UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

GUSTAVO MACHADO MARANGON

PETROGRAFIA E LITOGEOQUÍMICA DO MIGMATITO CAIEIRAS - TERRENO PARANAGUÁ (PR)

CURITIBA

2018

GUSTAVO MACHADO MARANGON

PETROGRAFIA E LITOGEOQUÍMICA DO MIGMATITO CAIEIRAS - TERRENO PARANAGUÁ (PR)

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Curso de Geologia da Universidade Federal do Paraná como requisito parcial à obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Leonardo Fadel Cury
Co-orientador: Daniel Patias Guimarães

CURITIBA

2018

AGRADECIMENTOS

Este trabalho marca o fim de um ciclo de 5 anos, os quais meus pais estiveram sempre ao meu lado, no incentivo ao estudo e suporte emocional, tenho muito a agradecê-los.

Devo agradecer aos meus orientadores Prof. Dr. Leonardo Cury e Daniel Patias Guimarães, por todo apoio e suporte, por suas orientações assertivas, tempos dedicados e também pelas discussões geológicas que elevaram meu raciocínio geológico a um outro nível. Agradeço ainda ao Prof. Dr. Ossama Mohamed Milad Harara, que apesar de não ser orientador desta monografia, participou ativamente auxiliando nas etapas de petrografia e interpretação dos dados geoquímicos

À todas amizades que foram cultivadas nestes anos de graduação, obrigado a todos pelo companheirismo! Sobretudo devo citar alguns nomes daqueles que tiveram importante papel na realização deste trabalho, meus amigos e companheiros de infinitas horas de LAPEM, Luís Guilherme Moreira da Silva, Joana de Freitas Rosin, Victor Amir Dorneles, Kimberlym Tabata, Laís Camargo Novaes e Arthur Vicentini; aos amigos Herick Faust Daufenbach e Júlio Brita pelas sugestões; e a todos os queridos amigos da turma de Mapeamento Geológico 2018 que estiveram comigo durante este ano.

Agradeço ainda ao LAMIR por todo o suporte material, em especial aos seus funcionários Flávia Priscila Souza Afonso, Joicy Micheletto, Keiji e Ivan, que sempre se colocaram à disposição para ensinar e auxiliar nas diversas etapas laboratoriais.

Por fim, agradeço ao Departamento de Geologia da UFPR e todos aqueles professores que participaram da minha formação como geólogo.

“...all rigidity was dissolved, all fixity dissipated, all particularity that had been regarded as eternal became transient, the whole of nature was shown as moving in eternal flux and cyclical course...”

F. Engels

RESUMO

O Migmatito Caieiras é um pequeno corpo de diatexito aflorante na região da praia de Caieiras em Guratuba (PR), dentro do contexto do Terreno Paranaguá, Cinturão Ribeira Meridional. Neste corpo foram distintos 5 litotipos, que afloram juntamente em uma geometria mal compreendida: Neossoma monzogranítico com estrutura schlieren (Nmgs), Neossoma sienogranítico tectonofácies (Nsgt), Leucossoma sienogranítico duas micas (Lsgdm), Leucossoma sienogranítico com turmalina e granada (Lsgtg) e fácies Pegmatito (P). As análises petrográficas e geoquímicas permitiram identificar uma importante parcela de composição residual nestas rochas, das quais o Nmgs e Nsgt parecem ser as mais semelhantes ao protólito, enquanto que o litotipo Nsgdm é de composição mais próxima ao líquido anatético e Nsgtg parece ser fruto de mistura de líquidos. A anatexia deve ter acontecido em condições de baixas temperaturas anatéticas (entre 700-750°C) e altas pressões (~10Kbar), que correspondem às condições de fusão induzida por entrada de água no sistema, dentro do campo da estabilidade da muscovita. O líquido resultante é formado por *melt*, composto por quartzo + microclínio e cristais residuais de plagioclásio + K-feldspato ± biotita ± muscovita ± acessórios. Verifica-se um fracionamento da porção ferro-magnesiana e fase acessório com o aumento de SiO_2, acompanhada de correlação negativa de elementos incompatíveis HFS e $ETR_{(total)}$. Este evento anatético parece estar atrelado a uma tectônica transpressiva de movimentação sinistral, que está materializada na Falha Guaratuba-Morretes. A tensão cisalhante deste evento é responsável pela constituição do *fabric* dos cristais residuais e neoformados que delineiam uma foliação magmática de alto ângulo e *trend* NNW/SSE. Superimpostas à esta foliação, são encontradas faixas miloníticas centimétricas a decimétricas, caracterizadas por uma foliação (Sc) anastomosada, associada a pares SC, rotação de porfiroclastos de K-feldspato e plagioclásio, com geração de caudas de recristalização em uma movimentação sinsitral. Os mecanismos de deformação associados à estas zonas de *high strain*, ocorrem em temperaturas entre 400-450°C. Estas zonas são sub-paralelas à foliação magmática, o que indica que a deformação associada à zona transpressiva atuou em um longo período de tempo. Associados ao Migmatito Caieiras, é possível a existência de granitos anatéticos, como pode ser o caso do Leucogranito duas micas (Lgdm), caracterizado por uma assinatura de granitos do tipo-I, fracamente peraluminoso, sin- a tardi-colisionais, provavelmente formado em ambiente de arco magmático. O Granodiorito duas micas (Gddm), também estudado, é um granito do tipo-I fracamente peraluminoso, com assinatura de arco magmático, que deve ter tido colocação sincrônica ao evento transpressivo, mas não aparenta ter relação com o Migmatito Caieiras, como o Lgdm.

Palavras-chave: Terreno Paranaguá, Migmatito, Anatexia, Litogeoquímica, Petrografia, Cinturão Ribeira Meridional.

ABSTRACT

The Caieiras Migmatite is a small body of diatexite, outcropping in the Caieiras beach region in Guaratuba (PR), inserted in the tectonic setting of the Paranaguá Terrane, Meridional Ribeira Belt. In this body, 5 lithotypes were distinguished, that occurs together in a misunderstood geometry: Schlieric monzogranitic neosome (Nmgs), Sienogranitic neosome tectonofacies (Nsgt), Sienogranitic leucosome with two mica (Lsgdm), Tourmaline-garnet bearing sienogranitic leucosome (Lsgtg) and Pegmatite facies (P). The petrographic and geochemestry analysis allowed the identification of na importante portion of residual composition in these rocks, in wich the Nmgs and Nsgt, seems to be the most similar with the protolith, meanwhile the Nsgdm have a composition closely to the melt and the Nsgtg seems to be a product of melt mixing. The anatexis must have happened in conditions of low anatetic temperatures (between 700-750°C) and high pressures (~10Kbar), wich correspond to the muscovite stabily condition, under the water-induced melting. The resulting liquid is partly composed by quartz + microcline of the melt and partly composed by residual crystals of plagioclase + K-feldspar ± biotite ± muscovite ± acessories. A fractionation of the ferromagnesian portion and the acessory phase, is verified with the SiO_2 increase, followed by negative correlation of the HFS and $REE_{(whole)}$ incompatible elements. This anatectic event seems to be associated with a sinistral transpressive tectonic setting, wich is materialized in the Guaratuba-Morretes Fault. The shear stress associated with this event is responsible to the 4abrico f the new and residual crystals, that delineate the steeply dipping magmatic foliation, whose trend is NNW/SSE. Superimposed to this foliation, centimetric to decimetric milonitic bands are found, characterized by a steeply dipping milonitic foliation, with anastomosed planes, associated with S-C pairs, rotated K-feldspar and plagioclase porphyroclasts, generating recrystalization tails, with a sinistral shear-sense. The deformation mechanisms, associated with these high strain zones, occurs in temperatures between 400-450°C. These zones are sub-parallel to the magmatic foliation, wich indicates that the transpressive asscoiated deformation acted in a long period of time. Associated with the Caieiras Migmatite, it is possible the existence of anatectic granites, wich may be the case of the Two-mica leucogranite (Lgdm), caracterized by na I-type granite signature, weakly peraluminous, syn to tardi-collisional, probably magmatic-arc related. The Two-mica granodiorite, also studied, is na I-type granite, weakly peraluminous, with arc-related signature, that have must been placed in the transpressive event, but does not appear to be correlative to the Caieiras Migmatite, like the Lgdm.

Key-words: Paranagua Terrane, Caieiras Migmatite, Anatexis, Petrography, Geochemestry, Meridional Ribeira Belt.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.2.1: Figura de localização da área de estudo.....15
Figura 2.1: Fluxograma das etapas realizadas.....16
Figura 2.4.1: Britador de mandíbulas. 18
Figura 2.4.2: Moinho de discos 19
Figura 2.4.3: Ilustração do funcionamento de ICP-Ms. 20
Figura 3.1.1: Mapa geológico do Terreno Paranaguá.. 23
Figura 4.1.1: Mapa geológico local simplificado. 28
Figura 4.2.1: Fotografias do litotipo Nmgs.....31
Figura 4.2.2: Fotomicrografia da amostra GC-02-B. 32
Figura 4.2.3: Fotomicrografias dos microclínio neoformados. 33
Figura 4.2.4: Fotomicrografias evidenciando os cristais reliquiares. 33
Figura 4.2.5: Fotomicrografias evidenciando a relação reológica do líquido fundido e dos cristais refratários 34
Figura 4.2.6: Fotomicrografias da estrutura schlieren. 35
Figura 4.2.7: Fotografias do litotipo Nsgtg.....36
Figura 4.2.8: Fotomicrografia da amostra GC-02-A. 37
Figura 4.2.9: Fotomicrografias da amostra GC-02-A.....38
Figura 4.2.10: Fotomicrografia da amostra BP-288.....39
Figura 4.2.11: Fotomicrografias da amostra GC-03-A.....39
Figura 4.2.12: Fotografias da amostra GC-02-B. 40
Figura 4.2.13: Fotomicrografia da amostra GC-02-E. 41
Figura 4.2.14: Fotomicrografias da amostra GC-02-E.....42
Figura 4.2.15: Fotografias da Tectonofácies. 42
Figura 4.2.16: Fotomicrografia da Tectonofácies. 43
Figura 4.2.17: Fotografias da fácies Pegmatito 44
Figura 4.2.18: Fotografias do Leucogranito duas micas.....45
Figura 4.2.19: Fotomicrografias do Leucogranito duas micas 46
Figura 4.2.20: Fotografias do Granodiorito duas micas.....47
Figura 4.2.21: Fotomicrografias do Granodiorito duas micas. 48
Figura 4.3.1: Diagrama P-Q (Debon & LeFort, 1983). 50
Figura 4.3.2: Diagrama TAS (Cox *et al*, 1979). 51

Figura 4.3.3: Diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971). 51
Figura 4.3.4: Diagrama de variação SiO_2 e K_2O (Peccerillo & Taylor, 1976). 52
Figura 4.3.5: Índice de Shand (1943). 53
Figura 4.3.6: Diagramas de Harker para SiO_2 e óxidos maiores. 54
Figura 4.3.7: Diagramas de Harker para SiO_2 e elementos traço 56
Figura 4.3.8: Diagrama multielementar de elementos traço normalizado para condrito de Thompson (1982). 58
Figura 4.3.9: Padrões dos ETRs normalizado para o condrito de Nakamura (1974). 59
Figura 4.3.10: Diagrama de discriminação tectônica de Pearce (1984) 60
Figura 4.4.1: Projeções estereográficas das foliações a) magmática/sub-magmática (pólo máximo = 261/7); milonítica ou Sc (pólo máximo = 263/14). 61
Figura 4.4.2: Projeções estereográficas dos pólos das foliações magmática e milonítica 61
Figura 5.2.1: Comparação entre padrões de ETR, normalizados para o condrito de Nakamura, 1974, da Suíte Rio do Poço e dos litotipos Lgdm e Gddm 70
Figura 5.3.1: Bloco-diagrama idealizado da disposição do Migmatito Caieiras e rochas adjacentes 73

LISTA DE TABELAS

Tabela 4.2.1: Síntese das assembleias minerais e suas porcentagens modais para cada amostra analisada e a sigla correspondente ao respectivo litotipo.....30

Tabela 4.2.2: Litotipos identificados no Migmatito Caieiras, com suas respectivas siglas e amostras. 29

Tabela 4.3.1: Legenda dos diagramas litogeoquímicos, para cada litotipo e amostra analisada. 49

LISTA DE ABREVIAÇÕES

CSFS Complexo São Francisco do Sul

ETR Elementos Terras-Rara

ETRL Elementos Terras-Rara leves

ETRP Elementos Terras-Rara pesados

Fm Formação

Gddm Granodiorito duas micas

HFSE High Field Strength Elements

ICP-Ms Inductively Coupled Plasma Mass Spectometry

Lgdm Leucogranito duas micas

LILE Large Ion Lithophile Element

Lsgdm Leucossoma sienogranítico duas micas

Lsgtg Leucossoma sienogranítico com turmalina e granada

MC Migmatito Caieiras

Nmgs Neossoma monzogranítico com estrutura schlieren

Nsgt Neossoma sienogranítico tectonofácies

REE Rare Eart Elements

SCE Suíte Canavieiras/Estrela

SIG Sistema de Informações Geográficas

SMI Suíte Morro Inglês

Sq Sequência

SRC Sequência Rio das Cobras

SRP Suíte Rio do Poço

TP Terreno Paranaguá

ZCA Zona de Cisalhamento Alexandra

ZCC Zona de Cisalhamento Cubatãozinho

ZCI Zona de Cisalhamento Icapara

ZCL Zona de Cisalhamento Lancinha

ZCP Zona de Cisalhamento Palmital

ZCS Zona de Cisalhamento Serrinha

SIGLAS DOS MINERAIS FORMADORES DE ROCHAS

Aln Allanita

Ap Apatita

Bt Biotita

Ep Epidoto

Grt Granada

Kfs Feldspato Potássico

Mc Microclínio

Mus Muscovita

Na Anortita

Op Opacos

Pl Plagioclásio

Qtz Quartzo

Ser Sericita

Ttn Titanita

Tur Turmalina

Zrn Zircão

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO 13

1.1 OBJETIVOS E JUSTIFICATIVA 13

1.2 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO 13

2 MATERIAIS E MÉTODOS 16

2.1 LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO 16

2.2 ETAPA DE CAMPO 16

2.2.1 Confecção do SIG 17

2.3 PETROGRAFIA 17

2.3.1 Preparação das Amostras 17

2.3.2 Petrografia Microscópica 17

2.4 LITOGEOQUÍMICA 18

2.4.1 Preparação das Amostras 18

2.4.2 Tratamento dos dados 20

3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL 21

3.1 TERRENO PARANAGUÁ 22

3.1.1 Contexto Tectônico 26

4 RESULTADOS 27

4.1 GEOLOGIA LOCAL 27

4.2 PETROGRAFIA 29

4.2.1 Migmatito Caieiras (MC) 29

4.2.2 Leucogranito duas micas (Lgdm) 44

4.2.3 Granodiorito duas micas (Gddm) 46

4.3 LITOGEOQUÍMICA 48

4.4 CONTEXTO ESTRUTURAL 60

5 DISCUSSÃO 62

5.1 MICROESTRUTURAS E MICROTEXTURAS....62
5.2 CORRELAÇÃO PETROGRAFIA-LITOGEOQUÍMICA....63
5.2.1 Considerações sobre o protólito....65
5.2.2 Considerações sobre condições de fusão....66
5.2.3 Granitos anatéticos? 68
5.3 IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS....71
6 CONSIDERAÇÕES FINAIS 74
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 76
ANEXO 1 - DADOS GEOQUÍMICOS....83

1 INTRODUÇÃO

A evolução crustal do Terreno Paranaguá, ainda pouco compreendida, é marcada por um estensivo magmatismo sincrônico à colisões frontais, direcionais e oblíquas. Pouco se sabe sobre a gênese destas rochas e a ligação destas com as colisões, mas, sobretudo, com as zonas de cisalhamento que marcam estes eventos colisionais.

Dentro deste contexto se insere este trabalho, que visa a caracterização petrográfica e litogeoquímica do Migmatito Caieiras, de modo a fazer um exercício de estudo petrotectônico, a partir de um cerne de trabalho focado nestas duas metodologias. Para então que se possa melhor compreender a gênese destas rochas e as implicações que estas têm no entendimento da relação de eventos tectono-metamórficos e o retrabalhamento da crosta.

1.1 OBJETIVOS E JUSTIFICATIVA

O enfoque deste trabalho está na caracterização petrográfica e litogeoquímica das rochas que ocorrem na região da praia de Caieras (Guaratuba -PR). Pretende-se através da integração dos resultados obtidos a discussão e proposição dos processos formadores desse litotipo, bem como, seu significado tectônico no contexto regional do Terreno Paranaguá.

Estudos sistemáticos de petrografia, estratigrafia, geoquímica, geocronologia, estratigrafia e geologia estrutural são restritos a poucas áreas do Terreno Paranaguá. Uma melhor caracterização da evolução magmática e tectônica deste Terreno, se faz necessária, dado seu contexto geológico-regional, uma vez que este é uma peça-chave para o entendimento da evolução crustal neoproterozoica da Faixa Ribeira Meridional e, por consequência, da formação do Supercontinente Gondwana.

1.2 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área-tipo de afloramento do Migmatito Caieiras, está situada na praia e morro de Caieiras, próximo ao *Ferry Boat*, no município de Guaratuba, litoral sul do estado do Paraná (Figura 1.2.1).

A região estuda dista cerca de 80 Km de Curitiba e tem acesso a partir da capital paranaense, através da BR-376 ou BR-277. Optando pela primeira, de menor

distância, deve-se seguir em direção ao litoral de Santa Catarina, onde na cidade de Garuva deve-se pegar a SC-415 (Rod. Máximo Jamur) e então a PR-412, que tem como direção o município de Guaratuba. Uma vez dentro do perímetro urbano de Guaratuba, deve-se seguir à norte nesta rodovia, até chegar à Avenida General Agostinho Pereira Filho que corta o morro de Caieiras e dá acesso à praia homônima. Nestes dois locais foram coletadas a maior parte das amostras (pontos GC-01 e GC-02).

Parte do estudo, ainda, foi realizada no município de Matinhos, onde houve coleta de amostras em dois pontos, na Estrada do Cabaraquara, que tem início no *Ferry Boat* do município e segue à nor-noroeste, o segundo potno, está localizado na margem esquerda do Km 19 da PR-508 (sentido Curitiba), ao lado da mineração Nova Prata.

