○	Granodiorito	639823 7714451
LS-100	●○	Tonalito	608672 7726658
LS-180	●○	Tonalito	624849 7722209
LS-196	●○	Granodiorito	643243 7709168
LS-224A	●●	Granodiorito	616167 7716105
LS-224B	●○	Tonalito	616167 7716105
LS-310	●○	Granodiorito	612776 7708711
LS-456A	●○	Trondhjemitito	637449 7712598
LS-550	●●	Tonalito	606591 7728409
RS-014	●○	Tonalito	602691 7724624
RS-256	●○	Diorito	600194 7719523
Granitoide Cupim			
Amostra	Petrografia/MEV-EDS	Classificação	Coordenadas UTM
G1A-GC1*	●●	Monzogranito	624493 7699588
LS-006	●○	Monzogranito	624493 7699588
LS-006A	●○	Monzogranito	624493 7699588
LS-006B	●○	Monzogranito	624493 7699588
LS-006C	●○	Monzogranito	624493 7699588
LS-006D	●○	Monzogranito	624493 7699588
LS-006V	●○	Monzogranito	624493 7699588
LS-330	●●	Monzogranito	621553 7692553
LS-453	●○	Monzogranito	618080 1688670
*Amostra não incluída no acervo CPRM			

A seleção das amostras também levou em consideração a distribuição espacial dos afloramentos, com o objetivo de caracterizar possíveis variações de acordo com o posicionamento da estação. As amostras correspondem a rochas aflorantes na região das folhas Conselheiro Lafaiete (SF.23-X-A-VI) – Santos & Baltazar 2013 e Folha Entre Rios de Minas (SF.23-X-A-V) – Silva & Baltazar 2013, a localização das mesmas está destacada na Figura 4.1.

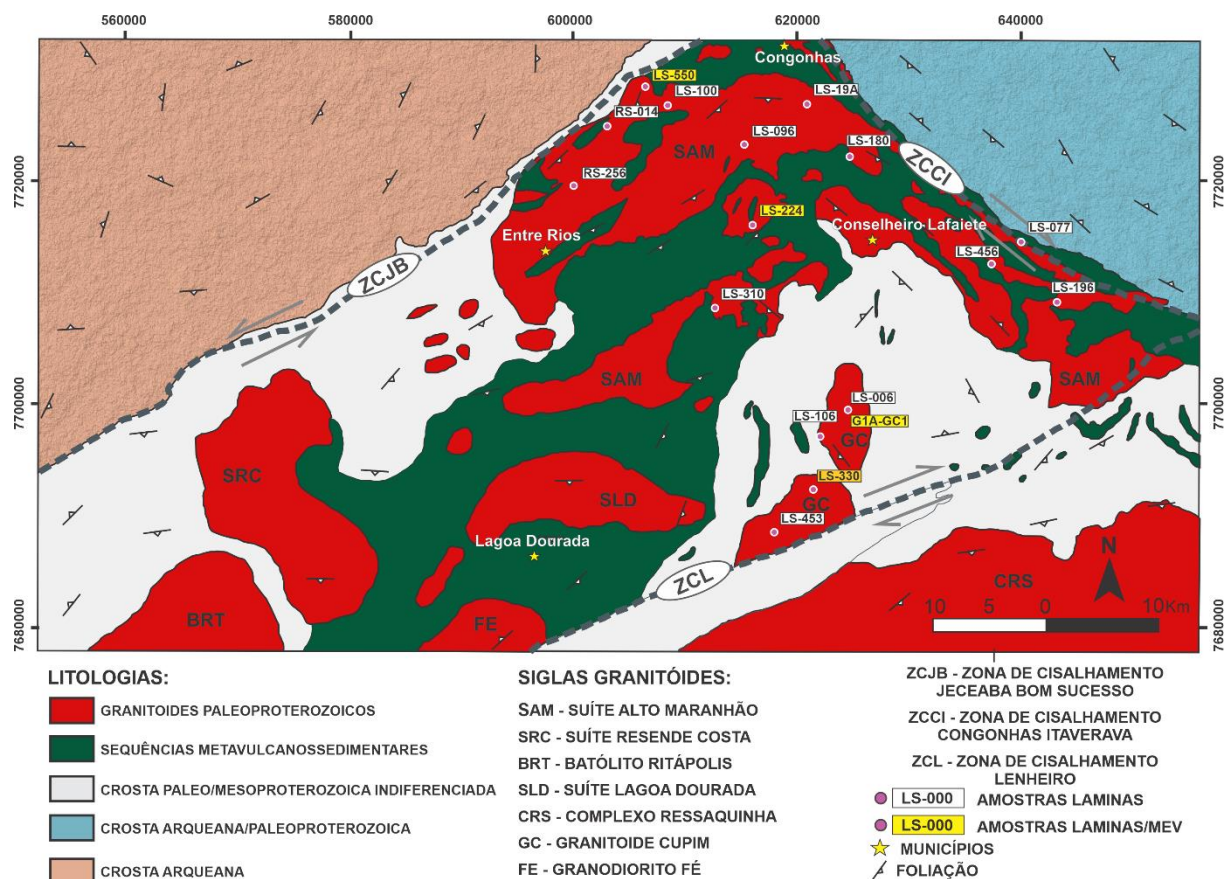


Figura 4.1 - Mapa geológico simplificado do Cinturão Mineiro com o posicionamento das amostras analisadas neste estudo (modificado de Seixas *et al.* 2012, Barbosa 2015, Teixeira & Alkmim 2017 e Benedito 2020).

4.2.SUÍTE ALTO MARANHÃO

A Suíte Alto Maranhão foi descrita a partir das amostras LS-019; LS-077, LS-100, LS-180, LS-196, LS-224A, LS224B, LS-310, LS-456, LS-550, RS-014 e RS-256. Foi realizada a descrição petrográfica, mineralógica e das microestruturas associadas, além da classificação segundo a composição modal pelo diagrama QAP (Figura 4.2). Segundo a classificação foram descritos seis tonalitos, quatro granodioritos, um trondhjemito e um diorito. O detalhamento das feições analisadas para cada amostra segue nas seções deste capítulo.

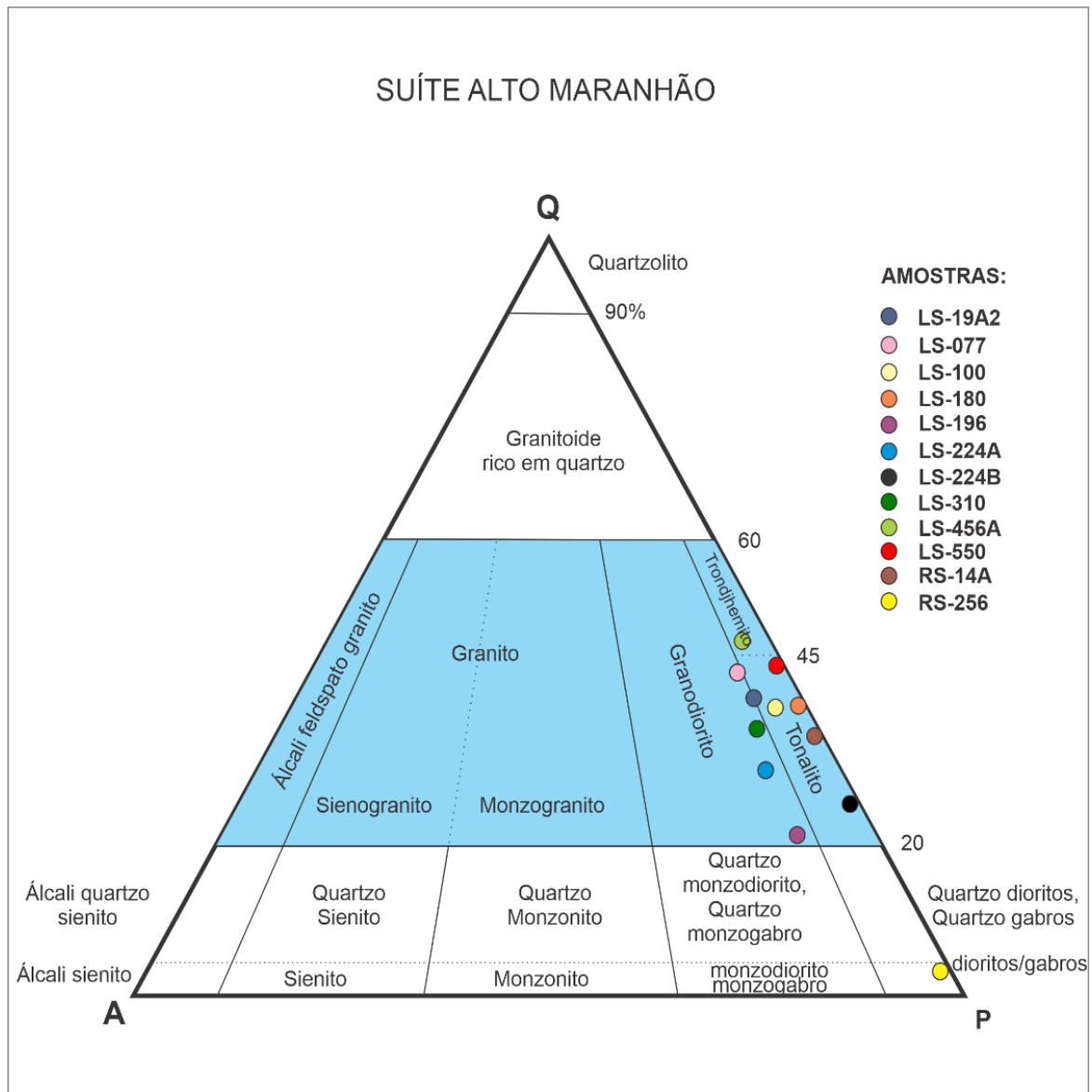


Figura 4.2 - Diagrama QAP para amostras da Suíte Alto Maranhão.

Sob o aspecto de campo, as principais características da SAM estão relacionadas a rochas granodioríticas a tonalíticas de granulação média a grossa (Figura 4.3) com presença de enclaves máficos. Os enclaves variam de alongados a equidimensionais (Figura 4.3A,B,C), com dimensões centimétricas, por vezes formando aglomerados (Figura 4.3A). Em relação ao teor de máficos, os granitoides da SAM variam de félsicos a intermediários, conferindo por vezes uma coloração escura associada a presença abundante de biotita e hornblenda (Figura 4.3F). Em campo as amostras variam de isotrópicas a foliadas, sendo possível observar uma orientação preferencial de fenocristais euédricos de plagioclásio e dos enclaves alongados (Figura 4.3B).

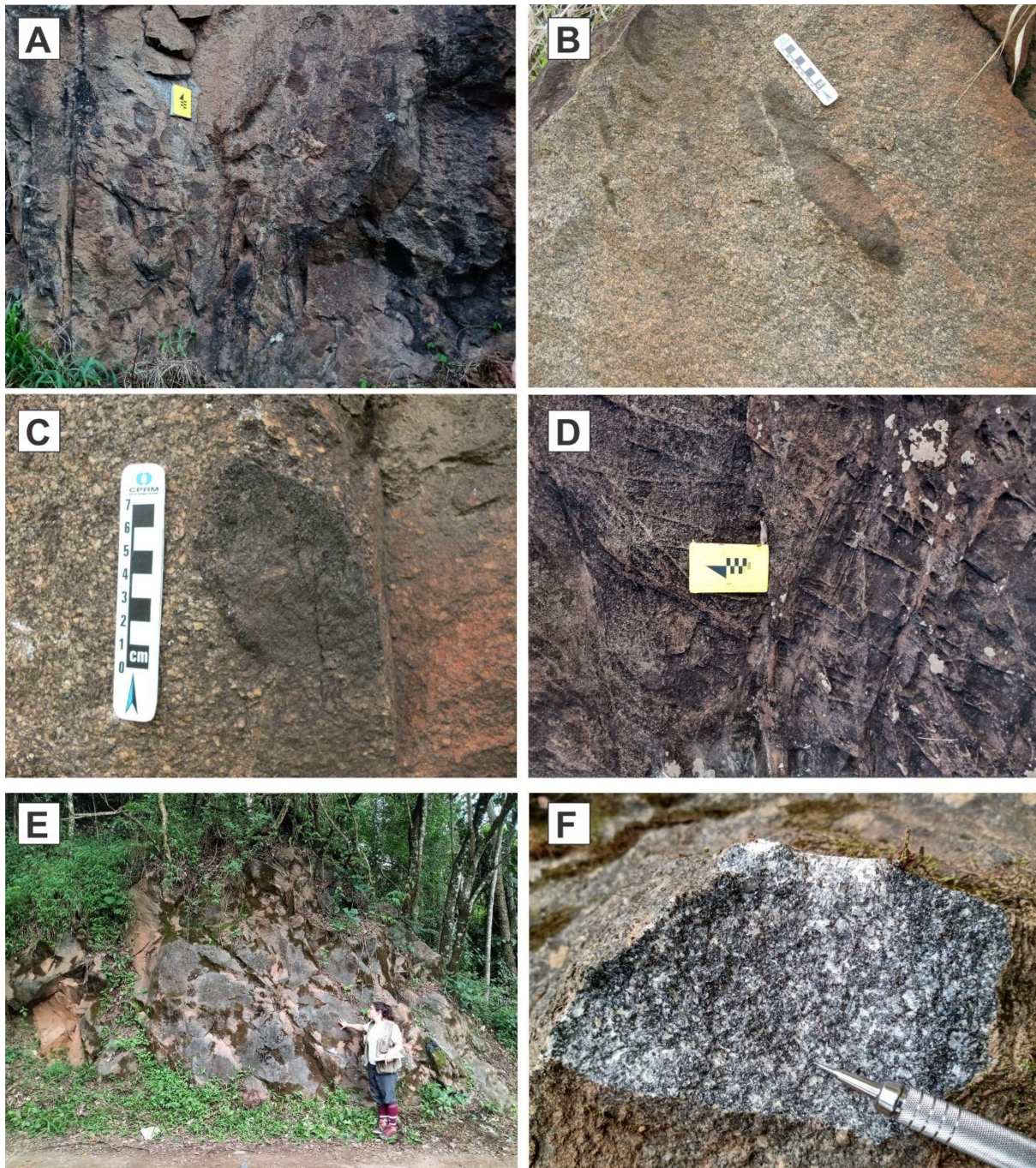


Figura 4.3 - Aspectos petrográficos macroscópicos da SAM. A) Aglomerado de enclaves máficos alojados em rocha tonalítica, estação LS-550. B) Enclaves dioríticos alongados hospedados em rocha tonalítica da SAM. C) Enclave equidimensional hospedado em tonalito com fenocristais euédricos de plagioclásio na estação LS-550. D) Afloramento do ponto RS-014 com rede de intrusões dioríticas e vênulas álcali-feldspáticas cortando a encaixante tonalítica. E) Afloramento do ponto RS-256, tonalito rico em hornblenda com presença de enclaves dioríticos F) Destaque para a textura fanerítica média com presença de fenocristais euédricos de plagioclásio com coloração branca e abundância de hornblenda (cor preta).

4.2.1. Minerais Essenciais e Microestruturas Associadas

Os minerais classificados como pertencentes a assembleia principal dos granitoides da Suíte Alto Maranhão foram o plagioclásio, quartzo, biotita, hornblenda e subordinadamente microclineo e piroxênio.

Os cristais de plagioclásio perfazem entre 40 a 55 % da porcentagem modal das amostras e são predominantemente subédricos, também ocorrendo na forma de cristais euédricos de granulação grossa, sendo a fase mineral de maior granulação (Figura 4.4A,D). Os cristais de plagioclásio exibem zoneamento cíclico, marcado por níveis de saussuritização com predomínio de epidoto do tipo clinozoisita-zoisita, marcando possivelmente o enriquecimento em cálcio dessas regiões (Figura 4.4A,B). Outra feição microestrutural comum às amostras dos plagioclásios da SAM são bordas com “descontinuidade ótica” em relação ao núcleo dos cristais (Figura 4.5F). Os cristais apresentam, por vezes, orientação preferencial marcada pelo alinhamento de grãos em relação ao seu eixo maior de desenvolvimento, como nas Figuras 4.5A,B e D.

Mirmequitas são comuns nos contatos com os álcali-feldspatos e se caracterizam por inclusões de quartzo vermiforme no interior dos cristais (Figura 4.5G). Além dessas texturas os plagioclásios também se apresentam fortemente saussuritizados, processo evidenciado pela abundância de inclusões de epidotos, mica-branca e carbonato, geralmente concentrados no núcleo dos cristais (Figura 4.4B) e de forma cíclica (Figura 4.4A). Os plagioclásios também apresentam importantes feições de inclusão, relacionadas a hornblenda e biotita inclusa em cristais euédricos zonados (Figura 4.5C,D).

Os cristais de quartzo perfazem entre 3 a 30 % das amostras e são predominantemente anédricos, de granulação fina a média (Figura 4.4G,H). Os cristais apresentam contatos irregulares e por vezes exibem feições como extinção ondulante. O quartzo também ocorre na forma de cristais de granulação muito fina associados aos processos de mirmequitização (Figura 4.5G). A amostra com menor teor de quartzo trata-se da LS-296 classificada como diorito segundo o diagrama da Figura 4.2.

Os cristais de microclineo perfazem de 0 a 7% das amostras, ocorrem predominantemente como cristais anédricos de granulação fina a média, intergranulares. Apresentam maclas em grade/polissintéticas e exibem, por vezes, texturas de exsolução do tipo pertita, caracterizado por lamelas de albita inclusas nos cristais (Figura 4.5G,H). Além disso, os cristais de microclineo também apresentam feições de mirmequitização nos contatos com os cristais de plagioclásio.

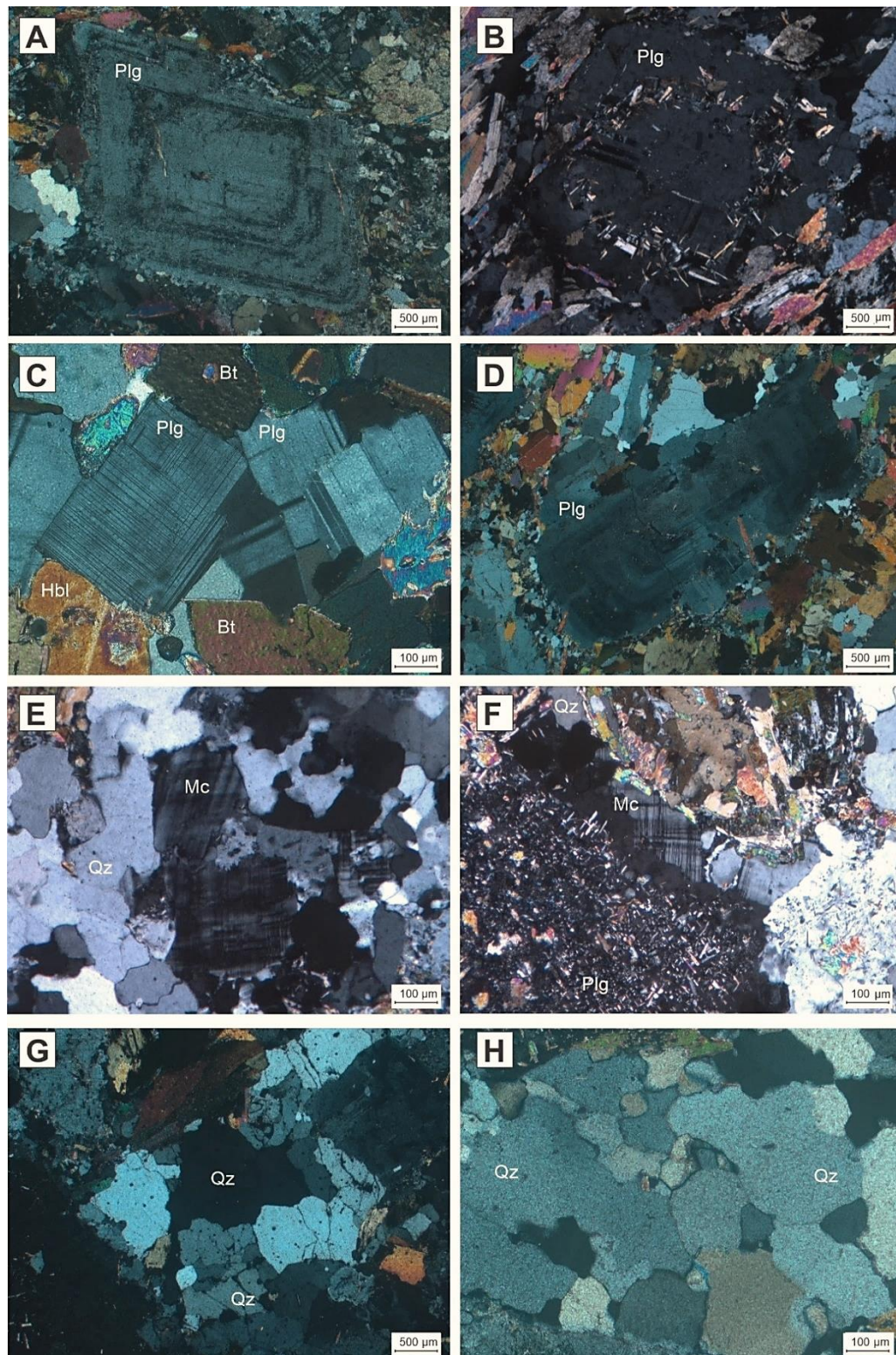


Figura 4.4 - Fotomicrografias por microscopia ótica de luz polarizada cruzada (XPL). A) Fenocristal euédrico de plagioclásio com zoneamento cíclico marcado por finos aglomerados de epidoto/clinozoisita-zoisita (LS-550). B) Plagioclásio com zoneamento concêntrico marcado por anel de saussuritização. (LS-224B). C) Cristais de plagioclásio euédricos equidimensionais associados a hornblenda e biotita (LS-256). D) Fenocristal alongado de plagioclásio com zoneamento concêntrico e cíclico (RS-014). E) Cristal de microclíneo com macla do tipo Tartan entre cristais de quartzo (LS-310). F) Cristais de microclíneo anédrica intergranular entre cristais de plagioclásio

fortemente saussuritizados (LS-310). G) (LS-224A) e H) (LS-550) Cristais anédricos de quartzo com contatos irregulares.

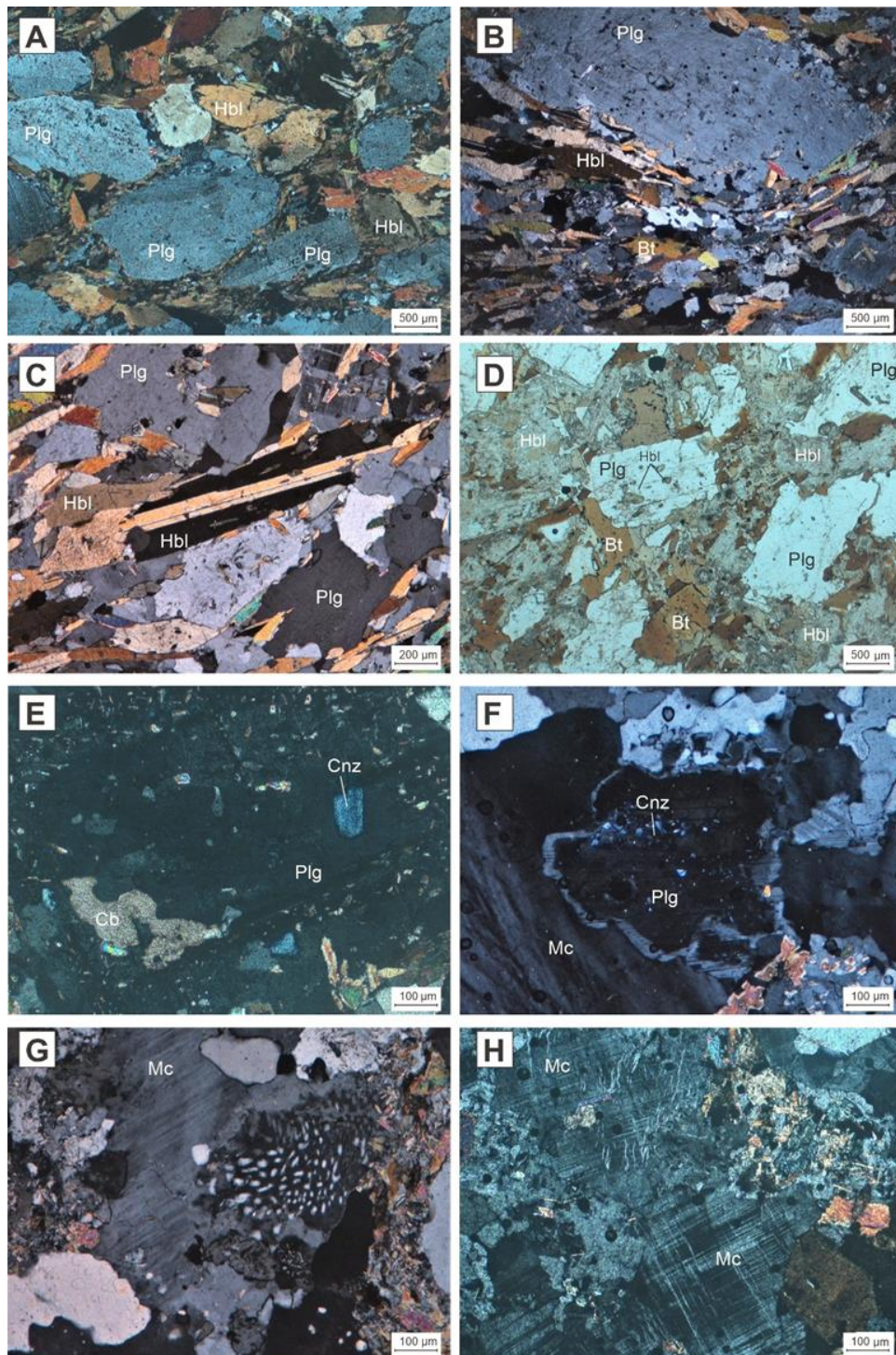


Figura 4.5 - Fotomicrografias por microscopia ótica de luz plana-polarizada (PPL) e luz polarizada cruzada (XPL). A) Fenocristais de plagioclásio com bordas corroídas e cristais de hornblenda com orientação preferencial dos cristais (LS-100). B) Fenocristal euédrico de plagioclásio e cristais de hornblenda e biotita com orientação preferencial de fluxo (LS-224B). C) Cristais de plagioclásio e hornblenda com orientação preferencial (LS-224B). D) Fenocristais euédricos de plagioclásio com inclusões de hornblenda e biotita e hbl associadas em processos de reequilíbrio (RS-256). E) Processo de saussuritização e carbonatação associados em cristal de plagioclásio, caracterizados por inclusões de epidoto/clinozoisita e calcita, respectivamente (LS-550). F) Cristal de plagioclásio com borda descontínua em textura similar a “spike zone”, tratando-se possivelmente de feição de reação/absorção

(LS-196). G) Textura mirmequítica desenvolvida em contato entre cristal de microclínio e plagioclásio, caracterizado por inclusões vermiformes de quartzo no plagioclásio (LS-310). H) cristais de microclínio tipicamente maclados com presença de exsolução perítica (LS-224A).

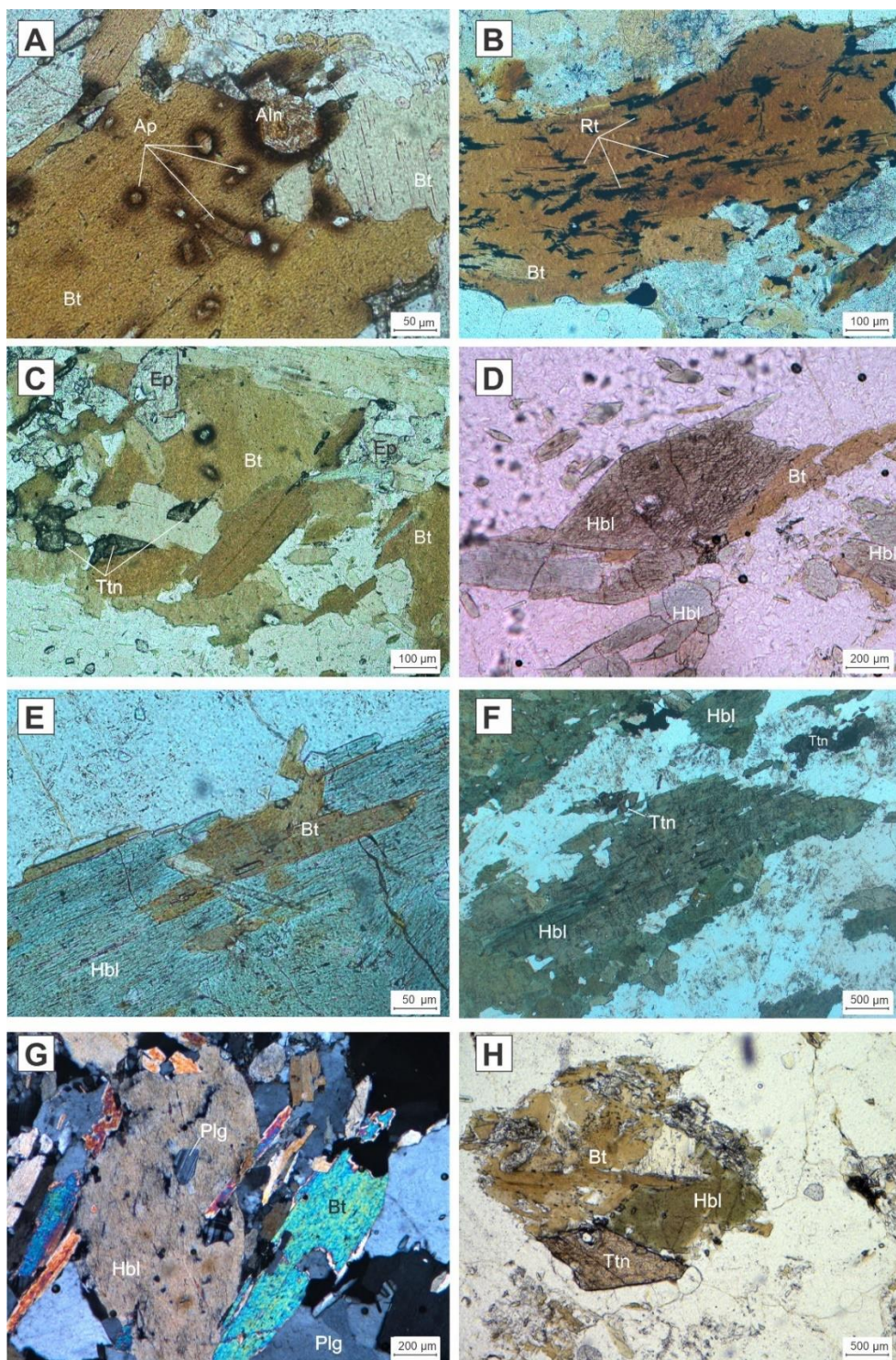


Figura 4.6 - Fotomicrografias por microscopia ótica de luz plana-polarizada (PPL) e luz polarizada cruzada (XPL). A) Fenocristais de plagioclásio com bordas corroídas e cristais de hornblenda com orientação preferencial dos cristais (LS-100). B) Fenocristal euédrico de plagioclásio e cristais de hornblenda e biotita com orientação preferencial de fluxo (LS-224B). C) Cristais de plagioclásio e hornblenda com orientação preferencial (LS-224B). D) Fenocristais euédricos de plagioclásio com inclusões de hornblenda e biotita e hbl associadas em processos de reequilíbrio (RS-256). E) Processo de saussuritização e carbonatação associados em cristal de plagioclásio, caracterizados por inclusões de epidoto/clinozoisita e calcita, respectivamente (LS-550). F) Cristal de plagioclásio

com borda descontínua em textura similar a “spike zone”, tratando-se possivelmente de feição de reação/absorção (LS-196). G) Textura mirmequítica desenvolvida em contato entre cristal de microclíneo e plagioclásio, caracterizado por inclusões vermiformes de quartzo no plagioclásio (LS-310). H) cristais de microclíneo tipicamente maclados com presença de exsolução peritítica (LS-224A).