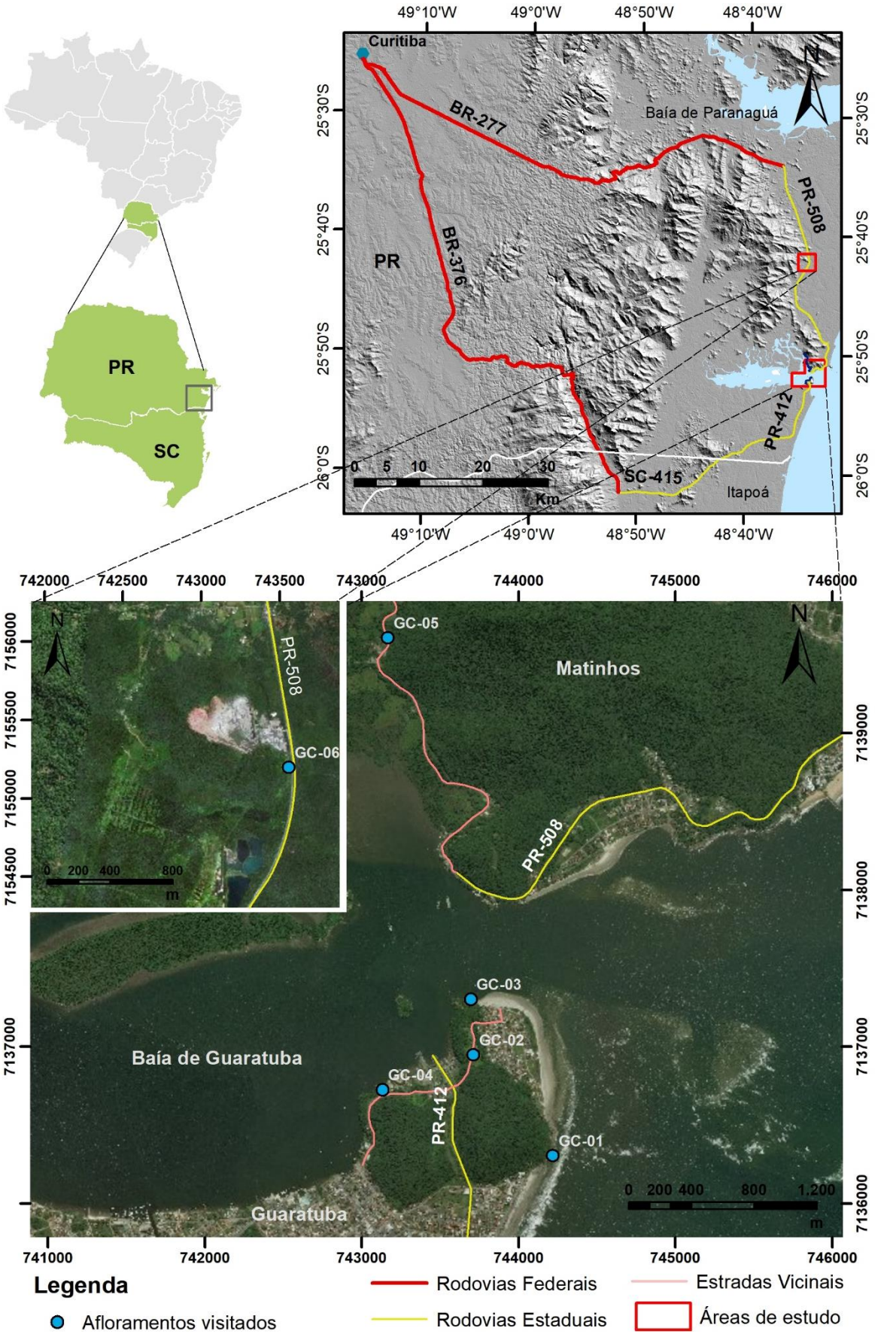

Figura 1.2.1: Figura de localização da área de estudo com indicação de vias de acesso e pontos amostrados. Fonte dos dados: IBGE (2013); ESRI (2018) e Google (2018).

2 MATERIAIS E MÉTODOS

Para a realização deste trabalho foi necessário, antes de tudo, uma leitura sobre o contexto regional para entendimento da problemática geológica e a partir disto desenvolveram-se 2 etapas de trabalho até que pudesse ser feita a integração dos dados e interpretações, tal como se observa no fluxograma da Figura 2.1.

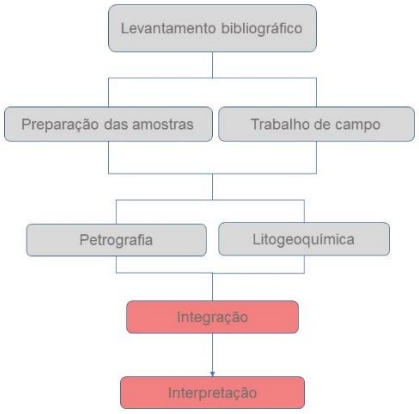

Figura 1.2.1: Fluxograma das etapas realizadas para confecção deste trabalho.

2.1 LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO

Esta etapa consistiu na leitura dos trabalhos regionais para que fosse contextualizada a situação geológica da área e para o entendimento da problemática do trabalho. Com isto foi possível traçar o melhor caminho para a realização de cada etapa subsequente.

2.2 ETAPA DE CAMPO

Foi realizada uma etapa de campo de um dia, onde foram visitados os 2 afloramentos da região de Caieiras, um afloramento da suíte Morro Inglês, e os 3 demais bem como alguns pontos novos para tentativa de mapear este corpo. Estes pontos foram identificados com a sigla GC seguido do seu número (p. ex. GC-01), como visto na figura 1.2.1.

Os procedimentos que envolveram esta etapa ocorreram em período simultâneo à preparação das amostras previamente coletadas pelos orientadores deste trabalho. Por isto não visou a coleta de amostras para utilização nas etapas posteriores. O trabalho de campo teve foco, então, no entendimento da relação geográfica e geométrica do corpo da unidade de estudo em relação às demais

unidades, bem como identificação de estruturas e texturas macroscópicas que auxiliassem o trabalho de petrografia.

2.2.1 Confecção do SIG

Uma vez coletados os dados, foi feita uma base SIG (sistema de informações geográficas) com as coordenadas dos pontos visitados, respectivas amostras coletadas, litotipos e estruturas identificadas. Este SIG foi montado utilizando o software ArcGIS 10.5.

2.3 PETROGRAFIA

A petrografia consistiu na descrição macroscópica de cerca de 20 amostras que serviu de base para a seleção daquelas que seriam feitas análise química e petrografia microscópica.

2.3.1 Preparação das Amostras

As 10 amostras selecionadas foram então preparadas, pelo autor, para a confecção das lâminas delgadas. Estas foram serradas no Oficina de Laminação do Departamento de Geologia onde se retirou uma porção destinada à análise química e uma destinada à laminação. Estas foram enviadas ao Laboratório de Análise de Minerais e Rochas (LAMIR) da Universidade Federal do Paraná (UFPR), onde foram confeccionadas as lâminas delgadas.

2.3.2 Petrografia Microscópica

Esta etapa consistiu na descrição microscópica das 10 lâminas confeccionadas mais 3 lâminas cedidas do trabalho de Cury (2009). Objetivou o reconhecimento das assembleias minerais e de texturas e estruturas a fim de determinar processos genéticos.

Foi realizada no Laboratório de Pesquisa em Microscopia (LAPEM), utilizando um microscópio óptico de luz transmitida modelo Olympus BX-51-P. As fotomicrografias foram capturadas no LAMIR, utilizando um microscópio e uma lupa Zeiss, modelos Axio Imager.A2m e SteREO Discovery V.12, acoplados a um captador de imagens em conexão ao programa Axio Vision para Windows.

2.4 LITOGEOQUÍMICA

A seleção e preparação das 10 amostras para geoquímica obedeceu à critérios para que se mantivesse a fidedignidade do resultado químico com o objetivo do trabalho. Com isto, foram selecionadas parcelas das amostras sem capas de alteração, livres de veios e com tamanho mínimo dez vezes maior que o maior cristal da amostra.

2.4.1 Preparação das Amostras

As amostras selecionadas foram então preparadas junto ao LAMIR, onde foi realizada, em primeiro momento, a britagem mecânica utilizando marreta ou então o britador de mandíbulas da marca Renard (Figura 2.4.1.), a fim de reduzir as amostras em fragmentos menores que 1 cm^2.

Figura 2.4.1: Britador de mandíbulas. Fonte: www.lamir.ufpr.br. Acesso em 02/10/2018.

Em sequência cada amostra foi quarteada para que houvesse homogeneização de suas partes, para então serem pulverizadas em moinho de discos da marca AMEF (Figura 2.4.2), cujas panelas são revestidas internamente por liga de tungstênio.

Figura 2.4.2: Moinho de discos da marca AMEF. Fonte: www.lamir.ufpr.br. Acesso em 02/10/2018.

As amostras foram então enviadas para o Buerau Veritas Mineral Laboratories, no Canadá, onde foi utilizado o método de Espectrômetria de Massas Acoplada à Plasma Indutivo (ICP-Ms) em rocha total, para obtenção das concentrações dos óxidos maiores e menores, elementos-traço e terras-raras.

Método Analítico

O método ICP-Ms consiste num Plasma Acoplado Indutivo associado a um Espectrômetro de Massas (Figura 2.4.3). Para utilização deste método as amostras são preparadas com ataque por reagentes químicos, sendo a água régia, neste caso. Após a abertura química a amostra é colocada no ICP, que é responsável pelo "ataque" à amostra (líquida) por algum gás de plasma (geralmente Argônio), sob condições de temperaturas entre 5750°C e 9750°C (Jarvis e Jarvis, 1992). Os elementos da amostra são então ionizados, formando um fluxo de iôns positivos. Este fluxo passa por lentes eletrostáticas responsáveis pela colimação e focalização destes íons para a entrada no espectrômetro de massa (Ms). O espectrômetro é constituído por um filtro eletrostático (mais comumente o *quadrople mass filter*), que através de "varetas" centimétricas que alternam sua voltagem, selecionam os íons, permitindo apenas a passagem daqueles de mesma razão massa/carga (m/e), em um determinado período de tempo (Wolf, 2005). Estes íons são então detectados e estes dados são enviados diretamente para um computador.

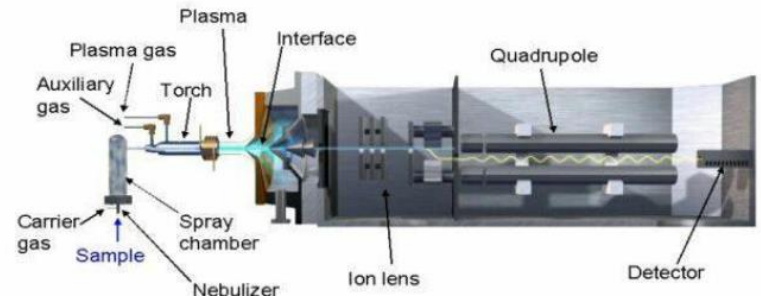

Figura 2.4.3: Ilustração do funcionamento de ICP-Ms. Fonte: Sader e Ryan, 2017.

2.4.2 Tratamento dos dados

Com os dados em mão, foi feita uma tabela no programa Excel, sumarizando as amostras e os seus respectivos teores (Anexo 1). Para interpretação destes dados foi utilizado o programa de acesso livre GCDkit 4.1 (versão para Windows), onde foram plotados os diagramas de classificação geoquímica, classificação geotectônica, diagramas de variação e mulitelementares.

3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A região de estudo está inserida no Terreno Paranguá, cujo contexto geológico regional é, sobretudo, a porção sul do Cinturão Orogênico Ribeira, na porção central da Província Mantiqueira. A configuração atual desta região é fruto da interação entre os terrenos Apiaí, Curitiba, Paranaguá e Luis Alves no contexto da amalgamação crustal formadora da porção oeste do Supercontinente Gondwana, no Ciclo Brasiliano (Neoproterozoico) e se encontram limitados por zonas de cisalhamento transcorrentes/transpressivas de direção NE-SW (Campanha, 1991; Basei *et al*, 1992; Siga Jr., 1995; Heilbron *et al*, 2004; Faleiros, 2008 e Siga Jr. *et al*, 2011).

O Terreno Apiaí, à noroeste, em contato com o Terreno Curitiba pela Zona de Cisalhamento Lancinha (ZCL), é composto, principalmente, por extensas exposições de rochas supracrustais meso- a neoproterozoicas do Supergrupo Açungui (Campanha, 1991); granitóides neoproterozoicos de arco magmático, tais quais os batólitos Cunhaporanga e Três Corrêgos (Prazeres Filho *et al*, 2003) e, subordinadamente, porções do embasamento arqueano a paleoproterozoico, como os núcleos Tigre e Betara (Kaulfuss, 2001; Cury *et al*, 2002).

À sul da ZCL se encontra o Terreno Curitiba, limitado a sul pela Zona de Cisalhamento Serra do Azeite (ZCSA), que o coloca em contato com o Terreno Luis Alves (Faleiros, 2008). De acordo com o autor, o terreno é formado por pequenas exposições do embasamento paleoproterozoico, materializado no Complexo Atuba e nos sienogranitos deformados do núcleo Setuva; pelos granitoides neoproterozoicos cálcio-alcalinos da Suíte Rio Piên-Mandirituba (Harara, 2001) e, mais expressivamente, pelas rochas metassedimentares neoproterozoicas das formações Setuva, Capiru, de idade máxima de sedimentação entre 1,2 e 1,08 Ga (Leandro, 2016) e o Complexo Turvo-Cajati, de idade indefinida até o momento.

Rochas de alto grau metamórfico, gnáissicas e granulíticas arqueanas a paleoproterozoicas, em contato com o Terreno Curitiba (pela ZCSA), constituem o arcabouço litológico do Terreno Luis Alves (Siga Jr., 1995; Faleiros, 2008).

O Terreno Paranaguá ocupa a faixa costeira do estado do Paraná, sul de São Paulo e norte de Santa Catarina, estando em contato com o Luis Alves, através das zonas de cisalhamento Palmital (à sul), Alexandra (à oeste) e Serra Negra (à noroeste)

e tendo seu contato norte, com o Terreno Curitiba, dado pela Zona de Cisalhamento Icapara. Este terreno é caracterizado por um grande complexo ígneo, com subordinadas exposições do embasamento paleoproterozóico e de rochas metassedimentares (Cury, 2009).

3.1 TERRENO PARANAGUÁ

Os trabalhos na região do Terreno Paranaguá se iniciaram com estudos pioneiros da década de 1920, dos quais se destacam os trabalhos de Oliveira (1927), Oliveira & Leonardos (1943) e Maack (1947). Seguido dos trabalhos de mapeamento da Comissão da Carta Geológica do Paraná, entre as décadas de 1960 e 1970. No entanto, trabalhos expressivos na região se deram a partir da década de 1970 com mapeamentos efetuados pela MINEROPAR no Pré-Cambriano paranaense (Biondi, 1983 e Biondi, *et al* 1989) e aqueles efetuados no Projeto Leste da CPRM que culminaram em diversas folhas 1:100.000 sendo a mais importante para a região do Terreno Paranaguá, a folha de Guaraqueçaba. Deste período em diante os trabalhos de caracterização estrutural, metamórfica e petrológica passaram a ser publicados, dentre os quais se destacam os trabalhos de Lopes & Lima (1985) e Lopes (1987a e b), realizados na região da Serra da Prata e as sínteses de geologia regional e geotectônica tal como os trabalhos de Basei *et al* (1990) e Basei *et al* (1992), que denominaram esta unidade geotectônica como Batólito Paranaguá, o trabalho de Siga Jr. (1995) e, por fim, o trabalho de Cury (2009), cunhador do termo Terreno Paranaguá e de mais expressividade região.

São reconhecidas cinco unidades geológicas (Figura 3.1.1) balizadas por zonas de cisalhamento transcorrentes de direção NNW/SSE, sendo a unidade de embasamento o Complexo São Francisco do Sul (paleoproterozoico), intrudido pelas suítes ígneas neoproterozoicas, que constituem a majoritária porção da faixa aflorante do terreno, representada pelas suítes Morro Inglês, de maior expressividade areal, Canavieiras-Estrela e Rio do Poço, que estão em contato com as rochas metassedimentares da Sequência Rio das Cobras (Siga Jr., 1995; Cury, 2009).

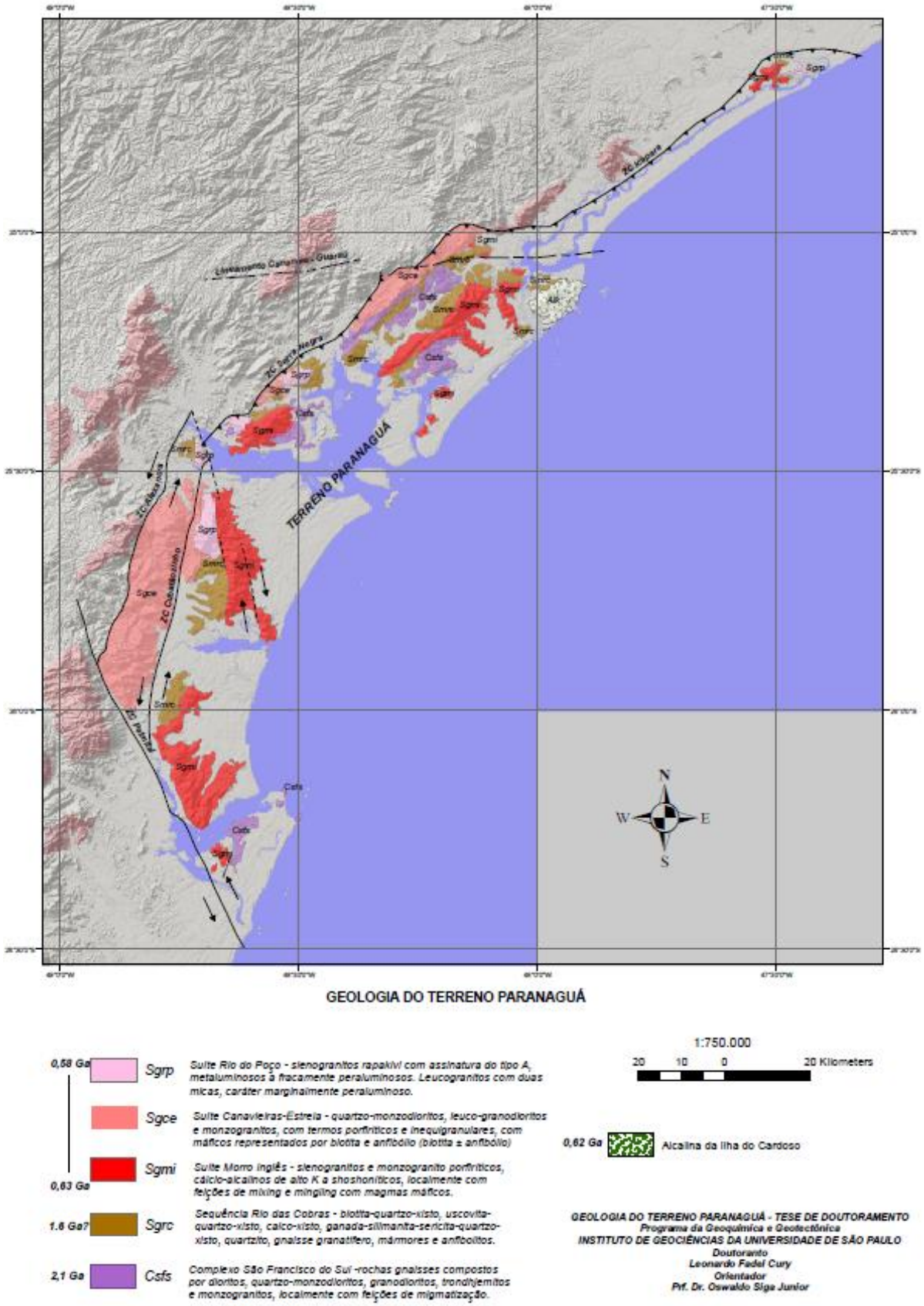

Figura 3.1.1: Mapa geológico do Terreno Paranaguá. Fonte: Adaptado de Cury (2009).

Complexo São Francisco do Sul

Esta unidade é representada por rochas gnáissicas ortoderivadas bandadas e miloníticas de composição granodiorítica, diorítica, quartzo-monzodiorítica, trondhjemítica e monzogranítica, localmente, com feições de migmatização. Ocorrem principalmente na região de São Francisco do Sul e Guaraqueçaba (Cury, 2009). Datações U/Pb sugerem idades de cristalização de zircões no Paleoproterozoico (2173 ± 18 Ma) e recristalização no Neoproterozoico (626 ± 25 Ma).

Sequência Rio das Cobras

Definida por Lopes (1987a) na região da Serra da Prata (PR), é caracterizada por escassas exposições alongadas, e até mesmo como xenólitos internos às suítes ígneas, de rochas metassedimentares, representadas por muscovita-quartzo-xisto, biotita-quartzo-xisto, calco-xisto, granada-silimanita-sericita-quartzo-xisto, quartzitos e, subordinadamente, mármores, anfibolitos e paragnaisses. São marcadas pela presença local de estruturas sedimentares reliquiares (S0) e de uma xistosidade Sn penetrativa, por vezes de caráter milonítico, de baixo ângulo e com indicação de movimentação para NNW. O metamorfismo associado à esta superfície se deu em condições que vão do xisto verde zona da biotita até a fácies granulito (Cury, 2009).

Suíte Morro Inglês

Unidade de maior faixa aflorante no terreno, foi descrita primeiramente por Lopes (1987a) na região da Serra da Prata. Predominam monzogranitos, sienogranitos e granodioritos com textura porfíritca (fenocristais de feldspato), por vezes com foliação magmática com feições locais de *mingling e mixing* com rochas dioríticas e enclaves máficos. Ocorre, subordinadamente, tectonofácies milonítica, cuja temperatura deformacional pode ter passado os 500°C (Cury, 2009).

Apresenta assinatura litogeoquímica cálcio-alcalina enriquecida em K (shoshonítica) e fracamente peraluminosa a metaluminosa. Cury (2009) sugere, então, que a formação destas rochas tenha se dado em um período *sin-* a *tardi* colisional, em um ambiente de arco magmático, cuja gênese se deu a partir de rochas crustais (granito I) com influência mantélica, dado as feições de *mingling* e *mixing.* A idade sugerida, pelo autor, para este magmatismo é em torno de 580 Ma (U/Pb em zircões; Cury, 2009).

Suíte Canavieiras-Estrela

Esta suíte fora definida inicialmente, por Lopes (1987a), como duas suítes separadas, as suítes Rio Canavieiras e Estrela, que passaram as ser tratadas juntamente por semelhanças petrográficas e litogeoquímicas, no trabalho de Cury (2009). O autor descreve quartzo-monzodioritos, sienogranitos, monzogranitos e leuco-granodioritos, geralmente foliados, com feldspatos estirados ou fraturados.

A assinatura geoquímica dessas rochas é cálcio-alcalina de alto K, com termos fracamente metaluminosos, as fácies mais deformadas, por sua vez, apresentam assinatura cálcio-alcalina, shoshonítica, fracamente peraluminosa. Cury (2009) sugere, então, ambiente formador dessas rochas semelhante àquele proposto pra Suíte Morro Inglês, tendo, no entanto, uma história magmática precoce, dado valores de cristalização de zircão em análises U/Pb, entre 592 ± 13Ma e 638 ± 10 Ma.

Suíte Rio do Poço

Também definida por Lopes (1987a), esta suíte, é representada, majoritariamente por duas unidades distintas, como aponta Cury (2009), os sienogranitos com textura rapakivi e os leucogranitos xenomórficos com duas micas. Ambos apresentam caráter pós-colisional, o primeiro grupo, no entanto, tem características de granito do tipo A, metaluminoso a fracamente peraluminoso, enquanto, o segundo grupo tem assinatura de granito tipo I, marginalmente peraluminoso. O autor aponta, como principal período de cristalização de zircões, o intervalo de 617-600 Ma, obtido em razões U-Pb. É sugerida ainda a superimposição de um evento tectônico cambriano responsável pela elevação da temperatura, capaz de abrir o sistema K/Ar em biotitas destas rochas (Cury, 2009).

Gnaisse-Migmatítico Caieiras

Esta unidade fora descrita primeira e unicamente no trabalho de Cury (2009), onde este caracteriza as rochas aflorantes na região da Praia de Caieiras como gnaisses migmatíticos. São descritos gnaisses bandados e foliados compostos por plagioclásio, K-feldspato, quartzo, formando as bandas leucocráticas, por vezes com turmalina e granada, e bandas mais ricas em biotita, que são cortadas por “bolsões” de leucossoma centimétricos. O autor ainda cita a presença, subordinada, de litotipos semelhantes àqueles atribuídos à Suíte Morro Inglês.

3.1.1 Contexto Tectônico

Os primeiros trabalhos na região que abordaram o tema (Basei *et al*, 1992 e Siga Jr. 1995) apresentam a mesma concepção mobilista de uma evolução tectônica Brasiliana. Estes trabalhos sugerem que este terreno tenha sido justaposto aos terrenos Curitiba e Luis Alves tardiamente, já no Cambriano, enquanto estes dois já teriam sido colados no Neoproterozoico. Basei *et al* (1992) sugere que esta colisão estaria correlacionada à Orogenia Rio Doce, com clímax em 550 ± 50 Ma, orogenia esta que afetou grande parte dos cinturões de dobramentos da região costeira do Brasil. Cury (2009), por outro lado, aponta que o clímax magmático cálcio-alcalino sin- a tardi orogênico seria entre 600 - 580 Ma, mas tendo início com magmatismo precoce em 620 - 610 Ma, sugerindo que a idade de colisão seria neoproterozoica.

Este processo colisional teria, na porção setentrional do terreno, sido de caráter frontal, a partir de transporte tectônico com vergência NNW, materializado nas zonas de cavalgamento Icapara e Serra Negra de idades entre 599 ± 5 Ma e 594 ± 3 Ma (Cury, 2009). Enquanto que na parte meridional, a colisão deste com o Terreno Luis Alves, teria sido de caráter direcional, materializada nas zonas de cisalhamento transcorrentes sinistrais Alexandra e Palmital. O autor sugere que a transição entre estes dois regimes tecônicos tenha se dado a partir de falhas transpressivas (de abatimento) de direção NNW-SSE e N-S, tal qual o caso da ZC Cubatãozinho (sinistral) e a ZC Morretes-Guaratuba, próxima à área de.

Eventos termo-metamórficos cambrianos não são descartados por Cury (2009), mas parecem terem sido posteriores ao evento colisional principal. Estes estão evidenciados em leucogranitos das suítes graníticas e migmatitos do Complexo São Francisco do Sul, com idades entre 560 - 480 Ma (U-Pb em bordas de zircão), que poderiam estar associados ao evento orogenético Búzios (de Schmitt *et al*, 2004), anteriormente citado por Basei *et al* (1992).

4 RESULTADOS

A caracterização do Migmatito Caieiras, ora a ser feita aqui se dará através da descrição das estruturas macro e microscópicas destas rochas, quanto da análise dos dados litogeoquímicos e estruturais. No entanto, se faz necessário situar o leitor ao contexto geológico local dos pontos visitados.

4.1 GEOLOGIA LOCAL

Toda a área de estudo se encontra poucos quilômetros a leste da falha transpressiva Guaratuba-Morretes, que parece ter uma importante influência na evolução crustal local (ver seções 4.4 e 5). Nesse contexto, o foco do trabalho de campo se deu nos afloramentos GC-02 e 03 (Figura 4.1.1), onde o migmatito foi descrito primariamente. O primeiro deles (GC-02) é um afloramento em beira de estrada com exposição de rochas no pavimento de clareira em escala decamétrica, em meio ao Morro de Caieiras. Intensamente intemperizado e coberto por vegetação rasteira, o afloramento é de difícil descrição uma vez que não se consegue identificar as relações geométricas das estruturas geológicas. Neste ponto foram encontrados todos aqueles litotipos desta unidade, a serem descritos em sequência. O afloramento GC-03 é um corpo rochoso em meio a areia da praia, e de modo semelhante ao GC-02, apresenta quase todos litotipos identificados desta unidade. Em meio a estes litotipos, que serão descritos em sequência, ocorrem rochas semelhantes aquelas da Fácies Porfirítica da Suíte Morro Inglês (de Cury, 2009), no entanto não possível identificar a relação destas com as rochas migmatíticas, bem como analisar petrograficamente tais rochas.

Já no afloramento GC-01 a ocorrem largas exposições da Fácies *Mixing* e *Mingling* da Suíte Morro Inglês (de Cury, 2009), onde foram medidos planos de foliação magmática.

O ponto GC-04 foi identificado também como da unidade migmatítica e dista cerca de 1 Km à sudoeste de GC-02 e 03. Por fim, os pontos GC-05 e GC-06 a cerca de 2 Km a noroeste e a 20 Km a NNW dos pontos supracitados, são leucogranitos cuja unidades serão discutidas nas seções que seguem.

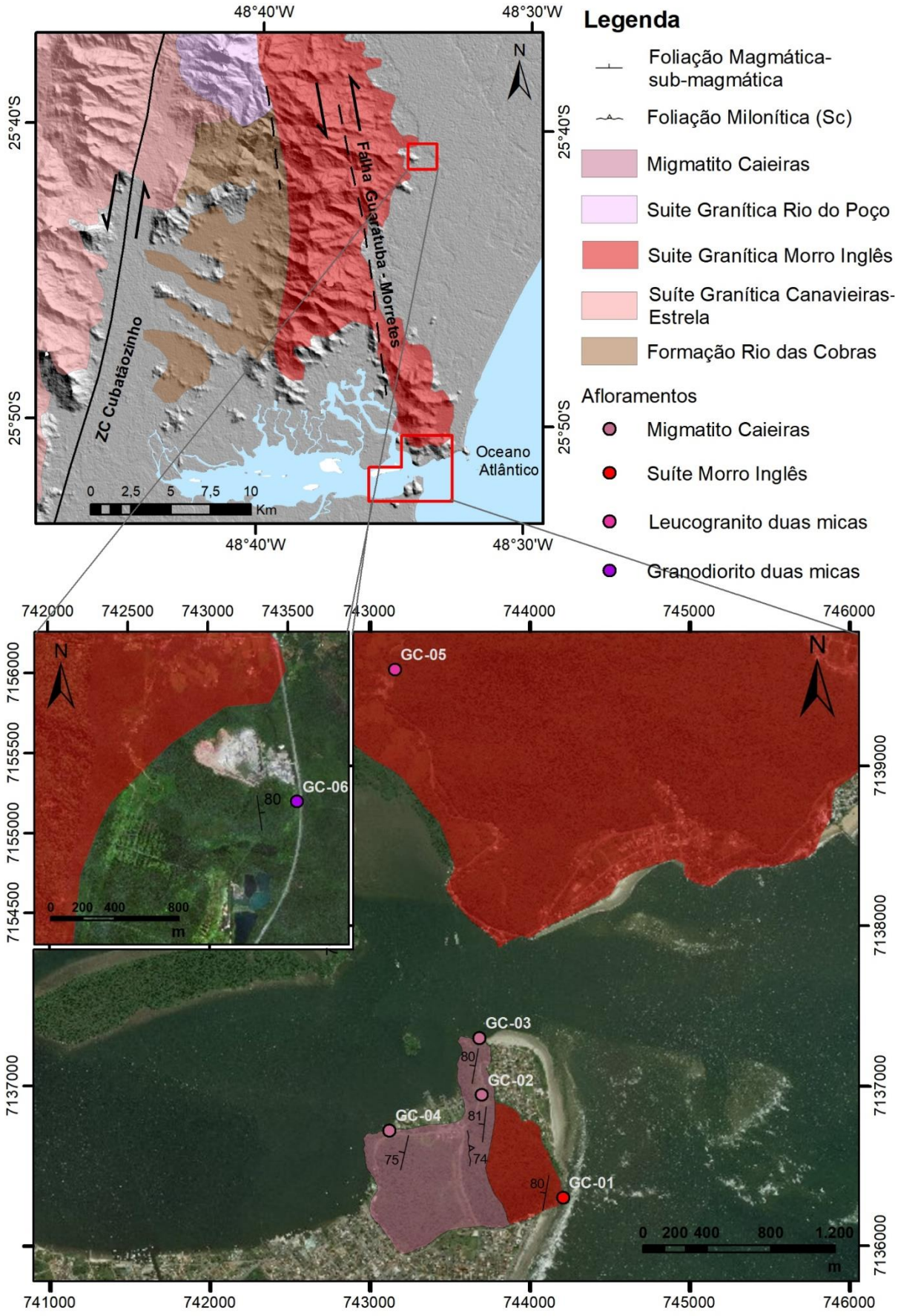

Figura 4.1.1: Mapa geológico local simplificado. Adaptado de Cury (2009) com os dados do Autor.

4.2 PETROGRAFIA

O trabalho de petrografia envolveu a descrição dos principais litotipos associados, do Migmatito-diatexito Caieiras e aqueles litotipos que ocorrem próximo à área de afloramentos do migmatito e, sobretudo, aqueles que poderiam ser correlacionáveis geneticamente à esta unidade, dentre este se individualizaram duas fácies: Leucogranito duas micas e o Granodiorito duas micas.

Para caracterização petrográfica da unidade em foco, bem como, das unidades geológicas próximas a esta, foram descritas as suas assembleias minerais (sumarizadas na Tabela 4.2.1), estruturas e texturas.

4.2.1 Migmatito Caieiras (MC)

Esta unidade foi identificada nos pontos GC-02, GC-03 e GC-04, onde afloram principalmente os litotipos relacionados ao neossoma deste migmatito, não tendo sido identificado em campo o paleossoma. Tem caráter diatexito, onde foram identificados os litotipos do neossoma, Monzogranito com estrutura schlieren (Nmgs), Sienogranito com turmalina e granada (Ntgl), Sienogranito (Nmbsg), Sienogranito milonitizado (Nsgm) e Pegmatito (P), distintos nos domínios leucossoma (porção leucocrática) e apenas neossoma (porção leuco- a mesocrática), como visto na Tabela 4.2.2.

Tabela 4.2.1: Litotipos identificados no Migmatito Caieiras, com suas respectivas siglas e amostras.

Amostra	Domínio	Litotipo	Sigla
GC-02-A	Leucossoma	Sienogranito com turmalina e granada	Lsgtg
BP-288a	Leucossoma	Sienogranito com turmalina e granada	
BP-288b	Leucossoma	Sienogranito com turmalina e granada	
BP-288.1	Leucossoma	Sienogranito com turmalina e granada	
GC-03-A	Leucossoma	Sienogranito com turmalina e granada	
GC-02-E	Leucossoma	Sienogranito duas micas	Lsgdm
GC-02-B	Neossoma	Monzogranito com estrutura schlieren	Nmgs
GC-02-C	Neossoma	Nmgs - banda máfica sienogranítica	
GC-02-D	Neossoma	Monzogranito com estrutura schlieren	
GC-02-F	Neossoma	Sienogranito tectonofácies	Nsgt
GC-03-B	Neossoma	Sienogranito tectonofácies	

Tabela 4.2.1: Síntese das assembleias minerais e suas porcentagens modais para cada amostra analisada e a sigla correspondente ao respectivo litotipo.

Amostra	Litotipo	Qtz	Mc	Pl	Kfs*	Bt	Mus	Tur	Grt	Op	Ep	Aln	Zrn	Ttn	Ap	Mnz
GC-02-A	Lsgtg	30	35	15	15	5	-	5	Tr	-	-	-	-	-	Tr	Tr
BP-288a	Lsgtg	40	30	15	10	-	-	5	Tr	-	-	-	-	-	Tr	Tr
BP-288b	Lsgtg	35	35	15	10	-	-	5	Tr	-	-	-	-	-	Tr	Tr
BP-288.1	Lsgtg	40	30	10	15	-	-	5	Tr	-	-	-	-	-	Tr	Tr
GC-03-A	Lsgtg	35	35	10	15	5	-	5	-	-	-	-	-	-	Tr	Tr
GC-02-E	Lsgdm	40	20	15	10	15	Tr	-	-	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	-
GC-02-B	Nmgs	30	20	20	10	20	Tr	-	-	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	-
GC-02-C	Nmgs	5	-	15	10	70	Tr	-	-	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	-
GC-02-D	Nmgs	30	25	20	10	15	Tr	-	-	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	-
GC-02-F	Nsgt	35	30	10	5	20	Tr	-	-	Tr	Tr	Tr	Tr	-	Tr	-
GC-03-B	Nsgt	40	20	20	10	10	Tr	-	-	Tr	Tr	Tr	Tr	-	Tr	-
GC-05	Lgdm	35	35	10	5	15	Tr	-	-	-	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	-
GC-06	Gddm	40	30	20	5	10	Tr	-	-	-	Tr	Tr	Tr	-	Tr	-

Legenda: Lsgtg: Leucossoma sienogranítico com turmalina e granada; Lsgdm: Leucossoma sienogranítico duas micas; Nmgs: Mesossoma monzogranítico com estrutura schlieren; Nsgt: Neossoma sienogranítico tectonofácies; Lgdm: Leucogranito duas micas; Lgbb: Granodiorito duas micas. Observação: nomes dados com base na composição química-mineralógica, baseada no diagrama P-Q de Debon e LeFort de 1983 (ver seção 4.3).