Os cristais de biotita perfazem entre 10 a 15 % das amostras e ocorrem como cristais tabulares de granulação fina a média. As principais características associadas à biotita da SAM são o pleocroísmo em tons de castanho amarronzado e a presença de halos pleocróicos associados a inclusões de allanita, zircão e apatita (Figura 4.6A,C), por vezes os cristais apresentam orientação preferencial definindo uma foliação (Figura 4.5B,D). Há uma importante relação entre os cristais de biotita e os anfibólios descritos nas amostras (Figura 4.6E), os cristais apresentam relação de intercrescimento. As biotitas também exibem por vezes inclusões aciculares de rutilo caracterizando a textura da sagenita (Figura 4.6B).

A hornblenda perfaz entre 2 a 15 % da porcentagem modal amostras e ocorre como cristais prismáticos de granulação média, com pleocroísmo em tons de verde e cristais que variam de subédricos a euédricos (Figura 4.6D,F). Alguns cristais apresentam maclas de contato e polissintética (Figura 4.8C), os cristais podem estar bem preservados em algumas amostras ou parcialmente substituídos por biotita. Em algumas amostras a hornblenda apresenta orientação preferencial marcada juntamente com cristais de biotita (Figura 4.5B). Comumente a hornblenda apresenta inclusões de biotita, epidoto, apatita e cristais de plagioclásio (Figura 4.6G).

O piroxênio ocorre na amostra LS-296 e perfaz 2 % da porcentagem modal da rocha, ocorre como cristais de granulação média, anédricos a subédricos preservados e/ou relictos (Figura 4.7A,B). Nos cristais relictos ocorre a substituição total ou parcial por anfibólio (actinolita), por vezes, formando coronas de substituição sendo também comum a presença de finas inclusões de opacos (Figura 4.6B)

4.2.2. Minerais Acessórios e Microestruturas Associadas

Os minerais classificados como acessórios estão representados principalmente por fases de granulação fina a média e ocorrem predominantemente na forma de inclusões nas fases essenciais. Os minerais acessórios descritos foram: apatita, epidoto, titanita, allanita, zircão, rutilo, pirrotita, ilmenita. Nesta seção são caracterizadas cada fase mineral acessória com suas respectivas microestruturas associadas.

Os cristais de apatita ocorrem na forma de inclusões nas fases principais e em alguns minerais acessórios como a titanita (Figura 4.7F). Possuem granulação fina a muito fina e exibe dominantemente seções basais circulares e hexagonais de baixa cor de interferência (Figura 4.6A e Figura 4.8A). Uma importante feição relacionada as apatitas é ocorrência na forma de cristais prismáticos aciculares e como cumulados, inclusos em cristais de plagioclásio, biotita e hornblenda (Figura 4.8B-E).

Os epidotos ocorrem predominantemente de duas formas, a primeira caracterizada por cristais euédricos de granulação média, dispersos, ou na forma de inclusões (Figura 4.7D). A segunda forma de ocorrência dos epidotos é caracterizada por finas inclusões euédricas a subédricas, principalmente associadas à biotita e hornblenda (Figura 4.6H). Alguns cristais podem ser distinguidos como epidoto do tipo clinoizita-zoisita, devido às cores de interferência anômalas. Uma importante observação a ser feita em relação aos epidotos é a abundância desses minerais na forma de inclusões nos plagioclásios devido ao processo de saussuritização, no entanto este se trata de mineralogia secundária.

Há duas formas de ocorrências de titanita. Na primeira forma os cristais são euédricos a subédricos de granulação média. As principais características nesse caso são um pleocroísmo leve em tons de castanho escuro e o desenvolvimento de maclas polissintéticas, além de inclusões de opacos e apatitas (Figura 4.7F). A segunda forma de ocorrência está associada a finas inclusões geralmente nos cristais de biotita, caracterizadas por envoltórios em núcleos de ilmenita (Figura 4.7G,H), que variam de subédricos a euédricos e aparentam estar associados a reações de substituição da biotita e anfibólios.

A allanita ocorre predominantemente na forma de inclusões em cristais de biotita, hornblenda e feldspatos. Possuem granulação fina a média, cor amarelada e ocorrem na forma de cristais prismáticos subédricos. Essa fase se caracteriza principalmente pela geração de halos pleocróicos e por isotropização parcial ou total dos cristais devido a evolução do processo de decaimento radioativo (Figura 4.6A e Figura 4.7C). Os cristais de granulação média comumente exibem envoltório de epidoto, caracterizando a textura “ovo frito” (Figura 4.7C).

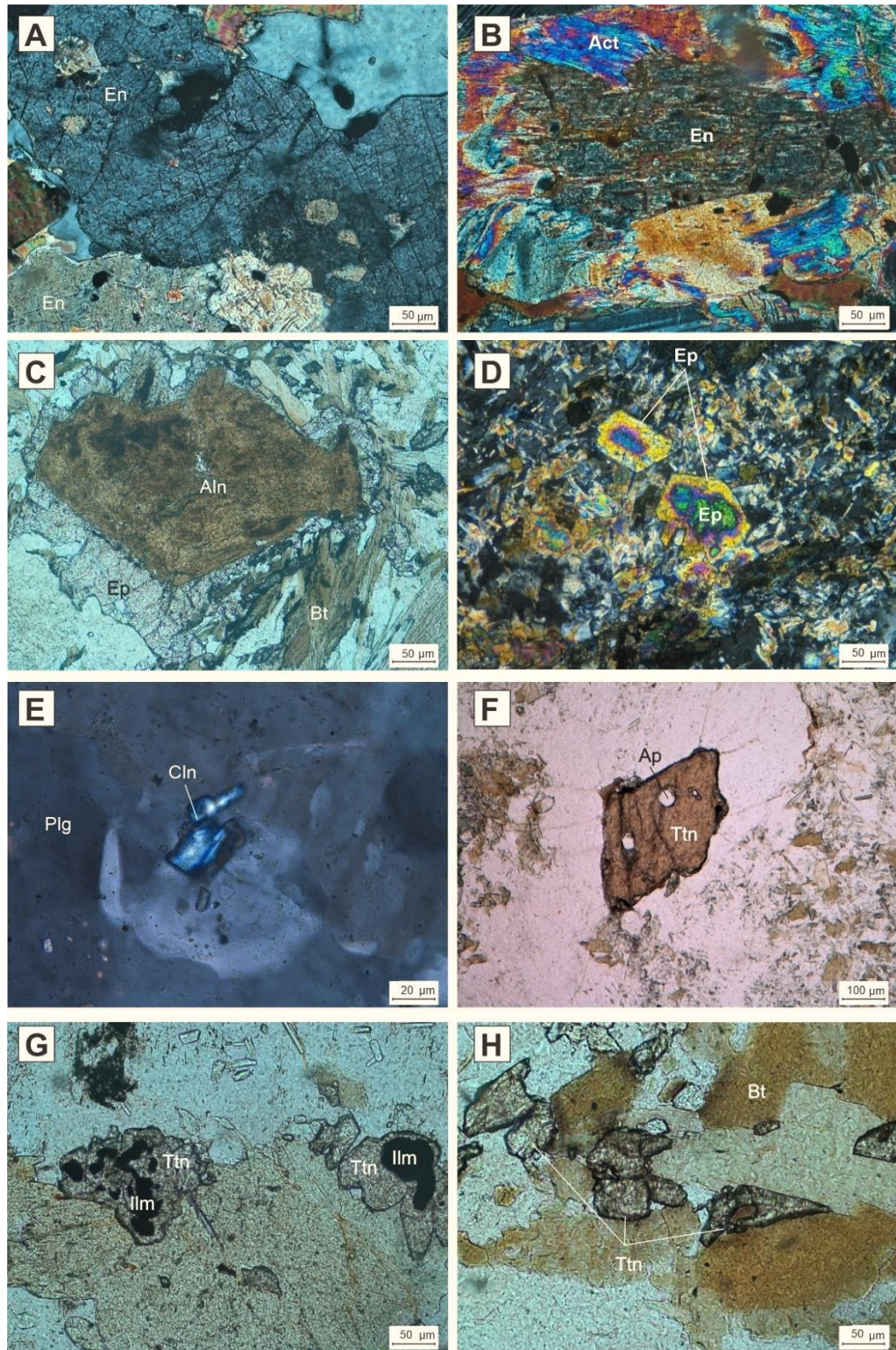


Figura 4.7 - Fotomicrografias por microscopia ótica de luz plana-polarizada (PPL) e luz polarizada cruzada (XPL). A) Cristal de piroxênio (enstatita) com típica clivagem ortogonal (RS-256). B) Cristal de piroxênio alterado com bordas substituídas por anfibólio (actinolita) restando apenas o núcleo preservado (RS-256). C) Cristal de allanita com borda de epidoto caracterizando a típica textura de “ovo frito” (LS-100). D) Cristais de epidoto incluídos em plagioclásio, associados ao processo de saussuritização (LS-310). E) Cristal de clinozoisita com cores de interferência anômalas incluído em cristal de plagioclásio (LS-196). F) Titanita euédrica com inclusão de apatita (LS-310). G) Cristais de titanita com núcleo de ilmenita (LS-077). H) Cristais de titanita associados a biotita (LS-456A).

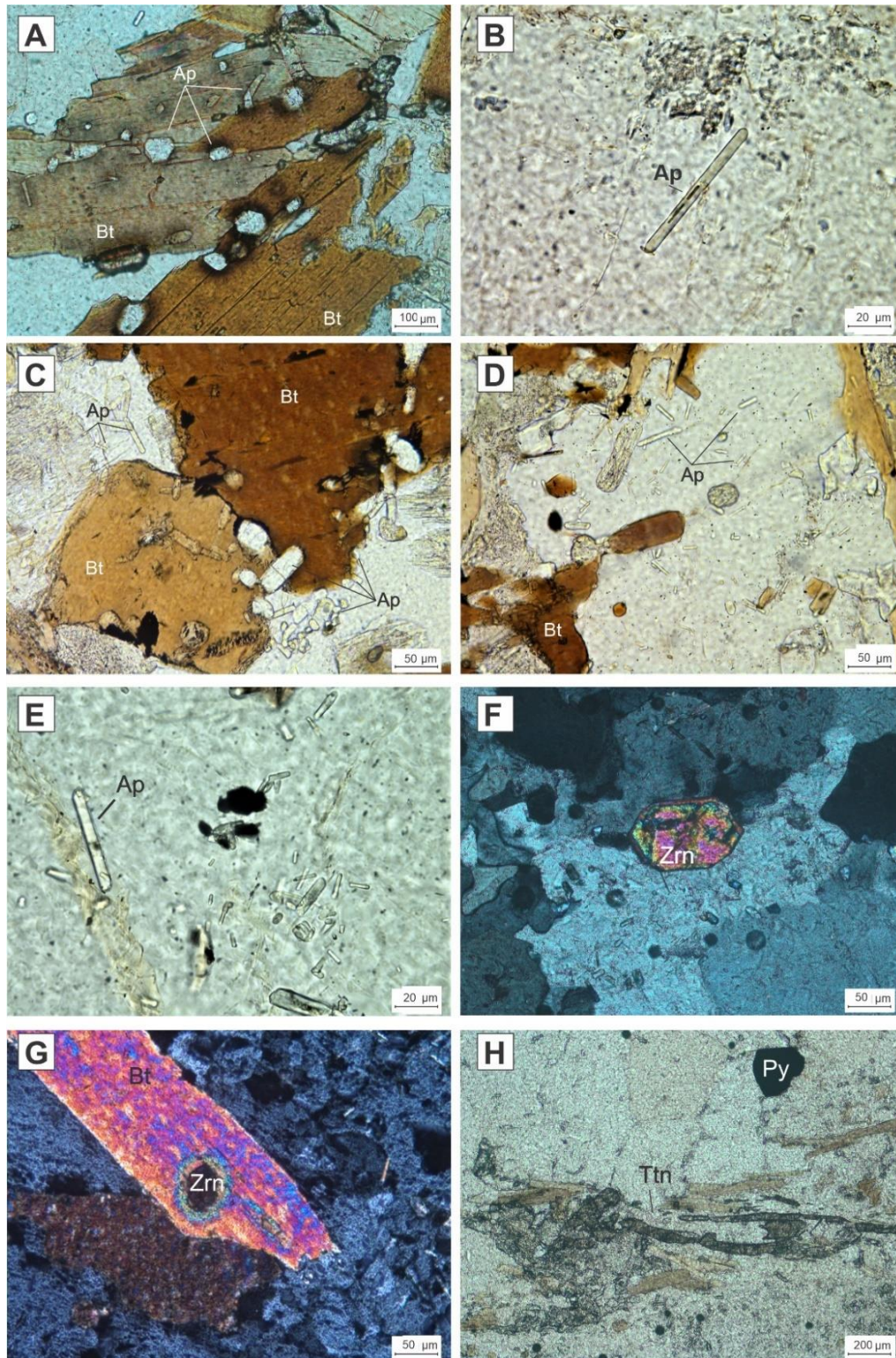


Figura 4.8 - Fotomicrografias por microscopia ótica de luz plana-polarizada (PPL) e luz polarizada cruzada (XPL). A) Cristais de apatita com seções basais euédricas incluídos em cristais de biotita gerando halos pleocrômicos (RS-014). B) Cristal euédrico acicular de apatita incluído em plagioclásio (RS-256). C) e D) Cristais de apatita com pelo menos duas morfologias distintas incluídos em biotita e hornblenda, uma morfologia está associada a prismas curtos e seções basais equidimensionais na forma de inclusão e a outra relacionada a cristais aciculares, ambas ocorrem formando aglomerados ou cumulos de apatita (RS-256). E) Cristais aciculares de apatita associados a inclusões de opacos (RS-256). F) Zircão euédrico incluído em plagioclásio (LS-196). G) Zircão incluído em cristal tabular de

biotita gerando halo pleocróico (LS-224A). H) Cristais alongados de titanita associados a biotita e cristal de pirita (LS-180).

Os cristais de zircão são descritos principalmente na forma de inclusões nas fases principais das amostras, possuem granulação fina e são euédricos a subédricos (Figura 4.8F). As características principais observadas são o zonamento dos cristais e a geração de halos pleocróicos na biotita (Figura 4.8G).

Os minerais opacos estão associados principalmente a biotita, hornblenda e titanitas. Nas duas primeiras fases os opacos ocorrem na forma de finas inclusões, por vezes orientados segundo a clivagem dos minerais. Quando associado às titanitas ocorrem na forma de núcleos de ilmenita bordejados por titanita (Figura 4.7G). As piritas ocorrem como cristais subédricos a anédricos arredondados, geralmente na forma de inclusão (Figura 4.8H). O rutilo ocorre como finas inclusões aciculares nas biotitas, associadas ao processo de exsolução de Ti caracterizando a textura de variedade sagenita.

4.2.3. Minerais Secundários

Os minerais secundários identificados tratam-se de fases associadas aos processos de saussuritização dos plagioclásios (Figura 4.4B e F), da substituição dos cristais de biotita e anfibólios por clorita, além de processos de substituição associados as titanitas, ilmenita e epidoto (Figura 4.7G). Como resultado do processo de substituição do plagioclásio, os minerais secundários identificados foram epidotos s.s., clinozoisita-zoisita, mica-branca e carbonato (Figura 4.7E e Figura 4.5E).

4.3. GRANITOIDE CUPIM

O Granitoide Cupim foi descrito a partir das amostras LS-006, LS-006A, LS-006B, LS-006C, LS-006D, LS-006V, LS-330, LS-453 e G1A-GC1. Segundo a classificação todas as amostras foram descritas como monzogranitos leucocráticos (Figura 4.9), sendo que as amostras LS-006B e LS-006D tratam-se de uma porção paragnáissica englobada no leucogranito Cupim, que é caracterizado pelas demais amostras, tratadas como litotipo clássico do corpo. O detalhamento das feições analisadas para cada amostra segue nas seções deste capítulo.

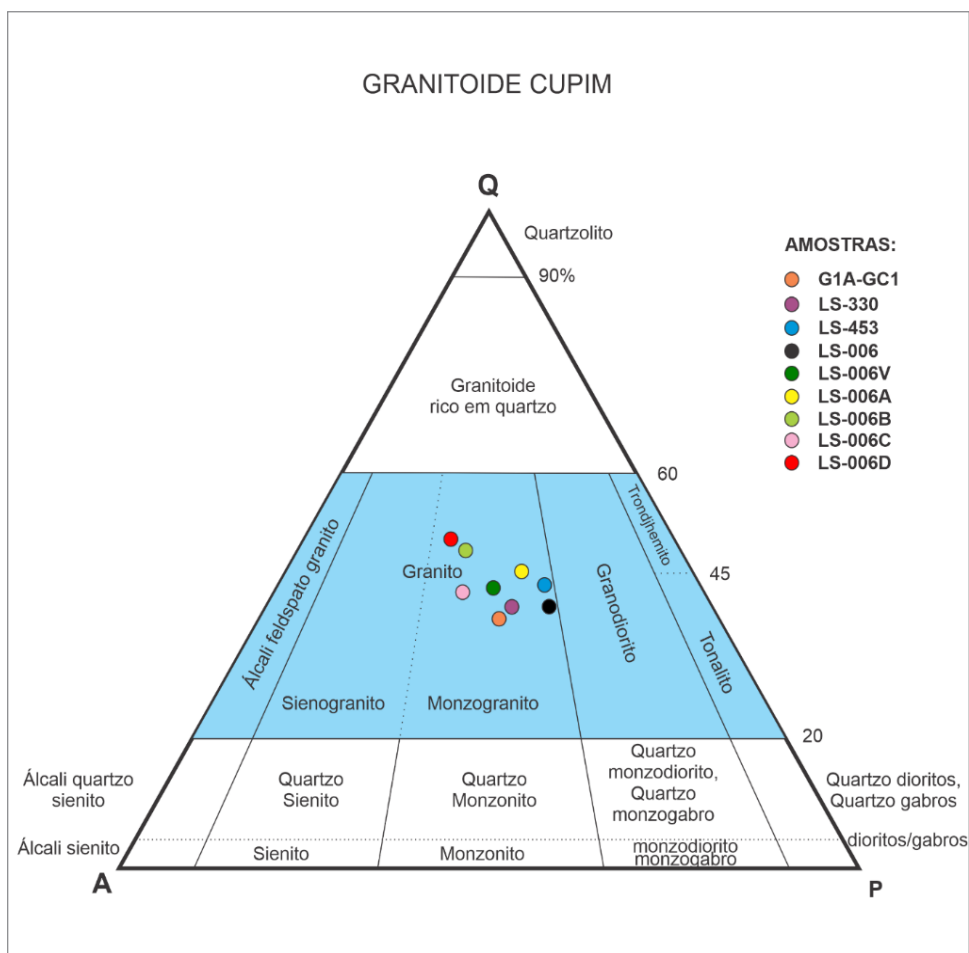


Figura 4.9 - Diagrama QAP para rochas do Granitoide Cupim.

Sob o aspecto de campo, as principais características do GC estão associadas a monzogranitos leucocráticos a hololeucocráticos de granulação média (Figura 4.10). As amostras são caracterizadas por granitoides à duas micas com comum ocorrência de granada (Figura 4.10E,F). Em relação ao conteúdo de máficos, os granitoides do GC são predominantemente félsicos, com índice de cor leucocrático, definido pela presença reduzida de fases máficas e abundância de minerais félsicos (Figura 4.10A, B). As amostras variam de isotrópicas a foliadas, com presença de intrusões pegmatíticas e porções gnáissicas englobadas no leucogranito isotrópico (Figura 4.10C).

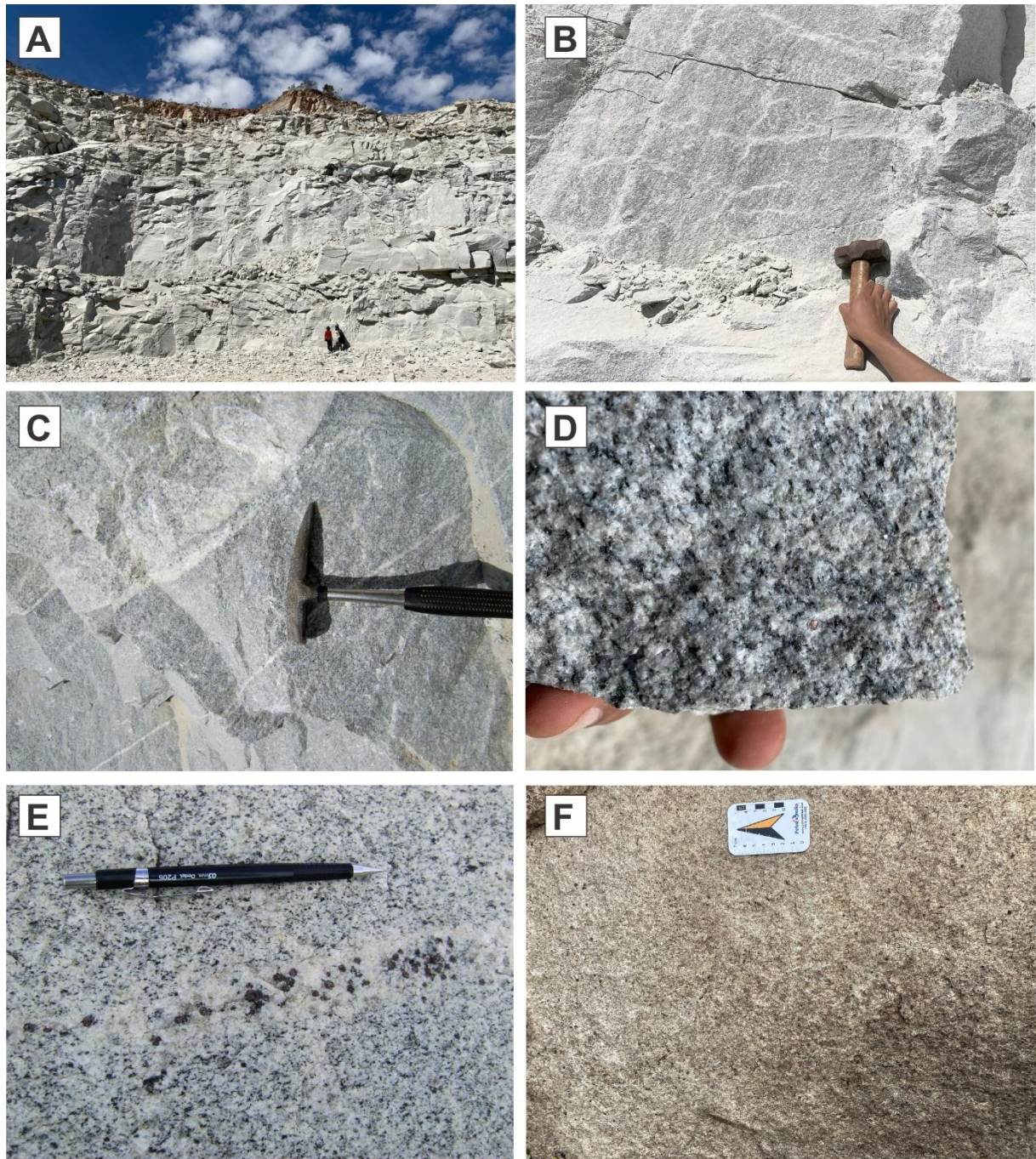


Figura 4.10 - Aspectos petrográficos macroscópicos do Granitoide Cupim. A) Afloramento da estação LS-006/G1A-GC1 em pedreira no município de Cristiano Ottoni - MG. B) Destaque do afloramento para o caráter isotrópico e leucocrático do afloramento conferido pelo índice de cor. C) Porção gnáissica cinza clara englobada no leucogranito branco do GC, as amostras LS-006B e LS-006D correspondem a porção gnáissica, enquanto a porção esbranquiçada corresponde as amostras LS-006, LS-006A e G1A-GC1. D) Destaque para textura fanerítica com foliação discretado GC em porção com maior concentração de minerais máficos. E) e F) correspondem aos aspectos de campo da estação LS-330, é possível notar a presença de granadas euédricas dispersas e como aglomerados.

4.3.1. Minerais Essenciais e Microestruturas Associadas

Os minerais classificados como pertencentes a assembleia principal do Granitoide Cupim são plagioclásio, microclíneo, quartzo, muscovita, biotita e granada. A assembleia mineral pode ser dividida em dois grupos principais devido as suas variações microestruturais marcantes, sendo o Grupo 01 caracterizado pelas amostras: LS-006, LS-006A, LS006C, LS006V, LS-330, LS-453 e G1A-GC1 e o Grupo 02 caracterizado pelas amostras: LS-006B e LS-006D. Nesta seção são caracterizadas cada fase mineral essencial com suas respectivas microestruturas associadas.

Os cristais de plagioclásio perfazem entre 30 a 35 % da composição modal para o Grupo 01 das amostras analisadas, são predominantemente subédricos de granulação média. As principais características associadas aos cristais de plagioclásio do GC são as maclas polissintéticas, zoneamento normal com saussuritização dos núcleos e ausência de exsoluções (Figura 4.11A,B e C). Outra feição comum associada a esses cristais é a textura mirmequítica, devido a inclusões vermiformes de quartzo junto aos contatos com os K-feldspatos (Figura 4.11C).

A saussuritização ocorre predominantemente no núcleo do plagioclásio, caracterizada pela presença de epidoto, clinozoisita-zoisita e mica-branca e juntamente com extinções concêntricas indicam zoneamento químico (Figura 4.11B). No Grupo 02 os cristais de plagioclásio ocorrem como cristais anédricos de granulação fina a média, apresentam feições de deformação como grãos rotacionados e textura porfiroclástica associada a matriz quartzo-feldspática de granulação fina a média (Figura 4.12G).

Os cristais de quartzo perfazem 27 a 34 % das amostras do Grupo 01 e ocorrem como cristais anédricos de granulação fina a média. Alguns cristais possuem extinção ondulante. Os cristais de quartzo também ocorrem na forma de inclusão nas granadas e feldspatos (Figura 4.13F), assim como associados aos processos de mirmequitização em que ocorrem como cristais vermiformes de granulação muito fina (Figura 4.12B). No Grupo 02 os cristais perfazem de 35 a 40 % da composição modal das amostras, ocorrem como cristais anédricos de granulação fina a grossa (Figura 4.11H), apresentam feições de recristalização e deformação como cristais alongados com feição do tipo “*ribbon*” (Figura 4.12H).

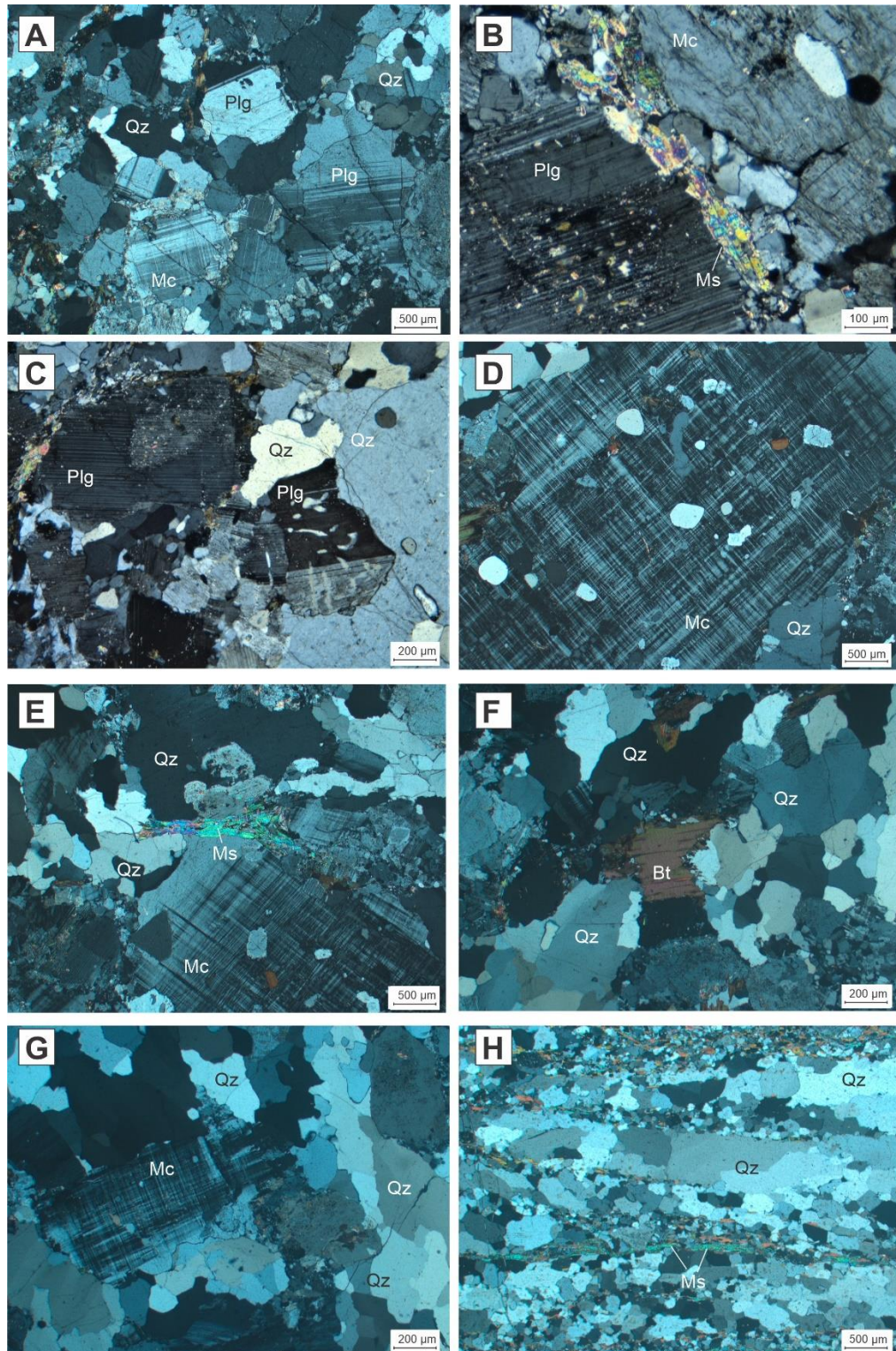


Figura 4.11 - - Fotomicrografias por microscopia ótica de luz polarizada cruzada (XPL). A) Cristal de microclíneo com macla em grade e inclusões de quartzo e apatita (LS-006V). B) Cristais de microclíneo, muscovita e quartzo associados (LS-006V). C) Cristais de plagioclásio com maclas simples e polissintéticas e cristais de microclíneo com macla em grade (LS-453). D) Cristal de plagioclásio zonado com núcleo saussuritizado e muscovita e microclíneo associados (LS-453). E) Cristais de plagioclásio com zonamento concêntrico e textura mirmequítica associada. F) e G) Cristais de quartzo anédrico com contatos irregulares (LS-006V). H) Cristais de quartzo com orientação preferencial caracterizando bandas possivelmente associadas à deformação, entre as bandas de quartzo é possível observar cristais de muscovita também orientados segundo a foliação principal (LS-006B).