Neossoma monzogranítico com estrutura schlieren (Nmgs)

Porção predominante nos afloramentos da unidade, este litotipo é caracterizado pelo seu índice de cor mesocrático a leucocrático (15-35%), de composição monzogranítica, marcado por uma estrutura bandada e foliada, onde ocorrem schlieren sub-milimétricos a centimétricos em meio à porção leucocrática qurtzo-feldspática (Figura 4.2.1).

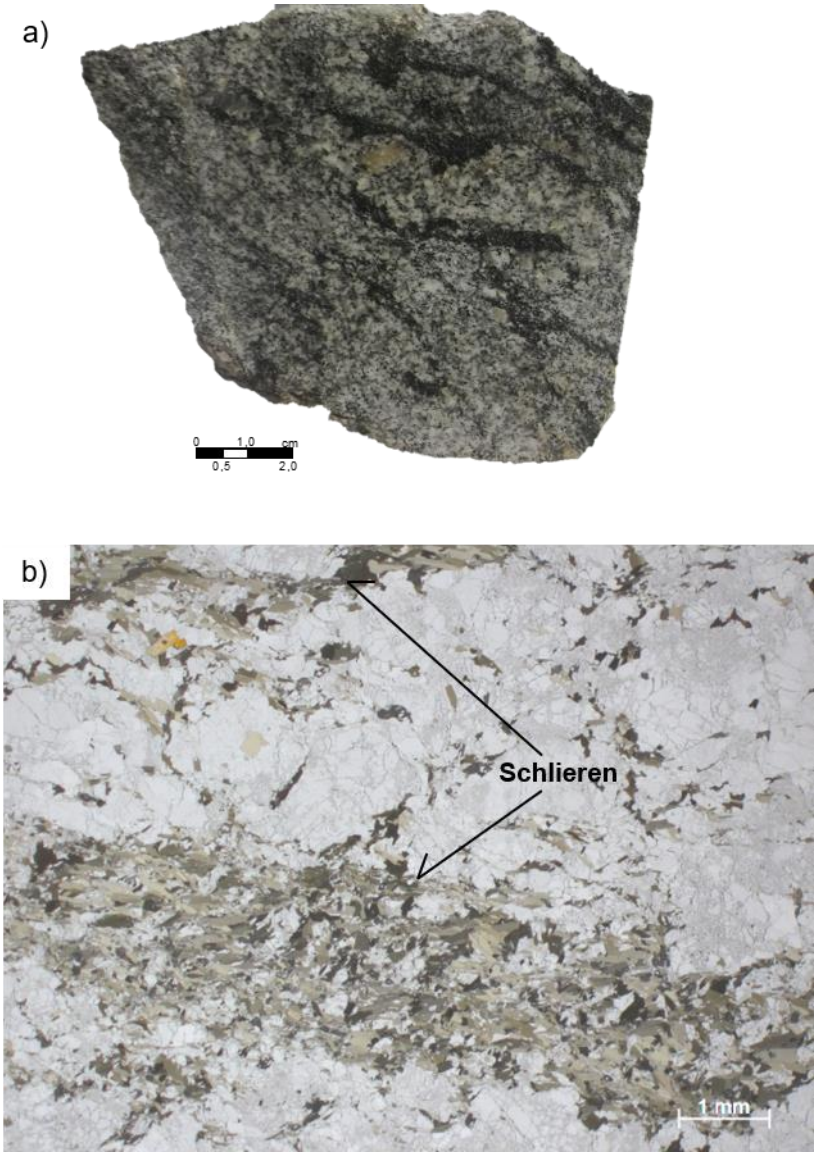

Figura 4.2.1: a) amostra de mão do Neossoma Mesocrático com Schlieren, amostra GC-02-D; b) Trama geral, com bandas quartzo-feldspáticas e schlieren, 10 aumentos em nicóis paralelos, amostra GC-02-B.

A porção leucocrática, predominante, é formada por fração neoformada, que compõe entre 55-65% da rocha, apresenta textura xenomórfica heterogranular e estrutura de fluxo granular sub-paralelo aos schlieren, é composta por quartzo e microclínio, que estão entremeando a fração residual. A última compõe cerca de 25-

30% da rocha, em cristais plagioclásio (An_{10-20}), k-feldspato (indiferenciado), predominantemente, de média granulação e biotita de fina granulação que ocorre intersticialmente (Figura 4.2.2).

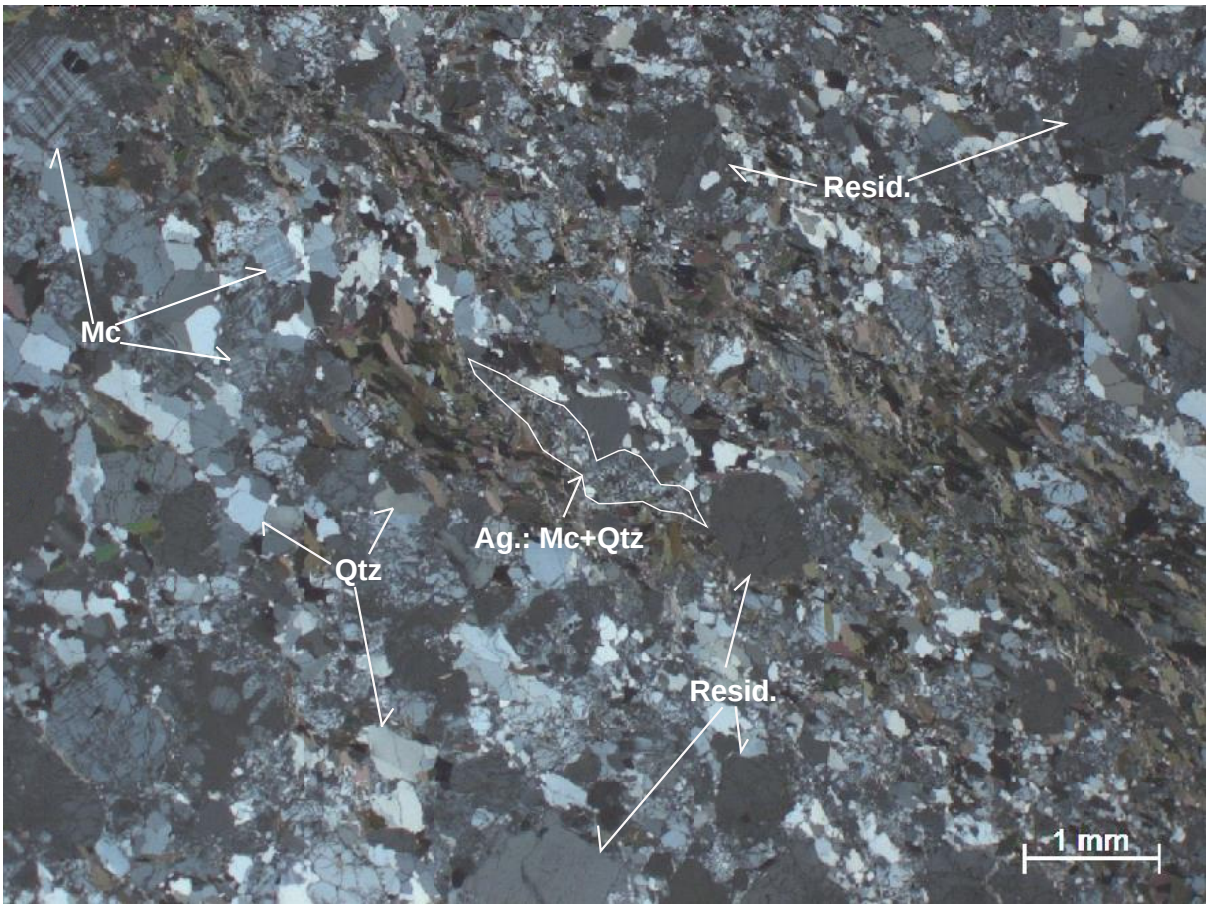

Figura 4.2.2: Fotomicrografia da amostra GC-02-B, onde estão em evidência a partes constituintes da fração leucocrática da rocha, cristais de microclínio e quartzo neoformados e cristais residuais de plagioclásio e K-feldspato, 10 aumentos em nicóis cruzados.

O microclínio ocorre em meio a matriz neoformada em cristais finos e agregados muito finos, mas também como megacristais (1 - 2 mm) (Figura 4.2.2), apresenta geminação em grade que,, frequentemente, está deformada, associada a fraca/moderada extinção ondulante e pertitas em chama (Figura 4.2.3.a). Quando próximos aos cristais de k-feldspato e plagioclásio residuais, o microclínio pode apresentar mirmequitas (Figura 4.2.3.a), bem como pode ocorrer substituindo estes (Figura 4.2.3.b). Já o quartzo ocorre predominantemente como cristais finos e anédricos, com extinção ondulante moderada a forte (Figura 4.2.2), mas também em meio a agregados de quartzo e microclínio de fina granulação (Figura 4.2.2).

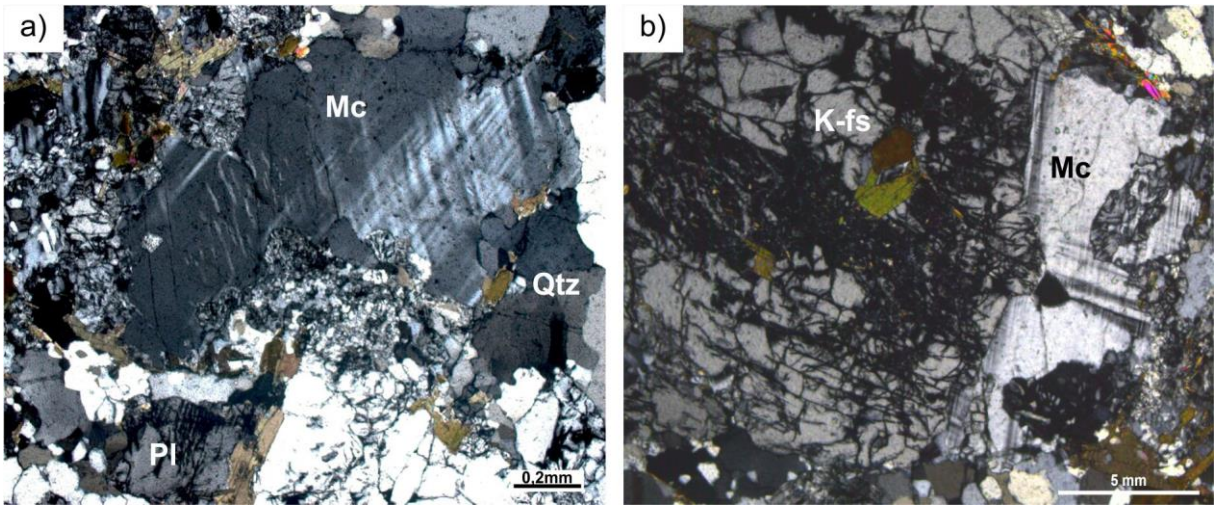

Figura 4.2.3: Fotomicrografias dos microclínio neoformados: a) com pertitas em chama e geminação em grade deformada, 50 aumentos em nicóis cruzados; b) substituindo K-feldspato, 40 aumentos em nicóis cruzados; fotomicrografias da amostra GC-02-B.

O K-feldspato (indiferenciado) e o plagioclásio (An_{5-15}) são facilmente confundidos, ambos ocorrem como porfiroclastos médios a grossos (1 - 4,5 mm) fortemente fraturados, de hábito anédrico, com bordas de cristal arredondadas, que raramente apresentam geminação (Figura 4.2.4). O K-feldspato pode ser distinguido pela presença de pertitas em chama, enquanto o Pl se distingue pela mais frequente geminação polissintética. Mirmequitas são frequentes nos contatos destes com o quartzo.

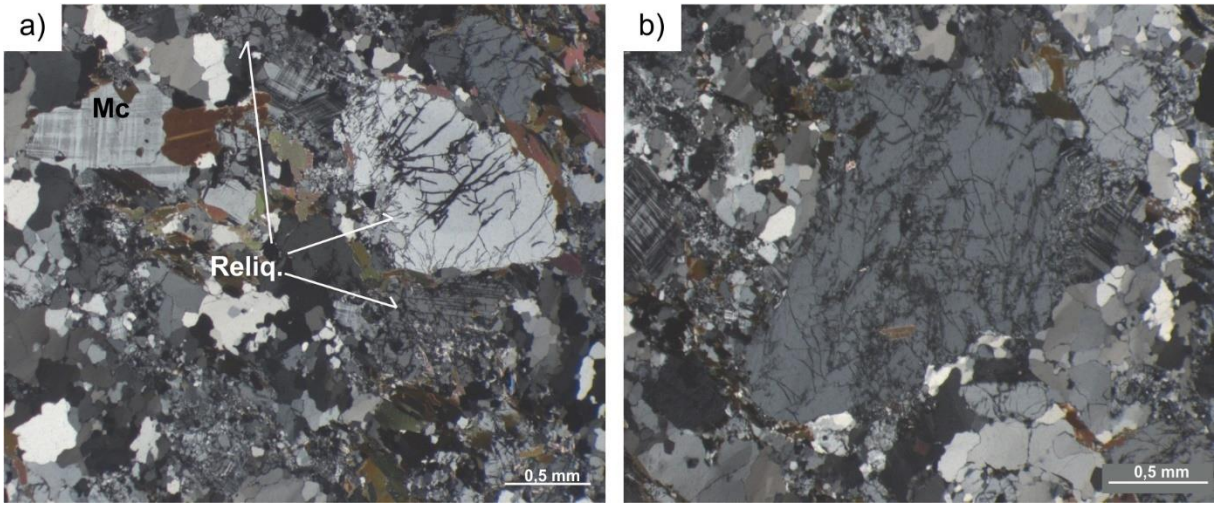

Figura 4.2.4: Fotomicrografias evidenciando os cristais reliquiares: a) cristais de diferentes granulometrias em meio a cristais neoformados e biotita na matriz da rocha, 25 aumentos em nicóis cruzados; b) cristal reliquiar de média granulação em meio a matriz neoformada, onde é possível observar feições de mimetização; fotomicrografias da amostra GC-02-D.

Algumas feições encontradas indicam a relação reológica entre os cristais residuais e o líquido, é o caso de filmes de quartzo ou microclínio em torno dos

porfiroclastos, cristais com formas em cúspide (Figura 4.2.5.a) e intercrescimentos gráfico e mimerquíticos cristalizados em interstícios (Figura 4.2.5.b)

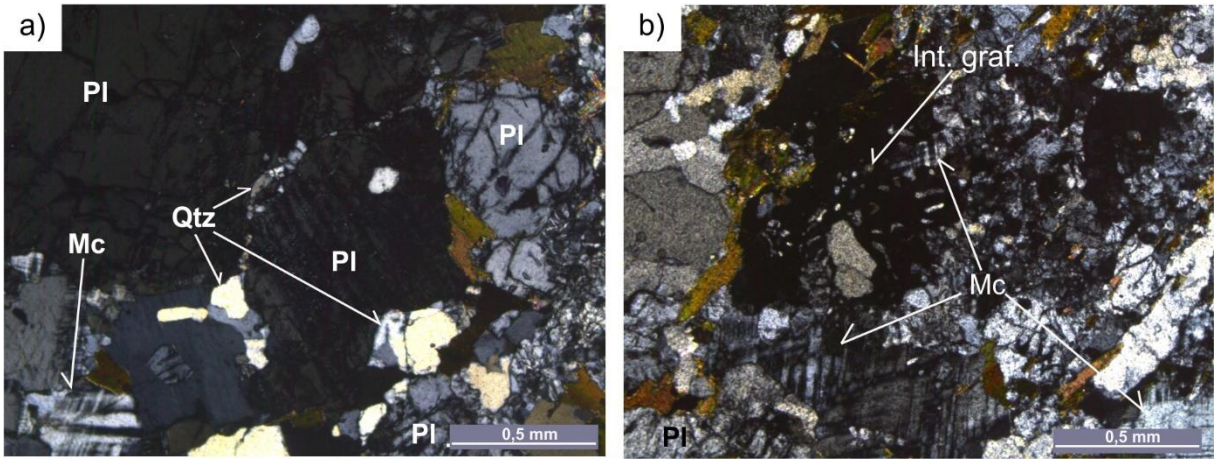

Figura 4.2.5: Fotomicrografias evidenciando a relação reológica do líquido fundido e dos cristais refratários: a) quartzo ocorrendo entre fraturas dos cristais de plagioclásio, amostra GC-02-B,40 aumentos em nicóis cruzados ; b) microclínio ocorrendo entre cristais de plagioclásio e intercrescimento gráfico, amostra GC-02-D, 40 aumentos em nicóis cruzados

A outra porção reliquiar está materializada nos schlieren que são caracterizados por agregados de biotita, plagioclásio, K-feldspato (não diferenciado) e por vezes quartzo, cujos cristais de fina granulação estão orientados segundo a foliação. Chama a atenção os cristais de biotita com moderado grau de orientação e frequentemente imbricados (Figura 4.2.6.a) que, por vezes, contornam os porfiroclastos de Kfs e Pl (Figura 4.2.6.b). Nestas porções estão hospedadas a maior parte dos acessórios da rocha, representados por titanita, allanita manteada por epidoto (Figura 4.2.6.c), apatita e zircão, bem como finos cristais euédricos de muscovita primária (Figura 4.2.6.d). A relação textural da muscovita com a biotita indica que esta é formada primariamente a partir de processos ígneos, assim como relatam os trabalhos de Miller et al (1981) e Zane e Rizzo (1999). De modo semelhante, o manteamento da allanita pelo epidoto, sugere que estes sejam minerais primários magmáticos, como aponta o trabalho de Gieré e Sorensen (2004).

A biotita ocorre ainda, em menor proporção, na matriz, cujos cristais são finos a muito finos e são intersticiais, cujo hábito é subédrico a anédrico, com contatos regulares a irregulares.