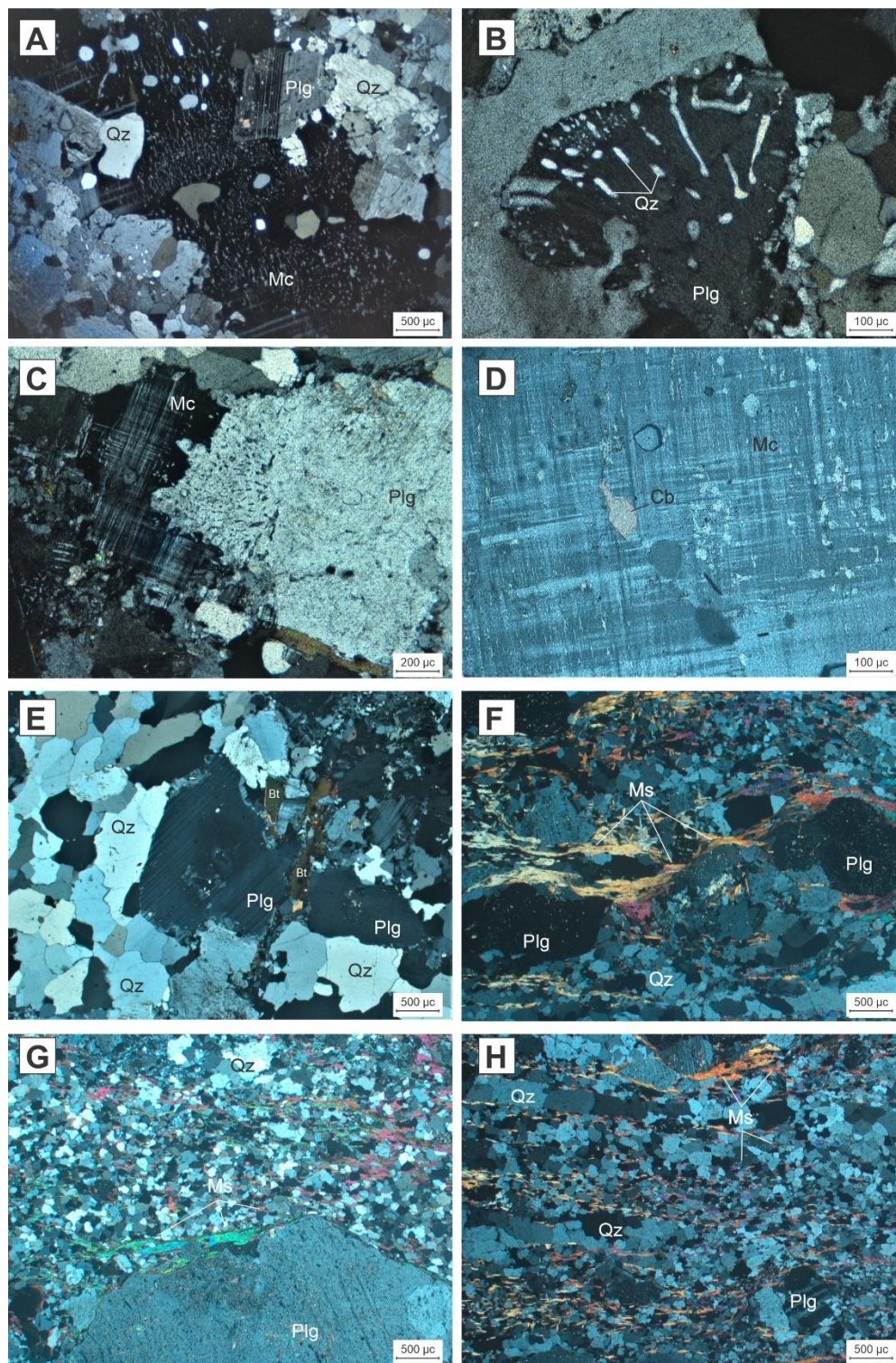


Figura 4.12 - Fotomicrografias por microscopia ótica de luz polarizada cruzada (XPL). A) Exsolução pertítica em cristais de microclíneo (LS-453). B) Textura mirmequítica caracterizada por inclusões vermiformes de quartzo em cristal de plagioclásio (LS-006). C) Pertitas e mirmequitas associadas em contato entre cristal de microclíneo e plagioclásio (LS-006). D) Cristal de microclíneo com macla em grande exsoluções pertíticas e presença de carbonato (LS-006V). E) Cristal de plagioclásio com zonamento concêntrico (LS-006V). F) Cristais de quartzo e muscovita orientados definindo uma orientação preferencial da amostra, porfiroclastos de plagioclásio rotacionados (LS-006B). G) Banda de quartzo recrystalizado e porfiroclasto de plagioclásio associados a muscovitas orientadas (LS-006D). H) Bandas de quartzo alongado com textura “ribbon”, cristais de plagioclásio estirados e muscovitas orientadas (LS-006B).

O microclíneo perfaz de 22 – 32 % das amostras do Grupo 01 e ocorrem como cristais anédricos de granulação média a grossa. Dentre as principais características associadas aos cristais de microclíneo podem ser destacados a constante ocorrência de exsolução do tipo pertita, as maclas em grade e a mirmequitização. Os cristais também apresentam comumente inclusões de apatita e quartzo. No Grupo 02 o microclíneo ocorre com granulação fina, caracterizado por cristais anédricos com localizada ocorrência de exsoluções pertíticas (Figura 4.12A).

A biotita perfaz de 3 a 9 % das amostras do Grupo 01 e ocorre como cristais tabulares de granulação fina a média, com pleocroísmo em tons de castanho a verde acastanhado. Comumente os cristais de biotita apresentam finas inclusões de zircão e apatita (4.13A), essas inclusões geram halos pleocróicos. Os cristais também se associam a epidoto, allanita e titanita, além de ocorrer associado a clorita como processo de substituição do cristal de biotita (Figura 4.13B e Figura 4.14H). No grupo 02 as biotitas perfazem cerca de 2 % da composição modal e ocorrem como cristais tabulares de granulação fina com pleocroísmo em tons de castanho.

As granadas foram descritas nas amostras do Grupo 01: LS-453, LS-006V e LS-330 e perfazem entre 3 a 10 % das amostras analisadas. Os cristais apresentam coloração rósea a incolor e ocorrem como cristais subédricos a anédricos de granulação média a grossa. Nos cristais bem desenvolvidos é comum a presença de inclusões de quartzo (Figura 4.13F,G). Na amostra LS-453 a granada ocorre como cristais anédricos associados a biotitas com orientação discreta dos cristais (Figura 4.13H).

Os cristais de muscovita perfazem de 5 a 10 % das amostras do Grupo 01 e ocorrem como cristais tabulares incolores de granulação média (Figura 4.13C,D,E). Devido a sua granulação e ocorrência como grãos isolados e sem relações de substituição com outras fases minerais é possível relacionar suas características a de origem primária. No Grupo 02 as muscovitas apresentam granulação fina e perfazem entre 7 a 15 % da amostra, exibem orientação preferencial dos cristais e por vezes ocorrem como bandas de agregados de muscovita (Figura 4.13F,G,H).

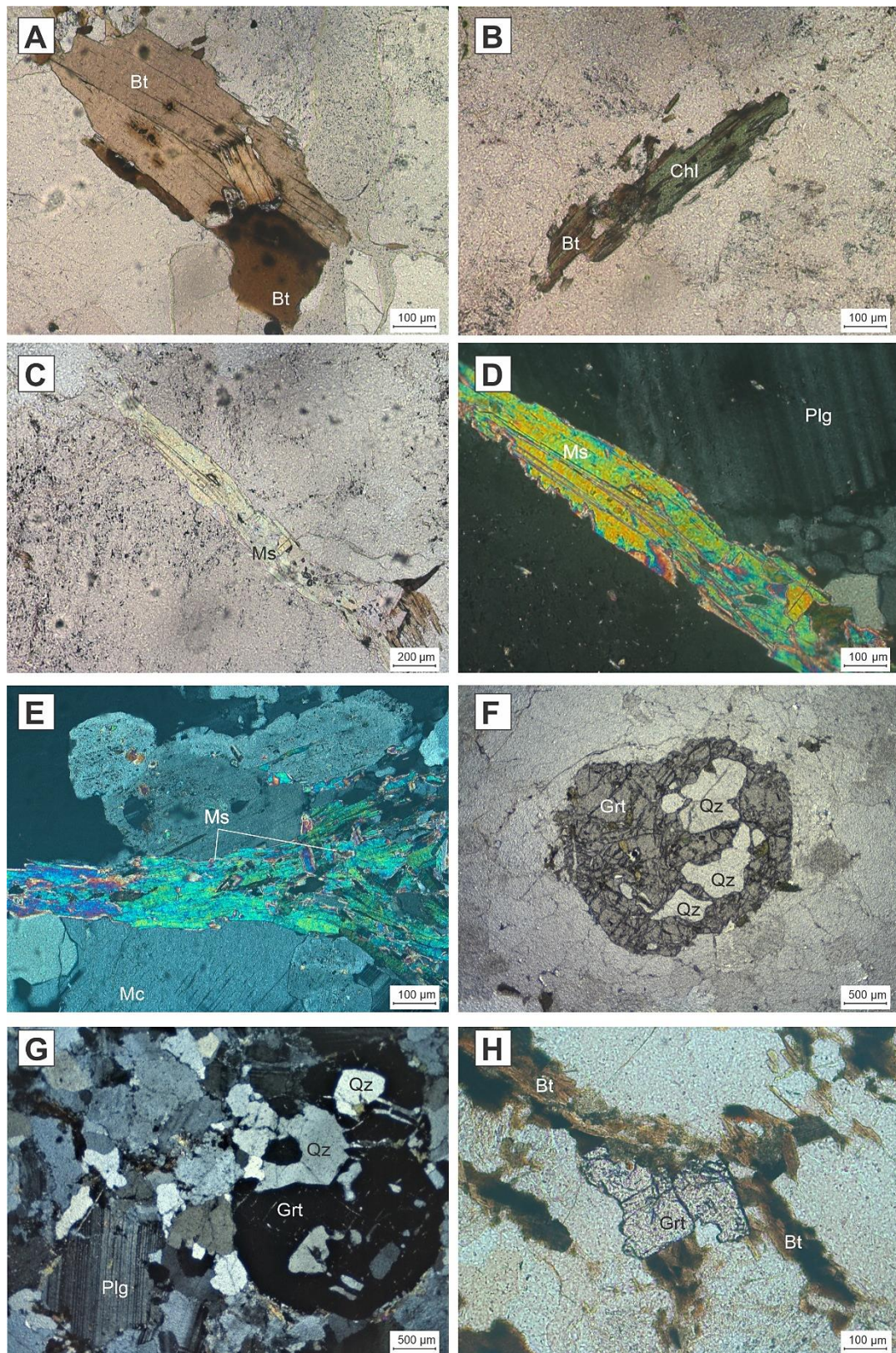


Figura 4.13 - Fotomicrografias por microscopia ótica de luz plana-polarizada (PPL) e luz polarizada cruzada (XPL). A) Cristais de biotita com halos pleocróicos gerados por inclusões de zircão e apatita (GA1-GC1). B) Cristal de biotita parcialmente substituído por clorita (LS-006V). C) e D) Cristais de muscovita primária associadas a cristais de plagioclásio (G1A-GC1). E) Cristais de muscovita associados a microclíneo e plagioclásio (LS-006V). F) e G) Cristais de granada subédrica com inclusões de quartzo e clorita (LS-330). H) Cristal de granada anédrica associada a cristais de biotita com orientação discreta (LS-453).

4.3.2. Minerais Acessórios e Microestruturas Associadas

Os minerais classificados como pertencentes a assembleia acessória do Granitoide Cupim são apatita, epidoto, allanita, $\pm$ zircão. Ocorrem principalmente como cristais de granulação fina e na forma de inclusões. Nesta seção são caracterizadas cada fase mineral acessória com suas respectivas microestruturas.

A apatita ocorre na forma de finas inclusões, principalmente associadas ao K-feldspato, biotita e plagioclásio. Caracterizam-se principalmente por seções basais circulares a hexagonais euédricas de baixas cores de interferência (Figura 4.14C,D). O epidoto ocorre principalmente associado a allanita, na forma de envoltórios, ou como cristais subédricos de granulação fina entre as fases principais (Figura 4.14E,F).

A allanita ocorre geralmente isotropizada com coloração amarelada, halos pleocróicos e comumente envolta por bordas de epidoto (Figura 4.14A). O zircão também ocorre na forma de finas inclusões, são geralmente euédricos e zonados com presença de halos pleocróicos quando inclusas em biotita (Figura 4.14B).

4.3.3. Minerais Secundários

Os principais minerais secundários descritos estão associados aos processos de saussuritização do plagioclásio e substituição da biotita. Relacionados ao processo de saussuritização dos plagioclásios estão o epidoto e mica-branca (Figura 4.13D). Na biotita o processo de substituição mais comum está relacionado à ocorrência de Fe-Mg-clorita (Figura 4.14G,H). Também ocorre em alguns cristais de plagioclásio a substituição por carbonato (Figura 4.12D). Os cristais de titanita ocorrem associados aos cristais de biotita, geralmente nas bordas dos cristais, acompanhados de cloritização (Figura 4.14G).

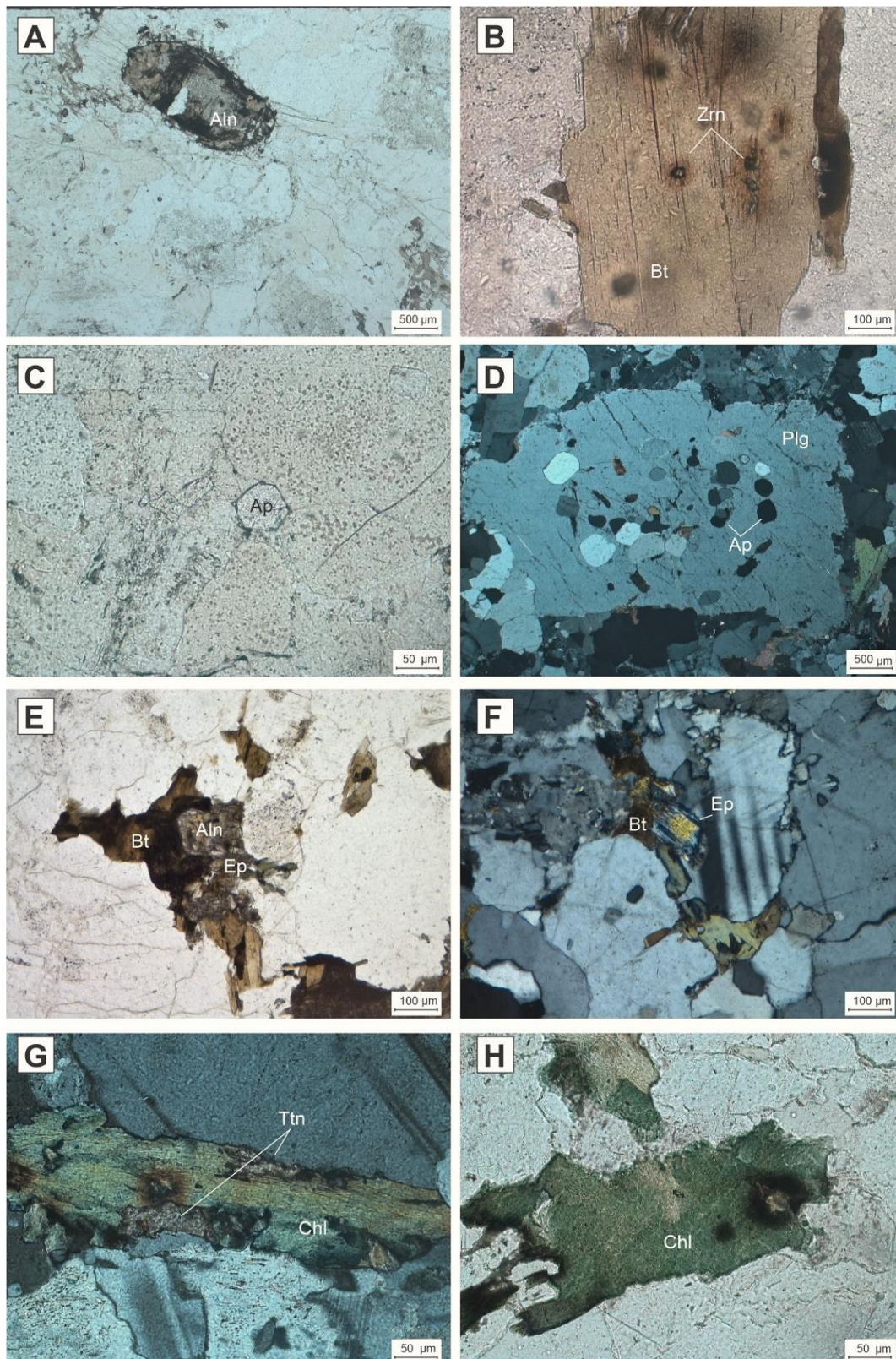


Figura 4.14 - Fotomicrografias por microscopia ótica de luz plana-polarizada (PPL) e luz polarizada cruzada (XPL). A) Cristal de allanita parcialmente isotropizado (LS-006A). B) Cristais de zircão inclusos em biotita, com geração de halo pleocróico (G1A-GC1). C) Seção basal de apatita euédrica incluída em cristal de plagioclásio (LS-006C). D) Cristal euédrico de plagioclásio com inclusões de apatita, quartzo e biotita. E) e F) Cristais de epidoto, allanita e biotita associados (LS-453). G) Cristais de titanita associados a biotita parcialmente substituída por clorita (LS-453). H) Cristal de biotita substituído por clorita (LS-453).

CAPÍTULO 5

QUÍMICA MINERAL

As análises de química mineral foram realizadas a partir da seleção de duas amostras de cada corpo estudado. A seleção dos minerais para as microanálises foi feita de acordo com as microestruturas e texturas descritas, principalmente com o intuito de obter padrões químicos relacionados aos aspectos mineralógicos, além da caracterização de aspectos primários ou de deformação destes minerais. As amostras selecionadas para as análises estão identificadas na Tabela 4.1 e posicionadas no mapa da Figura 4.1.

Foram utilizadas análises semiquantitativas por espectroscopia de energia dispersiva de raios-X (EDS), realizadas no Laboratório de Microscopia e Microanálises do DEGEO – LMic, com a utilização dos equipamentos da marca JEOL: JSM-6010 e JSM-6510. Após o detalhamento da análise petrográfica e microestrutural foram selecionados minerais das fases essenciais e acessórias para classificação química, interpretação de feições internas como zoneamentos e determinação de ordem de cristalização.

5.1.MICROANÁLISES QUÍMICAS

As análises para a SAM foram realizadas nas amostras LS224A e LS-550. As fases minerais selecionadas foram os feldspatos: plagioclásios e microclíneo e também os cristais de biotita. No GC foram selecionadas as amostras G1A-GC1 e LS-330. As fases analisadas foram os feldspatos, granadas, biotitas e muscovitas. As tabelas com os dados detalhados das análises estão no Apêndice 1. Além das análises químicas também foram geradas imagens de elétrons retroespalhados.

Para os plagioclásios foram feitos perfis composicionais em dois cristais da amostra LS-550 (SAM) e um cristal da amostra LS-330 (GC), além da classificação segundo o diagrama ternário Ab-Or-Na adaptado de Deer *et al.* (1992), para todos os cristais analisados. Para as biotitas foi utilizado o diagrama ternário de classificação da biotita em função do teor: $\text{TiO}_2 \times \text{FeO} \times \text{MgO}$ – wt. % (Nachit *et al.* 2005) e os diagramas de classificação das séries magmáticas $\text{FeO} \times \text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{MgO} \times \text{Al}_2\text{O}_3$ (Abdel-Rahman, 1994).

As granadas da amostra LS-330 foram classificadas segundo o diagrama composicional (Mn, Fe e Mg) para o estudo de granadas magmáticas adaptado de Miller & Stoddard (1981) e Dahlquist *et al.* (2007), além da classificação segundo o diagrama ternário de composição baseado na ocupação do cátion na posição X da estrutura química das granadas de Grew *et al.* (2013). As muscovitas foram classificadas segundo o diagrama ternário $\text{FeO} \times \text{MgO} \times \text{TiO}_2$, modificado de Speer & Becker (1992) e também pelo diagrama Mg-Ti-Na para muscovitas de leucogranitos e granitos à duas micas, com campos de cristalização primária e secundária de Miller *et al.* (1981).

5.1.1. Feldspatos

A química mineral dos feldspatos foi determinada por análises no sistema MEV-EDS semiquantitativo em todas as quatro amostras, sendo 36 pontos na amostra LS-550, 8 pontos na amostra LS-224, 27 pontos na amostra LS-330 e 23 pontos na amostra G1A-GC1. O cálculo foi feito na base de 8 oxigênios e 5 cátions, considerando as fórmulas dos plagioclásios: Na $[Al Si_3 O_8]$ – Ca $[Al Si_3 O_8]$ e dos feldspatos alcalinos (K, Na) $[Al Si_3 O_8]$ (Deer et al. 1992).

Todos os pontos analisados foram plotados no diagrama normativo Ab-Or-Na, adaptado de Deer et al. (1992), com campos composicionais de Barker (1979) dispostos na Figura 5.1. Os plagioclásios da SAM são classificados predominantemente no campo dos oligoclásios para as duas amostras, sendo a LS-550 que apresenta maior variação, desde o oligoclásio a andesina e labradorita (Figura 5.1A). Os plagioclásios do GC se concentram no campo da albita variando até o campo do oligoclásio para a amostra LS-330 (Figura 5.1A).

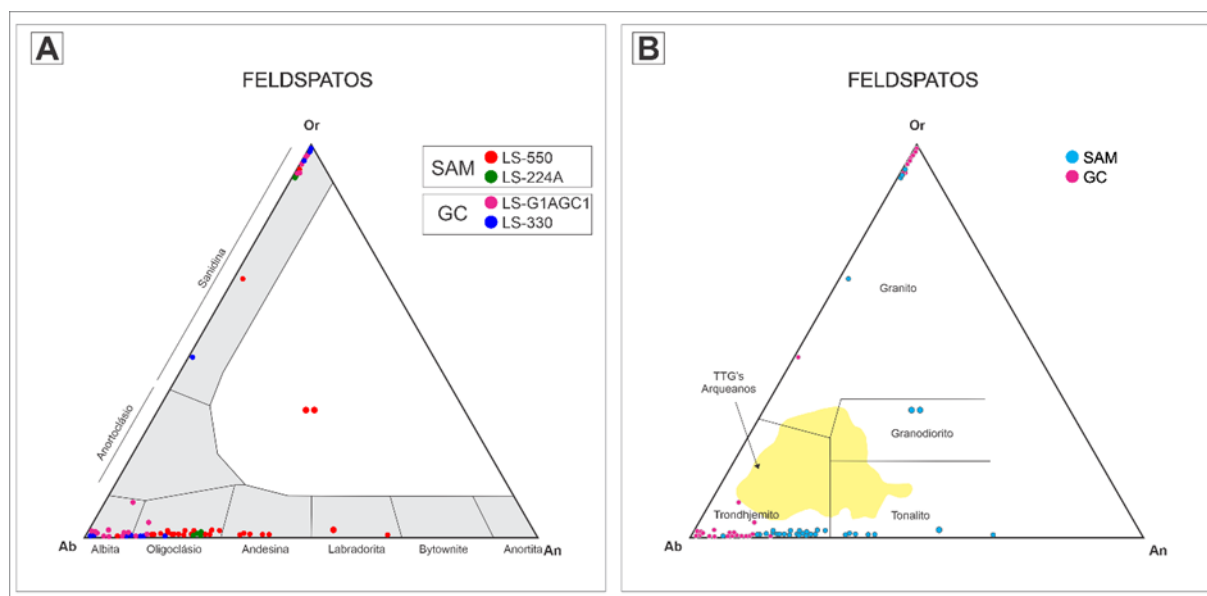


Figura 5.1 - A) Diagrama ternário para classificação normativa de feldspatos pela proporção Ab-Or-An, adaptado de Deer et al. (1992). B) Diagrama normativo Ab-Or-An com campos composicionais de granitoides de Barker (1979), o campo em amarelo corresponde aos resultados de tonalitos-trondhjemitos-granodioritos (TTG's) arqueanos de Palin et al. (2016).

Os feldspatos alcalinos analisados foram plotados no campo do ortoclásio/microclíneo (Figura 5.1). Na classificação normativa, de acordo com os dados composicionais de Barker (1979), as amostras apresentam pontos nos campos dos trondhjemitos, tonalitos e granitos. A SAM foi classificada no campo dos tonalitos com a amostra LS-550, enquanto os pontos realizados na LS-224A predominaram os trondhjemitos. Para o GC as amostras variam de trondhjemitos a granitos, tanto para a LS-330 quanto para a amostra GA1-GC1.

A partir da análise das feições microestruturais foram selecionados dois cristais euédricos de plagioclásio da amostra LS-550 que apresentavam zoneamento cíclico para a realização de perfil químico. Nestes cristais o zonamento era marcado por zonas de saussuritização que se repetia formando anéis no núcleo do cristal (Figura 5.2C e Figura 5.3C). Foi feita uma sequência de 10 pontos do centro à borda (Figura 5.2), podendo ser notada uma variação alternada entre os componentes de albita e anortita segundo o gráfico da Figura 5.2A.

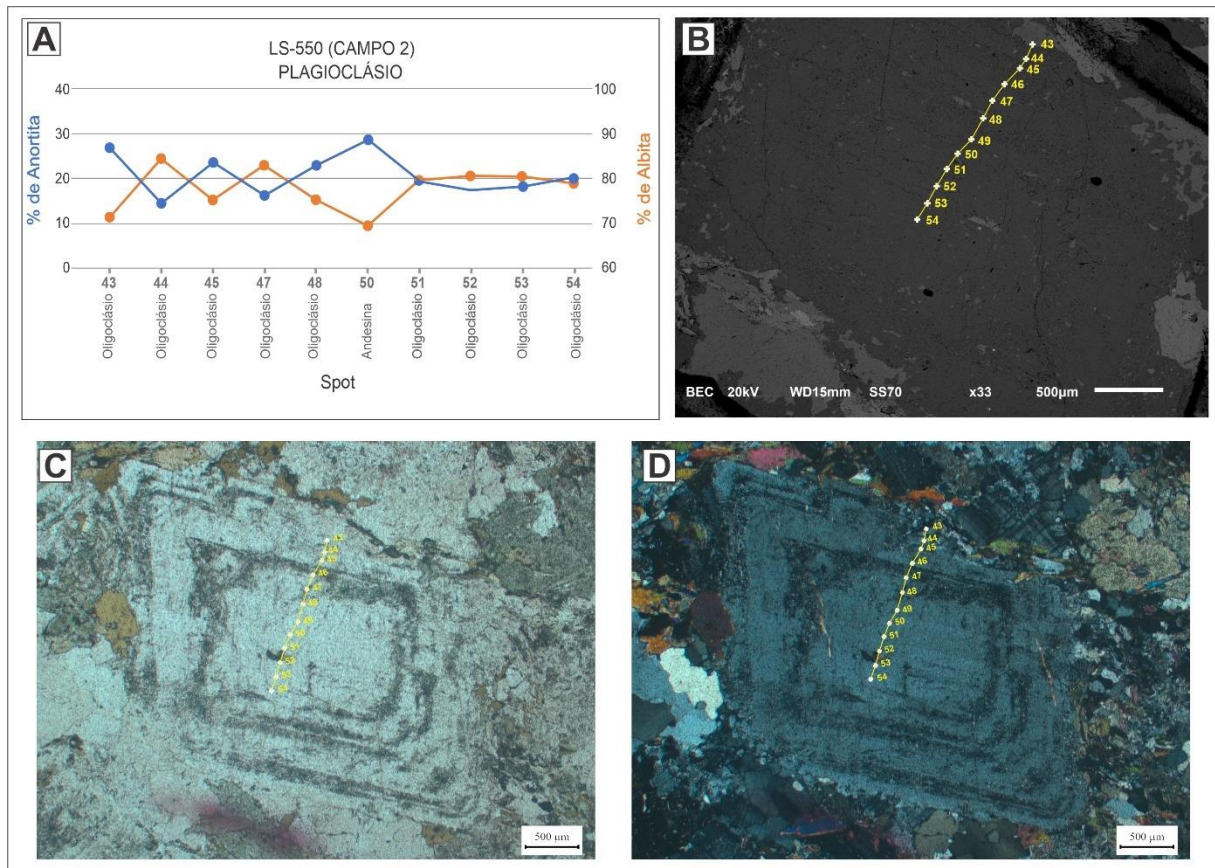


Figura 5.2 - Análises químicas do cristal de plagioclásio visto no Campo 2 da amostra LS-550 da Suíte Alto Maranhão. A) Gráfico composicional com as concentrações de Ab-An para cada ponto e a classificação segundo Deer et al. (1992). B) Imagem de elétrons retroespalhados via MEV com o posicionamento dos pontos de análise via EDS para a realização do perfil químico. C-D) Fotomicrografias por microscopia ótica de luz plana-polarizada e polarizada cruzada, respectivamente, do cristal analisado com a posição dos pontos de análise.

A Figura 5.3 mostra uma seção de 12 pontos perpendicular ao eixo maior de um cristal de plagioclásio. A seção atravessou todo o cristal e os dados composicionais foram plotados segundo as concentrações de albita e anortita no gráfico da Figura 5.3A. Assim como observado anteriormente, também se observa uma discreta variação alternada entre as bordas e centro do cristal, com predomínio da concentração de albita. Na fotomicrografia por microscopia ótica (Figura 5.3C) é possível observar as linhas de zoneamento cíclico.