A presença de estrutura schlieren contendo de feldspatos fraturados, por vezes com feições de rotação, associada a cristais de biotita orientados e localmente imbricados e contornando cristais de feldspatos, bem como a presença de cristais maiores de plagioclásio e K-feldspato com características semelhantes, mas de maior

granulação na matriz, são indícios de que ambas as partes (schlieren, k-fs e Pl da matriz) tenham sido cristalizados em uma fase anterior aos cristais neoformados que “englobam” estes, sendo por isto, adotado o termo residual e neoformados para caracterizar as diferentes frações da rocha descritas acima.

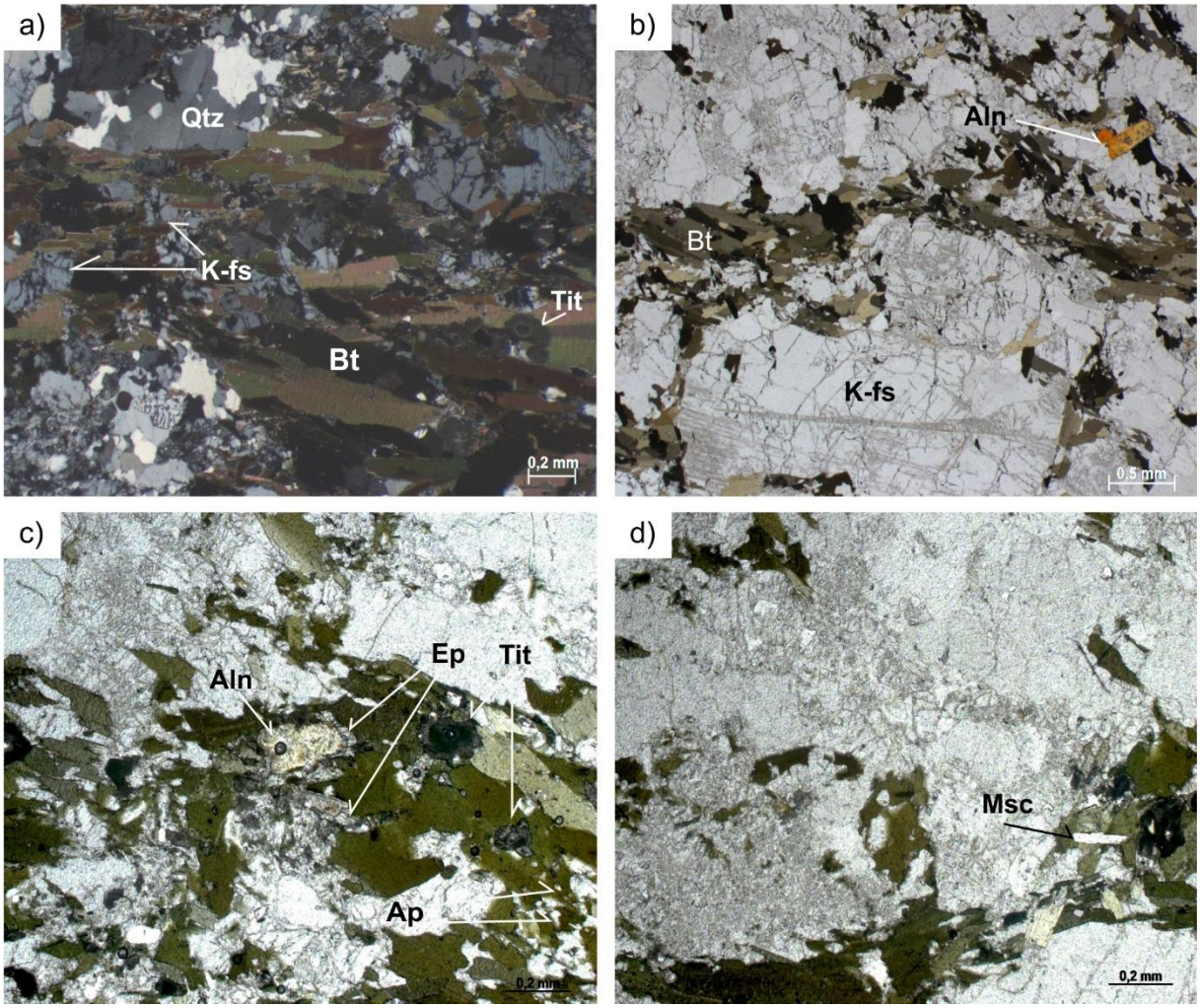

Figura 4.2.6: Fotomicrografias da estrutura schlieren: a) trama imbricada e orientada dos cristais de biotita em meio a K-feldspato residuais compondo o schliere, amostra GC-02-D, 35 aumentos em nicóis cruzados; b) cristais de biotita em schliere, contornando K-fs residual de grossa granulação e alanita em contato com a biotita, amostra GC-02-B, 20 aumentos em nicóis paralelos; c) cristais de minerais acessórios inclusos em biotita com bordas arredondadas em trama imbricada, amostra GC-02-D, 50 aumentos em nicóis paralelos; d) muscovita primária euédrica inclusa em cristal de biotia, amostra GC-02-D, 50 aumentos em nicóis paralelos.

Leucossoma sienogranítico com turmalina e granada (Lsgtg)

Porção frequentemente encontrada nos afloramentos, ocorre, em geral, associadas a fases pegmatíticas (Figura 4.2.7.a). É caracterizada pelo seu índice de cor hololeucocrático, composição sienogranítica, estrutura isótropa e textura xenomórfica heterogranular de granulação fina a média (Figura 4.2.7.b).

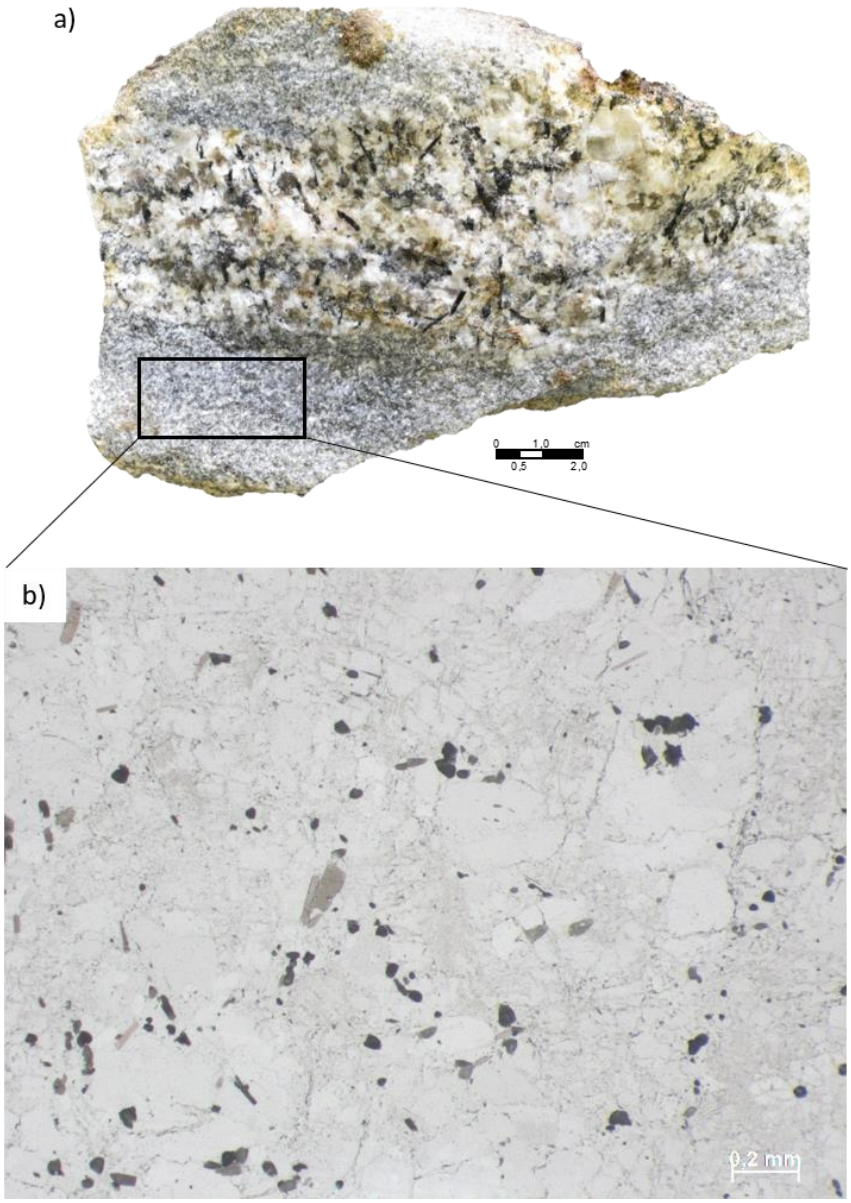

Figura 4.2.7: Fotografias do litotipo Nsgtg: a) Aspecto geral da amostra GC-02-A; b) fotomicrografia da amostra GC-02-A evidenciando trama geral da rocha, onde se destacam os cristais de turmalina e o baixo índice de cor.

De modo semelhante ao litotipo Nmgs, apresenta uma fração de minerais neoformados (compondo entre 60 e 70% da rocha), composta por quartzo, microclínio, turmalina e granada e um termo de menor porcentagem modal (entre 40 e 30%), de cristais residuais de K-feldspato e plagioclásio (An_{15-25}). Dentre a fase acessória predominam zircão, apatita e monazita.

A porção neoformada (Figura 4.2.8), apesar da composição, apresenta características semelhantes às rochas do Nmgs, onde se observam cristais de

microclínio de fina granulação e, frequentemente, megacristais médios, dificilmente encontrados no Nmgs. Ambas frações apresentam hábito anédrico a subédrico, com contatos interdigitados e lobados, com maclas de geminação em grade fraca a moderadamente deformadas associada a fraca/moderada extinção ondulante e pertitas em chama. Além disto, nos contatos destes cristais é frequente a presença de mirmequitas O quartzo, por sua vez, ocorre como cristais predominantemente médios, anédricos, com contatos lobados e interdigitados, apresenta ainda moderada a forte extinção ondulante.

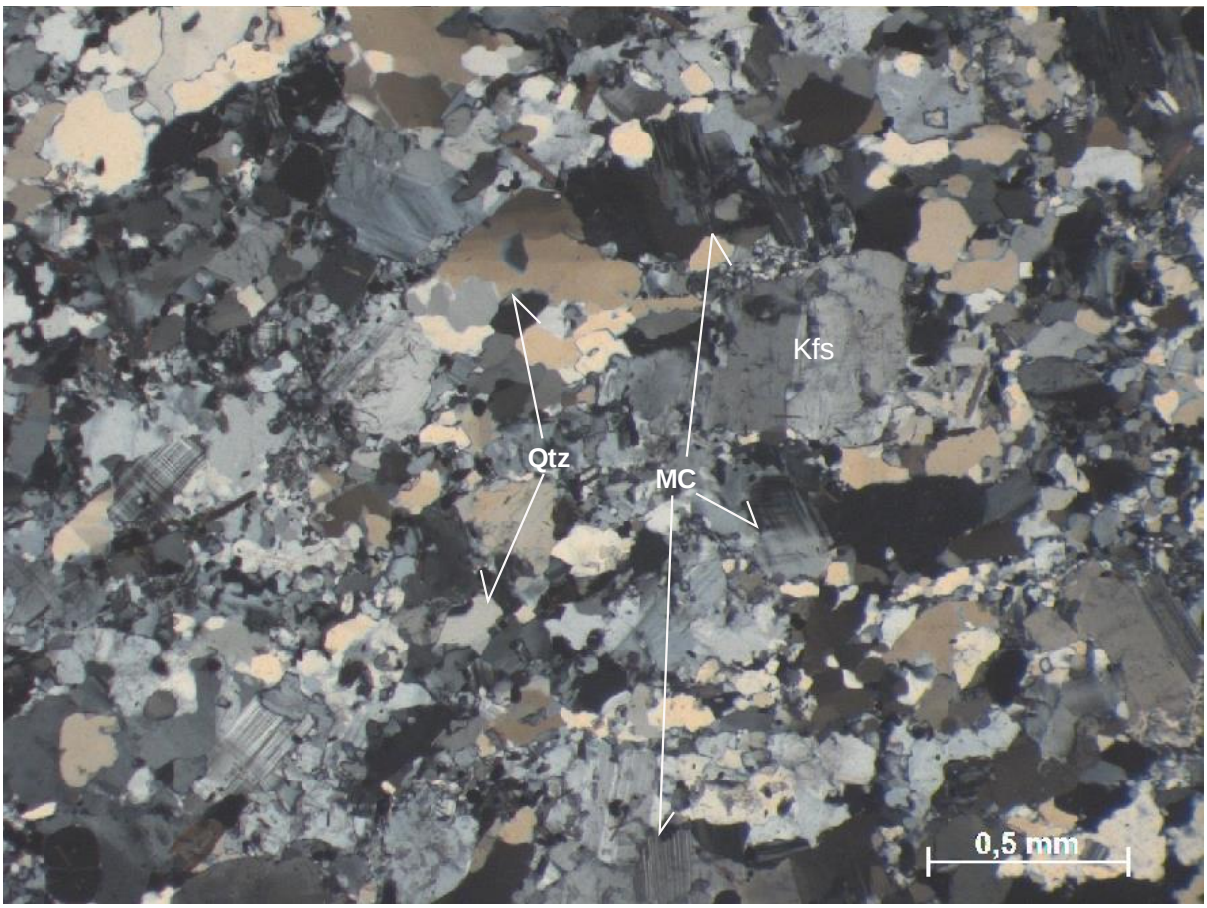

Figura 4.2.8: Fotomicrografia da amostra GC-02-A, em que se pode observar a trama da rocha, onde estão evidenciados os cristais neoformados de quartzo e microclínio e cristal residual de K-feldspato.

A característica fundamental que diferencia a porção neoformada deste litotipo àquela do Nmgs, é a presença de até 5% de cristais finos a médios (0,1 - 1,5 mm) de turmalina euédrica, de cor cinza escuro esverdeado (Figura 4.2.9.a) fortemente pleocróica. Por vezes, zonada e fraturada (Figura 4.2.9.b) e com fraco grau de orientação. À esta turmalina se associam cristais finos (~0,2 mm) subédricos a euédricos de granada, moderadamente fraturadas (Figura 4.2.9.a), macroscopicamente, de cor vermelho médio.

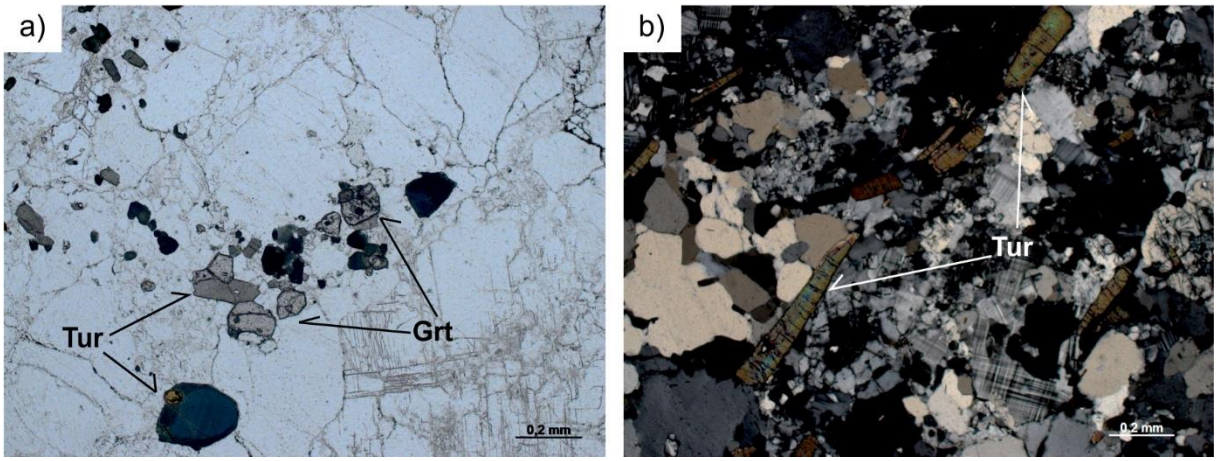

Figura 4.2.9: Fotomicrografias da amostra GC-02-A, onde estão em evidência a) a granada (Grt) e turmalina (Tur), onde no cristal da porção inferior esquerda, há inclusão de monazita, 50 aumentos em nicóis paralelos; b) cristais de turmalina zonados, 50 aumentos em nicóis cruzados

A porção residual está materializada no K-feldspato e plagioclásio (An_{5-15}). Aqui os cristais destes minerais são predominantemente finos, havendo pequena fração de termos médio (0,25 - 2,5 mm). Estão fortemente fraturados, cujo hábitos são anédricos, com bordas arredondadas, contatos serrilhados, dentados e irregulares (Figura 4.2.10). Predominam os cristais sem maclas de geminação, no entanto, quando presentes, estão deformadas. A característica marcante destes cristais é a diferença de trama, hábito e, principalmente, grau de deformação em relação à matriz neoformada.

De modo semelhante ao que ocorre no litotipo Nmgs, é comum a presença de estruturas produtos da relação reológica das fases neoformadas e reliquiar (líquido-resíduo), tal como filmes de microclínio ou quartzo preenchendo microfraturas de cristais de Kfs e Pl (Figura 4.2.11.a) ou interstícios e espaços em junções tríplices, e, por fim, megacristais de microclínio englobando porções dos porfiroclastos, quando houve espaço para o crescimento de tais (Figura 4.2.11.b).