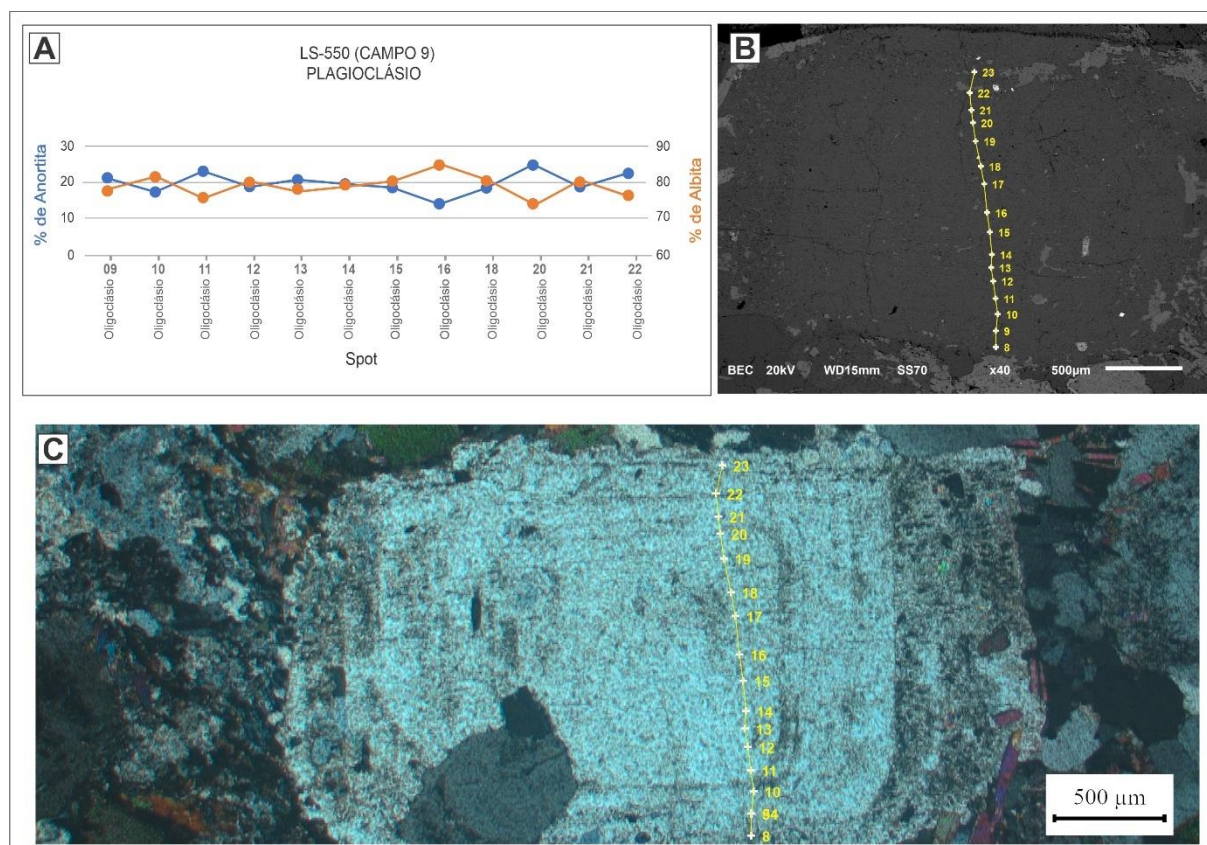


Figura 5.3 - Análises químicas do cristal de plagioclásio analisado no Campo 9 da amostra LS-550 da Suíte Alto Maranhão. A) Gráfico composicional com as concentrações de Ab-An para cada ponto e a classificação segundo Deer *et al.* (1992). B) Imagem de elétrons retroespalhados via MEV com o posicionamento dos pontos de análise via EDS para a realização do perfil químico. C) Fotomicrografia por microscopia óptica de luz plano-polarizada com polarizador inserido do cristal analisado com a posição dos pontos de análise.

Para o GC foi selecionado um cristal de plagioclásio subédrico da amostra G1A-GC1 para a análise de perfil composicional. Na análise por microscopia ótica o cristal não apresentava variações internas observáveis, tratando-se de um cristal homogêneo. Na análise da seção foi possível identificar uma leve variação da proporção albite-anortita do núcleo para as bordas, com uma maior concentração do teor de anortita na porção central do cristal de acordo com o gráfico da Figura 5.4A.

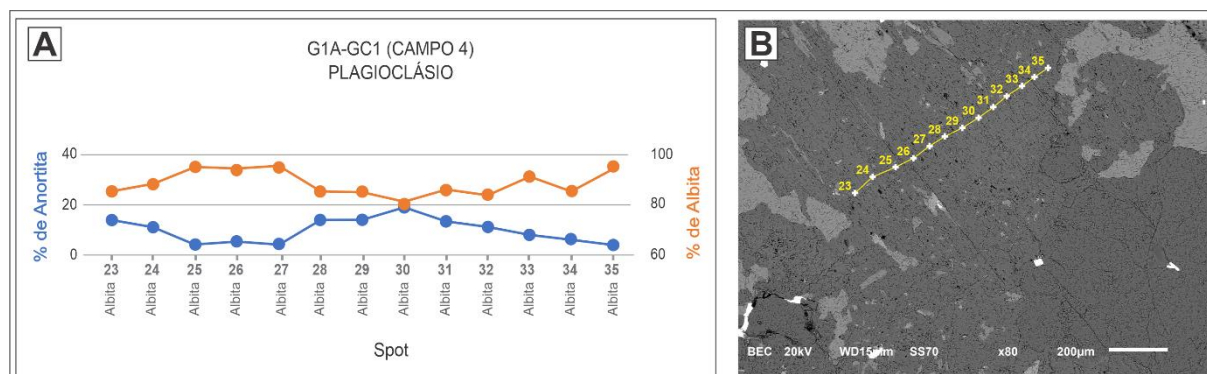


Figura 5.4 - Análises químicas do cristal de plagioclásio, Campo 4, da amostra G1A-GC1 do Granitoide Cupim. A) Gráfico composicional com as concentrações de Ab-An para cada ponto e a classificação segundo Deer *et al.*

(1992). B) Imagem de elétrons retroespalhados via MEV com o posicionamento dos pontos de análise via EDS para a realização do perfil químico.

5.1.2. Biotitas

Nas análises para as biotitas foram selecionados os cristais mais representativos para a fase de acordo com as descrições petrográficas e microestruturais. A química mineral das biotitas foi determinada por análises no sistema MEV-EDS semiquantitativo. Para a SAM foram realizados 29 pontos na amostra LS-550 e 11 pontos na amostra LS-224A. Para o GC foram feitos 10 pontos na amostra G1A-GC1 e 8 pontos na amostra LS-330.

Para a classificação química das biotitas adotou-se o diagrama ternário de classificação da biotita em função dos teores: $\text{TiO}_2 \times \text{FeO} \times \text{MgO}$ – wt. % segundo Nachit et al. (2005) para a determinação das biotitas entre os domínios magmático, reequilibrado e aquelas neo-formadas (Figura 4.19A). Para a classificação das séries magmáticas em que as biotitas foram formadas, foram utilizados os diagramas $\text{FeO} \times \text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{MgO} \times \text{Al}_2\text{O}_3$ adaptado de Abdel & Rahman (1994) disposto na Figura 4.19B.

Segundo os diagramas, as biotitas da SAM são predominantemente biotitas primárias reequilibradas de acordo com o diagrama da Figura 5.5A, formadas em contexto de séries magmáticas de suítes cálcio-alcálinas (Figura 5.5B). As biotitas do GC são classificadas em biotitas primárias para a amostra G1A-GC1, enquanto as biotitas da amostra LS-330 foram classificadas como primárias reequilibradas (Figura 5.5A). No contexto das séries magmáticas as biotitas do GC são caracterizadas como formadas em suítes peraluminosas para as duas amostras analisadas (Figura 5.5B).

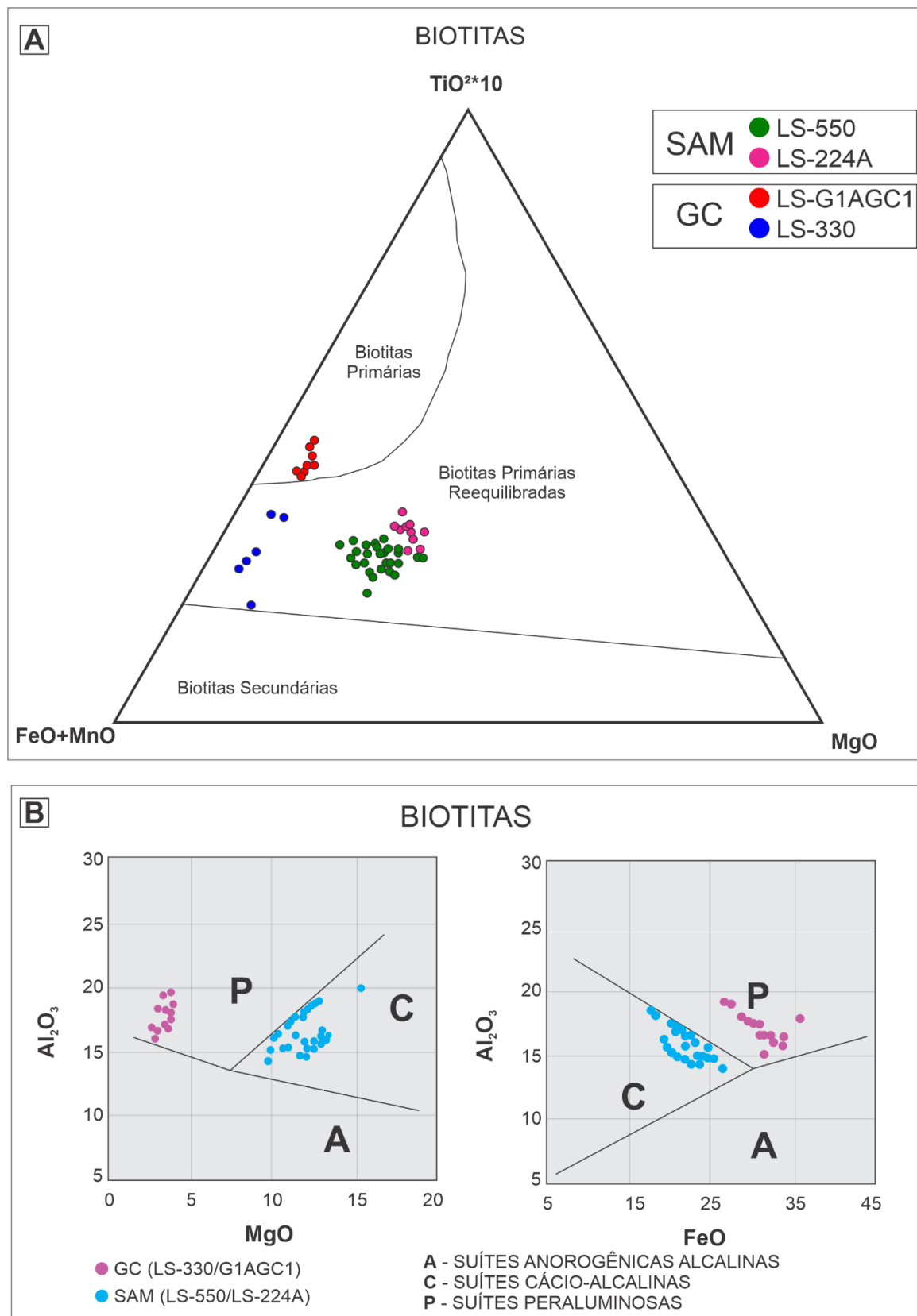


Figura 5.5 - Classificação das biotitas da SAM e GC. A) Diagrama ternário de classificação da biotita em função dos teores: $TiO_2 \times FeO \times MgO$ – wt% (Nachit *et al.* 2005). B) Diagramas de classificação das biotitas das séries magmáticas – wt. % ($MgO \times Al_2O_3$; $FeO \times Al_2O_3$, respectivamente), adaptado de Abdel & Rahman (1994).

5.1.3. Granadas

A granada está presente como fase principal apenas no Granitoide Cupim, sendo analisados dois cristais subédricos pertencentes a amostra LS-330. Para cada cristal foi realizado um perfil para determinar o comportamento químico interno, além da classificação dos pontos segundo diagrama ternário, com base na ocupação catiônica do sítio X na estrutura da granada, considerando Mg, Mn e Fe^{2+} de acordo com Grew et al. (2013).

O diagrama utilizado para a classificação das granadas levou em consideração o cálculo feito na base de 24 oxigênios e 16 cátions, e para Fe^{3+} usou-se a equação descrita por (Droop, 1987) sendo $\text{Fe}^{3+} = 48 [1-(16/S)]$. As fórmulas consideradas para o grupo das granadas foram Pyropo: $\text{Mg}_3 \text{Al}_2 \text{Si}_3 \text{O}_{12}$; Almandina: $(\text{Fe}^{2+})_3 \text{Al}_2 \text{Si}_3 \text{O}_{12}$; Grossulária $\text{Ca}_3 \text{Al}_2 \text{Si}_3 \text{O}_{12}$ e Espessartina: $\text{Mn}_3 \text{Al}_2 \text{Si}_3 \text{O}_{12}$ (Deer et al., 1992).

De acordo com as classificações as granadas do GC na amostra LS-330 são classificadas como do tipo almandina (Fe^{2+}) como disposto na Figura 4.21A e plotam no campo das granadas magmáticas de Miller & Stoddard (1981) (Figura 5.6B). Nos perfis químicos realizados (Figura 5.7A,C) é possível observar a predominância do tipo almandina com presença considerável de Mn demonstrada pela linha da espessartina. Internamente os cristais não apresentam zoneamento composicional descrevendo um comportamento homogêneo do núcleo para as bordas (Figura 5.7B,D).

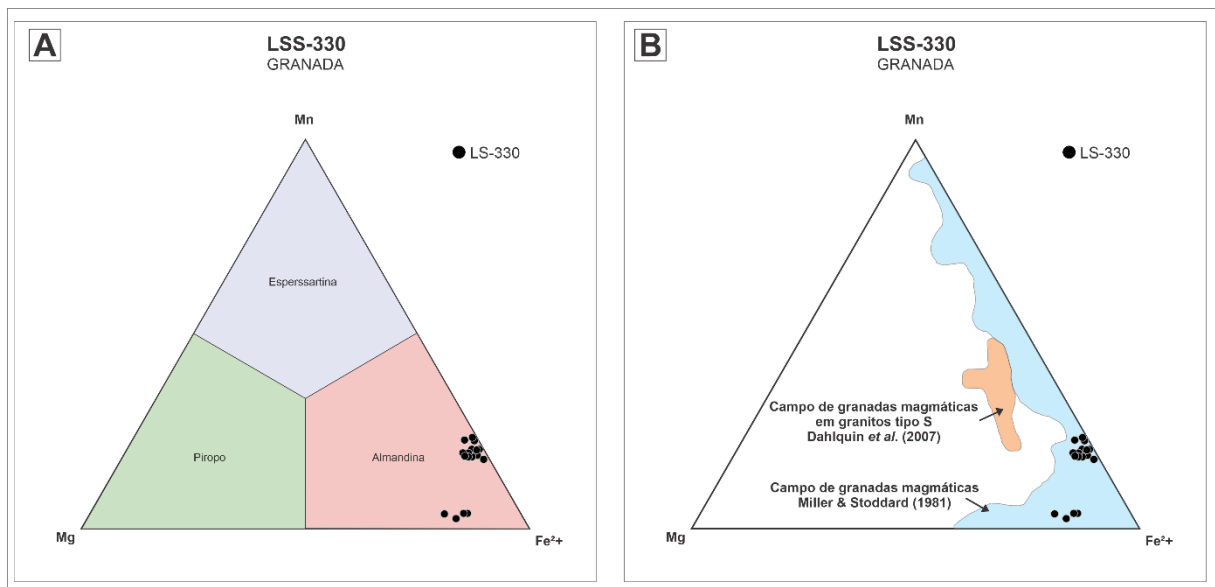


Figura 5.6 - Classificação das granadas do Granitoide Cupim, amostra LS-330. A) Diagrama ternário mostrando a composição das granadas baseado na ocupação catiônica do sítio X da estrutura da granada, considerando Mg, Mn e Fe^{2+} adaptado de Grew et al. 2013. B) Composição das granadas comparadas com o estudo de granadas magmáticas adaptado de Miller & Stoddard (1981) e Dahlquist et al. (2007)

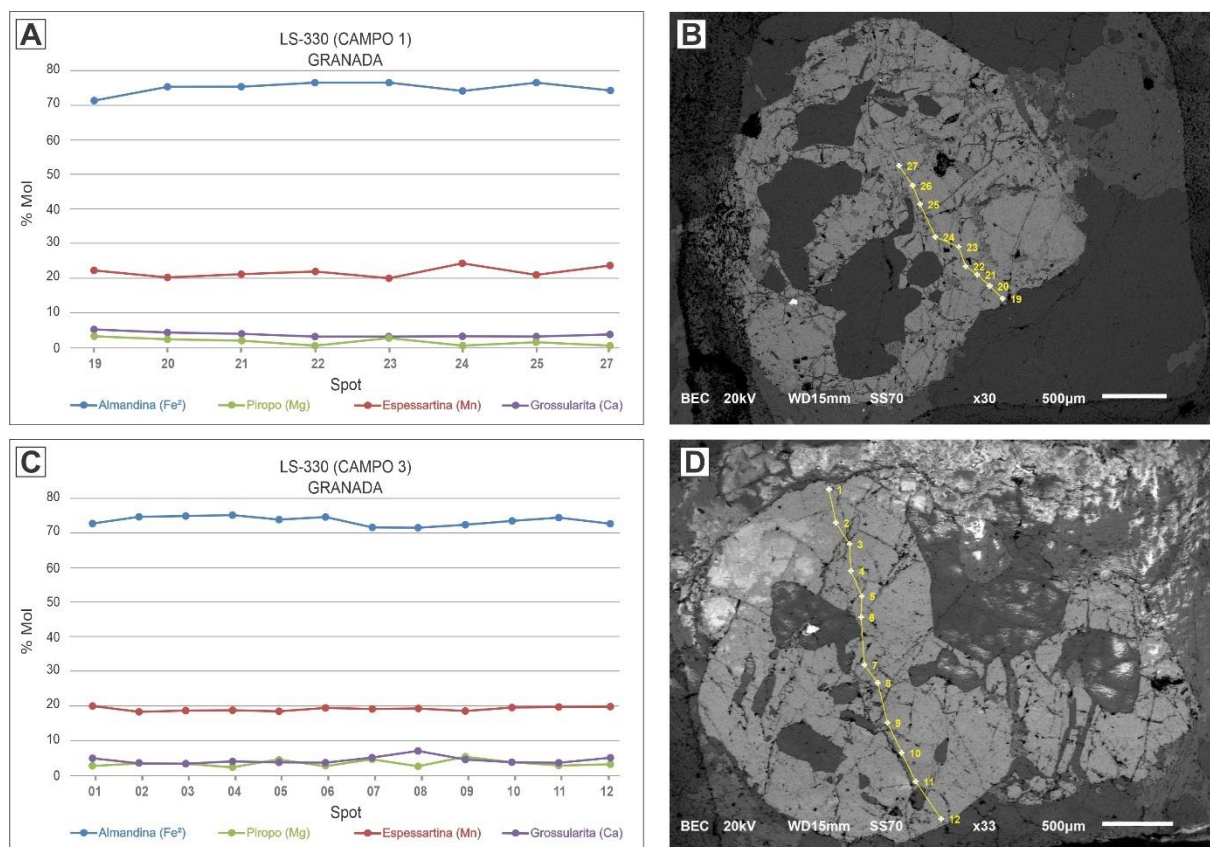


Figura 5.7 - Análises químicas dos cristais de granada do Granitoide Cupim. A) Gráfico composicional com as concentrações de Almandina (Fe²⁺), Piropo (Mg), Espessartina (Mn) e Grossularita (Ca) para o cristal Campo 1. B) Imagem de elétrons retroespalhados via MEV com o posicionamento dos pontos de análise via EDS para a realização do perfil químico do cristal Campo 1. C) Gráfico composicional com as concentrações de Almandina (Fe²⁺), Piropo (Mg), Espessartina (Mn) e Grossularita (Ca) para o cristal Campo 3. D) Imagem de elétrons retroespalhados via MEV com o posicionamento dos pontos de análise via EDS para a realização do perfil químico do cristal Campo 3.

5.1.4. Muscovitas

As muscovitas selecionadas para análise são pertencentes ao Granitoide Cupim e foram escolhidas por apresentarem feições microestruturais de cristalização concomitante as demais fases da assembleia principal do GC. Para a determinação do caráter de cristalização das muscovitas segundo os dados químicos foram utilizados o diagrama ternário FeO x MgO x TiO₂, modificado de Speer & Becker (1992) e o diagrama Mg-Ti-Na para muscovitas de leucogranitos e granitos à duas micas, com campos de cristalização primária e secundária de acordo com Miller *et al.* (1981).

Foram realizados 5 pontos na amostra G1A-GC1 em um cristal tabular subédrico (Figura 5.8C). De acordo com o diagrama de Miller *et al.* (1981) da Figura 5.8A as muscovitas do GC podem ser classificadas como primárias. Na análise do diagrama de Speer & Becker (1992) as muscovitas plotam no campo c das muscovitas magmáticas. Os pontos realizados nos cristais podem ser observados na Figura 5.8C, assim como a sua caracterização sob a perspectiva microestrutural e textural.

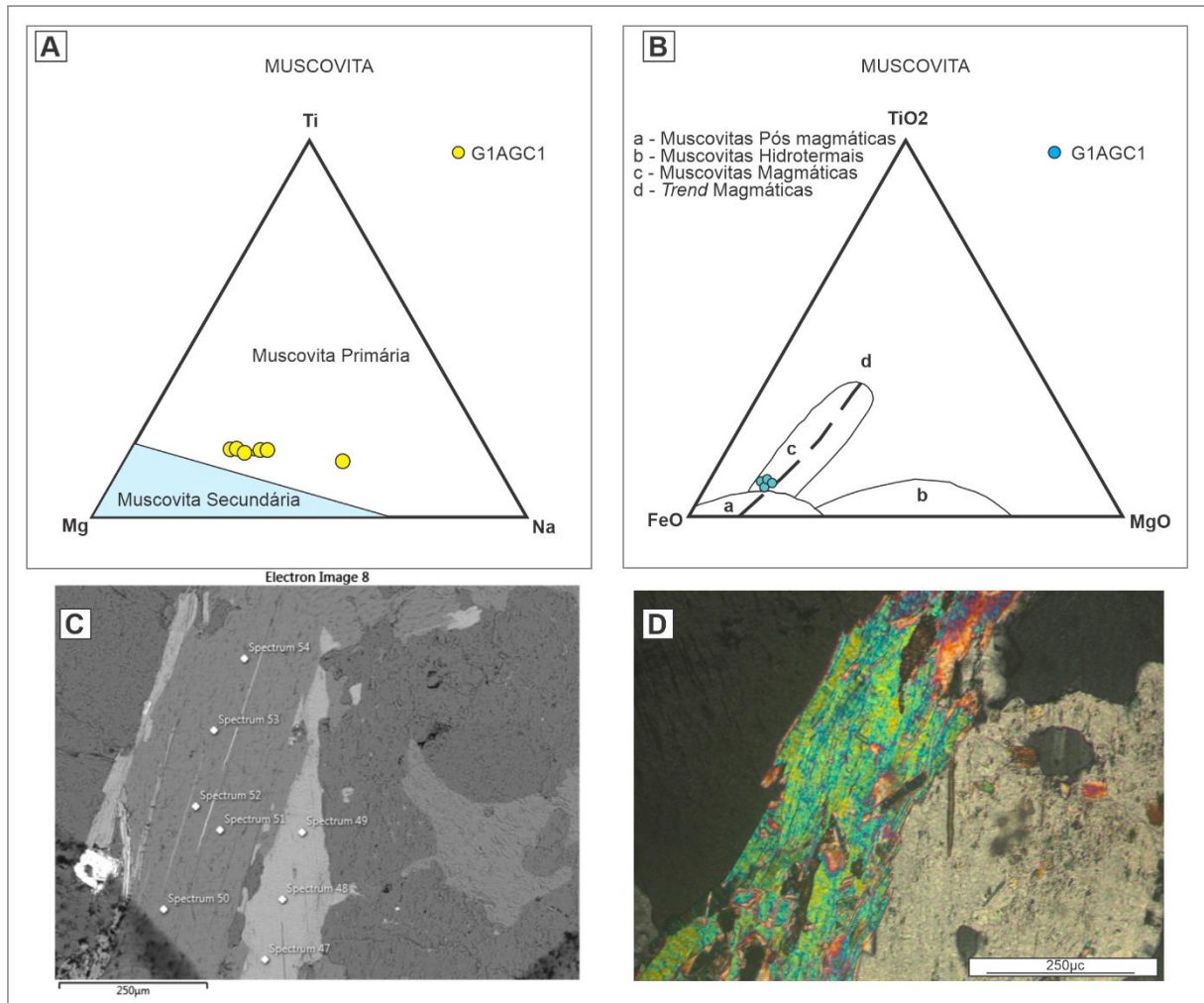


Figura 5.8 - Dados químicos e imagens das muscovitas do GC, amostra G1A-GC1. A) Diagrama Mg-Ti-Na para muscovitas de leucogranitos e granitos à duas micas, com campos de cristalização primária e secundária de acordo com Miller et al. (1981). B) Diagrama ternário FeO x MgO x TiO₂, modificado de Speer & Becker (1992) com campos de cristalização das muscovitas. C) Imagem de elétrons retroespalhados via MEV com o posicionamento dos pontos de análise via EDS. D) Fotomicrografia por microscopia ótica de luz polarizada cruzada de cristal de muscovita.

CAPÍTULO 6

DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Neste capítulo serão abordadas as discussões relacionadas aos resultados descritos nos capítulos anteriores, referentes a petrografia, análises microestruturais e análises químicas a fim de interpretar os mecanismos de cristalização associados a fases minerais e os processos atuantes na formação das rochas analisadas para os corpos ígneos da Suíte Alto Maranhão e para o Granitoide Cupim.

6.1. ANÁLISES PETROGRÁFICAS E MICROESTRUTURAIS

6.1.1. Suíte Alto Maranhão

As feições petrográficas e microestruturais analisadas para a SAM demonstram o predomínio de feições ígneas primárias para as amostras analisadas, com presença de feições tardi-magmáticas. Juntamente com as informações de campo é possível corroborar a hipótese de mescla magmática descrita anteriormente por Seixas *et al.* (2013).

A partir da caracterização microestrutural, sugere-se que os cristais de plagioclásio com bordas de corrosão e bordas de reação estão possivelmente relacionados aos episódios de mescla magmática. Assim como o zoneamento cíclico dos fenocristais de plagioclásios que indicam uma pequena variação composicional durante os episódios de cristalização. A preservação dessa feição também é indicativa do caráter primário da fase. A presença de fases como biotita e hornblenda inclusas no núcleo destes cristais de plagioclásio também pode estar associada aos processos de mescla magmática como descrito por Hibbard (1991) e Baxter (2002) ou mesmo processos de hidratação da fonte. As bordas albíticas sobrecrecidas em alguns cristais de plagioclásio estão associadas a fenômenos tardi- a pós-magmáticos, decorrentes de “metassomatismo” sódico ou migração de albita exsolvida a partir de feldspatos alcalinos e reprecipitada sobre plagioclásio (Vlach 2002).

O microclíneo ocorre como cristais intersticiais e são interpretados como uma das últimas fases a serem cristalizadas, com comum preenchimento de porções corroídas. A presença de texturas mirmequíticas associadas aos contatos entre plagioclásio e microclíneo pode refletir um volume de fluidos tardi-magmáticos enriquecido em voláteis (Hibbard, 1979). A saussuritização também pode estar associada a fluidos tardios ricos em CO₂ (Cavalcante, 2014).

A relação de intercrescimento entre os cristais de biotita e os anfibólios descritos pode estar associada a processos de progressão de fracionamento magmático com interação de magmas, gerados por processo de metassomatização do manto (Seixas *et al.* 2013). As feições de substituição descritas entre essas fases também podem ser interpretadas como transformações ocorridas por reações

hidrotermais em associação com circulação de fluidos tardi- a pós-magmáticos de origem deutérica (Nachit *et al.* 2005).

A amostra LS-256 é interpretada como o representante diorítico da mescla magmática descrita para a SAM, como abordado por Seixas *et al.* (2013). O magma diorítico é relacionado a pulsos que forneceram a fonte para a cristalização dos enclaves dioríticos observados em campo. Nessa amostra ocorrem cristais de piroxênio com feições de reação na forma de coronas de anfibólio. A presença desses cristais sugere contribuições mantélicas para o representante diorítico associado a mescla magmática.

A SAM apresenta abundância de fases acessórias como allanitas, apatitas e titanitas. Essa característica sugere um enriquecimento em elementos incompatíveis. As titanitas ocorrem como cristais primários euédricos e associada a reações de desequilíbrio das biotitas e anfibólio, comumente acompanhadas de epidoto e allanita. Por vezes esses minerais ocorrem como agregados máficos de geometria circular sugerindo processos de reação. A allanita ocorre como cristais parcialmente isotropizados na forma de inclusões geralmente acompanhadas de bordas de epidoto ss.

Para as apatitas, uma importante feição está relacionada a ocorrência na forma de cristais prismáticos aciculares e como cumulados, inclusos em cristais de plagioclásio, biotita e hornblenda. Essa feição é uma textura indicativa de processos de *mixing* e *mingling* em rochas graníticas, com interação entre magmas de composições variáveis (Baxter & Feely 2002). Os cristais de rutilo descritos na SAM ocorrem associadas ao processo de exsolução de Ti nas biotitas caracterizando a textura de variedade sagenita.

A foliação definida pela orientação preferencial dos cristais de plagioclásio, biotita e hornblenda pode ser interpretada como uma textura fluidal indicativa de fluxo ígneo. Essa interpretação é corroborada pela caracterização textural dos plagioclásios, ausência de feições deformacionais e às demais feições de origem ígnea bem preservadas (e.g., Seixas *et al.* 2013; Vieira *et al.* 2020; Nahas 2022), caracterizando assim a provável origem por fluxo preferencial na câmara magmática durante o processo de cristalização, como descrito por Haapala (1997). As feições deformacionais descritas para SAM estão relacionadas a presença pontual de cristais de quartzo com extinção ondulante (Vieira *et al.* 2020; Nahas 2022).

6.1.2. Granitoide Cupim

A partir da assembleia descrita com composição formada por plagioclásio, microclíneo, muscovita, granada, biotita e acessórios como apatita é possível classificar o GC como leucogranitos à duas micas. Classificação compatível com a dos granitos peraluminosos do tipo MPG (*Muscovite-bearing Peraluminous Granitoids*) de Barbarin (1996, 1999). A ocorrência de muscovita primária, como

verificado na petrografia e na química mineral, fortalece a correlação com granitoides peraluminosos do tipo MPG.

Os plagioclásios do GC apresentam zoneamento normal ao observar o núcleo dos cristais, onde ocorre saussuritização concentrada marcada por cristais finos de epidoto e clinozoisita e mica branca. Os cristais de microclíneo do GC predominantemente subédricos apresentam comumente intercrescimentos albíticos na forma de lamelas originados por mecanismos de desmistura caracterizado pela textura pertítica.

A caracterização das muscovitas como cristais tabulares de granulação média, intergranulares sugerem o caráter de cristalização primária dessa fase, o que foi corroborado pelas análises de química mineral. A muscovita também ocorre de origem secundária, associada aos processos de saussuritização e sericitização dos feldspatos, estes são diferenciados pelas características microestruturais, como inclusões muito finas nos cristais de feldspato.

A ocorrência de granada está associada a duas feições, uma caracteristicamente euédrica com inclusões de quartzo e granulação grossa e outra como cristais anédricos de granulação fina a média associado aos cristais de biotita. Segundo a caracterização química as granadas euédricas são de origem magmática, supõe-se que os cristais anédricos são representantes não tão desenvolvidos da mesma fase ou indicam a presença de fluidos metamórficos tardios.

As principais feições deformacionais descritas para o GC se concentram nas amostras LS-006B E LS-006D, classificadas como paragneisses ricos em muscovita, sem presença de granada. As feições de campo indicam que o gnaiss foi englobado pelo granitoide, sendo que apresenta feições típicas de deformação e metamorfismo como bandamento composicional, porfiroclastos rotacionados, orientação preferencial das micas e cristais de quartzo alongados, além de bandas de quartzo recrystalizado.

As demais feições deformacionais descritas para o GC nos leucogranitos típicos se concentram na presença de cristais de quartzo com extinção ondulante e exsoluções pertíticas do tipo *flame*, descritas em cristais de microclíneo. A substituição das biotitas por clorita, pelo processo de cloritização, pode sugerir reações metamórficas de baixo grau ou processos de retro-metamorfismo.