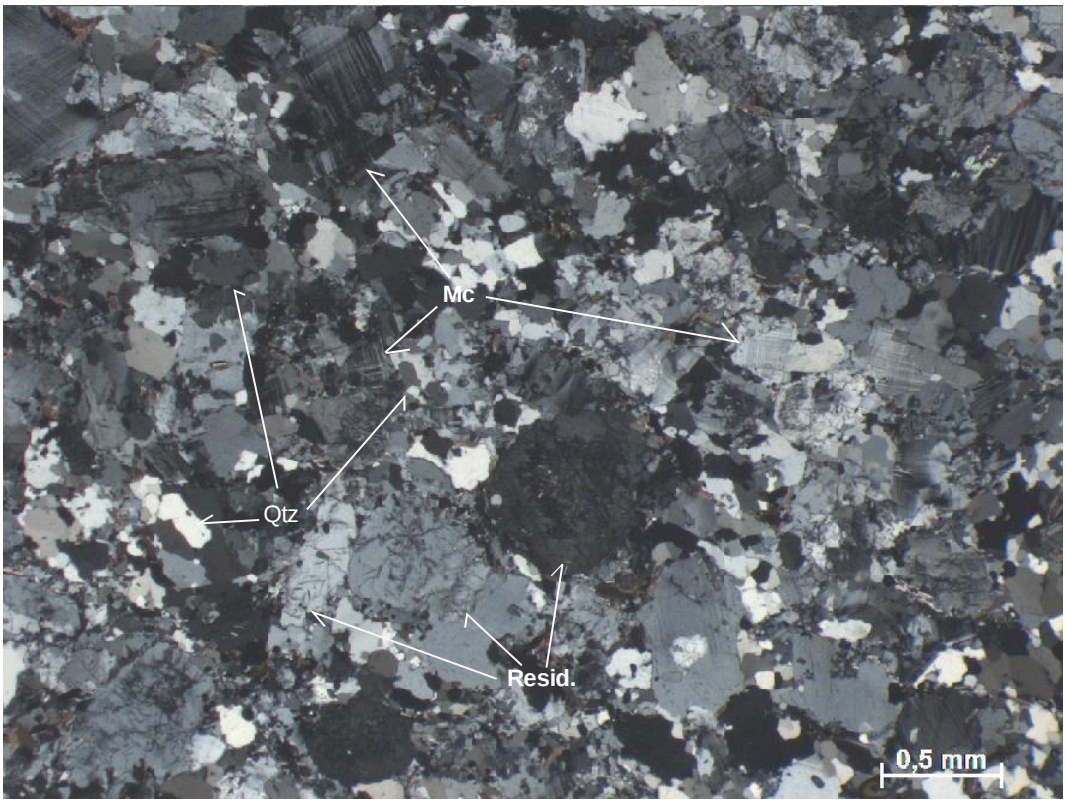

Figura 4.2.10: Fotomicrografia da amostra BP-288, onde estão em evidencia os principais constituintes da rocha: quartzo e microclínio neoformados e plagioclásio e K-feldspato residuais com hábito arredondado, fortemente fraturados e sem maclas, 10 aumentos em nicóis cruzados

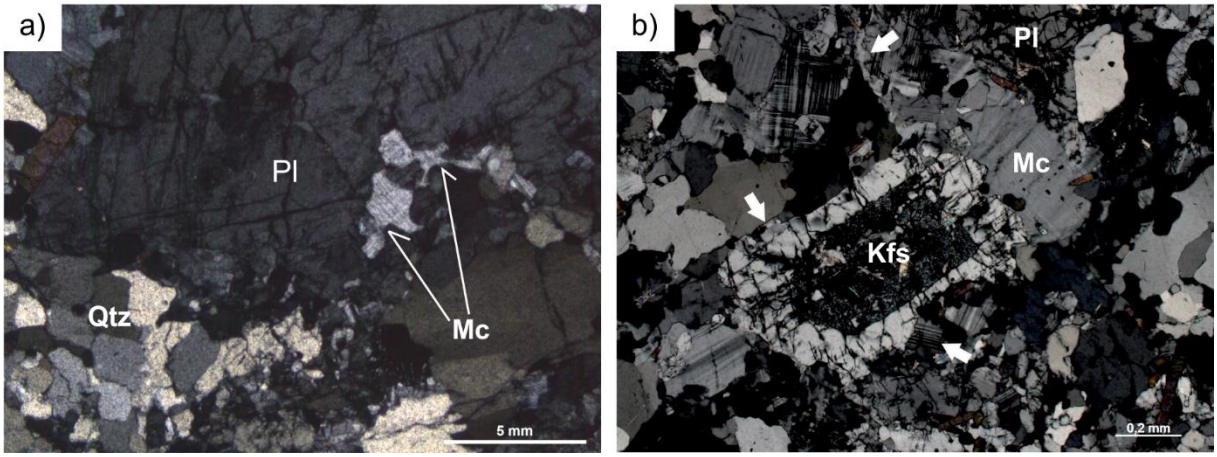

Figura 4.2.11: Fotomicrografias da amostra GC-03-A, onde estão em evidência a) microclínio intersticial, cristalizado em microfraturas do plagioclásio, 40 aumentos em nicóis cruzados; b) microclínio de granulometria média, crescido entre cristais de kfs e Pl, as setas indicam porções onde o microclínio e quartzo foram cristalizados em pequenos interstícios, 25 aumentos em nicóis cruzados

Leucossoma sienogranítico duas micas (Lsgdm)

Litotipo encontrado com menor frequência nos afloramentos, foi descrito aqui apenas com uma amostra do ponto GC-02. Composicionalmente muito semelhante ao litotipo Nmgs, difere deste apenas pelo seu índice de cor geralmente mais baixo,

não passando de 15%, sua composição sienogranítica e pela ausência de schlieren ou orientação marcante dos cristais (Figura 4.2.12).

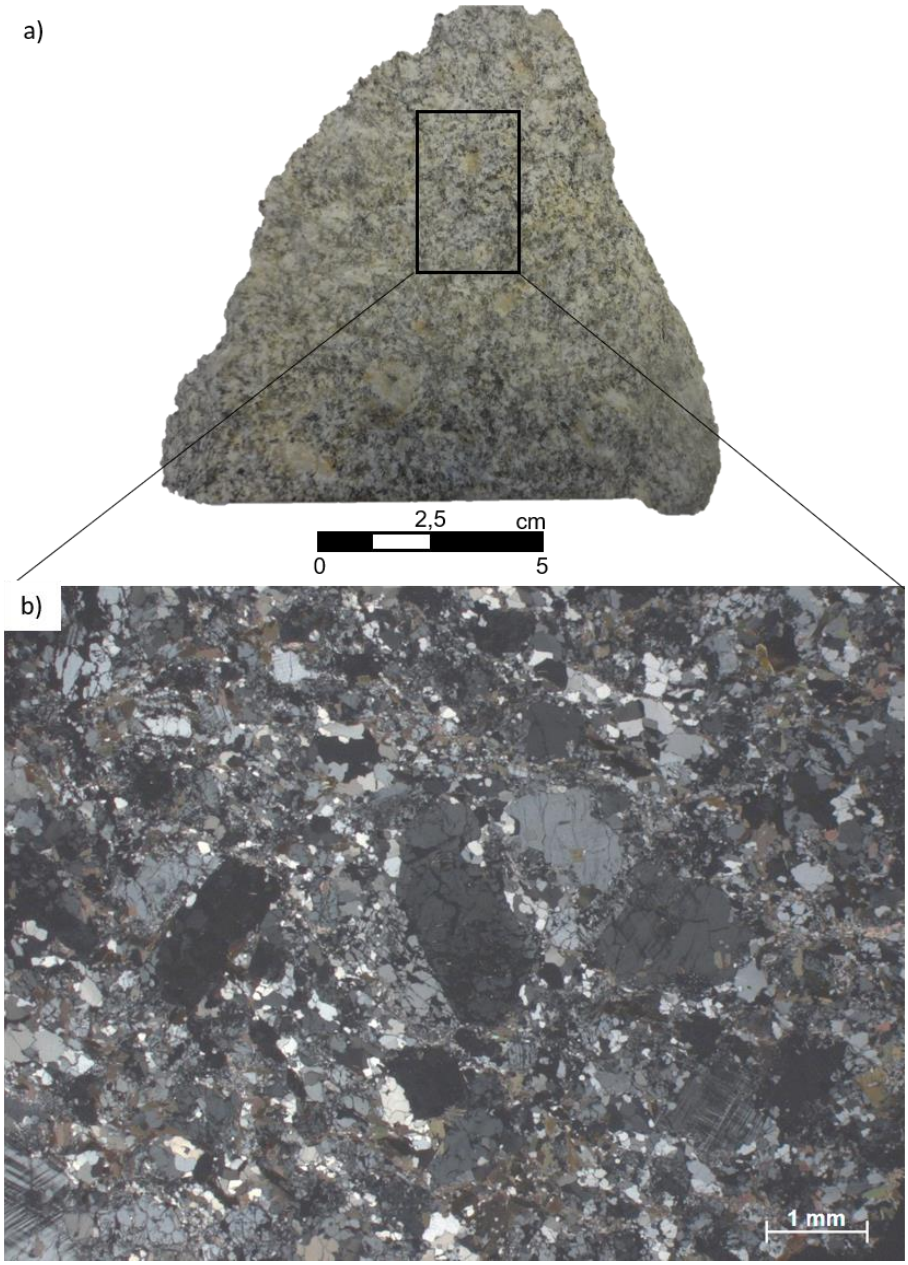

Figura 4.2.12: Fotografias da amostra GC-02-B, a) amostra de mão onde é possível ver o aspecto porfiróide e índice de cor leucocrático; b) fotomicrografia onde se destacam os megacristais em meio a matriz, 10 aumentos em nicóis cruzados.

Em amostra de mão a rocha tem aspecto porfirítico, mas em análise microscópica se verifica que os cristais de média a grossa granulação são , em sua grande maioria, porfiroclastos de K-feldspato e plagioclásio residuais, e, subordinadamente, ocorre como megacristais neoformados, médios (de até 2 mm), subédricos com contatos irregulares, que se diferenciam dos porfiroclastos por sua menor deformação, apesar do fraco a moderado faturamento presente, e pelos

contatos com a matriz neoformada, sugerindo que foram formados posteriormente aos porfiroclastos, mas numa fase inicial de cristalização do líquido (Figura 4.2.13).

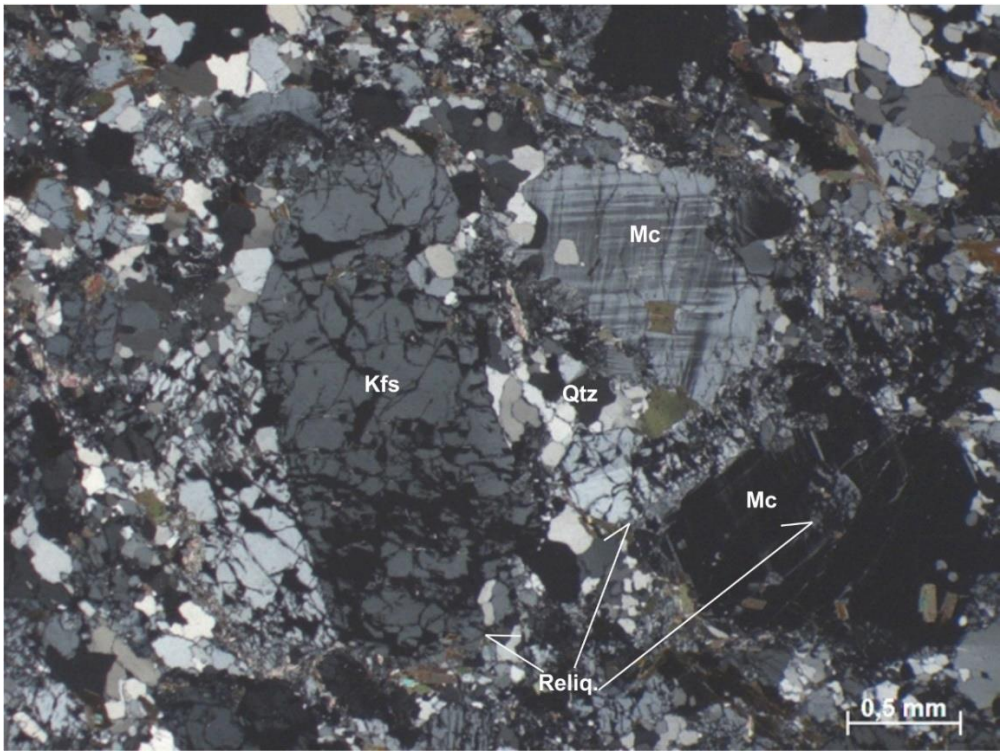

Figura 4.2.13: Fotomicrografia da amostra GC-02-E, onde estão em evidencia o pofiroclasto de K-feldspato com geminação simples fortemente fraturado e, por outro lado, os megacristais de microclínio anédricos moderadamente fraturados e com maclas de geminação em grade deformadas, englobando porções residuais, 20 aumentos em nicóis cruzados.

Além destes megacristais, a matriz neoformada é constituída por quartzo e microclínio de média granulação, com contatos irregulares e interlobados, apresentam moderadas extinções ondulantes, onde no microclínio está associada à maclas de geminação em grade deformadas (Figura 4.2.13). Finos agregados destes minerais são comuns, bem como mirmequitas em contatos de K-feldspatos, plagioclásios e quartzos.

A biotita nesta rocha não passa de 15% de composição modal, apresenta forte pleocroísmo variando de castanho claro a verde escuro acastanhado, em cristais finos subédricos (0,1 - 1mm), fracamente ou nada orientados. Por vezes a biotita está com bordas arredondadas e hábito anédrico, sugerindo reação destas com a matriz (Figura 4.2.14). Associados a estes cristais estão os acessórios, zircão, titanita, apatita e principalmente allanita manteada por epidoto (Figura 4.2.14).

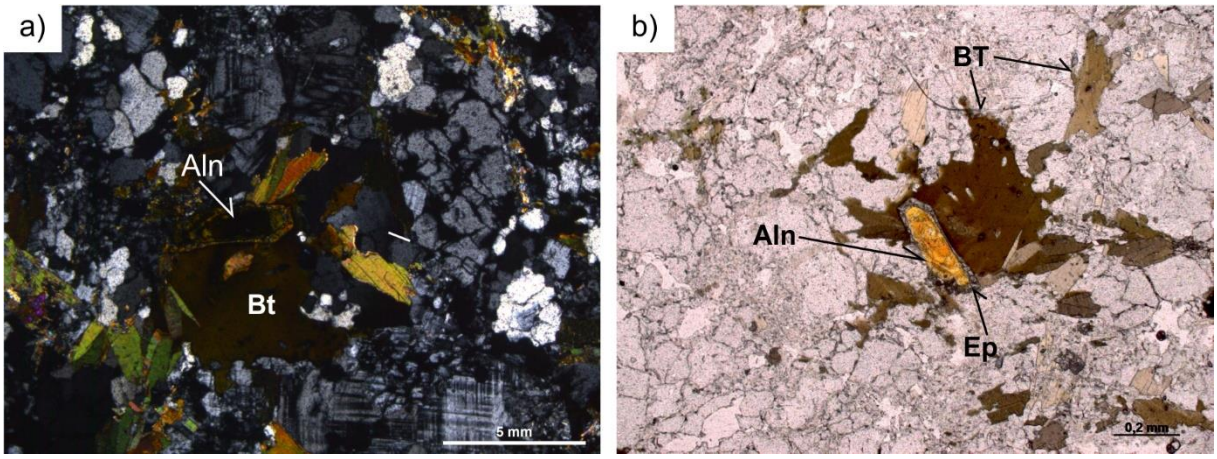

Figura 4.2.14: Fotomicrografias da amostra GC-02-E, evidenciando em a) hábito anédrico da biotita com contatos irregulares em relação à matriz, 40 aumentos em nicóis cruzados; em b) allanita manteada por epidoto inclusa em cristal de biotita, 50 aumentos em nicóis paralelos.

Neossoma sienogranítico tectonofácies (Nsgt)

Este litotipo é representado por protomilonitos e milonitos de composição sienogranítica a monzogranítica, que ocorrem em faixas centimétricas sub-paralelas à foliação observada no litotipo Nmgs, de alto ângulo de mergulho e movimentação sinistral (Figura 4.2.15).

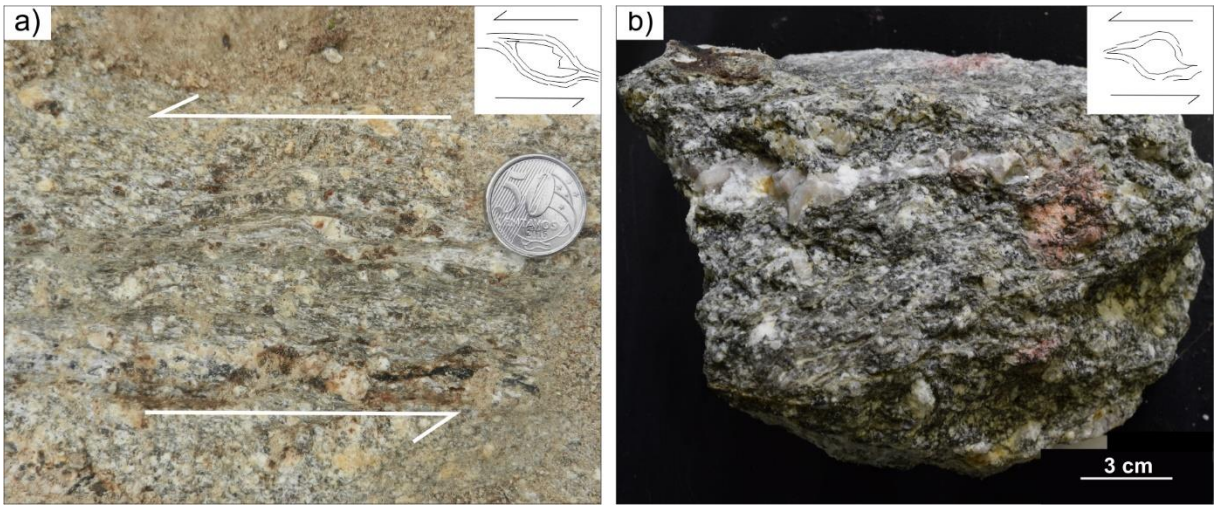

Figura 4.2.15: Fotografias da tectonofácies: a) faixa milonítica centimétrica cortando demais litotipos; b) amostra GC-02-F onde é possível ver porfiroclasto rotacionado indicando movimentação sinistral.

A rocha possui assembleia mineralógica de quartzo, microclínio, plagioclásio, K-feldspato (indiferenciado), biotita, sericita, allanita, epidoto, titanita e apatita. Onde os feldspatos e plagioclásios constituem porfiroclastos de até 4,5 mm, que podem estar rotacionados ou estirados, com textura manto-núcleo. Apresentam maclas fortemente deformadas e forte extinção ondulante. O quartzo, por sua vez, encontra-

se em agregados muito finos ou em *ribbons,* onde apresentam fina granulação, forte extinção ondulante associada a sub-grãos e novos grãos. Os mecanismos de deformação pois identificados são rotação de sub-grão e, subordinadamente, *bulging*.

Os domínios de clivagem são delineados pela orientação de cristais de biotita e sericita, tais domínios são espaçados sub-milimétricamente, estão fortemente anastomosados, onde se verifica pares S-C. A biotita, de fina granulação, cor verde escuro acastanhada, forma, por vezes, *mica-fish* e *kinks*.

Os acessórios, representados por allanita primária, manteada por epidoto, zircão, titanita e apatita, estão associados a porções mais ricas em micas.

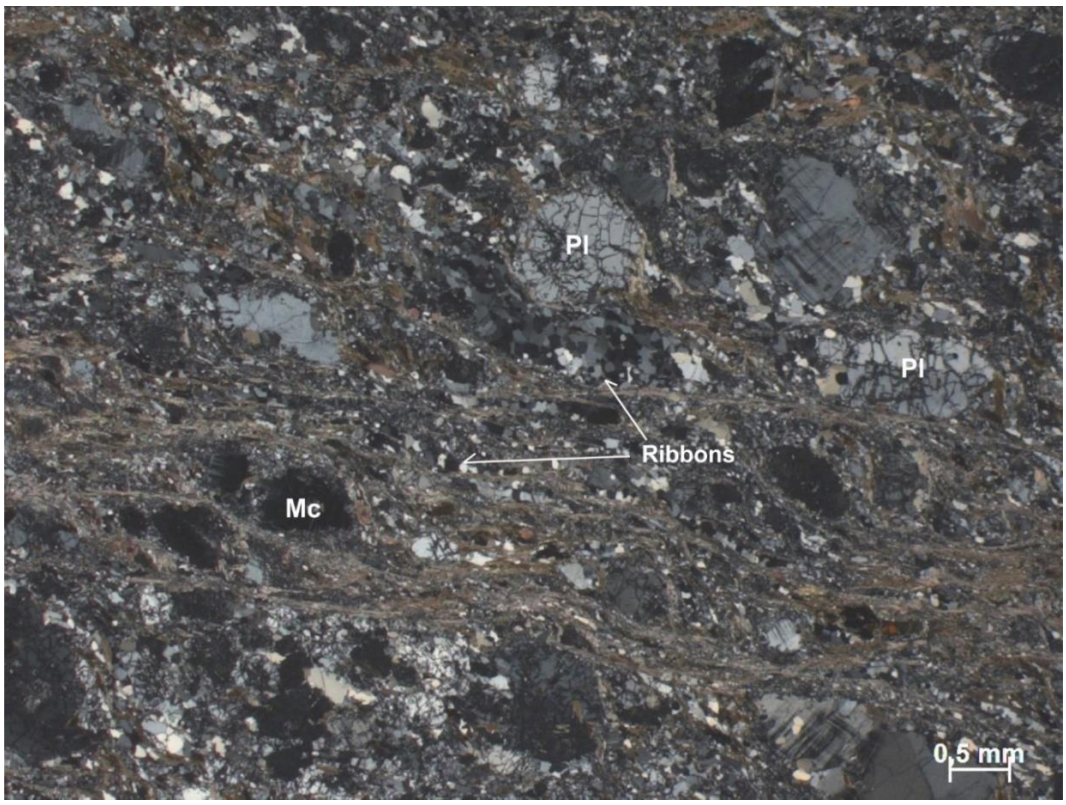

Figura 4.2.16: Fotomicrografia da amostra GC-02-F, onde se observa a trama geral da rocha, marcada pela foliação milonítica.

Fácies Pegmatito (P)

Porção comum nos afloramentos da unidade, ocorre como veios de espessura centimétrica a decimétrica, que cortam todas as demais litologias (Figura 4.2.15). São compostos por cristais, predominantemente, euédricos de média a grossa granulação, de quartzo, K-feldspato, plagioclásio, turmalina e granada.

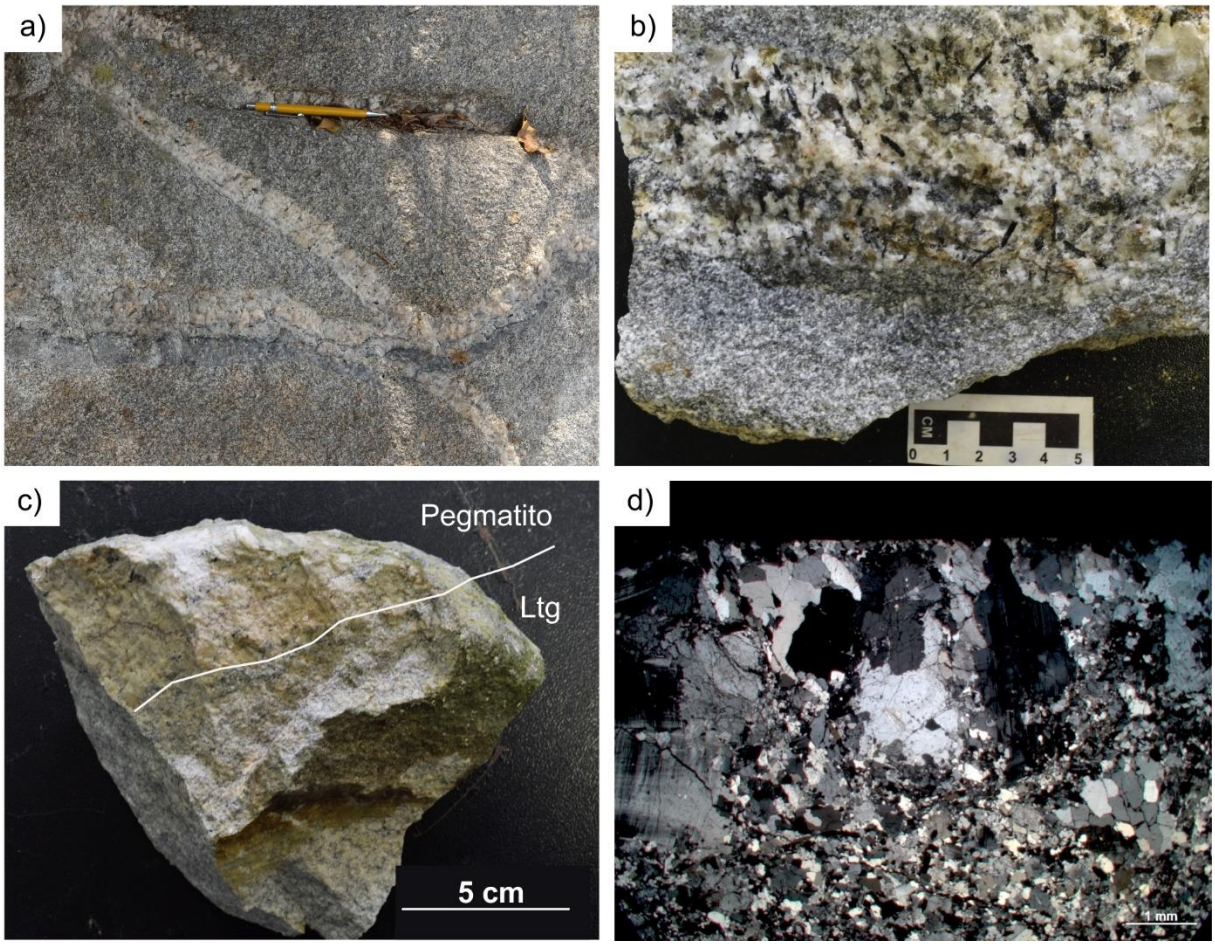

Figura 4.2.17: Fotografias da fácies pegmatito: a) veios centimétricos de pegmatito cortando o litotipo Ltg; b) amostra GC-02-A, onde se evidenciam os grandes cristais de turmalina; c) amostra GC-03-A; d) fotomicrografia da amostra GC-03-A, onde se verifica o contato irregular entre a fácies pegmatito (porção superior) e o Lsgtg (porção inferior).

4.2.2 Leucogranito duas micas (Lgdm)

Litotipo encontrado apenas no afloramento GC-05, é caracterizado pelo seu índice de cor leucocrático, composição sienogranítica, textura heterogranular fina a média xenomórfica e estrutura isotrópica (Figura 4.2.18). Sua assembleia mineral é representada por quartzo, microclínio, plagioclásio (An_{20-30}), biotita, muscovita e os acessórios titanita (predominante), allanitas manteadas por epidotos, zircão e apatita.

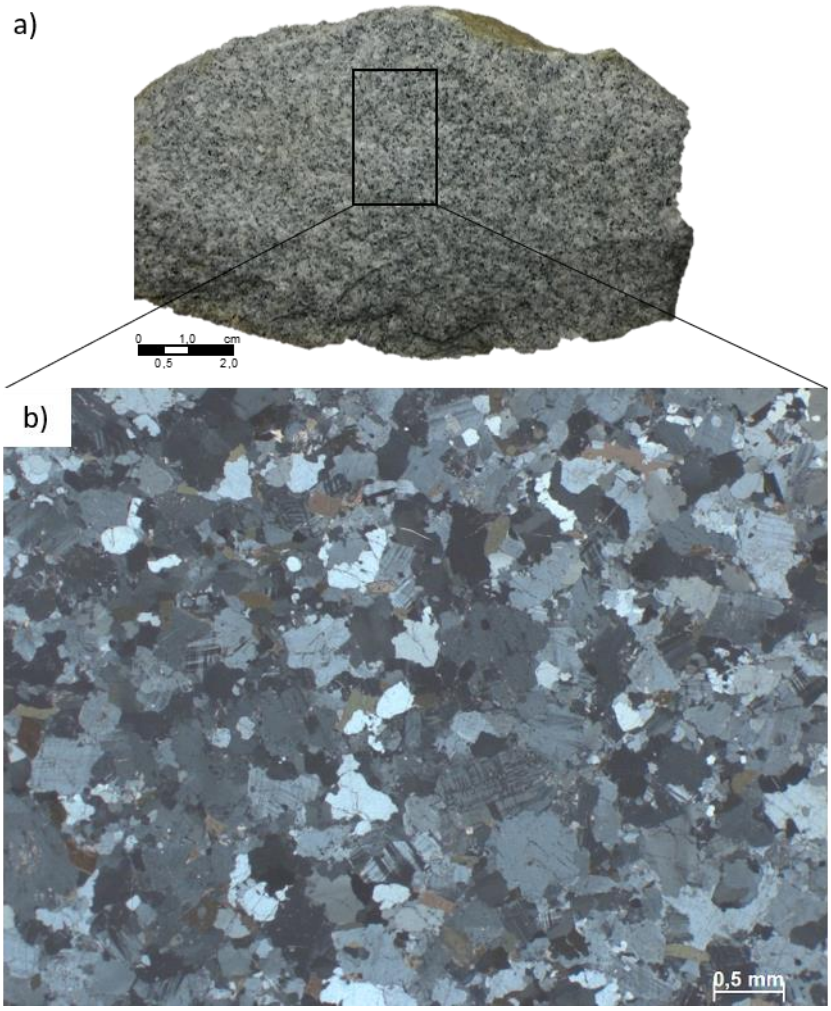

Figura 4.2.18: a) fotografia da amostra de mão do Lsgdm; b) fotomicrografia da amostra GC-05, onde se pode observar a estrutura isótropa e textura xenomórfica inequigranular.

O microclínio ocorre como cristais finos a médios (0,1 - 2,5mm), anédricos a subédricos (quando de maior granulação) e contatos predominantemente interdigitados (Figura 4.2.19). Apresenta ainda maclas de geminação em grade deformadas associadas a extinção ondulante, que é mais forte naqueles cristais médios

O plagioclásio (An_{20-30}) ocorre principalmente como finos cristais (0,25 - 0,8mm) anédricos, mas podem ser encontrados termos médios subédricos. Apresenta geminação polissintética moderada- a fortemente deformada que, por vezes, está ausente. O quartzo ocorre como finos cristais anédricos, intersticiais, com moderada a forte extinção ondulante (Figura 4.2.19.a). Mirmequitas são comuns nos contatos dos cristais desses minerais.

A biotita ocorre intersticialmente, em cristais anédricos a subédricos finos, aos quais estão associados os raros cristais de muscovita primária, os cristais subédricos

a euédricos de allanita manteada por epidoto, de apatita e zircão. Cristais subédricos a euédricos de titanita e allanita constituem a porção mais significativa dos acessórios (Figura 4.2.19).

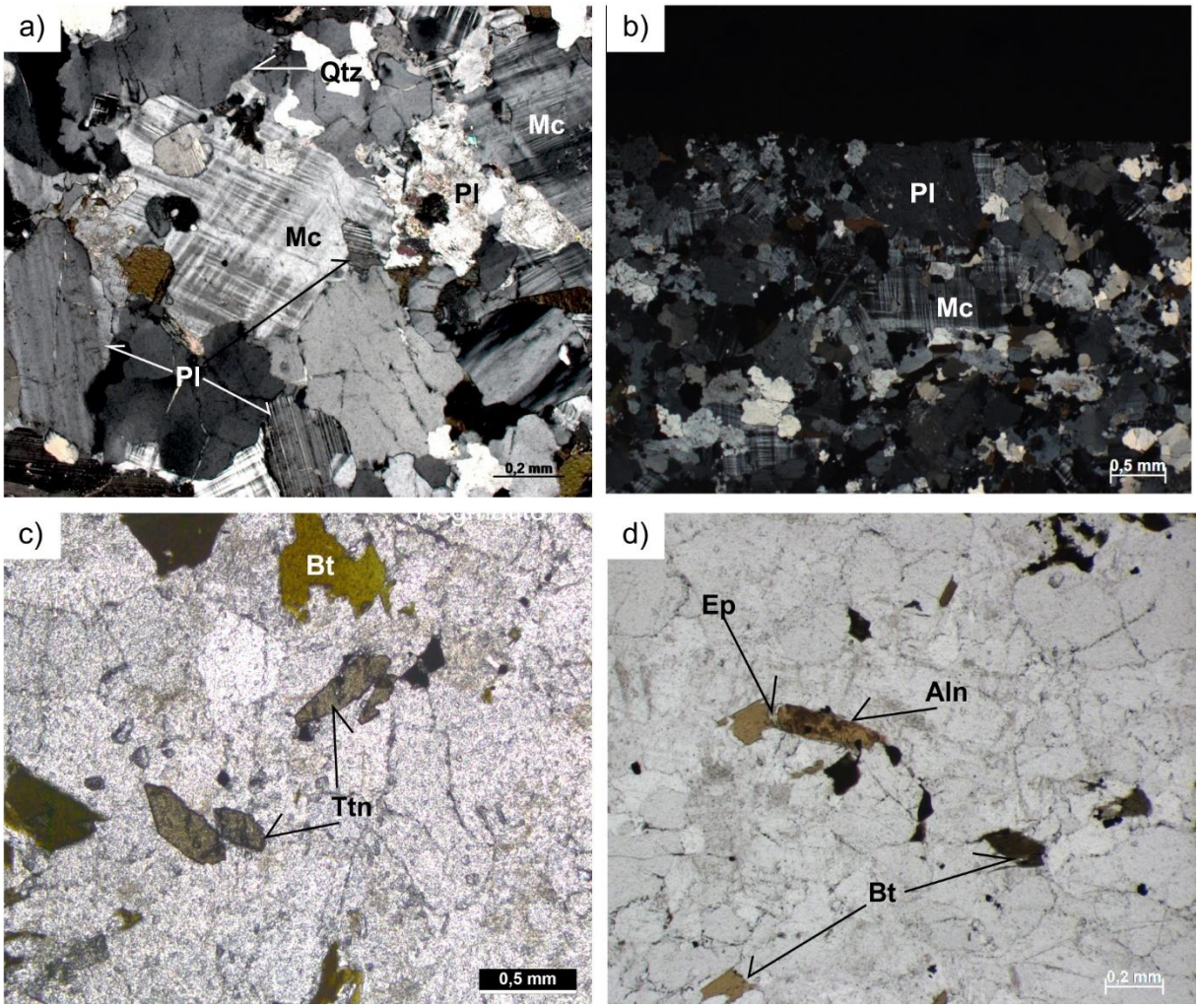

Figura 4.2.19: Fotomicrografias do Leucogranito duas micas onde se observa em a) microclínio anédrico com inclusões de plagioclásio em contato com cristais de Pl e quartzo; b) cristal de microclínio de média granulação manteando cristal de plagioclásio alterado; c) cristais subédricos de titanita e biotita intersticial anédrica; d) allanita manteada por epidoto em contato com biotita subédrica

4.2.3 Granodiorito duas micas (Gddm)

Aflorante na porção norte da área de estudo (ponto GC-06) esta fácies ocorre juntamente com veios pegmatíticos à turmalina. De composição monzogranítica, tem como característica macroscópica marcante seu índice de cor leucocrático e estrutura bandada, onde se distinguem bandas milimétricas a centimétricas de concentração de biotita e bandas centimétricas quartzo-feldspáticas (Figura 4.2.20).

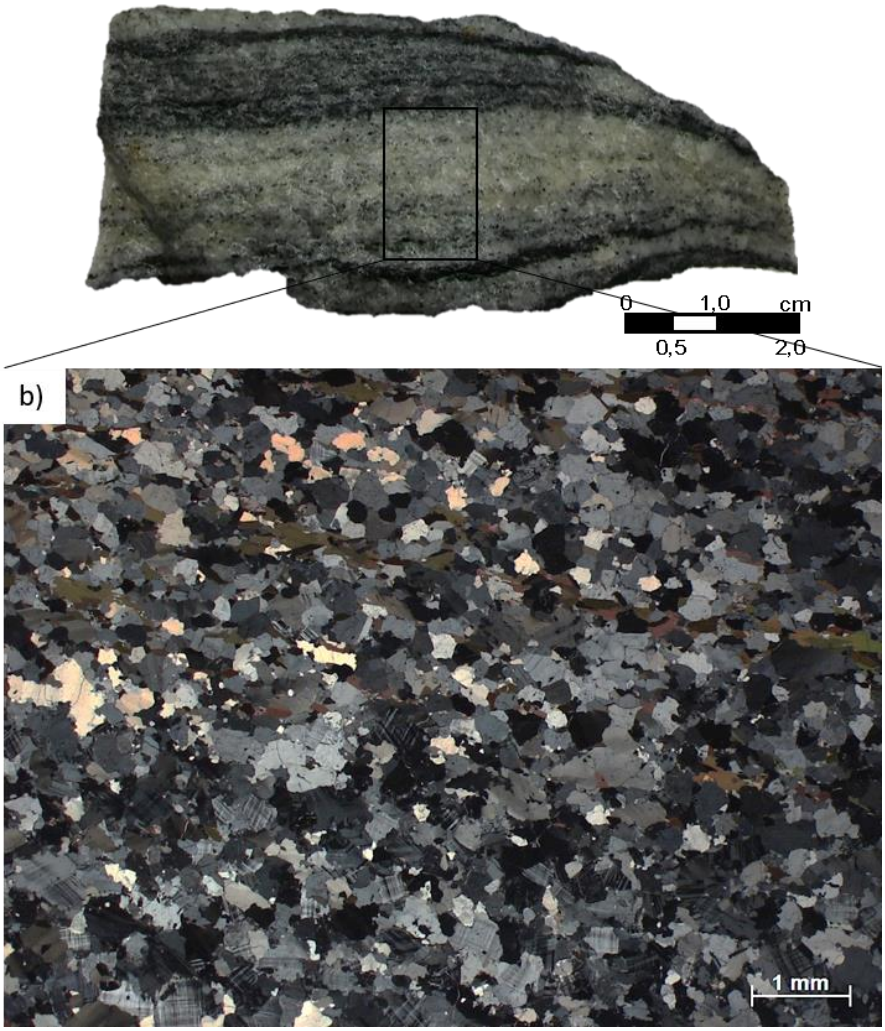

Figura 4.2.20: a) Fotografia de amostra mão do litotipo Lgdmb; b) fotomicrografia da amostra GC-06, onde se observa o aspecto bandado e foliado, marcado por acumulações de microclínio na porção inferior da lâmina e de biotita em bandas sub-milimétricas na porção superior, em nicóis cruzados.