6.2. ANÁLISES DE QUÍMICA MINERAL

6.2.1. Suíte Alto Maranhão

As análises de química mineral da SAM confirmaram os aspectos descritos petrograficamente e microestruturalmente, ao relacionar a assembleia com alto conteúdo de minerais magnesianos e cálcicos em granitoides, típicos de suítes sanukitoides. As análises foram concentradas nos cristais de plagioclásio e nas biotitas.

Os cristais de plagioclásio, classificados como oligoclásios repetiram o comportamento cíclico nas análises de perfil químico, com variações periódicas entre as proporções de albita e anortita. Opticamente essa variação é demonstrada pela ocorrência de anéis formados por finos cristais de epidoto e clinozoisita-zoisita. Essa alternância pode indicar uma variação química na câmara magmática durante o processo de cristalização do plagioclásio, que pode estar relacionada com processos de mescla. A presença de cristais com proporção modal de classificação como labradorita demonstra o alto teor de Ca nas amostras da SAM, relacionando também uma fonte menos diferenciada ao se comparar com o GC.

Os cristais de biotita da SAM nas análises em função dos teores: $\text{TiO}_2 \times \text{FeO} \times \text{MgO}$ – wt. % de Nachit et al. (2005) classificam-as como biotitas primárias reequilibradas. Ao associar as feições microestruturais das biotitas pode-se inferir que as transformações ocorridas nas biotitas são associadas a reações hidrotermais em associação com circulação de fluidos tardi- a pós-magmáticos – origem deutérica (Nachit *et al.* 2005). Nos diagramas de classificação das séries magmáticas, adaptado de (Abdel & Rahman 1994), todos os cristais de biotita da SAM são interpretados como formados em suítes cálcio-alcalinas. Tal classificação é compatível com as assembleias típicas de granitos tipo ACG (*Amphibole-rich Calci-alkaline Granitoids*), segundo a classificação de Barbarin (1996, 1999).

6.2.2. Granitoide Cupim

As microanálises químicas para o GC reforçam as análises microestruturais e petrográficas que o classificam enquanto leucogranitos peraluminosos à duas micas (Lacerda *et al.* 2021). As classificações utilizadas no estudo demonstraram a consonância de todos os aspectos observados para as amostras e sua respectiva mineralogia.

Dominantemente os feldspatos do GC são caracterizados por albita e microclíneo, caracteristicamente fases com ausência ou baixo teor de Ca e de afinidade alcalina. Os perfis realizados nas albitas do GC demonstram um leve enriquecimento de cálcio (Ca) no núcleo em relação às bordas dos grãos, sugerindo um zonamento químico normal para esta fase. Essa feição é compatível com as microestruturas descritas para os plagioclásios do GC em que o processo de saussuritização de concentra apenas no núcleo dos cristais, assim como a extinção concêntrica observada em alguns grãos.

As análises realizadas nas biotitas do GC, segundo o diagrama de classificação de Nachit *et al.* (2005), sugerem uma classificação como biotita ígnea primária para os cristais da amostra G1A-GC1, enquanto os cristais da amostra LS-330 foram classificados como biotitas primárias reequilibradas. Nas biotitas da amostra LS-330, segundo a caracterização mineralógica é mais comum e abundante o processo de cloritização dos cristais. Nos diagramas de classificação das séries magmáticas, adaptado de Abdel & Rahman (1994), todos os cristais de biotita são interpretados como formados em suítes peraluminosas. Essa informação associada as demais análises corroboram novamente o caráter peraluminoso da fonte geradora do GC (Lacerda *et al.* 2021).

Segundos os diagramas de classificação de Miller et al. (1981) as muscovitas plotam no campo das muscovitas primárias e são, portanto, de origem magmática, como descrito no diagrama de Speer & Becker (1992). Essa condição reafirma o caráter de fonte peraluminosa para as amostras do Granitoide Cupim, como descrito por Barbarin (1996, 1999), tratando-se assim de uma fonte possivelmente sedimentar compatível, por exemplo, com os paragnaisses ricos em muscovita descritos nas amostras LS-006B e LS-006D que podem estar relacionados a gênese do GC.

Assim como as muscovitas, as granadas classificadas como do tipo almandina, também plotaram no campo das fases magmáticas, segundo o diagrama de Miller & Stoddard (1981). Com as análises dos perfis químicos foi possível notar a ausência de zoneamento químico para as granadas, outra feição comum a granadas magmáticas. As inclusões analisadas nas granadas tratam-se de cristais de quartzo que possivelmente foram englobados durante o processo de cristalização desta fase mineral.

CAPÍTULO 7

CONCLUSÕES

Os contrastes entre a Suíte Alto Maranhão e Granitoide Cupim demonstram uma variação considerável para os magmatismos graníticos paleoproterozoicos registrados no Cinturão Mineiro. Assim, afirma-se que diferentes fontes de rochas graníticas resultam em diferentes assembleias mineralógicas, texturas e composição química.

A SAM e o GC apresentam predomínio de feições ígneas preservadas. Feições deformacionais, quando presentes, indicam metamorfismo de baixo grau ou deformações associadas aos últimos estágios de cristalização da rocha.

A Suíte Alto Maranhão passou por processos de mescla magmática durante o seu período de cristalização, registrando feições típicas deste mecanismo textural e quimicamente, e em escala de afloramento. A orientação preferencial dos cristais de plagioclásio, biotita e anfibólios na SAM é resultante de textura fluidal associada a fluxo ígneo.

O Granitoide Cupim trata-se de um leucogranito peraluminoso à duas micas com muscovita e granadas primárias. O GC engloba porções paragnáissicas que possivelmente contribuíram como fonte para sua cristalização.

A assembleia mineralógica da SAM formada por plagioclásio, hornblenda, quartzo, biotita, microclíneo, allanita, titanita, epidoto e apatita, é característica de granitos cálcio-alcálinos do tipo ACG (*Amphibole-rich Calci-alkaline Granitoids*), enquanto a assembleia mineralógica do GC constituída por plagioclásio, microclíneo, quartzo, granada, biotita, muscovita, allanita e apatita é típica de leucogranitos do tipo MPG (*Muscovite-bearing Peraluminous Granitoids*).

Por fim, conclui-se que a partir de estudos de análise microestrutural e textural é possível caracterizar estruturas associadas a processos primários e secundários registrados em corpos graníticos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abdel-Rahman, A. F. M. (1994). Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. *Journal of petrology*, 35(2), 525-541.
- Alkmim F. F. 1987. Modelo deposicional para a sequência de metassedimentos da Serra de Ouro Branco, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *Boletim Soc. Bras. Geol./Núcleo MG*, 6: 47–68.
- Alkmim F. F. 2004. O que faz de um cráton um cráton? O Cráton do São Francisco e as revelações Almeidianas ao delimitá-lo. In: Mantesso-Neto *et al.* (eds) *Geologia do Continente Sul-Americano. Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Becca, São Paulo, 17–35.
- Alkmim F. F. & Marshak, S., 1998. Transamazonian orogeny in the southern São Francisco craton region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Research* 90, 29–58.
- Alkmim F. F. & Noce C.M., 2006. The Paleoproterozoic Record of the São Francisco Craton. IGCP 509 Field Workshop. Bahia and Minas Gerais, Brazil. *Field Guide & Abstracts*. 114p.
- Alkmim, F. F., & Martins-Neto, M. A. (2012). Proterozoic first-order sedimentary sequences of the São Francisco craton, eastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 33(1), 127-139.
- Alkmim F. F. & Teixeira W. 2017. The Paleoproterozoic Mineiro Belt and the Quadrilátero Ferrífero. In: Heilbron M., Cordani U., Alkmim F. (Eds.). *São Francisco Craton, Eastern Brazil. Regional Geology Reviews*. New York, Springer, p. 71-94.
- Almeida, F. F. M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências* 7, 349-364.
- Araújo, A.J.D.; Bongioiolo, E.M. & Ávila, C.A. 2019. The Southern São Francisco Craton Puzzle: Insights from Aerogeophysical and Geological Data. *Journal of South American Earth Science*, 94: 102203. doi. org/10.1016/j.jsames.2019.05.019.
- Ávila, C.A., 2000. Geologia, petrografia e geocronologia de corpos plutônicos paleoproterozóicos da borda meridional do Cráton São Francisco, região de São João del Rei, Minas Gerais. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 401 p.
- Ávila, C.A., Teixeira, W., Pereira, R.M., 2003. Geologia e Petrografia do Quartzomonzodiorito Glória, Cinturão Mineiro, porção sul do Cráton São Francisco, Minas Gerais. *Arquivos do Museu Nacional* 62, 83–98
- Ávila C. A., Teixeira W., Bongioiolo E. M., Dussin I. A., Vieira T. A. T. 2014. Rhyacian evolution of subvolcanic and metasedimentary rocks of the southern segment of the Mineiro belt, São Francisco Craton, Brazil. *Precambrian Research*, 243, 221–251.
- Ávila C.A., Teixeira W., Cordani U. G., Barrueto H. R., Pereira R. M., Martins V. T. S., Dunyi L. 2006. The Glória quartz-monzodiorite: Isotopic and chemical evidence of arc-related magmatism in the central part of the paleoproterozoic Mineiro belt, Minas Gerais State, Brazil. *Anais Da Academia Brasileira de Ciências* 78, 543–556.
- Ávila C. A., Teixeira W., Cordani U. G., Moura C. A. V., Pereira R. M. 2010. Rhyacian (2.23- 2.20 Ga) juvenile accretion in the southern São Francisco craton, Brazil: Geochemical and isotopic evidence from the Serrinha magmatic suite, Mineiro belt. *Journal of South American Earth Sciences* 29, 464– 482.
- Balk, R., & Cloos, H. (1937). Structural behavior of igneous rocks (Vol. 5, p. 177). Geological Society of America.
- Baltazar, O. F., Goulart, L. E. A., Lombello, J. C., Projeto Campos das Vertentes: geologia e recursos minerais das folhas Divinópolis (SF.23- X-A-I), Igarapé (SF.23-X-A-II), Entre Rios de Minas (SF.23-X-A-V), Conselheiro Lafaiete (SF.23- X-A-VI), estado de Minas Gerais, nota explicativa resumida, escala 1: 100.000.– Belo Horizonte: CPRM, 2021. ISBN: 978-65-5664-146-1
- Barbarin, B. (1996). Genesis of the two main types of peraluminous granitoids. *Geology*, 24(4), 295-298.
- Barbarin, B. (1999). A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 46(3), 605-626.
- Barbosa M.I.M. (1985). Geoquímica das faixas máficas-ultramáficas, plutonitos e migmatitos do “Greenstone Belt” Barbacena, na região de Conselheiro Lafaiete, (MG). Rio de Janeiro. 185 p. (Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio de Janeiro).

- Barbosa, N. D. S. (2015). *Evolução paleoproterozoica do Cinturão Mineiro: geocronologia U-Pb, isótopos de Nd-Hf-Sr e geoquímica de rochas plutônicas* (Doctoral dissertation, Universidade de São Paulo).
- Barbosa, N. S., Teixeira, W., Ávila, C. A., Montecinos, P. M., & Bongiolo, E. M. (2015). 2.17–2.10 Ga plutonic episodes in the Mineiro belt, São Francisco Craton, Brazil: U-Pb ages, geochemical constraints and tectonics. *Precambrian Research*, 270, 204-225.
- Barbosa, N., Teixeira, W., Ávila, C. A., Montecinos, P. M., Bongiolo, E. M., & Vasconcelos, F. F. (2019). U-Pb geochronology and coupled Hf-Nd-Sr isotopic-chemical constraints of the Cassiterita Orthogneiss (2.47–2.41-Ga) in the Mineiro belt, São Francisco craton: Geodynamic fingerprints beyond the Archean-Paleoproterozoic Transition. *Precambrian Research*, 326, 399-416.
- Barker, F. (1979). Trondhjemite: definition, environment and hypotheses of origin. In *Developments in petrology* (Vol. 6, pp. 1-12). Elsevier.
- Baxter, S., and M. Feely. "Magma mixing and mingling textures in granitoids: examples from the Galway Granite, Connemara, Ireland." *Mineralogy and Petrology* 76.1-2 (2002): 63-74.
- Bell, T. H., & Rubenach, M. J. (1983). Sequential porphyroblast growth and crenulation cleavage development during progressive deformation. *Tectonophysics*, 92(1-3), 171-194.
- Bell, T. H., & Johnson, S. E. (1989). Porphyroblast inclusion trails: the key to orogenesis. *Journal of Metamorphic Geology*, 7(3), 279-310.
- Benedito, G. S. R., Arcabouço litoestrutural do setor setentrional do Cinturão Mineiro. 2020. 104 f. Monografia (Graduação em Engenharia Geológica) - Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2020
- Berger, A. R., & Pitcher, W. S. (1970). Structures in granitic rocks: a commentary and a critique on granite tectonics. *Proceedings of the Geologists' Association*, 81(3), 441-461.
- Blenkinsop, T. G., & Fernandes, T. R. C. (2000). Fractal characterization of particle size distributions in chromitites from the Great Dyke, Zimbabwe. *pure and applied geophysics*, 157(4), 505-521.
- Bouchez, J. L., Delas, C., Gleizes, G., Nédélec, A., & Cuney, M. (1992). Submagmatic microfractures in granites. *Geology*, 20(1), 35-38.
- Campos, J.C.C. O lineamento Jeceaba, Bom Sucesso como limite dos terrenos arqueanos e paleoproterozóicos do Cráton São Francisco Meridional: evidências geológicas, geoquímicas (Rocha Total) e geocronológicas (U – Pb).189 f. Tese (Doutorado) - Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto - UFOP, Ouro Preto, 2004
- Campos J. C. S. & Carneiro M. A. 2008. Neoproterozoic and Paleoproterozoic granitoids marginal to the Jeceaba-Bom Sucesso lineament (SE border of the southern São Francisco craton): Genesis and tectonic evolution. *Journal of South American Earth Sciences* 26, 463–484.
- Campos Neto M. C., Basei M. A. S., Janasi V. A., Moraes R. 2011. Orogen migration and tectonic setting of the Andrelandia Nappe system: an Ediacaran western Gondwana collage, south of Sao Francisco craton. *J. S. Am. Earth Sci.* 32 (4), 393–406.
- Carneiro, Maurício Antônio, and Maria Sílvia Carvalho Barbosa. "Implicações geológicas e tectônicas da interpretação magnetométrica da região de Oliveira, Minas Gerais." *Revista Brasileira de Geofísica* 26 (2008): 87-98.
- Cherman, A. F. (1999). *Geologia e petrografia de áreas dos Greenstone Belt Rio Capivari-Rio das Mortes e Itumirim-Tiradentes e rochas granitoides associadas, entre Nazareno e Lavras (Estado de Minas Gerais)*. Rio de Janeiro. 161p. Dissertação (Mestrado em Geologia), Programa de Pós-Graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- Cherman A. F. 2004. *Geologia, Petrologia e Geocronologia de Ortognaisses Paleoproterozóicos da Borda Meridional do Cráton São Francisco, na Região entre Itumirim e Nazareno - Minas Gerais*. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro. Tese de Doutorado, 259p.
- Condie, K.C., Beyer, E., Belousova, E., Griffin, W.L.O., Reilly, S.Y., 2005. U–Pb isotopic ages and Hf isotopic composition of single zircons: the search for juvenile Precambrian continental crust. *Precambrian Research* 139, 42–100.
- Corrêa Neto A. V., Almeida A. M., Silva O. S, Vasques F. S. G. 2011. O cinturão metavulcanossedimentar Itaverava- Congonhas, uma entidade Paleoproterozóica do sul do Quadrilátero Ferrífero (MG). In: *Simpósio de Geologia do Sudeste 12*. Nova Friburgo, RJ. Publicação em CD-ROM. Anais, p. 56.

- Corrêa Neto A. V., Almeida A. M. de, Caputo Neto V., Campos Guerrero J. 2012. Alteração hidrotermal em zona de cisalhamento associada ao lineamento Congonhas, Sul do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *Anuário Do Instituto de Geociências* 35, 55–64.
- D'Agrella-Filho, Manoel S., and Umberto G. Cordani. "The paleomagnetic record of the São Francisco-Congo craton." *São Francisco Craton, Eastern Brazil*. Springer, Cham, 2017. 305-320.
- Dahlquist, J. A., Galindo, C., Pankhurst, R. J., Rapela, C. W., Alasino, P. H., Saavedra, J., & Fanning, C. M. (2007). Magmatic evolution of the Peñón Rosado granite: petrogenesis of garnet-bearing granitoids. *Lithos*, 95(3-4), 177-207.
- Deer, W., Howie, R., Zussman, J. 1992. An introduction to the rock-forming minerals. 2nd edition. Essex. England;
- Dorr J. V. N II. 1969. Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. U.S. Geological Survey Professional Paper 641-A, p. 1–110
- Eggletton, R. A., & Buseck, P. R. (1980). High resolution electron microscopy of feldspar weathering. *Clays and Clay Minerals*, 28(3), 173-178.
- Eggletton, R. A., & Buseck, P. R. (1980). The orthoclase-microcline inversion: a high-resolution transmission electron microscope study and strain analysis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 74(2), 123-133.
- Endo I. 1997. Regimes tectônicos do Arqueano e Proterozóico no interior da placa sanfranciscana: Quadrilátero Ferrífero e áreas adjacentes, Minas Gerais. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese de doutoramento, 243p.
- Farina F., Albert C., Dopico C. M., Gil C. A., Moreira H., Hippert J. P., Lana C. 2016. The Archean–Paleoproterozoic evolution of the Quadrilátero Ferrífero (Brasil): Current models and open questions. *Journal of South American Earth Sciences*, 68: 4-21.
- Gill, R. (2010). *Igneous rocks and processes: a practical guide*. John Wiley & Sons.
- Grew, E. S., Locock, A. J., Mills, S. J., Galuskin, I. O., Galuskin, E. V., & Hålenius, U. (2013). Nomenclature of the garnet supergroup. *American Mineralogist*, 98(4), 785-811.
- Goldstein, J., Newbury, D.E., Joy, D.C., Lyman, C.E., Echlin, P., Lifshin, E., Sawyer, L., Michael, J.R. 2003. *Scanning Electron Microscopy and X-Ray Microanalysis*, Thrid Edition, Springer US, 689p.
- Guedes, I. N., Silva, W.S., Gonçalves, L. Gonçalves C., Viegas, L.G., 2022. Structural Control and Magma Emplacement Through Ductile Shear-Zones: Expectations and Reality Concerning Microstructural Analysis, Case Study of the Alto Maranhão Suite, Mineiro Belt. Conference: XVIII Simpósio Nacional de Estudos TectônicosAt: Natal - RN
- Hasui, Y., Carneiro, C.D.R., de Almeida, F.F.M., Bartorelli, A. 2012. *Geologia do Brasil*. São Paulo, Beca, 900p.
- Heilbron, M., Pedrosa-Soares, A.C., Campos Neto, M.D.C., Silva, L.D., Trouw, R.A.J., Janasi, V.D.A. 2004. Província Mantiqueira. In: Mantesso-Neto *et al.* (eds.) *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, 203-235.
- Hibbard, M. J. (1991). Textural anatomy of twelve magma-mixed granitoid systems. In *Enclaves and granite petrology* (pp. 431-444).
- Holness, M. B., Clemens, J. D., & Vernon, R. H. (2018). How deceptive are microstructures in granitic rocks? Answers from integrated physical theory, phase equilibrium, and direct observations. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 173(8), 1-18.
- Karlstrom, K. E., & Daniel, C. G. (1993). Restoration of Laramide right-lateral strike slip in northern New Mexico by using Proterozoic piercing points: Tectonic implications from the Proterozoic to the Cenozoic. *Geology*, 21(12), 1139-1142.
- Lacerda, S. G., Seixas, L. A. R., Gonçalves, L. Marques, E. D. (2019). A relação entre geoquímica e diferentes fontes de magma de granitoides do Cinturão Mineiro, porção meridional do Cráton São Francisco. In: *Anais do GEOSUDESTE 2019 ; 16º Simpósio de Geologia do Sudeste ; 20º Simpósio de Geologia de Minas Gerais [recurso eletrônico] : resumos / editores: Iata Anderson de Souza... [et al.]*. – Campinas : UNICAMP, 2019 p-33. : il
- Lacerda, S. G. (2020). *Geoquímica de granitoides da porção setentrional do Cinturão Mineiro, sul do Cráton São Francisco-Minas Gerais, Brasil*. 99 f. Monografia (Graduação em Engenharia Geológica) - Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2020.

- Lacerda, S. G., Soares, W., Gonçalves, L., Gonçalves, C., & Pinheiro, M. A. (2021) Petrografia e Geoquímica do Granitoide Cupim: Implicações de Leucogranitos Peraluminosos na Porção Setentrional do Cinturão Mineiro, Sul do Craton São Francisco Minas Gerais, Brasil. Contribuições à Ciência e Técnica dos(as) Jovens Geólogos(as) Brasileiros(as), 50º Congresso Brasileiro de Geologia.
- Lana, C.; Alkmim, F.F.; Armstrong, R.; Scholz, R.; Romano, R.; Nalini Junio, H.A. The ancestry and magmatic evolution of archean TTG rocks of the Quadrilátero Ferrífero province, southeast Brazil. *Precambrian Research*, [s.v.], n.231, p.157–173, [s.m.], 2013.
- Lombello J. C. 2006. Geologia da folha SF-23-X-A-VI-1: Conselheiro Lafaiete, Minas Gerais - ortofotocarta 42-17-14, (Escala 1:10.000). Universidade Federal de Ouro Preto, Escola de Minas, Departamento de Geologia, Monografia do Trabalho Final, 59p
- Lopes, S. R., Gonçalves, L., & Gonçalves, C. C. (2020). Arcabouço Estrutural, Petrografia e Idades U-Pb em Zircão de Diques Intrusivos em Granitoides da Suíte Lagoa Dourada (2350 Ma)–Cinturão Mineiro, Sudeste do Brasil. *Anuário do Instituto de Geociências*, 43(4), 66-81.
- Martins L.A. 2008. Aspectos de campo, petrográficos, química mineral, litogeoquímica, geocronologia U-Pb e geoquímica isotópica Sm-Nd de tonalitos paleoproterozóicos da porção setentrional da Suíte Alto Maranhão, Minas Gerais. Dissertação de Mestrado No 264. Universidade de Ouro Preto, 159p.
- Machado N. & Carneiro M. 1992. U/Pb evidence of late Archean tectonothermal activity on the southern São Francisco shield, Brazil. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29(11):2341-2346.
- Machado N. & Noce C.M. 1993. A evolução do Setor Sul do Cráton São Francisco entre 3,1 2 0,5 Ga baseada em geocronologia U/Pb. In: Simp. Craton São Francisco, 2. Salvador, 1993. Anais... Salvador, SBG-BA, SE/SBG. p.100- 102.
- Machado N., Noce C. M., Ladeira E. A., Belo de Oliveira O. 1992. U/Pb Geochronology of Archean magmatism and Proterozoic metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero, southern São Francisco craton, Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, 104, 1221–1227.
- Machado N., Schrank A., Noce C.M., Galthier G. 1996a. Ages of detrital zircon from Archean- Paleoproterozoic sequences: Implications for Greenstone Belt setting and evolution of a Transamazonian foreland basin in Quadrilátero Ferrífero, southeast Brazil. *Earth Planet. Sci. Lett.* 141:259-276.
- Machado N., Valladares C., Heilbron M., Valeriano C., 1996b. U e Pb geochronology of central Ribeira belt (Brazil) and implications for the evolution of the Brazilian Orogeny. *Precambrian Research* 79, 347 e 361.
- Marinho M. de S. 2006. Geologia da folha SF-23-X-A-VI-1: Conselheiro Lafaiete, Minas Gerais - ortofotocarta 42-17-14, escala 1:25.000. Universidade Federal de Ouro Preto, Escola de Minas, Departamento de Geologia, Dissertação de Mestrado, 91p.
- Martin, H., Smithies, R.H., Rapp, R., Moyen, J.-F., Champion, D., 2005. An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos* 79, 1–24.
- Martin, H., Moyen, J. F., & Rapp, R. 2009. The sanukitoid series: magmatism at the Archaean–Proterozoic transition. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 100(1-2), 15-33.
- Miller, C. F., Stoddard, E. F., Bradfish, L. J., & Dollase, W. A. (1981). Composition of plutonic muscovite; genetic implications. *The Canadian Mineralogist*, 19(1), 25-34.
- Moreira H., Seixas L., Storey C., Fowler M., Lasalle S., Stevenson R., Lana C. 2018. Evolution of Siderian juvenile crust to Rhyacian high Ba-Sr magmatism in the Mineiro Belt, southern São Francisco Craton. *Geoscience Frontiers*.
- Moreira H., Storey C., Fowler M., Seixas L., Dunlop J., 2020. Petrogenetic processes at the tipping point of plate tectonics: Hf-O isotope ternary modelling of Earth's last TTG to sanukitoid transition. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol 551, 116558.
- Moyen, J. F., & Laurent, O. (2018). Archaean tectonic systems: a view from igneous rocks. *Lithos*, 302, 99-125.
- Nabelek, P. I. (2020). Petrogenesis of leucogranites in collisional orogens. Geological Society, London, Special Publications, 491(1), 179-207.
- Nachit, H., Ibhi, A., & Ohoud, M. B. (2005). Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neofomed biotites. *Comptes Rendus Geoscience*, 337(16), 1415-1420.

- Nahas, I., Silva, W.S., Gonçalves, L. Gonçalves C., Viegas, L.G., 2022. Structural Control and Magma Emplacement Through Ductile Shear-Zones: Expectations and Reality Concerning Microstructural Analysis, Case Study of the Alto Maranhão Suite, Mineiro Belt. Conference: XVIII Simpósio Nacional de Estudos TectônicosAt: Natal - RN
- Noce C.M., Teixeira W., Queménér J.J.G., Martins V.T.S., Bolzaquini E. 2000. Isotopic signatures of Paleoproterozoic granitoids from the southern São Francisco Craton and implications for the evolution of the Transamazonian Orogeny. J. S. Am. Earth Sci. 13, 225–239.
- Noce C. M. 1995. Geocronologia dos eventos magmáticos, sedimentares e metamórficos na região do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, PhD Thesis, 129p.
- Noce C. M., Pedrosa-Soares A. C., Silva L. C., Alkmim F. F. 2007. O embasamento Arqueano e Paleoproterozóico do Orógeno Araçuai. Geonomos, 15(1):17-23.
- Noce, C.M., Pedrosa-Soares, A.C., Silva, L.C., Armstrong, R., Piuzana, D. 2007a. Evolution of polycyclic basement in the Araçuai Orogen based on U-Pb SHRIMP data: implications for the Brazil-Africa links in the Paleoproterozoic time. Precambrian Research, 159: 60-78.
- Palin, R. M., White, R. W., Green, E. C., Diener, J. F., Powell, R., & Holland, T. J. (2016). High - grade metamorphism and partial melting of basic and intermediate rocks. Journal of Metamorphic Geology, 34(9), 871-892.
- Passchier C. W., Trouw R. A. J. 1996. Microtectonics. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York.
- Passchier C.W., Trouw R.A.J. 2005. Microtectonic. Germany, Springer. 366p.
- Paterson S.R., Vernon R.H., Tobisch O.T. 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. Journal of Structural Geology, 11:349–363.
- Paterson S. R., Fowler Jr. T. K., Schmidt K. L., Yoshinobu A. S., Yuan E. S., Miller R. B. 1998. Interpreting magmatic fabric patterns in plutons. Lithos 44, 53-82.
- Perugini, D., & Poli, G. (2005). Viscous fingering during replenishment of felsic magma chambers by continuous inputs of mafic magmas: Field evidence and fluid-mechanics experiments. Geology, 33(1), 5-8.
- Pryer, L. L., & Robin, P. Y. (1995). Retrograde metamorphic reactions in deforming granites and the origin of flame perthite. Journal of Metamorphic Geology, 13(6), 645-658.
- Romano R., Lana C., Alkmim F. F., Stevens G., Armstrong R. 2013. Stabilization of the southern portion of the São Francisco craton, SE Brazil, through a long-lived period of potassic magmatism. Precambrian Research 224, 143–159.
- Rino, S., Kon, Y., Sato, W., Maruyama, S., Santosh, M., Zhao, D., 2008. The Grenvillian and PanAfrican orogens: world's largest orogenies through geologic time, and their implications on the origin of superplume. Gondwana Research 14, 51–72.
- Santos L. D. & Baltazar O. F. 2013. *Carta geológica: Folha Conselheiro Lafaiete - SF.23-X-A-VI, escala 1:100.000. CPRM - Serviço Geológico do Brasil*. Disponível em: <http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/21429>. Acessado em jul/2020.
- Sawyer, E. W. 2001. Melt segregation in the continental crust: distribution and movement of melt in anatectic rocks. Journal of metamorphic Geology, 19(3), 291-309.
- Seixas, L. A. R. 1988. Geologia e metalotectos de ouro de uma fração do lineamento Congonhas, Congonhas, Minas Gerais, MG. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Dissertação de Mestrado, 119p. 11
- Seixas, L. A. R. Pétrologie de la suite TTG de la bordure nord du batholite D'Alto Maranhão et du Pluton Congonhas, Minas Gerais, Brésil = Petrology of the TTG suite of the northern border of the Alto Maranhão Batholith and the Congonhas Pluton, Minas Gerais, Brazil – Tese de Doutorado, Université Paris-Sud 11, 2000. 210p.
- Seixas L. A. R., David J., Stevenson R. 2012. Geochemistry, Nd isotopes and U–Pb geochronology of a 2350 Ma TTG suite, Minas Gerais, Brazil: Implications for the crustal evolution of the southern São Francisco craton. Precambrian Research 196 - 197: 61– 80

- Seixas, L.A.R., Bardintzeff, J.M., Stevenson, R., Bonin. 2013. Petrology of the high-Mg tonalites and dioritic enclaves of the ca. 2130 Ma Alto Maranhão suite: Evidence for a major juvenile crustal addition event during the Rhyacian orogenesis, Mineiro Belt, southeast Brazil, *Precambrian Research* 238, 18– 41.
- Shore, M., & Fowler, A. D. (1996). Oscillatory zoning in minerals; a common phenomenon. *The Canadian Mineralogist*, 34(6), 1111-1126.
- Speer, J. A., & Becker, S. W. (1992). Evolution of magmatic and subsolidus AFM mineral assemblages in granitoid rocks: Biotite, muscovite, and garnet in the Cuffytown Creek pluton, South Carolina. *American Mineralogist*, 77(7-8), 821-833.
- Silva, R. N., Baltazar, O. F. (2013). Carta geológica: folha Entre Rios de Minas-SF. 23-XAV. , escala 1:100.000. CPRM - Serviço Geológico do Brasil. Disponível em: <https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/17750>. Acessado em out/2022.
- Silva L. C., Armstrong R., Noce C. M., Carneiro M., Pimentel M., Pedrosa-Soares A. C., Leite C., Vieira V. S., Silva M., Paes V., Cardoso-Filho J. 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré- cambrianos brasileiros com base em novo dados U/Pb SHRIMP, parte II: Orógeno Araçuai, Cinturão Móvel Mineiro e Cráton São Francisco Meridional. *Revista Brasileira de Geociências*, 32(4):513-528.
- Silva, R. S. & Baltazar, O. F. 2013. Carta geológica: Folha Entre Rios de Minas - SF.23-X-A-V, escala 1:100.000. CPRM - Serviço Geológico do Brasil. Disponível em: <http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/17750>. Acessado em mai/2020.
- Silva, W. S., Gonçalves, C. C., Gonçalves L. E. S. (2019). Caracterização microtextural e mineralógica de suítes graníticas do Cinturão Mineiro. In: *Anais do GEOSUDESTE 2019 ; 16º Simpósio de Geologia do Sudeste ; 20º Simpósio de Geologia de Minas Gerais [recurso eletrônico] : resumos / editores: Iata Anderson de Souza... [et al.]*. – Campinas: UNICAMP, p-15. : il.
- Spanner, B. G., & Kruhl, J. H. (2002). Syntectonic granites in thrust and strike-slip regimes: the history of the Carmo and Cindacta plutons (southeastern Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 15(4), 431-444.
- Streckeisen, A. L., 1974. Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks. Recommendations of the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. *Geologische Rundschau. Internationale Zeitschrift für Geologie*. Stuttgart. Vol.63, p. 773-785.
- Stewart, M. L., & Fowler, A. D. (2001). The nature and occurrence of discrete zoning in plagioclase from recently erupted andesitic volcanic rocks, Montserrat. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 106(3-4), 243-253.
- Tartèse, R., & Boulvais, P. (2010). Differentiation of peraluminous leucogranites “en route” to the surface. *Lithos*, 114(3-4), 353-368.
- Taubeneck, W. H. (1964). Cornucopia stock, Wallowa Mountains, northeastern Oregon: field relationships. *Geological Society of America Bulletin*, 75(11), 1093-1116.
- Teixeira, W. (1985). A evolução geotectônica da porção meridional do Cráton do São Francisco, com base em interpretações geocronológicas (Doctoral dissertation, Universidade de São Paulo).
- Teixeira, W., Ávila, C. A., Dussin, I. A., Neto, A. C., Bongioiolo, E. M., Santos, J. O., & Barbosa, N. S. (2015). A juvenile accretion episode (2.35–2.32 Ga) in the Mineiro belt and its role to the Minas accretionary orogeny: Zircon U–Pb–Hf and geochemical evidences. *Precambrian Research*, 256, 148-169.
- Teixeira W., Ávila C. A., Dussin I. A., Corrêa Neto A. V., Bongioiolo E. M., Santos J. O., Barbosa N. 2015. A juvenile accretion episode (2.35-2.32Ga) in the Mineiro belt and its role to the Minas accretionary orogeny: Zircon U/Pb-Hf and geochemical evidences. *Precambrian Research* 256, 148–169.
- Teixeira W. & Figueiredo M. C. H. 1991. An outline of early Proterozoic crustal evolution in the São Francisco region, Brazil: A review. *Precambrian Research*, 53(1-2):1-22.
- Teixeira, W.; Carneiro M.; Noce, C.M.; Machado N; Sato, K.; Taylor, P N. Pb, Sr and Nd isotope constraints on the Archean evolution of gneissic-granitoid complexes in the southern São Francisco Cráton, Brazil. *Precambrian Research*, [s.l.] n.78, p. 151-164, 1996.
- Teixeira, W.; Cordani, U.G.; Nutman, A.P.; Sato, K. Polyphase archaean evolution in the Campo Belo metamorphic complex, Southern São Francisco Cráton, Brazil. SHRIMP U-Pb zircon evidence. *Journal of South American Earth Sciences*, n.11, p.279-289. 1998

- Teixeira W., Oliveira E. P., Marques L. S. 2017. Nature and Evolution of the Archean Crust of the São Francisco Craton. In: Heilbron M., Cordani U., Alkmim F. (Eds.). São Francisco Craton, Eastern Brazil. Regional Geology Reviews. New York, Springer, p. 29-56
- Toledo C. L. B. 2002. Evolução geológica das rochas máficas e ultramáficas no Greenstone Belt Barbacena, região de Nazareno, MG. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, Tese de Doutorado, 307 p.
- Trouw R. A. J., Peternel R., Ribeiro A., Heilbron M., Vinagre R., Duffles P., Trouw C. C., Fontainha M., Kussama H. H., 2013. A new interpretation for the interference zone between the southern Brasília belt and the central Ribeira belt, SE Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* 48, 43–57.
- Tullis, T. E. (1988). Rock friction constitutive behavior from laboratory experiments and its implications for an earthquake prediction field monitoring program. *Pure and Applied Geophysics*, 126(2), 555-588.
- Vernon R. H. 1986. K-feldspar megacrysts in granites--phenocrysts, not porphyroblasts. *Earth Sci. Rev.* 23, 1-63.
- Vernon R.H., Etheridge M.A., Wall V.J. 1988. Shape and microstructure of microgranitoid enclaves: indicators of magma mingling and flow. *Lithos* 22, 1 – 11.
- Vernon R. H. 2000. Review of Microstructural Evidence of Magmatic and Solid-State Flow. *Visual Geosciences*, 5(2):1-23. Zak J., Verner K., Tykova P.. 2008. Multiple magmatic fabrics in plutons: an overlooked tool for exploring interactions between magmatic processes and regional deformation?. *Geol. Mag.*, 145(4):537-551.
- Vernon, R.H. (2004). A PRACTICAL GUIDE TO ROCK MICROSTRUCTURE: by Ron H. Vernon. Cambridge, 2004. 594 pp. Hardbound 130, softbound 70.
- Vlach, S. R. F. (2002). A classe dos tectossilicatos: guia geral da teoria e exercício. *Geologia USP. Série Didática*, 1, 1-49.
- Vieira, R. R., Gonçalves, C. C., & Gonçalves, L. (2020). Evidências da Colocação Sintectônica de Plutons Revelada por Estudos de Campo, Petrográficos, Microestruturais e de Química Mineral: Estudo de Caso da Suíte Alto Maranhão (2130 Ma), Cinturão Mineiro, Sudeste do Brasil. *Anuário do Instituto de Geociências*, 43(1), 376-396.
- Wiebe, R. A. (1968). Plagioclase stratigraphy; a record of magmatic conditions and events in a granite stock. *American Journal of Science*, 266(8), 690-703.
- Wiebe, R. A. (1996). Mafic-silicic layered intrusions: the role of basaltic injections on magmatic processes and the evolution of silicic magma chambers. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 87(1-2), 233-242.
- Winter, J. D. (2013). Principles of igneous and metamorphic petrology. Pearson education.

APÊNDICE

Apêndice 1 – Análises químicas para os feldspatos

Plagioclásios : Na[Al Si₃ O₈] - Ca[Al₂ Si₂ O₈] : calculo para 8 oxigênios e 5 cations

Z = 4 [3 Si + 1 Al] ou [2Si + 2Al] e X = 1 [1Na] ou [1Ca]

Or = 100K/(Ca+Na+K); Ab=100Na/(Ca+Na+K); An=100Ca/(Ca+Na+K)

An0-10=Alb; An10-30=Olig; An30-50=And; An50-70=Labrad; An70-90=Bitow; An90-100=Anort

Plg contem até 10 % da molecula de potassio

Amostra	LS-550	LS-550	LS-550	LS-550	LS-550	LS-550	LS-550	LS-550	LS-550	LS-550
Campo	CAMPO 2		CAMPO 3		CAMPO 5	CAMPO 6				CAMPO 9
Análise	3,00	4,00	5,00	11,00	10,00	4	5	6,00	7	6
SiO ₂	57,79	65,38	65,52	67,37	65,11	65,26	65,35	64,64	66,02	69,18
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0	0	0	0	0	0
Al ₂ O ₃	24,01	21,65	17,16	21,27	21,72	21,54	21,52	21,83	21,74	19,39
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	0	0	0	0	0	0
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0	0	0	0	0	0
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0	0	0	0	0	0
CaO	14,28	3,86	0,00	3,68	4,43	4,26	3,87	3,99	3,93	1,37
Na ₂ O	3,92	9,12	0,68	7,68	8,73	8,94	9,27	9,55	8,32	10,06
K ₂ O	0,00	0,00	16,60	0,00	0	0	0	0	0	0
Total	100,00	100,01	99,96	100,00	99,99	100,00	100,01	100,01	100,01	100,00
Si	1,923768	2,176431	2,181092	2,242676	2,167443	2,172437	2,175433	2,151798	2,197736	2,302929
Al	0,706454	0,637015	0,504904	0,625834	0,639074	0,633778	0,633189	0,642311	0,639663	0,570518
Fe	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ca	0,254636	0,06883	0	0,065621	0,078994	0,075963	0,069009	0,071148	0,070078	0,024429
Na	0,063246	0,147144	0,010971	0,123911	0,140852	0,14424	0,149564	0,154082	0,134237	0,16231
K	0	0	0,176221	0	0	0	0	0	0	0
Total	2,948104	3,02942	2,873188	3,058042	3,026364	3,026418	3,027195	3,019339	3,041714	3,060187
8/total	2,713608	2,640769	2,784364	2,616053	2,643436	2,643389	2,64271	2,649587	2,630096	2,614219
Si	2,610	2,874	3,036	2,933	2,865	2,871	2,875	2,851	2,890	3,010
Al	1,278	1,121	0,937	1,091	1,126	1,117	1,116	1,135	1,122	0,994
Fe	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,691	0,182	0,000	0,172	0,209	0,201	0,182	0,189	0,184	0,064
Na	0,343	0,777	0,061	0,648	0,745	0,763	0,791	0,817	0,706	0,849
K	0,000	0,000	0,981	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Soma Cat	4,92	4,95	5,02	4,84	4,94	4,95	4,96	4,99	4,90	4,92
SomaZ	3,89	4,00	3,97	4,02	3,99	3,99	3,99	3,99	4,01	4,00
SomaX	1,03	0,96	1,04	0,82	0,95	0,96	0,97	1,01	0,89	0,91
An	66,8	19,0	0,0	20,9	21,9	20,8	18,7	18,8	20,7	7,0
Ab	33,2	81,0	5,9	79,1	78,1	79,2	81,3	81,2	79,3	93,0
Or	0,0	0,0	94,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
soma	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Plagioclásios : Na[Al Si₃ O₈] - Ca[Al₂ Si₂ O₈] : calculo para 8 oxigênios e 5 cations
 $Z = 4 [3 \text{ Si} + 1 \text{ Al}]$ ou $[2\text{Si} + 2\text{Al}]$ e $X = 1 [1\text{Na}]$ ou $[1\text{Ca}]$
 $\text{Or} = 100\text{K}/(\text{Ca}+\text{Na}+\text{K})$; $\text{Ab}=100\text{Na}/(\text{Ca}+\text{Na}+\text{K})$; $\text{An}=100\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Na}+\text{K})$
 $\text{An0-10}=\text{Alb}$; $\text{An10-30}=\text{Olig}$; $\text{An30-50}=\text{And}$; $\text{An50-70}=\text{Labrad}$; $\text{An70-90}=\text{Bitow}$; $\text{An90-100}=\text{Anort}$
 Plg contem até 10 % da molecula de potassio

Amostra	LS-550	LS-550	LS-550	LS-550	LS-550	LS-550	LS-550	LS-550	LS-550	LS-550
Campo	CAMPO 2 (PERFIL)									
Análise	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52
SiO ₂	63,75	65,26	63,58	55,68	62,83	64,02	64,44	64,23	63,9	63,81
TiO ₂	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al ₂ O ₃	23,22	22,19	23,38	20,85	23,25	22,86	19,64	22,78	23,1	22,98
FeO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CaO	5,14	2,96	4,64	15,7	3,61	4,54	0	5,43	3,93	3,63
Na ₂ O	7,6	9,45	8,21	7,04	10,18	8,27	0,61	7,3	8,91	9,25
K ₂ O	0,29	0,14	0,19	0,39	0,13	0,31	15,31	0,27	0,16	0,32
Total	100,00	100,00	100,00	99,66	100,00	100,00	100,00	100,01	100,00	99,99
Si	2,12217	2,172437	2,116511	1,853529	2,091545	2,131158	2,14514	2,138149	2,127164	2,124168
Al	0,683209	0,652903	0,687917	0,613476	0,684092	0,672617	0,577874	0,670263	0,679678	0,676148
Fe	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ca	0,091655	0,052782	0,082739	0,279957	0,064372	0,080956	0	0,096826	0,070078	0,064729
Na	0,12262	0,152469	0,132462	0,113585	0,164247	0,13343	0,009842	0,11778	0,143756	0,149242
K	0,003079	0,001486	0,002017	0,00414	0,00138	0,003291	0,162527	0,002866	0,001699	0,003397
Total	3,022733	3,032076	3,021646	2,864687	3,005635	3,021452	2,895382	3,025884	3,022375	3,017683
8/total	2,646611	2,638456	2,647563	2,792626	2,661667	2,647734	2,763021	2,643855	2,646925	2,651041
Si	2,808	2,866	2,802	2,588	2,783	2,821	2,964	2,826	2,815	2,816
Al	1,205	1,148	1,214	1,142	1,214	1,187	1,064	1,181	1,199	1,195
Fe	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,243	0,139	0,219	0,782	0,171	0,214	0,000	0,256	0,185	0,172
Na	0,649	0,805	0,701	0,634	0,874	0,707	0,054	0,623	0,761	0,791
K	0,016	0,008	0,011	0,023	0,007	0,017	0,898	0,015	0,009	0,018
Soma Cat	4,92	4,97	4,95	5,17	5,05	4,95	4,98	4,90	4,97	4,99
SomaZ	4,01	4,01	4,02	3,73	4,00	4,01	4,03	4,01	4,01	4,01
SomaX	0,91	0,95	0,93	1,44	1,05	0,94	0,95	0,89	0,96	0,98
An	26,7	14,6	23,5	54,3	16,3	22,8	0,0	28,6	19,4	17,5
Ab	71,5	84,5	75,3	44,1	83,0	75,3	5,7	69,7	79,6	80,7
Or	1,8	0,8	1,1	1,6	0,7	1,9	94,3	1,7	0,9	1,8
soma	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Plagioclásios : Na[Al Si₃ O₈] - Ca[Al₂ Si₂ O₈] : calculo para 8 oxigênios e 5 cations
 $Z = 4 [3 \text{ Si} + 1 \text{ Al}]$ ou $[2 \text{ Si} + 2 \text{ Al}]$ e $X = 1 [1 \text{ Na}]$ ou $[1 \text{ Ca}]$
 $\text{Or} = 100\text{K}/(\text{Ca}+\text{Na}+\text{K})$; $\text{Ab} = 100\text{Na}/(\text{Ca}+\text{Na}+\text{K})$; $\text{An} = 100\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Na}+\text{K})$
 $\text{An0-10}=\text{Alb}$; $\text{An10-30}=\text{Olig}$; $\text{An30-50}=\text{And}$; $\text{An50-70}=\text{Labrad}$; $\text{An70-90}=\text{Bitow}$; $\text{An90-100}=\text{Anort}$
 Plg contem até 10 % da molecula de potassio

Amostra	LS-550	LS-550	LS-550	LS-550	LS-550	LS-550	LS-550	LS-550	LS-550	LS-550
										CAMPO 9 (PERFI
Análise	53	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO₂	64,03	63,12	64,21	63,05	63,49	63,92	64,46	63,86	63,64	62,84
TiO₂	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al₂O₃	22,91	23,65	23,08	23,31	23,43	22,94	23,3	23,05	23,22	23,1
FeO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CaO	3,74	4,14	4,2	3,79	4,62	3,94	3,94	4,04	3,85	3,22
Na₂O	9,11	8,97	8,44	9,69	8,28	9,05	8,04	8,84	9,07	10,63
K₂O	0,2	0,13	0,07	0,17	0,18	0,16	0,26	0,21	0,22	0,2
Total	99,99	100,01	100,00	100,01	100,00	100,01	100,00	100,00	100,00	99,99
Si	2,131491	2,101198	2,137483	2,098868	2,113515	2,12783	2,145806	2,125832	2,118509	2,091877
Al	0,674088	0,695861	0,67909	0,685857	0,689388	0,674971	0,685563	0,678207	0,683209	0,679678
Fe	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ca	0,06669	0,073823	0,074893	0,067582	0,082382	0,070257	0,070257	0,07204	0,068652	0,057418
Na	0,146983	0,144724	0,136173	0,156341	0,133591	0,146015	0,129719	0,142627	0,146338	0,171507
K	0,002123	0,00138	0,000743	0,001805	0,001911	0,001699	0,00276	0,002229	0,002335	0,002123
Total	3,021376	3,016987	3,028382	3,010453	3,020788	3,02077	3,034105	3,020935	3,019043	3,002604
8/total	2,6478	2,651652	2,641674	2,657408	2,648316	2,648331	2,636692	2,648187	2,649847	2,664354
Si	2,822	2,786	2,823	2,789	2,799	2,818	2,829	2,815	2,807	2,787
Al	1,190	1,230	1,196	1,215	1,217	1,192	1,205	1,197	1,207	1,207
Fe	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,177	0,196	0,198	0,180	0,218	0,186	0,185	0,191	0,182	0,153
Na	0,778	0,768	0,719	0,831	0,708	0,773	0,684	0,755	0,776	0,914
K	0,011	0,007	0,004	0,010	0,010	0,009	0,015	0,012	0,012	0,011
Soma Cat	4,98	4,99	4,94	5,02	4,95	4,98	4,92	4,97	4,98	5,07
SomaZ	4,01	4,02	4,02	4,00	4,02	4,01	4,03	4,01	4,01	3,99
SomaX	0,97	0,97	0,92	1,02	0,94	0,97	0,88	0,96	0,97	1,08
An	18,3	20,2	21,5	17,6	23,3	19,2	21,0	19,9	18,8	14,2
Ab	80,6	79,1	78,1	81,5	75,6	79,9	77,4	78,9	80,0	84,8
Or	1,2	0,8	0,4	0,9	1,1	0,9	1,6	1,2	1,3	1,0
soma	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Plagioclásios : Na[Al Si3 O8] - Ca[Al2 Si2 O8] : calculo para 8 oxigênios e 5 cations

Z = 4 [3 Si + 1 Al] ou [2Si + 2Al] e X = 1 [1Na] ou [1Ca]

Or = 100K/(Ca+Na+K); Ab=100Na/(Ca+Na+K); An=100Ca/(Ca+Na+K)

An0-10=Alb; An10-30=Olig; An30-50=And; An50-70=Labrad; An70-90=Bitow; An90-100=Anort

Plg contem até 10 % da molecula de potassio

Amostra	LS-550	LS-550	LS-550	LS-550	LS-550	LS-550	LS-224A	LS-224A	LS-224A	LS-224A
L)							CAMPO 2	CAMPO 3		
Análise	17	18	19	20	21	22	5	6	4	3
SiO2	64,33	64	54,14	62,64	63,75	62,63	61,81	64,47	69,4	64,4
TiO2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al2O3	22,77	23	31,01	21,76	23,1	23,42	15,91	16,77	19,35	22,03
FeO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CaO	3,74	3,77	0,67	5,12	3,91	4,76	0	0	0	4,98
Na2O	8,97	9,04	2,85	8,32	9,09	8,81	0,97	0	11,25	8,6
K2O	0,19	0,19	8,86	0,2	0,14	0,22	17,79	11,47	0	0
Total	99,99	100,00	97,53	98,04	99,99	99,84	96,48	92,71	100,00	100,01
Si	1,979694	2,130493	1,802264	2,08522	2,12217	2,084887	2,05759	2,146138	2,310253	2,143808
Al	0,751177	0,676736	0,912417	0,640251	0,679678	0,689094	0,468125	0,493429	0,569341	0,648195
Fe	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ca	0,139622	0,067225	0,011947	0,091298	0,069722	0,084879	0	0	0	0,088802
Na	0,115521	0,145854	0,045983	0,134237	0,14666	0,142143	0,01565	0	0,18151	0,138754
K	0	0,002017	0,094055	0,002123	0,001486	0,002335	0,188854	0,121762	0	0
Total	2,986014	3,022325	2,866665	2,953129	3,019717	3,003337	2,730218	2,761329	3,061104	3,01956
8/total	2,679157	2,646969	2,790699	2,708991	2,649255	2,663703	2,930169	2,897155	2,613436	2,649393
Si	2,652	2,820	2,515	2,824	2,811	2,777	3,015	3,109	3,019	2,840
Al	1,342	1,194	1,698	1,156	1,200	1,224	0,914	0,953	0,992	1,145
Fe	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,374	0,178	0,033	0,247	0,185	0,226	0,000	0,000	0,000	0,235
Na	0,619	0,772	0,257	0,727	0,777	0,757	0,092	0,000	0,949	0,735
K	0,000	0,011	0,525	0,012	0,008	0,012	1,107	0,706	0,000	0,000
Soma Cat	4,99	4,97	5,03	4,97	4,98	5,00	5,13	4,77	4,96	4,96
SomaZ	3,99	4,01	4,21	3,98	4,01	4,00	3,93	4,06	4,01	3,98
SomaX	0,99	0,96	0,81	0,99	0,97	1,00	1,20	0,71	0,95	0,97
An	37,7	18,5	4,1	25,1	19,0	22,7	0,0	0,0	0,0	24,2
Ab	62,3	80,4	31,5	73,8	80,1	76,0	7,7	0,0	100,0	75,8
Or	0,0	1,1	64,4	1,2	0,8	1,2	92,3	100,0	0,0	0,0
soma	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Plagioclásios : Na[Al Si₃ O₈] - Ca[Al₂ Si₂ O₈] : calculo para 8 oxigênios e 5 cations

Z = 4 [3 Si + 1 Al] ou [2Si + 2Al] e X = 1 [1Na] ou [1Ca]

Or = 100K/(Ca+Na+K); Ab=100Na/(Ca+Na+K); An=100Ca/(Ca+Na+K)

An0-10=Alb; An10-30=Olig; An30-50=And; An50-70=Labrad; An70-90=Bitow; An90-100=Anort

Plg contem até 10 % da molecula de potassio

Amostra	LS-224A	LS-224A	LS-224A	LS-224A	LS-330	LS-330	LS-330	LS-330	LS-330	LS-330
CAMPO 4	CAMPO 5				CAMPO 1					
Análise	4	1	2	3	1	3	4	5	6	1
SiO ₂	63,14	64,24	64,94	64,57	67,75	69,19	65,91	65,93	68,73	68,75
TiO ₂	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al ₂ O ₃	22,8	17,17	17,31	17,26	19,91	19,82	17,13	16,95	17,92	19,54
FeO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CaO	5,23	0	0	0	2,48	0	0	0	0	1,97
Na ₂ O	8,83	0,86	0,86	0	9,86	10,98	0	0	5,81	9,73
K ₂ O	0	17,73	16,9	18,17	0	0	16,96	17,12	7,55	0
Total	100,00	100,00	100,01	100,00	100,00	99,99	100,00	100,00	100,01	99,99
Si	2,101864	2,138482	2,161784	2,149467	2,255326	2,303262	2,194075	2,19474	2,287949	2,288615
Al	0,670851	0,505198	0,509317	0,507846	0,585818	0,58317	0,504021	0,498725	0,527266	0,574931
Fe	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ca	0,09326	0	0	0	0,044223	0	0	0	0	0,035128
Na	0,142465	0,013875	0,013875	0	0,159084	0,177154	0	0	0,09374	0,156986
K	0	0,188217	0,179406	0,192887	0	0	0,180042	0,181741	0,080149	0
Total	3,00844	2,845772	2,864383	2,850201	3,04445	3,063586	2,878138	2,875206	2,989104	3,055661
8/total	2,659185	2,811188	2,792923	2,80682	2,627732	2,611319	2,779575	2,782409	2,676388	2,618091
Si	2,795	3,006	3,019	3,017	2,963	3,007	3,049	3,053	3,062	2,996
Al	1,189	0,947	0,948	0,950	1,026	1,015	0,934	0,925	0,941	1,003
Fe	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,248	0,000	0,000	0,000	0,116	0,000	0,000	0,000	0,000	0,092
Na	0,758	0,078	0,078	0,000	0,836	0,925	0,000	0,000	0,502	0,822
K	0,000	1,058	1,002	1,083	0,000	0,000	1,001	1,011	0,429	0,000
Soma Cat	4,99	5,09	5,05	5,05	4,94	4,95	4,98	4,99	4,93	4,91
SomaZ	3,98	3,95	3,97	3,97	3,99	4,02	3,98	3,98	4,00	4,00
SomaX	1,01	1,14	1,08	1,08	0,95	0,93	1,00	1,01	0,93	0,91
An	24,7	0,0	0,0	0,0	12,2	0,0	0,0	0,0	0,0	10,1
Ab	75,3	6,9	7,2	0,0	87,8	100,0	0,0	0,0	53,9	89,9
Or	0,0	93,1	92,8	100,0	0,0	0,0	100,0	100,0	46,1	0,0
soma	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Plagioclásios : Na[Al Si₃ O₈] - Ca[Al₂ Si₂ O₈] : calculo para 8 oxigênios e 5 cations
 $Z = 4 [3 \text{ Si} + 1 \text{ Al}] \text{ ou } [2 \text{ Si} + 2 \text{ Al}] \text{ e } X = 1 [1 \text{ Na}] \text{ ou } [1 \text{ Ca}]$
 $\text{Or} = 100\text{K}/(\text{Ca}+\text{Na}+\text{K}); \text{Ab}=100\text{Na}/(\text{Ca}+\text{Na}+\text{K}); \text{An}=100\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Na}+\text{K})$
 $\text{An0-10}=\text{Alb}; \text{An10-30}=\text{Olig}; \text{An30-50}=\text{And}; \text{An50-70}=\text{Labrad}; \text{An70-90}=\text{Bitow}; \text{An90-100}=\text{Anort}$
 Plg contem até 10 % da molecula de potassio

Amostra	LS-330	LS-330	LS-330	LS-330	LS-330	LS-330	LS-330	LS-330	LS-330	LS-330
	CAMPO 3			CAMPO 4			CAMPO 5			
Análise	2	4	5	6	7	8	6	7	8	9
SiO ₂	68,24	64,96	64,93	65,16	65,02	66,97	64,77	67,47	65,87	65,72
TiO ₂	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al ₂ O ₃	19,32	16,77	16,56	16,91	16,92	19,8	16,75	19,79	16,81	17,31
FeO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CaO	3,91	0	0	0	0	2,12	0	1,94	0	0
Na ₂ O	8,54	0	0	0,52	0,78	11,11	0	10,69	0	0
K ₂ O	0	18,27	18,51	17,41	17,28	0	18,48	0	17,32	17,15
Total	100,01	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	99,89	100,00	100,18
Si	2,271638	2,16245	2,161451	2,169108	2,164447	2,229361	2,156125	2,246005	2,192743	2,18775
Al	0,568458	0,493429	0,48725	0,497548	0,497842	0,582581	0,49284	0,582287	0,494606	0,509317
Fe	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ca	0,069722	0	0	0	0	0,037803	0	0,034593	0	0
Na	0,137786	0	0	0,00839	0,012585	0,179251	0	0,172475	0	0
K	0	0,193949	0,196497	0,18482	0,183439	0	0,196178	0	0,183864	0,182059
Total	3,047604	2,849828	2,845198	2,859865	2,858314	3,028997	2,845144	3,035361	2,871213	2,879126
8/total	2,625013	2,807187	2,811755	2,797335	2,798853	2,641139	2,811809	2,635601	2,786279	2,778621
Si	2,982	3,035	3,039	3,034	3,029	2,944	3,031	2,960	3,055	3,039
Al	0,995	0,923	0,913	0,928	0,929	1,026	0,924	1,023	0,919	0,943
Fe	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,183	0,000	0,000	0,000	0,000	0,100	0,000	0,091	0,000	0,000
Na	0,723	0,000	0,000	0,047	0,070	0,947	0,000	0,909	0,000	0,000
K	0,000	1,089	1,105	1,034	1,027	0,000	1,103	0,000	1,025	1,012
Soma Cat	4,88	5,05	5,06	5,04	5,06	5,02	5,06	4,98	5,00	4,99
SomaZ	3,98	3,96	3,95	3,96	3,96	3,97	3,96	3,98	3,97	3,98
SomaX	0,91	1,09	1,11	1,08	1,10	1,05	1,10	1,00	1,02	1,01
An	20,2	0,0	0,0	0,0	0,0	9,5	0,0	9,1	0,0	0,0
Ab	79,8	0,0	0,0	4,3	6,4	90,5	0,0	90,9	0,0	0,0
Or	0,0	100,0	100,0	95,7	93,6	0,0	100,0	0,0	100,0	100,0
soma	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Plagioclásios : Na[Al Si₃ O₈] - Ca[Al₂ Si₂ O₈] : calculo para 8 oxigênios e 5 cations
 $Z = 4 [3 \text{ Si} + 1 \text{ Al}]$ ou $[2 \text{ Si} + 2 \text{ Al}]$ e $X = 1 [1 \text{ Na}]$ ou $[1 \text{ Ca}]$
 $\text{Or} = 100\text{K}/(\text{Ca}+\text{Na}+\text{K})$; $\text{Ab}=100\text{Na}/(\text{Ca}+\text{Na}+\text{K})$; $\text{An}=100\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Na}+\text{K})$
 $\text{An0-10}=\text{Alb}$; $\text{An10-30}=\text{Olig}$; $\text{An30-50}=\text{And}$; $\text{An50-70}=\text{Labrad}$; $\text{An70-90}=\text{Bitow}$; $\text{An90-100}=\text{Anort}$
 Plg contem até 10 % da molecula de potassio

Amostra	LS-330	LS-330	LS-330	LS-330	LS-330	LS-330	LS-330	LS-330	LS-330	LS-330
	CAMPO 7					CAMPO 8				
Análise	10	4	5	7	8	1	2	3	4	5
SiO₂	68,81	64,74	66,04	69,72	67,73	65,88	61,47	65,16	70,67	68,26
TiO₂	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al₂O₃	19,87	16,65	17,06	19,8	19,6	16,97	15,79	16,88	18,49	19,41
FeO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CaO	2,48	0	0	3,03	2,37	0	0	0	0,83	2,06
Na₂O	8,84	0	0	7,45	10,4	0	0	0	10,01	10,27
K₂O	0	18,61	16,9	0	0	17,15	22,74	17,97	0	0
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,10	100,00	100,00	100,01	100,00	100,00
Si	2,290613	2,155126	2,198402	2,320905	2,25466	2,193076	2,046272	2,169108	2,35253	2,272304
Al	0,584641	0,489898	0,501962	0,582581	0,576697	0,499313	0,464594	0,496665	0,544037	0,571106
Fe	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ca	0,044223	0	0	0,05403	0,042261	0	0	0	0,0148	0,036733
Na	0,142627	0	0	0,1202	0,167796	0	0	0	0,161504	0,165699
K	0	0,197558	0,179406	0	0	0,182059	0,241401	0,190764	0	0
Total	3,062103	2,842583	2,879769	3,077717	3,041414	2,874449	2,752267	2,856538	3,072871	3,045842
8/total	2,612584	2,814342	2,778	2,599329	2,630355	2,783142	2,906695	2,800593	2,603429	2,626532
Si	2,992	3,033	3,054	3,016	2,965	3,052	2,974	3,037	3,062	2,984
Al	1,018	0,919	0,930	1,010	1,011	0,926	0,900	0,927	0,944	1,000
Fe	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,116	0,000	0,000	0,140	0,111	0,000	0,000	0,000	0,039	0,096
Na	0,745	0,000	0,000	0,625	0,883	0,000	0,000	0,000	0,841	0,870
K	0,000	1,112	0,997	0,000	0,000	1,013	1,403	1,069	0,000	0,000
Soma Cat	4,87	5,06	4,98	4,79	4,97	4,99	5,28	5,03	4,89	4,95
SomaZ	4,01	3,95	3,98	4,03	3,98	3,98	3,87	3,96	4,01	3,98
SomaX	0,86	1,11	1,00	0,77	0,99	1,01	1,40	1,07	0,88	0,97
An	13,4	0,0	0,0	18,4	11,2	0,0	0,0	0,0	4,4	10,0
Ab	86,6	0,0	0,0	81,6	88,8	0,0	0,0	0,0	95,6	90,0
Or	0,0	100,0	100,0	0,0	0,0	100,0	100,0	100,0	0,0	0,0
soma	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Plagioclásios : Na[Al Si₃ O₈] - Ca[Al₂ Si₂ O₈] : calculo para 8 oxigênios e 5 cations
 $Z = 4 [3 \text{ Si} + 1 \text{ Al}]$ ou $[2\text{Si} + 2\text{Al}]$ e $X = 1 [1\text{Na}]$ ou $[1\text{Ca}]$
 $\text{Or} = 100\text{K}/(\text{Ca}+\text{Na}+\text{K})$; $\text{Ab} = 100\text{Na}/(\text{Ca}+\text{Na}+\text{K})$; $\text{An} = 100\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Na}+\text{K})$
 $\text{An}0-10=\text{Alb}$; $\text{An}10-30=\text{Olig}$; $\text{An}30-50=\text{And}$; $\text{An}50-70=\text{Labrad}$; $\text{An}70-90=\text{Bitow}$; $\text{An}90-100=\text{Anort}$
 Plg contem até 10 % da molecula de potassio

Amostra	G1A-GC1	G1A-GC1	G1A-GC1	G1A-GC1	G1A-GC1	G1A-GC1	G1A-GC1	G1A-GC1	G1A-GC1	G1A-GC1
	CAMPO 3									
Análise	38	39	40	41	42	43	44	45	46	23
SiO₂	64,9	65,16	65,02	64,93	64,47	64,97	64,92	64,94	64,99	65,25
TiO₂	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al₂O₃	18,57	18,64	18,72	18,63	18,41	18,62	18,47	18,62	18,76	22,08
FeO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CaO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2,88
Na₂O	0,35	0,67	0,73	0,61	0,59	0,75	0,64	0,63	0,34	9,72
K₂O	16,18	15,53	15,54	15,83	16,53	15,65	15,98	15,81	15,91	0,07
Total	100,00	100,00	100,01	100,00	100,00	99,99	100,01	100,00	100,00	100,00
Si	2,160453	2,169108	2,164447	2,161451	2,146138	2,162783	2,161119	2,161784	2,163449	2,172104
Al	0,546391	0,54845	0,550804	0,548156	0,541683	0,547862	0,543448	0,547862	0,551981	0,649667
Fe	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ca	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,051355
Na	0,005647	0,01081	0,011778	0,009842	0,009519	0,012101	0,010326	0,010165	0,005486	0,156825
K	0,171762	0,164862	0,164968	0,168047	0,175478	0,166136	0,169639	0,167834	0,168896	0,000743
Total	2,884253	2,89323	2,891998	2,887496	2,872818	2,888881	2,884532	2,887645	2,889812	3,030693
8/total	2,773682	2,765076	2,766254	2,770566	2,784722	2,769238	2,773414	2,770423	2,768347	2,63966
Si	2,996	2,999	2,994	2,994	2,988	2,995	2,997	2,995	2,995	2,867
Al	1,010	1,011	1,016	1,012	1,006	1,011	1,005	1,012	1,019	1,143
Fe	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,136
Na	0,031	0,060	0,065	0,055	0,053	0,067	0,057	0,056	0,030	0,828
K	0,953	0,912	0,913	0,931	0,977	0,920	0,941	0,930	0,935	0,004
Soma Cat	4,99	4,98	4,99	4,99	5,02	4,99	5,00	4,99	4,98	4,98
SomaZ	4,01	4,01	4,01	4,01	3,99	4,01	4,00	4,01	4,01	4,01
SomaX	0,98	0,97	0,98	0,99	1,03	0,99	1,00	0,99	0,97	0,97
An	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	14,0
Ab	3,2	6,2	6,7	5,5	5,1	6,8	5,7	5,7	3,1	85,6
Or	96,8	93,8	93,3	94,5	94,9	93,2	94,3	94,3	96,9	0,4
soma	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Plagioclásios : Na[Al Si3 O8] - Ca[Al2 Si2 O8] : calculo para 8 oxigênios e 5 cations

Z = 4 [3 Si + 1 Al] ou [2Si + 2Al] e X = 1 [1Na] ou [1Ca]

Or = 100K/(Ca+Na+K); Ab=100Na/(Ca+Na+K); An=100Ca/(Ca+Na+K)

An0-10=Alb; An10-30=Olig; An30-50=And; An50-70=Labrad; An70-90=Bitow; An90-100=Anort

Plg contem até 10 % da molecula de potassio

Amostra	G1A-GC1	G1A-GC1	G1A-GC1	G1A-GC1	G1A-GC1	G1A-GC1	G1A-GC1	G1A-GC1	G1A-GC1	G1A-GC1
CAMPO 4 (PERFIL)										
Análise	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
SiO2	66,42	67,72	67,62	67,64	65,56	65,2	65,96	65,61	64,61	66,71
TiO2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al2O3	21,61	20,41	20,61	20,48	21,92	22,12	22,29	21,96	22,58	21,09
FeO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CaO	2,24	0,94	1,11	0,87	2,84	2,88	3,47	2,71	2,43	1,69
Na2O	9,67	10,86	10,66	10,95	9,56	9,65	8,27	9,62	9,62	10,41
K2O	0,07	0,07	0	0,06	0,12	0,15	0	0,1	0,76	0,11
Total	100,01	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	99,99	100,00	100,00	100,01
Si	2,211052	2,254328	2,250999	2,251664	2,182423	2,170439	2,195739	2,184088	2,150799	2,220706
Al	0,635838	0,60053	0,606414	0,602589	0,644959	0,650843	0,655845	0,646136	0,664378	0,620537
Fe	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ca	0,039943	0,016762	0,019793	0,015514	0,050642	0,051355	0,061876	0,048324	0,043331	0,030136
Na	0,156018	0,175218	0,171991	0,17667	0,154243	0,155695	0,13343	0,155211	0,155211	0,167957
K	0,000743	0,000743	0	0,000637	0,001274	0,001592	0	0,001062	0,008068	0,001168
Total	3,043594	3,04758	3,049197	3,047074	3,033541	3,029926	3,04689	3,03482	3,021787	3,040504
8/total	2,628472	2,625034	2,623642	2,625469	2,637182	2,640329	2,625628	2,63607	2,64744	2,631143
Si	2,906	2,959	2,953	2,956	2,878	2,865	2,883	2,879	2,847	2,921
Al	1,114	1,051	1,061	1,055	1,134	1,146	1,148	1,136	1,173	1,088
Fe	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,105	0,044	0,052	0,041	0,134	0,136	0,162	0,127	0,115	0,079
Na	0,820	0,920	0,902	0,928	0,814	0,822	0,701	0,818	0,822	0,884
K	0,004	0,004	0,000	0,003	0,007	0,008	0,000	0,006	0,043	0,006
Soma Cat	4,95	4,98	4,97	4,98	4,97	4,98	4,89	4,97	5,00	4,98
SomaZ	4,02	4,01	4,01	4,01	4,01	4,01	4,03	4,01	4,02	4,01
SomaX	0,93	0,97	0,95	0,97	0,95	0,97	0,86	0,95	0,98	0,97
An	11,3	4,5	5,4	4,2	14,0	14,0	18,8	13,4	11,7	8,2
Ab	88,3	95,1	94,6	95,5	85,3	85,1	81,2	86,0	83,9	91,2
Or	0,4	0,4	0,0	0,3	0,7	0,9	0,0	0,6	4,4	0,6
soma	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Plagioclásios : Na[Al Si₃ O₈] - Ca[Al₂ Si₂ O₈] : calculo para 8 oxigênios e 5 cations

Z = 4 [3 Si + 1 Al] ou [2Si + 2Al] e X = 1 [1Na] ou [1Ca]

Or = 100K/(Ca+Na+K); Ab=100Na/(Ca+Na+K); An=100Ca/(Ca+Na+K)

An0-10=Alb; An10-30=Olig; An30-50=And; An50-70=Labrad; An70-90=Bitow; An90-100=Anort

Plg contem até 10 % da molecula de potassio

Amostra	G1A-GC1	G1A-GC1
---------	---------	---------

Análise	34	35
SiO₂	63,98	67,59
TiO₂	0	0
Al₂O₃	23,92	20,62
FeO	0	0
MnO	0	0
MgO	0	0
CaO	1,22	0,84
Na₂O	9,43	10,63
K₂O	1,45	0,32
Total	100,00	100,00

Si	2,129827	2,25
Al	0,703805	0,606709
Fe	0	0
Ca	0,021755	0,014979
Na	0,152146	0,171507
K	0,015393	0,003397
Total	3,022926	3,046591
8/total	2,646443	2,625886

Si	2,818	2,954
Al	1,242	1,062
Fe	0,000	0,000
Ca	0,058	0,039
Na	0,805	0,901
K	0,081	0,018
Soma Cat	5,00	4,97
SomaZ	4,06	4,02
SomaX	0,94	0,96

An	6,1	4,1
Ab	85,3	94,0
Or	8,6	1,9
soma	100	100

Apêndice 2 – Análises químicas para as biotitas

Micas : X2 Y4-6 [(Si Al)8 O20] (OH, F)4, calculo sem H2O com 22 oxigenios, todo o Fe como Fe2, sem Fe3

X = K, Na, Ca ((Ba, Rb, Cs)); Y= Al, Mg, Mn ((Mn, Cr, Ti, Li)); Z= Si, Al ((Fe3, Ti))

Dois tipos, Dioctaédricas Y=4; Triocataédricas Y=6

Biotita-Flogopita X = K2; Y = (Mg, Fe2)6-4 (Fe3, Al, Ti)0-2; Z= [Si6-5 Al2-3 O20] (OH, F)4

Muscovita X = K2; Y=Al4; Z= Si6 Al2

Amostra	G1A-GC1	G1A-GC1	G1A-GC1	G1A-GC1	G1A-GC1	G1A-GC1	G1A-GC1	G1A-GC1	G1A-GC1	G1A-GC1
Campo	CAMPO 2			CAMPO 1						
Análise	47	48	49	55	56	57	58	59	60	61
SiO2	34,59	35	34,88	37,1	35,23	35,01	34,9	35,27	36,38	34,01
TiO2	2,94	2,99	2,82	2,24	2,35	2,44	2,5	2,5	2,46	2,55
Al2O3	17,03	16,98	16,97	19,39	18,15	17,77	18,02	17,93	18,6	17,16
Cr2O3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO	32,74	31,8	32,11	27,81	30,59	31,34	31,51	30,86	29,24	32,88
MnO	0,35	0,4	0,47	0,39	0,47	0,38	0,4	0,4	0,37	0,33
MgO	3,53	3,53	3,58	3,2	3,63	3,6	3,74	3,66	3,85	3,31
CaO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na2O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
K2O	8,81	9,31	9,17	9,86	9,58	9,44	8,93	9,38	9,11	9,76
F	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cl	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	99,99	100,01	100,00	99,99	100,00	99,98	100,00	100,00	100,01	100,00
Si	1,151465	1,165113	1,161119	1,23502	1,17277	1,165446	1,161784	1,174101	1,211052	1,132157
Ti	0,07361	0,074862	0,070606	0,056084	0,058838	0,061092	0,062594	0,062594	0,061592	0,063846
Al	0,501079	0,499608	0,499313	0,570518	0,534033	0,522852	0,530208	0,52756	0,547273	0,504904
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe	0,455672	0,442589	0,446903	0,387056	0,425748	0,436186	0,438553	0,429506	0,406959	0,45762
Mn	0,004934	0,005639	0,006625	0,005498	0,006625	0,005357	0,005639	0,005639	0,005216	0,004652
Mg	0,087593	0,087593	0,088834	0,079404	0,090074	0,08933	0,092804	0,090819	0,095533	0,082134
Ca	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
K	0,093524	0,098832	0,097346	0,104671	0,101699	0,100212	0,094798	0,099575	0,096709	0,103609
F	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cl	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
F+Cl	2,367877	2,374236	2,370746	2,438251	2,389787	2,380475	2,386379	2,389794	2,424335	2,348922
Soma-F+C	2,367877	2,374236	2,370746	2,438251	2,389787	2,380475	2,386379	2,389794	2,424335	2,348922
22 Ox / S	9,291024	9,26614	9,279778	9,02286	9,205841	9,241852	9,218986	9,205816	9,074653	9,365999
Si	5,349	5,398	5,387	5,572	5,398	5,385	5,355	5,404	5,495	5,302
Al	3,104	3,086	3,089	3,432	3,277	3,221	3,259	3,238	3,311	3,153
Ti	0,342	0,347	0,328	0,253	0,271	0,282	0,289	0,288	0,279	0,299
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe _t	4,234	4,101	4,147	3,492	3,919	4,031	4,043	3,954	3,693	4,286
Mn	0,046	0,052	0,061	0,050	0,061	0,050	0,052	0,052	0,047	0,044
Mg	0,814	0,812	0,824	0,716	0,829	0,826	0,856	0,836	0,867	0,769
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K	1,738	1,832	1,807	1,889	1,872	1,852	1,748	1,833	1,755	1,941
Tot cat	15,626	15,628	15,644	15,404	15,628	15,648	15,601	15,605	15,448	15,793
F	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cl	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg/Mg+Fe	0,16	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,19	0,15
Fe/Fe+Mg	0,84	0,83	0,83	0,83	0,83	0,83	0,83	0,83	0,81	0,85
Mg/Fe	0,19	0,20	0,20	0,21	0,21	0,20	0,21	0,21	0,23	0,18
AlIV	2,651	2,602	2,613	2,428	2,602	2,615	2,645	2,596	2,505	2,698
AlVI	0,453	0,484	0,476	1,004	0,676	0,607	0,614	0,642	0,806	0,455
SomaY	5,888	5,796	5,837	5,515	5,756	5,795	5,853	5,772	5,693	5,852
SomaX	1,738	1,832	1,807	1,889	1,872	1,852	1,748	1,833	1,755	1,941
FeO/MgO	9,27	9,01	8,97	8,69	8,43	8,71	8,43	8,43	7,59	9,93

Micas : X2 Y4-6 [(Si Al)8 O20] (OH, F)4, calculo sem H2O com 22 oxigenios, todo o Fe como Fe2, sem Fe3

X = K, Na, Ca ((Ba, Rb, Cs)); Y= Al, Mg, Mn ((Mn, Cr, Ti, Li)); Z= Si, Al ((Fe3, Ti))

Dois tipos, Dioctaédricas Y=4; Triocataédricas Y=6

Biotita-Flogopita X = K2; Y = (Mg, Fe2)6-4 (Fe3, Al, Ti)0-2; Z= [Si6-5 Al2-3 O20] (OH, F)4

Muscovita X = K2; Y=Al4; Z= Si6 Al2

Amostra	LS-550	LS-550	LS-550	LS-550	LS-550	LS-550	LS-550	LS-550	LS-550	LS-330
Campo	CAMPO 3			CAMPO 4		CAMPO 5				
Análise	3	4	5	4	5	3	4	5	8	7
SiO2	37,1	38,49	35,35	37,68	37,2	37,79	36,41	28,47	37,18	57,62
TiO2	1,41	1,1	1,53	1,31	1,33	0	1,28	0	1,22	0
Al2O3	15,34	16,19	14,3	15,42	15,4	15,35	15,15	19,8	15,27	14,12
Cr2O3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO	24,21	21,73	26,83	23,48	24,41	32,33	25,55	36,13	24,68	16,44
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	10,39	11,29	9,64	10,71	10,58	0	9,73	15,21	10,59	1,99
CaO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na2O	0	0,62	0	0	0	0	0	0	0	0,95
K2O	11,56	10,57	12,35	11,4	11,09	14,54	11,88	0,39	11,06	8,88
F	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cl	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	100,01	99,99	100,00	100,00	100,01	100,01	100,00	100,00	100,00	100,00
Si	1,23502	1,281292	1,176764	1,254328	1,238349	1,257989	1,212051	0,947736	1,237683	1,918109
Ti	0,035303	0,027541	0,038307	0,032799	0,0333	0	0,032048	0	0,030546	0
Al	0,451353	0,476363	0,420753	0,453707	0,453119	0,451648	0,445763	0,582581	0,449294	0,415457
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe	0,336952	0,302436	0,373417	0,326792	0,339736	0,449965	0,355602	0,502853	0,343493	0,22881
Mn	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg	0,257816	0,280149	0,239206	0,265757	0,262531	0	0,241439	0,377419	0,262779	0,04938
Ca	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na	0	0,010003	0	0	0	0	0	0	0	0,015328
K	0,122718	0,112208	0,131104	0,121019	0,117728	0,154352	0,126115	0,00414	0,11741	0,094268
F	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cl	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
F+Cl	2,439162	2,489992	2,379552	2,454402	2,444763	2,313955	2,413018	2,41473	2,441205	2,721351
Soma-F+Cl	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Soma-F+Cl	2,439162	2,489992	2,379552	2,454402	2,444763	2,313955	2,413018	2,41473	2,441205	2,721351
22 Ox / S	9,01949	8,83537	9,245438	8,963487	8,998829	9,507533	9,117215	9,110748	9,011943	8,08422
Si	5,570	5,660	5,440	5,622	5,572	5,980	5,525	4,317	5,577	7,753
Al	2,714	2,806	2,593	2,711	2,718	2,863	2,709	3,539	2,699	2,239
Ti	0,159	0,122	0,177	0,147	0,150	0,000	0,146	0,000	0,138	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe _t	3,039	2,672	3,452	2,929	3,057	4,278	3,242	4,581	3,096	1,850
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	2,325	2,475	2,212	2,382	2,362	0,000	2,201	3,439	2,368	0,399
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,000	0,177	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,248
K	2,214	1,983	2,424	2,170	2,119	2,935	2,300	0,075	2,116	1,524
Tot cat	16,021	15,895	16,298	15,961	15,979	16,056	16,124	15,951	15,994	14,013
F	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cl	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg/Mg+Fe	0,43	0,48	0,39	0,45	0,44	0,00	0,40	0,43	0,43	0,18
Fe/Fe+Mg	0,57	0,52	0,61	0,55	0,56	1,00	0,60	0,57	0,57	0,82
Mg/Fe	0,77	0,93	0,64	0,81	0,77	0,00	0,68	0,75	0,77	0,22
AlIV	2,430	2,340	2,560	2,378	2,428	2,020	2,475	3,683	2,423	0,247
AlVI	0,284	0,466	0,033	0,333	0,290	0,843	0,235	-0,144	0,276	1,992
SomaY	5,807	5,735	5,874	5,791	5,860	5,121	5,824	7,876	5,878	4,241
SomaX	2,214	2,160	2,424	2,170	2,119	2,935	2,300	0,075	2,116	1,772
FeO/MgO	2,33	1,92	2,78	2,19	2,31	#DIV/0!	2,63	2,38	2,33	8,26

Micas : X2 Y4-6 [(Si Al)8 O20] (OH, F)4, calculo sem H2O com 22 oxigenios, todo o Fe como Fe2, sem Fe3

X = K, Na, Ca ((Ba, Rb, Cs)); Y= Al, Mg, Mn ((Mn, Cr, Ti, Li)); Z= Si, Al ((Fe3, Ti))

Dois tipos, Dioctaédricas Y=4; Triocataédricas Y=6

Biotita-Flogopita X = K2; Y = (Mg, Fe2)6-4 (Fe3, Al, Ti)0-2; Z= [Si6-5 Al2-3 O20] (OH, F)4

Muscovita X = K2; Y=Al4; Z= Si6 Al2

Amostra	LS-330	LS-330	LS-330	LS-330	LS-330	LS-330	LS-330	LS-224A	LS-224A	LS-224A
CAMPO 1		CAMPO 3		CAMPO 4		5				z
Análise	8	6	1	2	1	4	5	1	2	3
SiO2	71,52	33,61	38,41	33,14	34,6	34,47	37,02	39,93	38,88	38,81
TiO2	0	1,25	0,7	1,32	1,88	1,53	1,68	1,24	1,42	1,57
Al2O3	18,71	16,72	19,65	16	16,44	18,32	18,25	16,72	15,76	15,34
Cr2O3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO	2,37	35,05	27,22	34,69	33,33	37,12	29,89	18,88	20,02	20,75
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	0	2,66	3,75	2,77	2,86	3,18	3,37	12,78	12,66	12,27
CaO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na2O	0	0,57	0,74	0,68	0,45	0	0	0	0	0
K2O	7,39	10,14	9,51	11,4	10,45	5,38	9,8	10,44	11,26	11,26
F	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cl	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	99,99	100,00	99,98	100,00	100,01	100,00	100,01	99,99	100,00	100,00
Si	2,380826	1,118842	1,278628	1,103196	1,151798	1,14747	1,232357	1,329228	1,294274	1,291944
Ti	0	0,031297	0,017526	0,03305	0,047071	0,038307	0,042063	0,031047	0,035553	0,039309
Al	0,55051	0,491958	0,578168	0,470773	0,483719	0,539035	0,536975	0,491958	0,463711	0,451353
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe	0,032985	0,487822	0,378845	0,482811	0,463883	0,516632	0,416006	0,26277	0,278636	0,288796
Mn	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg	0	0,066005	0,093052	0,068734	0,070968	0,078908	0,083623	0,317122	0,314144	0,304467
Ca	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na	0	0,009197	0,011939	0,010971	0,00726	0	0	0	0	0
K	0,07845	0,107643	0,100955	0,121019	0,110934	0,057113	0,104034	0,110828	0,119533	0,119533
F	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cl	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
F+Cl	3,042771	2,312763	2,459114	2,290554	2,335633	2,377465	2,415058	2,542951	2,505852	2,495402
Soma-F+C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
22 Ox / S	3,042771	2,312763	2,459114	2,290554	2,335633	2,377465	2,415058	2,542951	2,505852	2,495402
	7,230251	9,512433	8,94631	9,604661	9,419289	9,253554	9,109514	8,651365	8,77945	8,816215
Si	8,607	5,321	5,720	5,298	5,425	5,309	5,613	5,750	5,682	5,695
Al	2,654	3,120	3,448	3,014	3,038	3,325	3,261	2,837	2,714	2,653
Ti	0,000	0,149	0,078	0,159	0,222	0,177	0,192	0,134	0,156	0,173
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe _t	0,238	4,640	3,389	4,637	4,369	4,781	3,790	2,273	2,446	2,546
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,000	0,628	0,832	0,660	0,668	0,730	0,762	2,744	2,758	2,684
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,000	0,175	0,214	0,211	0,137	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K	1,134	2,048	1,806	2,325	2,090	1,057	1,895	1,918	2,099	2,108
Tot cat	12,633	16,081	15,488	16,304	15,948	15,380	15,512	15,656	15,855	15,859
F	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cl	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg/Mg+Fe	0,00	0,12	0,20	0,12	0,13	0,13	0,17	0,55	0,53	0,51
Fe/Fe+Mg	1,00	0,88	0,80	0,88	0,87	0,87	0,83	0,45	0,47	0,49
Mg/Fe	0,00	0,14	0,25	0,14	0,15	0,15	0,20	1,21	1,13	1,05
AlIV	-0,607	2,679	2,280	2,702	2,575	2,691	2,387	2,250	2,318	2,305
AlVI	3,261	0,441	1,168	0,312	0,462	0,634	0,874	0,587	0,396	0,348
SomaY	3,499	5,858	5,468	5,768	5,722	6,323	5,617	5,738	5,756	5,751
SomaX	1,134	2,223	2,020	2,535	2,227	1,057	1,895	1,918	2,099	2,108
FeO/MgO	#DIV/0!	13,18	7,26	12,52	11,65	11,67	8,87	1,48	1,58	1,69

Micas : X2 Y4-6 [(Si Al)8 O20] (OH, F)4, calculo sem H2O com 22 oxigenios, todo o Fe como Fe2, sem Fe3

X = K, Na, Ca ((Ba, Rb, Cs)); Y= Al, Mg, Mn ((Mn, Cr, Ti, Li)); Z= Si, Al ((Fe3, Ti))

Dois tipos, Dioctaédricas Y=4; Triocataédricas Y=6

Biotita-Flogopita X = K2; Y = (Mg, Fe2)6-4 (Fe3, Al, Ti)0-2; Z= [Si6-5 Al2-3 O20] (OH, F)4

Muscovita X = K2; Y=Al4; Z= Si6 Al2

Amostra	LS-224A	LS-224A	LS-224A	LS-224A	LS-224A	LS-224A	LS-224A	LS-224A	LS-550	LS-550
2			4			5				
Análise	4	7	6	7	8	9	10	12	61	62
SiO2	37,62	38,64	37,28	39,11	39,18	38,34	37,2	38,9	39,16	38,34
TiO2	1,77	1,25	1,65	1,49	1,45	1,56	1,69	1,19	1,04	1,23
Al2O3	15,12	15,75	14,7	15,63	15,96	15,65	14,81	16,12	18,02	17,46
Cr2O3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO	21,79	20,47	22,51	19,89	19,35	20,59	22,48	19,68	20,17	21,53
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0	0,26	0,39
MgO	11,98	12,41	11,9	11,9	13,04	12,33	11,61	12,82	11,69	11,07
CaO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na2O	0	0	0	0,89	0	0	0	0	0	0
K2O	11,71	11,47	11,96	11,09	11,02	11,54	12,21	11,29	9,67	9,98
F	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cl	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	99,99	99,99	100,00	100,00	100,00	100,01	100,00	100,00	100,01	100,00
Si	1,25233	1,286285	1,241012	1,301931	1,304261	1,276298	1,238349	1,29494	1,303595	1,276298
Ti	0,044316	0,031297	0,041312	0,037306	0,036304	0,039059	0,042313	0,029795	0,026039	0,030796
Al	0,44488	0,463417	0,432523	0,459886	0,469596	0,460475	0,435759	0,474304	0,530208	0,513731
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe	0,303271	0,284899	0,313292	0,276827	0,269311	0,286569	0,312874	0,273904	0,280724	0,299652
Mn	0	0	0	0	0	0	0	0	0,003665	0,005498
Mg	0,29727	0,30794	0,295285	0,295285	0,323573	0,305955	0,288089	0,318114	0,290074	0,27469
Ca	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na	0	0	0	0,014359	0	0	0	0	0	0
K	0,12431	0,121762	0,126964	0,117728	0,116985	0,122505	0,129618	0,119851	0,102654	0,105945
F	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cl	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
F+Cl	2,466378	2,495601	2,450387	2,503323	2,520031	2,490861	2,447003	2,510908	2,536959	2,50661
Soma-F+C	2,466378	2,495601	2,450387	2,503323	2,520031	2,490861	2,447003	2,510908	2,536959	2,50661
22 Ox / S	8,919962	8,815513	8,978172	8,788319	8,730052	8,832286	8,990591	8,761771	8,671798	8,776795
Si	5,585	5,670	5,571	5,721	5,693	5,636	5,567	5,673	5,652	5,601
Al	2,646	2,724	2,589	2,694	2,733	2,711	2,612	2,770	3,065	3,006
Ti	0,198	0,138	0,185	0,164	0,158	0,172	0,190	0,131	0,113	0,135
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe _t	2,705	2,512	2,813	2,433	2,351	2,531	2,813	2,400	2,434	2,630
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,032	0,048
Mg	2,652	2,715	2,651	2,595	2,825	2,702	2,590	2,787	2,515	2,411
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,000	0,000	0,000	0,252	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K	2,218	2,147	2,280	2,069	2,043	2,164	2,331	2,100	1,780	1,860
Tot cat	16,003	15,904	16,089	15,929	15,803	15,918	16,102	15,861	15,592	15,691
F	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cl	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg/Mg+Fe	0,50	0,52	0,49	0,52	0,55	0,52	0,48	0,54	0,51	0,48
Fe/Fe+Mg	0,50	0,48	0,51	0,48	0,45	0,48	0,52	0,46	0,49	0,52
Mg/Fe	0,98	1,08	0,94	1,07	1,20	1,07	0,92	1,16	1,03	0,92
AlIV	2,415	2,330	2,429	2,279	2,307	2,364	2,433	2,327	2,348	2,399
AlVI	0,231	0,393	0,160	0,415	0,426	0,348	0,179	0,443	0,717	0,607
SomaY	5,785	5,757	5,809	5,607	5,761	5,754	5,772	5,761	5,812	5,831
SomaX	2,218	2,147	2,280	2,322	2,043	2,164	2,331	2,100	1,780	1,860
FeO/MgO	1,82	1,65	1,89	1,67	1,48	1,67	1,94	1,54	1,73	1,94

Micas : X2 Y4-6 [(Si Al)8 O20] (OH, F)4, calculo sem H2O com 22 oxigenios, todo o Fe como Fe2, sem Fe3

X = K, Na, Ca ((Ba, Rb, Cs)); Y= Al, Mg, Mn ((Mn, Cr, Ti, Li)); Z= Si, Al ((Fe3, Ti))

Dois tipos, Dioctaédricas Y=4; Triocataédricas Y=6

Biotita-Flogopita X = K2; Y = (Mg, Fe2)6-4 (Fe3, Al, Ti)0-2; Z= [Si6-5 Al2-3 O20] (OH, F)4

Muscovita X = K2; Y=Al4; Z= Si6 Al2

Amostra	LS-550	LS-550	LS-550	LS-550	LS-550	LS-550	LS-550	LS-550	LS-550	LS-550
1				3						
Análise	63	64	67	54	55	56	57	58	72	73
SiO2	35,84	36,31	38,25	38,07	37,89	38,06	37,34	38,27	37,82	38,87
TiO2	1,3	0,98	1,2	1,09	1,35	1,31	1,38	1,19	1,07	1,12
Al2O3	14,87	17,96	17,2	17,35	17,14	17,34	16,52	17,93	17,26	17,96
Cr2O3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO	23,75	24,91	21,66	21,77	22,21	21,61	23,08	21,19	22,47	20,3
MnO	0,31	0,46	0,43	0,29	0,28	0,35	0,33	0,34	0,36	0,28
MgO	7,75	11,49	11,23	11,07	10,98	11,37	10,74	11,55	10,59	11,73
CaO	4,08	0	0	0,24	0	0	0	0	0	0
Na2O	1,76	0	0	0	0	0	0	0	0	0
K2O	10,35	7,89	10,02	10,12	10,04	9,96	10,62	9,53	10,43	9,74
F	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cl	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	100,01	100,00	99,99	100,00	99,89	100,00	100,01	100,00	100,00	100,00
Si	1,193076	1,208722	1,273302	1,26731	1,261318	1,266977	1,243009	1,273968	1,258988	1,293941
Ti	0,032549	0,024537	0,030045	0,027291	0,033801	0,032799	0,034552	0,029795	0,02679	0,028042
Al	0,437525	0,528443	0,506081	0,510494	0,504315	0,5102	0,486073	0,52756	0,507846	0,528443
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe	0,33055	0,346695	0,301461	0,302992	0,309116	0,300765	0,321225	0,29492	0,312735	0,282533
Mn	0,00437	0,006484	0,006061	0,004088	0,003947	0,004934	0,004652	0,004793	0,005075	0,003947
Mg	0,192308	0,285112	0,27866	0,27469	0,272457	0,282134	0,266501	0,2866	0,262779	0,291067
Ca	0,072753	0	0	0,00428	0	0	0	0	0	0
Na	0,028396	0	0	0	0	0	0	0	0	0
K	0,109873	0,083758	0,106369	0,107431	0,106582	0,105732	0,112739	0,101168	0,110722	0,103397
F	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cl	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
F+Cl	2,401399	2,48375	2,50198	2,498576	2,491536	2,503542	2,468751	2,518804	2,484935	2,53137
Soma-F+C	2,401399	2,48375	2,50198	2,498576	2,491536	2,503542	2,468751	2,518804	2,484935	2,53137
22 Ox / S	9,161328	8,857576	8,793034	8,805015	8,829895	8,787549	8,911389	8,734306	8,85335	8,690946
Si	5,465	5,353	5,598	5,579	5,569	5,567	5,538	5,564	5,573	5,623
Al	2,672	3,120	2,967	2,997	2,969	2,989	2,888	3,072	2,997	3,062
Ti	0,149	0,109	0,132	0,120	0,149	0,144	0,154	0,130	0,119	0,122
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe _t	3,028	3,071	2,651	2,668	2,729	2,643	2,863	2,576	2,769	2,455
Mn	0,040	0,057	0,053	0,036	0,035	0,043	0,041	0,042	0,045	0,034
Mg	1,762	2,525	2,450	2,419	2,406	2,479	2,375	2,503	2,326	2,530
Ca	0,667	0,000	0,000	0,038	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,520	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K	2,013	1,484	1,871	1,892	1,882	1,858	2,009	1,767	1,961	1,797
Tot cat	16,316	15,720	15,722	15,748	15,739	15,724	15,868	15,654	15,790	15,623
F	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cl	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg/Mg+Fe	0,37	0,45	0,48	0,48	0,47	0,48	0,45	0,49	0,46	0,51
Fe/Fe+Mg	0,63	0,55	0,52	0,52	0,53	0,52	0,55	0,51	0,54	0,49
Mg/Fe	0,58	0,82	0,92	0,91	0,88	0,94	0,83	0,97	0,84	1,03
AlIV	2,535	2,647	2,402	2,421	2,431	2,433	2,462	2,436	2,427	2,377
AlVI	0,137	0,474	0,565	0,576	0,537	0,556	0,426	0,636	0,571	0,685
SomaY	5,116	6,236	5,851	5,819	5,857	5,865	5,859	5,887	5,829	5,826
SomaX	3,200	1,484	1,871	1,930	1,882	1,858	2,009	1,767	1,961	1,797
FeO/MgO	3,06	2,17	1,93	1,97	2,02	1,90	2,15	1,83	2,12	1,73

Micas : X2 Y4-6 [(Si Al)8 O20] (OH, F)4, calculo sem H2O com 22 oxigenios, todo o Fe como Fe2, sem Fe3

X = K, Na, Ca ((Ba, Rb, Cs)); Y= Al, Mg, Mn ((Mn, Cr, Ti, Li)); Z= Si, Al ((Fe3, Ti))

Dois tipos, Dioctaédricas Y=4; Triocataédricas Y=6

Biotita-Flogopita X = K2; Y = (Mg, Fe2)6-4 (Fe3, Al, Ti)0-2; Z= [Si6-5 Al2-3 O20] (OH, F)4

Muscovita X = K2; Y=Al4; Z= Si6 Al2

Amostra	LS-550	LS-550	LS-550	LS-550	LS-550	LS-550	LS-550	LS-550
4	10			11				
Análise	74	75	26	27	28	5	6	7
SiO2	36,31	37,69	36,06	38,67	38,12	41,29	39,04	41,19
TiO2	1,24	1,31	1,37	1,25	1,28	1,1	1,33	1,11
Al2O3	16,21	17,08	16,09	17,72	17,14	18,92	17,47	18,52
Cr2O3	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO	24,74	22,27	24,68	20,6	22	17,25	20,34	17,73
MnO	0,39	0,32	0,37	0,33	0,35	0,23	0,32	0,28
MgO	10,14	10,78	9,89	11,63	10,89	12,38	10,02	12,1
CaO	0	0	1,06	0	0	0	1,19	0
Na2O	0	0	0	0	0	0	0,63	0
K2O	10,98	10,56	10,5	9,8	10,22	8,83	9,67	9,07
F	0	0	0	0	0	0	0	0
Cl	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	100,01	100,01	100,02	100,00	100,00	100,00	100,01	100,00
Si	1,208722	1,25466	1,200399	1,287284	1,268975	1,374501	1,299601	1,371172
Ti	0,031047	0,032799	0,034301	0,031297	0,032048	0,027541	0,0333	0,027792
Al	0,476952	0,50255	0,473421	0,521381	0,504315	0,556689	0,514025	0,54492
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe	0,344328	0,309951	0,343493	0,286708	0,306193	0,240084	0,28309	0,246764
Mn	0,005498	0,004511	0,005216	0,004652	0,004934	0,003242	0,004511	0,003947
Mg	0,251613	0,267494	0,245409	0,288586	0,270223	0,307196	0,248635	0,300248
Ca	0	0	0,018902	0	0	0	0,02122	0
Na	0	0	0	0	0	0	0,010165	0
K	0,116561	0,112102	0,111465	0,104034	0,108493	0,093737	0,102654	0,096285
F	0	0	0	0	0	0	0	0
Cl	0	0	0	0	0	0	0	0
F+Cl	2,434719	2,484068	2,432607	2,523941	2,495181	2,602989	2,5172	2,591127
Soma-F+C	0	0	0	0	0	0	0	0
22 Ox / S	9,035948	8,856442	9,043796	8,716526	8,816995	8,451821	8,739871	8,490515
Si	5,461	5,556	5,428	5,610	5,594	5,809	5,679	5,821
Al	2,873	2,967	2,854	3,030	2,964	3,137	2,995	3,084
Ti	0,140	0,145	0,155	0,136	0,141	0,116	0,146	0,118
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe _t	3,111	2,745	3,106	2,499	2,700	2,029	2,474	2,095
Mn	0,050	0,040	0,047	0,041	0,044	0,027	0,039	0,034
Mg	2,274	2,369	2,219	2,515	2,383	2,596	2,173	2,549
Ca	0,000	0,000	0,171	0,000	0,000	0,000	0,185	0,000
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,178	0,000
K	2,106	1,986	2,016	1,814	1,913	1,584	1,794	1,635
Tot cat	16,015	15,808	15,998	15,645	15,739	15,299	15,664	15,336
F	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cl	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg/Mg+Fe	0,42	0,46	0,42	0,50	0,47	0,56	0,47	0,55
Fe/Fe+Mg	0,58	0,54	0,58	0,50	0,53	0,44	0,53	0,45
Mg/Fe	0,73	0,86	0,71	1,01	0,88	1,28	0,88	1,22
AlIV	2,539	2,444	2,572	2,390	2,406	2,191	2,321	2,179
AlVI	0,334	0,523	0,282	0,640	0,559	0,945	0,674	0,905
SomaY	5,909	5,822	5,811	5,832	5,826	5,715	5,506	5,701
SomaX	2,106	1,986	2,187	1,814	1,913	1,584	2,157	1,635
FeO/MgO	2,44	2,07	2,50	1,77	2,02	1,39	2,03	1,47

Apêndice 3 – Análises químicas para as muscovitas

Micas : X2 Y4-6 [(Si Al)8 O20] (OH, F)4, calculo sem H2O com 22 oxigenios, todo o Fe como Fe2, não se calcula Fe3
X = K, Na, Ca ((Ba, Rb, Cs)); Y= Al, Mg, Mn ((Mn, Cr, Ti, Li)); Z= Si, Al ((Fe3, Ti))

Dois tipos, Dioctaédricas Y=4; Triocataédricas Y=6

Biotita-Flogopita X = K2; Y = (Mg, Fe2)6-4 (Fe3, Al, Ti)0-2; Z= [Si6-5 Al2-3 O20] (OH, F)4

Muscovita X = K2; Y=Al4; Z= Si6 Al2

Amostra	G1A-GC1	G1A-GC1	G1A-GC1	G1A-GC1	G1A-GC1
Campo			CAMPO 2		
Análise	50	51	52	53	54
SiO2	48	47,05	48,38	49,03	48,43
TiO2	0,51	0,73	0,53	0,48	0,49
Al2O3	33,04	31,5	33,08	33,24	33,03
Cr2O3	0	0	0	0,00	0,00
FeO	5,46	7,07	5,51	5,02	5,56
MnO	0	0	0	0,00	0,00
MgO	0,84	0,94	0,88	0,82	0,85
CaO	0	0	0	0,00	0,00
Na2O	0,33	0,88	0,28	0,28	0,25
K2O	11,81	11,83	11,33	11,13	11,39
F	0	0	0	0,00	0,00
Cl	0	0	0	0,00	0,00
Total	99,99	100,00	99,99	100,00	100,00

Si	1,59787	1,566245	1,610519	1,632157	1,612184
Ti	0,012769	0,018277	0,01327	0,012018	0,012268
Al	0,972146	0,926834	0,973323	0,978031	0,971852
Cr	0	0	0	0	0
Fe	0,075992	0,098399	0,076688	0,069868	0,077383
Mn	0	0	0	0	0
Mg	0,020844	0,023325	0,021836	0,020347	0,021092
Ca	0	0	0	0	0
Na	0,005324	0,014198	0,004518	0,004518	0,004034
K	0,125372	0,125584	0,120276	0,118153	0,120913
F	0	0	0	0	0
Cl	0	0	0	0	0
	2,810316	2,772863	2,820429	2,835091	2,819726
F+Cl	0	0	0	0	0
Soma-F+Cl	2,810316	2,772863	2,820429	2,835091	2,819726
22 Ox / S	7,828302	7,934038	7,800231	7,759891	7,802178

Si	6,254	6,213	6,281	6,333	6,289
Al	5,074	4,902	5,061	5,060	5,055
Ti	0,050	0,073	0,052	0,047	0,048
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe_t	0,595	0,781	0,598	0,542	0,604
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,163	0,185	0,170	0,158	0,165
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,083	0,225	0,070	0,070	0,063
K	1,963	1,993	1,876	1,834	1,887
Tot cat	14,182	14,372	14,110	14,043	14,110
F	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cl	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000

Mg/Mg+Fe	0,22	0,19	0,22	0,23	0,21
Fe/Fe+Mg	0,78	0,81	0,78	0,77	0,79
Mg/Fe	0,27	0,24	0,28	0,29	0,27

AlIV	1,746	1,787	1,719	1,667	1,711
AlVI	3,328	3,116	3,343	3,392	3,344

SomaY	4,136	4,154	4,163	4,139	4,160
SomaX	2,046	2,218	1,947	1,904	1,950
FeO/MgO	6,50	7,52	6,26	6,12	6,54

Apêndice 4 – Análises químicas para as granadas

Granadas : (A3) (B2) (Si3, O12)], calculo como 24 oxigênios, 16 cations e para Fe3+ uso o Droop sendo Fe3+ = 48 [1-(16/S)]

Pyropo : Mg3 Al2 Si3 O12; Almandina (Fe2)3 Al2 Si3 O12; Espessartita Mn3 Al2 Si3 O12

Grossularia : Ca3 Al2 Si3 O12; Andradita Ca3 (Fe3, Ti)2 Si3 O12 ; Uvarovita : Ca3 Cr2 Si3 O12

Alm = 100 Fe2/(Fe2 + Mg + Mn + Ca); Esp = 100 Mn/(Fe2 + Mg + Mn + Ca); Pyr = 100 Mg/(Fe2 + Mg + Mn + Ca)

Gross = 100 Ca/(Fe2 + Mg + Mn + Ca), And = 100(Fe3+Ti)/(AlVI+Fe3+Ti+Cr); Uva = 100Cr/(AlVI+Fe3+Cr+Ti)

Amostra	LS-330	LS-330	LS-330	LS-330	LS-330	LS-330	LS-330	LS-330	LS-330	LS-330	LS-330	LS-330	LS-330
Campo	CAMPO 3												
Análise	SPOT 1	SPOT 2	SPOT 3	SPOT 4	SPOT 5	SPOT 6	SPOT 7	SPOT 8	SPOT 9	SPOT 10	SPOT 11	SPOT 12	SPOT 18
SiO2	40,21	39,05	40,48	35,69	41,82	39,58	45,16	40,73	44,76	41,52	37,89	39,41	58,44
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,00	0,00
Al2O3	23,07	22,37	22,71	20,05	24,04	22,45	24,70	23,25	24,93	23,79	21,69	22,66	14,25
FeO	26,95	29,43	27,59	33,84	25,90	28,70	21,47	26,12	22,08	26,10	29,46	27,77	22,43
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	7,33	7,18	6,76	8,37	6,40	7,34	5,68	6,95	5,57	6,85	7,63	7,38	0,95
MgO	0,56	0,77	0,71	0,58	0,85	0,57	0,77	0,52	0,87	0,74	0,63	0,65	2,43
CaO	1,40	1,13	0,94	1,38	1,00	1,05	1,17	1,98	1,06	0,99	1,08	1,38	0,44
Na2O	0,41	0,00	0,61	0,00	0,00	0,23	0,68	0,34	0,73	0,00	1,16	0,63	0,00
K2O	0,08	0,08	0,21	0,09	0,00	0,08	0,37	0,11	0,00	0,00	0,33	0,12	0,87
Total	100,01	100,01	100,01	100,00	100,01	100,00	100,00	100,00	100,00	99,99	100,00	100,00	99,81
Si	1,338549	1,299933	1,347537	1,188083	1,392144	1,317577	1,503329	1,355859	1,490013	1,382157	1,261318	1,311917	1,945406
Ti	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,003255	0	0
Al	0,678796	0,658199	0,668203	0,589937	0,707336	0,660553	0,726756	0,684092	0,733523	0,69998	0,638191	0,666732	0,419282
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe	0,375087	0,409603	0,383994	0,470981	0,360473	0,399443	0,298817	0,363535	0,307307	0,363257	0,410021	0,3865	0,312178
Mn	0,103327	0,101212	0,095292	0,117987	0,090217	0,103468	0,080068	0,09797	0,078517	0,09656	0,107556	0,104032	0,013392
Mg	0,013896	0,019107	0,017618	0,014392	0,021092	0,014144	0,019107	0,012903	0,021588	0,018362	0,015633	0,016129	0,060298
Ca	0,024964	0,02015	0,016762	0,024608	0,017832	0,018723	0,020863	0,035307	0,018902	0,017653	0,019258	0,024608	0,007846
Na	0,006615	0	0,009842	0	0	0,003711	0,010971	0,005486	0,011778	0	0,018716	0,010165	0
K	0,000849	0,000849	0,002229	0,000955	0	0,000849	0,003928	0,001168	0	0	0,003503	0,001274	0,008236
Soma	2,542082	2,509054	2,541477	2,406943	2,589094	2,518468	2,663838	2,556319	2,661628	2,577797	2,477451	2,521356	2,767637
24/Soma	9,441079	9,565358	9,443328	9,971153	9,269653	9,529603	9,009557	9,388499	9,017038	9,309649	9,687376	9,518688	8,671656
soma sem somar Fe e Cl, e o 6/soma idem sem Fe e Cl													
ABAIXO O CALCULO COM 24 OXIGENIOS e Fe total como Fe2													
Si	6,319	6,217	6,363	5,923	6,452	6,278	6,772	6,365	6,718	6,434	6,109	6,244	8,435
Al	4,272	4,197	4,207	3,922	4,371	4,197	4,365	4,282	4,409	4,344	4,122	4,231	2,424
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,016	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ₂	3,541	3,918	3,626	4,696	3,341	3,807	2,692	3,413	2,771	3,382	3,972	3,679	2,707
Mn	0,976	0,968	0,900	1,176	0,836	0,986	0,721	0,920	0,708	0,899	1,042	0,990	0,116
Mg	0,131	0,183	0,166	0,144	0,196	0,135	0,172	0,121	0,195	0,171	0,151	0,154	0,523
Ca	0,236	0,193	0,158	0,245	0,165	0,178	0,188	0,331	0,170	0,164	0,187	0,234	0,068
Na	0,125	0,000	0,186	0,000	0,000	0,071	0,198	0,103	0,212	0,000	0,363	0,194	0,000
K	0,016	0,016	0,042	0,019	0,000	0,016	0,071	0,022	0,000	0,000	0,068	0,024	0,160
Tot cat	15,616	15,692	15,648	16,125	15,362	15,667	15,179	15,557	15,184	15,394	16,029	15,750	14,433
Mg/(Mg+Fe)	0,036	0,045	0,044	0,030	0,055	0,034	0,060	0,034	0,066	0,048	0,037	0,040	0,162
AlIV	-0,319	-0,217	-0,363	0,077	-0,452	-0,278	-0,772	-0,365	-0,718	-0,434	-0,109	-0,244	-2,435
AlVI	4,591	4,414	4,569	3,845	4,824	4,475	5,137	4,646	5,127	4,778	4,231	4,475	4,859
ABAIXO O CALCULO COM 24 OXIGENIOS e o Fe3+ segundo o Droop, 1987 Fe3= 48*(1-(16/Soma))													
16/Soma	1,024616	1,019607	1,022493	0,992219	1,041526	1,021242	1,054054	1,028485	1,053761	1,039359	0,998176	1,015903	1,108556
Fe3+	-1,18155	-0,94113	-1,07968	0,373466	-1,99327	-1,01962	-2,59459	-1,36729	-2,58051	-1,88921	0,087574	-0,76332	-5,21071
Fe3+	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe2+	3,628	3,995	3,708	4,660	3,480	3,887	2,838	3,510	2,920	3,515	3,965	3,737	3,001
Si	6,474	6,339	6,506	5,877	6,720	6,411	7,138	6,546	7,079	6,687	6,098	6,343	9,351
Al	4,378	4,280	4,301	3,891	4,553	4,286	4,601	4,404	4,647	4,515	4,114	4,298	2,687
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,016	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe3+	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe2+	3,628	3,995	3,708	4,660	3,480	3,887	2,838	3,510	2,920	3,515	3,965	3,737	3,001
Mn	1,000	0,987	0,920	1,167	0,871	1,007	0,760	0,946	0,746	0,934	1,040	1,006	0,129
Mg	0,134	0,186	0,170	0,142	0,204	0,138	0,181	0,125	0,205	0,178	0,151	0,156	0,580
Ca	0,241	0,197	0,162	0,243	0,172	0,182	0,198	0,341	0,180	0,171	0,186	0,238	0,075
Na	0,128	0,000	0,190	0,000	0,000	0,072	0,208	0,106	0,224	0,000	0,362	0,197	0,000
K	0,016	0,017	0,043	0,019	0,000	0,017	0,075	0,023	0,000	0,000	0,068	0,025	0,178
soma	16,000	16,000	16,000	16,000	16,000	16,000	16,000	16,000	16,000	16,000	16,000	16,000	16,000
Si	6,474	6,339	6,506	5,877	6,720	6,411	7,138	6,546	7,079	6,687	6,098	6,343	9,351
AlIV	0,000	0,000	0,000	1,000	2,000	3,000	4,000	5,000	6,000	7,000	8,000	9,000	10,000
SomaT	6,474	6,339	6,506	6,877	8,720	9,411	11,138	11,546	13,079	13,687	14,098	15,343	19,351
AlVI	4,378	4,280	4,301	2,891	2,553	1,286	0,601	-0,596	-1,353	-2,485	-3,886	-4,702	-7,313
Fe3+	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,016	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Soma	4,378	4,280	4,301	2,891	2,553	1,286	0,601	-0,596	-1,353	-2,485	-3,870	-4,702	-7,313
Mg	0,134	0,186	0,170	0,142	0,204	0,138	0,181	0,125	0,205	0,178	0,151	0,156	0,580
Fe2+	3,628	3,995	3,708	4,660	3,480	3,887	2,838	3,510	2,920	3,515	3,965	3,737	3,001
Mn	0,9995	0,9871	0,9201	1,1673	0,8710	1,0070	0,7604	0,9460	0,7461	0,9343	1,0400	1,0060	0,1287
Ca	0,2415	0,1965	0,1618	0,2435	0,1722	0,1822	0,1981	0,3409	0,1796	0,1708	0,1862	0,2380	0,0754
Na	0,1280	0,0000	0,1901	0,0000	0,0000	0,0722	0,2084	0,1059	0,2238	0,0000	0,3620	0,1966	0,0000
K	0,0164	0,0166	0,0431	0,0189	0,0000	0,0165	0,0746	0,0226	0,0000	0,0000	0,0677	0,0246	0,1776
Soma	5,148	5,381	5,193	6,232	4,727	5,303	4,261	5,050	4,275	4,798	5,772	5,359	3,962
Total Cát.	16,000	16,000	16,000	16,000	16,000	16,000	16,000	16,000	16,000	16,000	16,000	16,000	16,000
Alm (Fe2)	72,5	74,5	74,8	75,0	73,6	74,6	71,3	71,3	72,1	73,3	74,2	72,8	79,3
Esp (Mn)	20,0	18,4	18,6	18,8	18,4	19,3	19,1	19,2	18,4	19,5	19,5	19,6	3,4
Pyr (Mg)	2,7	3,5	3,4	2,3	4,3	2,6	4,6	2,5	5,1	3,7	2,8	3,0	15,3
Gross (Ca)	4,8	3,7	3,3	3,9	3,6	3,5	5,0	6,9	4,4	3,6	3,5	4,6	2,0
Andr (Fe3)	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	-0,4	0,0	0,0
Gross (Cr)	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	99,6	100,0	100,0

Granadas : (A3) (B2) (Si3, O12)], calculo como 24 oxigênios, 16 cations e para Fe3+ uso o Droop sendo Fe3+ = 48 [(1-16/S)]
Pyropo : Mg3 Al2 Si3 O12; Almandina (Fe2)3 Al2 Si3 O12; Espessartita Mn3 Al2 Si3 O12
Grossularia : Ca3 Al2 Si3 O12; Andradita Ca3 (Fe3, Ti)2 Si3 O12 ; Uvarovita : Ca3 Cr2 Si3 O12
Alm = 100 Fe2/(Fe2 + Mg + Mn + Ca); Esp = 100 Mn/(Fe2 + Mg + Mn + Ca); Pyr = 100 Mg/(Fe2 + Mg + Mn + Ca)
Gross = 100 Ca/(Fe2 + Mg + Mn + Ca), And = 100(Fe3+Ti)/(AlVI+Fe3+Ti+Cr); Uva = 100Cr/(AlVI+Fe3+Cr+Ti)

Amostra	LS-330	LS-330	LS-330	LS-330	LS-330	LS-330	LS-330	LS-330	LS-330	LS-330	LS-330	LS-330	LS-330	LS-330	LS-330
Campo															
Análise	SPOT 19	SPOT 20	SPOT 21	SPOT 22	SPOT 23	SPOT 24	SPOT 25	SPOT 26	SPOT 27	SPOT 32	SPOT 33	SPOT 34	SPOT 35	SPOT 36	SPOT 37
SiO2	32,65	33,62	30,85	35,47	36,45	35,90	28,57	29,77	33,35	27,05	29,95	0,00	26,50	30,98	29,24
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,30	0,00	0,00	0,00	0,00
Al2O3	18,77	18,46	17,01	20,43	20,12	20,49	16,14	33,23	18,68	24,90	24,09	0,00	14,76	27,53	26,27
FeO	35,20	36,44	39,64	33,80	33,25	32,39	42,57	28,47	35,63	42,37	38,49	1,14	45,62	34,87	38,33
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	10,62	9,54	10,58	9,39	8,35	10,30	11,23	0,00	11,03	1,76	1,92	0,00	11,22	1,55	1,48
MgO	0,79	0,48	0,42	0,00	0,51	0,00	0,34	0,00	0,00	3,67	3,27	0,00	0,40	4,29	3,99
CaO	1,83	1,39	1,43	0,90	0,89	0,92	1,15	0,90	1,22	0,00	0,52	0,00	1,50	0,28	0,23
Na2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,68	0,00	0,00	0,00	0,00
K2O	0,14	0,08	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,19	0,09	0,25	0,77	0,00	0,00	0,50	0,46
Total	100,00	100,01	100,01	99,99	99,57	100,00	100,00	92,67	100,00	100,00	99,99	1,14	100,00	100,00	100,00

Si	1,086884	1,119174	1,026964	1,180759	1,213382	1,195073	0,951065	0,991012	1,110186	0,900466	0,997004	0	0,882157	1,031292	0,973369
Ti	0	0	0	0	0	0	0	0,002754	0	0	0,007511	0	0	0	0
Al	0,552275	0,543154	0,50049	0,601118	0,591997	0,602883	0,474892	0,977736	0,549627	0,73264	0,708807	0	0,434288	0,810024	0,77295
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe	0,48991	0,507168	0,551705	0,470424	0,46277	0,4508	0,592484	0,396242	0,495894	0,589701	0,535699	0,015866	0,634934	0,485317	0,533473
Mn	0,149704	0,13448	0,14914	0,132365	0,117705	0,145193	0,158303	0	0,155484	0,02481	0,027065	0	0,158162	0,021849	0,020863
Mg	0,019603	0,011911	0,010422	0	0,012655	0	0,008437	0	0,091067	0,081141	0	0,009926	0,106452	0,099007	0
Ca	0,032632	0,024786	0,025499	0,016049	0,01587	0,016405	0,020506	0,016049	0,021755	0	0,009272	0	0,026748	0,004993	0,004101
Na	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,010971	0	0	0	0
K	0,001486	0,000849	0,000849	0	0	0	0	0,002017	0,000955	0,002654	0,008174	0	0	0,005308	0,004883
Soma	2,332494	2,341522	2,26507	2,400715	2,414379	2,410355	2,205688	2,38581	2,333902	2,341338	2,385646	0,015866	2,146214	2,465234	2,408646
24/Soma	10,28941	10,24974	10,5957	9,99702	9,940444	9,957038	10,88096	10,05948	10,28321	10,25055	10,06017	1512,632	11,18248	9,735386	9,964104

soma sem somar F e Cl, e o 6/soma idem sem F e Cl

ABAIXO O CALCULO COM 24 OXIGENIOS e Fe total como Fe2

Si	5,592	5,736	5,441	5,902	6,031	5,950	5,174	4,985	5,708	4,615	5,015	0,000	4,932	5,020	4,849
Al	3,788	3,711	3,535	4,006	3,923	4,002	3,445	6,557	3,768	5,007	4,754	0,000	3,238	5,257	5,135
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,014	0,000	0,038	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ₂	5,041	5,198	5,846	4,703	4,600	4,489	6,447	3,986	5,099	6,045	5,389	24,000	7,100	4,725	5,316
Mn	1,540	1,378	1,580	1,323	1,170	1,446	1,722	0,000	1,599	0,254	0,272	0,000	1,769	0,213	0,208
Mg	0,202	0,122	0,110	0,000	0,126	0,000	0,092	0,000	0,000	0,933	0,816	0,000	0,111	1,036	0,987
Ca	0,336	0,254	0,270	0,160	0,158	0,163	0,223	0,161	0,224	0,000	0,093	0,000	0,299	0,049	0,041
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,221	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,031	0,017	0,018	0,000	0,000	0,000	0,000	0,041	0,020	0,054	0,164	0,000	0,000	0,103	0,097
Tot cat	16,529	16,417	16,801	16,095	16,008	16,049	17,103	15,743	16,418	16,909	16,763	24,000	17,449	16,403	16,632

Mg/(Mg+Fe)	0,038	0,023	0,019	0,000	0,027	0,000	0,014	0,000	0,000	0,134	0,132	0,000	0,015	0,180	0,157
AlIV	0,408	0,264	0,559	0,098	-0,031	0,050	0,826	1,015	0,292	1,385	0,985	6,000	1,068	0,980	1,151
AlVI	3,380	3,447	2,976	3,908	3,954	3,952	2,619	5,542	3,476	3,622	3,769	-6,000	2,170	4,277	3,984

ABAIXO O CALCULO COM 24 OXIGENIOS e o Fe3+ segundo o Droop, 1987 Fe3= 48*(1-(16/Soma))

16/Soma	0,967973	0,974579	0,952346	0,994108	0,999522	0,996927	0,935491	1,016299	0,974558	0,946256	0,954489	0,666667	0,916966	0,975429	0,961999
Fe3+	1,537318	1,220219	2,287388	0,282828	0,022941	0,147526	3,09644	-0,78234	1,221238	2,579719	2,184548	16	3,985614	1,179389	1,82404
Fe3+	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe2+	4,879	5,066	5,567	4,675	4,598	4,475	6,031	4,051	4,970	5,720	5,144	16,000	6,511	4,609	5,114
Si	5,413	5,590	5,181	5,867	6,028	5,931	4,840	5,066	5,563	4,367	4,787	0,000	4,523	4,897	4,665
Al	3,667	3,617	3,367	3,983	3,921	3,990	3,223	6,664	3,672	4,738	4,537	0,000	2,969	5,128	4,939
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,014	0,000	0,000	0,036	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe3+	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe2+	4,879	5,066	5,567	4,675	4,598	4,475	6,031	4,051	4,970	5,720	5,144	16,000	6,511	4,609	5,114
Mn	1,491	1,343	1,505	1,315	1,169	1,441	1,611	0,000	1,558	0,241	0,260	0,000	1,622	0,207	0,200
Mg	0,195	0,119	0,105	0,000	0,126	0,000	0,086	0,000	0,000	0,883	0,779	0,000	0,102	1,011	0,949
Ca	0,325	0,248	0,257	0,159	0,158	0,163	0,209	0,164	0,218	0,000	0,089	0,000	0,274	0,047	0,039
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,211	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,030	0,017	0,017	0,000	0,000	0,000	0,000	0,041	0,019	0,051	0,157	0,000	0,000	0,101	0,094
soma	16,000	16,000	16,000	16,000	16,000	16,000	16,000	16,000	16,000	16,000	16,000	16,000	16,000	16,000	16,000

Si	5,413	5,590	5,181	5,867	6,028	5,931	4,840	5,066	5,563	4,367	4,787	0,000	4,523	4,897	4,665
AlIV	11,000	12,000	13,000	14,000	15,000	16,000	17,000	18,000	19,000	24,000	25,000	26,000	27,000	28,000	29,000
SomaT	16,413	17,590	18,181	19,867	21,028	21,931	21,840	23,066	24,563	28,367	29,787	26,000	31,523	32,897	33,665
AlVI	-7,333	-8,383	-9,633	-10,017	-11,079	-12,010	-13,777	-11,336	-15,328	-19,262	-20,463	-26,000	-24,031	-22,872	-24,061
Fe3+	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,014	0,000	0,000	0,036	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Soma	-7,333	-8,383	-9,633	-10,017	-11,079	-12,010	-13,777	-11,322	-15,328	-19,262	-20,426	-26,000	-24,031	-22,872	-24,061
Mg	0,195	0,119	0,105	0,000	0,126	0,000	0,086	0,000	0,000	0,883	0,779	0,000	0,102	1,011	0,949
Fe2+	4,879	5,066	5,567	4,675	4,598	4,475	6,031	4,051	4,970	5,720	5,144	16,000	6,511	4,609	5,114
Mn	1,4910	1,3433	1,5049	1,3155	1,1695	1,4413	1,6114	0,0000	1,5582	0,2406	0,2599	0,0000	1,6218	0,2075	0,2000
Ca	0,3250	0,2476	0,2573	0,1595	0,1577	0,1628	0,2087	0,1641	0,2180	0,0000	0,0890	0,0000	0,2743	0,0474	0,0393
Na	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,2107	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
K	0,0296	0,0170	0,0171	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0412	0,0191	0,0515	0,1570	0,0000	0,0000	0,1008	0,0936
Soma	6,920	6,793	7,452	6,150	6,051	6,079	7,937	4,256	6,765	6,895	6,640	16,000	8,508	5,975	6,396
Total Cát.	16,000	16,000	16,000	16,000	16,000	16,000	16,000	16,000	16,000	16,000	16,000	16,000	16,000	16,000	16,000