O quartzo apresenta hábito anédrico com contatos interdigitados, ocorrendo, por vezes, em interstícios. Apresenta ainda forte extinção ondulante. O plagioclásio (An_{25-35}) ocorre, predominantemente, em cristais finos (0,25 - 1mm) anédricos com contatos irregulares, cujas maclas de geminação polissintética são pouco desenvolvidas, por vezes são ausentes, e estão fracamente deformadas. A característica marcante destes cristais é sua incipiente saussoritização. O microclínio tem ocorrência controlada pelo bandamento (Figura 4.2.20), apresenta granulação fina a media (0,25 - 1,25 mm) hábito anédrico e, por vezes, subédrico, com contatos irregulares e maclas de geminação em grade pouco deformadas associadas a fraca extinção ondulante. Estes minerais estão fracamente orientados segundo a foliação.

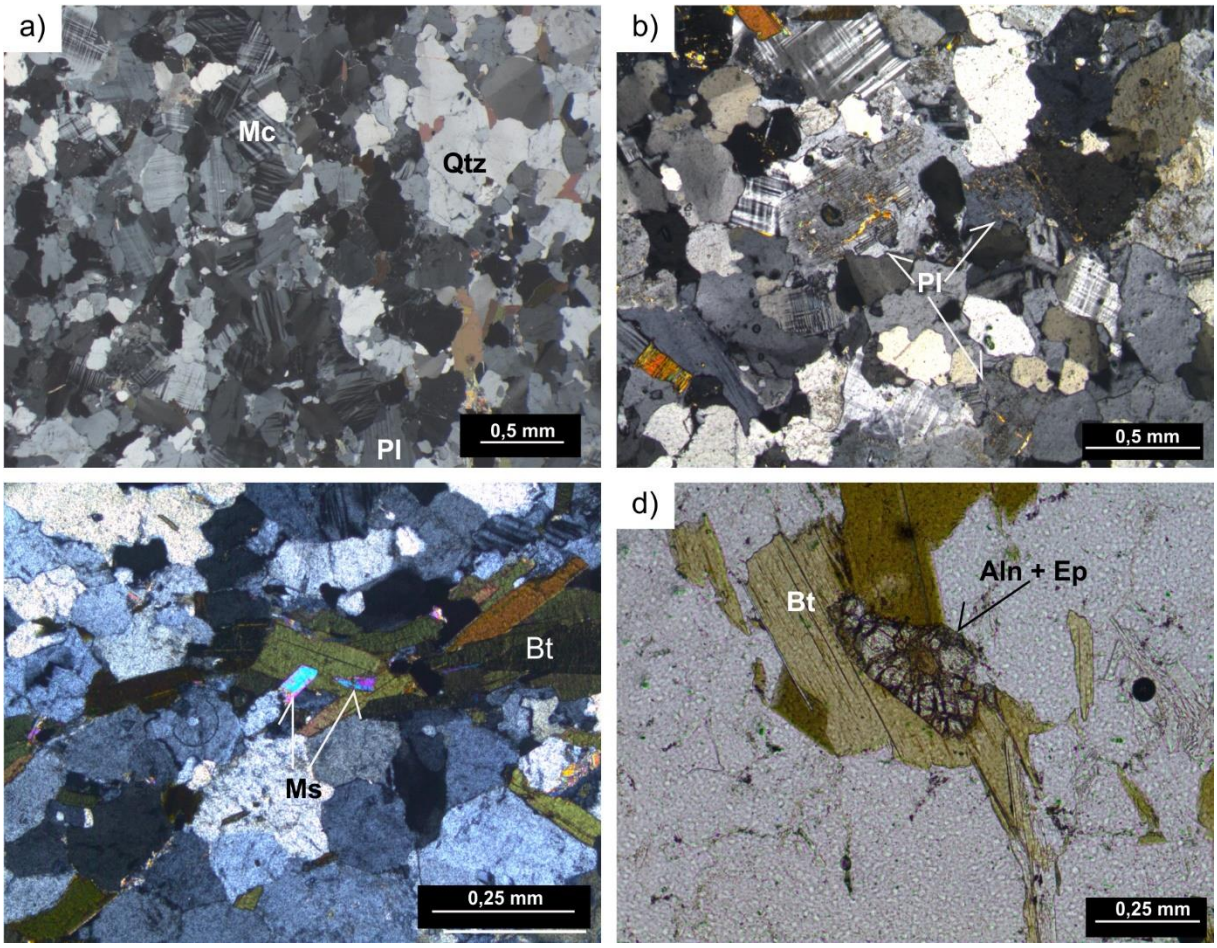

Figura 4.2.21: Fotomicrografias do Granodiorito duas micas mostrando em a) hábitos dos cristais de quartzo com extinção ondulante, microclínio com geminação em grade e plagioclásio com fraco desenvolvimento de maclas, em nicóis cruzados; b) cristais de Pl saussoritizados comparados ao microclínio, em nicóis cruzados; c) muscovitas euédricas, primárias inclusas em biotia, em nicóis cruzados; d) allanita + epidoto inclusos em biotita, em nicóis paralelos.

A biotita ocorre em agregados de cristais imbricados e orientados, finos a médios, subédricos a euédricos, fortemente pleocróicos cuja cor varia de castanho claro a castanho escuro (chocolate). Estes agregados delineiam bandas sub-milimétricas a milimétricas, em lâmina, e centimétricas em amostra de mão e marcam a foliação da rocha. A estes cristais se associam cristais euédricos finos/muito finos de muscovita primária (Figura 4.2.21c) e allanita manteada por epidoto (Figura 4.2.21d).

4.3 LITOGEOQUÍMICA

Esta seção visa caracterizar geoquimicamente as rochas estudadas, ressaltando as relações entre elas e assinaturas geoquímicas de cada litotipo. Para isto, foram analisadas 10 amostras (Anexo 1) das 13 descritas na petrografia, sendo 2 da porção total do Neossoma monzogranítico com schlieren (Nmgs) e 1 de sua

porção máfica (GC-02-C), 2 do Leucossoma sienogranítico com turmalina e granada (Lsgtg), 1 do Leucossoma sienogranítico duas micas (Lmgdm), 2 do Neossoma sienogranítico tectonofácies (Nsgt), 1 do Leucogranito duas micas (Lgdm) e 1 do Granodiorito duas micas (Gdm) (Tabela 4.3.1).

Tabela 4.3.1: Legenda dos diagramas litogeoquímicos, para cada litotipo e amostra analisada.

Simbolo	Amostra	Litotipo	Sigla
■	GC-02-A	Leucossoma sienogranítico com turmalina e granada	Lsgtg
◆	GC-03-A	Leucossoma sienogranítico com turmalina e granada	
●	GC-02-E	Leucossoma sienogranítico duas micas	Lsgdm
●	GC-02-B	Neossoma monzogranítico com estrutura schlieren	Nmgs
⊠	GC-02-C	Nmgs - banda máfica sienogranítica	
▲	GC-02-D	Neossoma monzogranítico com estrutura schlieren	
✕	GC-02-F	Neossoma sienogranítico tectonofácies	Nsgt
+	GC-03-B	Neossoma sienogranítico tectonofácies	
■	GC-05	Leucogranito duas micas	Lgdm
▲	GC-06	Granodiorito duas micas	Gddm

Os nomes dos litotipos, utilizados neste trabalho foram dados com base nas observações petrográficas e na classificação química-mineralógica baseada no driagrama P-Q de Deon & LeFort (1983) (Figura 4.3.1). Observa-se neste diagrama que quase todos litotipos caem no campo dos granitos (monzogranitos e sienogranitos), com exceção da amostra GC-06 que cai no campo dos granodioritos. Nota-se, ainda, que a composição modal determinada para o litotipo Granodiorito duas micas não é concordante com o campo dos granodioritos, provavelmente pelo fato da lâmina ter sido feita numa porção mais félsica da rocha, abrangendo a banda mais rica em K-feldspato e quartzo em detrimento de biotita e plagioclásio.

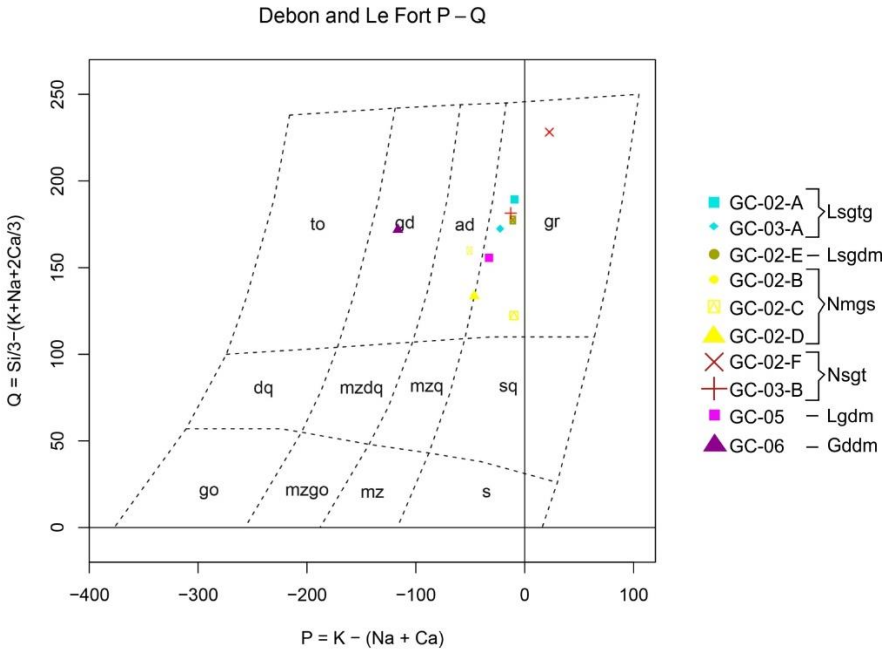

Figura 4.3.1: Diagrama P-Q (Debon & LeFort, 1983) com a projeção das amostras.

Tanto as rochas do Migmatitos Caieiras quanto os demais litotipos descritos são sub-alcalinos (Figura 4.3.2), da série cálcio alcalina (Figura 4.3.3), com termos de médio potássio (Gddm) e alto potássio a marginalmente shoshonítica (Figura 4.3.4). Observa-se uma tendência evolutiva dos termos mais ferro-magnesianos materializados nos litotipos Nmgs e Nsgt, para termos menos ferro-magnesianos dos litotipos Nsgt, Lgdm, Gddm e Lsgdm e, por fim, para os termos mais ricos em álcalis, do litotipo Lsgtg. Esta correlação evolutiva é acompanhada do aumento da sílica, uma vez que o litotipo Nmgs tem teor de SiO_2 distribuídos entre 53% (na porção máfica) e 65%, os milonitos e protomilonitos da Nsgt tem valores entre 69% e 72%, o Neossoma sienogranítico com duas micas (Lsgdm) apresenta valor de 71%, o Leucogranito duas micas (Lgdm) de 71%, o Granodiorito duas micas (Gddm) de 72% e o Leucossoma sienogranítico com turmalina e granada (Lsgtg) apresenta valores entre 73 e 74%. A amostra GC-02-C representa a banda ferro-magnesiana (schliere) do litotipo Nmgs e

pelo diagrama TAS ela seria alcalina, mas deve-se ressaltar que isto se deve ao baixo teor de SiO_2 desta (53%) que a coloca no campo das rochas alcalinas.

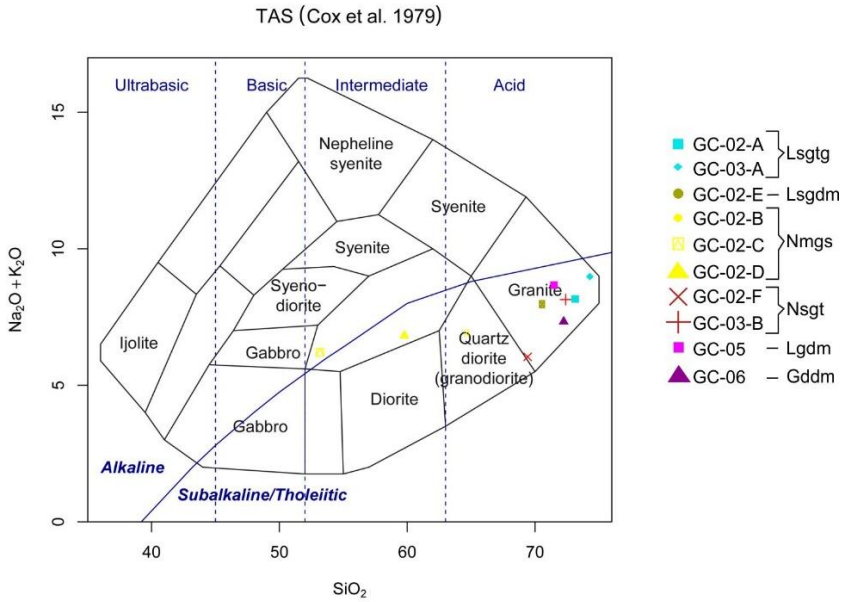

Figura 4.3.2: Diagrama TAS (Cox *et al*, 1979) com a projeção das amostras.

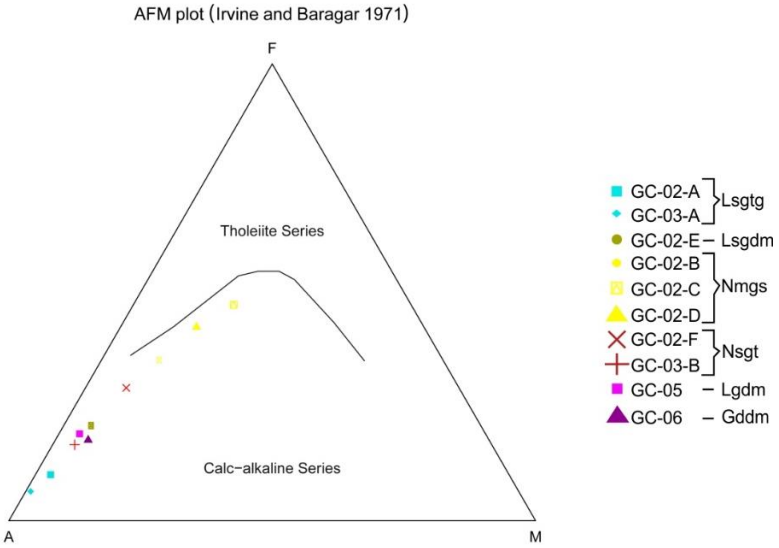

Figura 4.3.3: Diagrama AFM (A= (Na2O+K2O), F= (FeO + 0.9Fe2O3 = FeOt) e M= MgO) de Irvine & Baragar (1971), com a projeção das amostras.

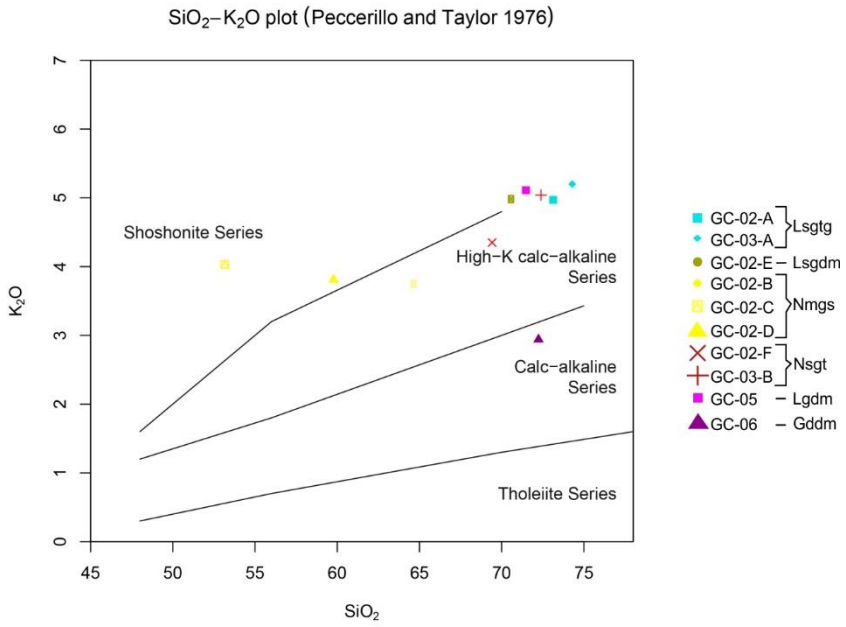

Figura 4.3.4: Diagrama de variação SiO_2 e K_2O onde estão delimitadas as sub-divisões da série sub-alcalina, de Peccerillo & Taylor (1976), chama atenção a concentração de amostras no termo alto-potássio e, por outro lado, o granodiorito (Gddm) com assinatura de médio potássio.

O neossoma do Migmatito Caieiras é de caráter peraluminoso, uma vez que os valores de ASI (*Aluminium Saturation Index*) variam de valores em torno de 1,2 e 1,3 para os leucossomas (SiO_2 = 74-70%), passando por valores moderados, em torno de 1,4, para as rochas do Nmgs (SiO_2 = 60-65%) até valores altos de ASI em torno de 1,5, dado pela banda ferro-magnesiana do Nmgs (SiO_2=53%) e pelo neossoma milonitizado (Nsgt) (SiO_2 = 69%). Se observa com isto uma variação de ASI inversamente proporcional aos teores de SiO_2, para as rochas do MC. Por outro lado, o Leucogranito duas micas e o Granodiorito duas micas são marginalmente peraluminosos, com valores de ASI em torno de 1 (Figura 4.3.5).

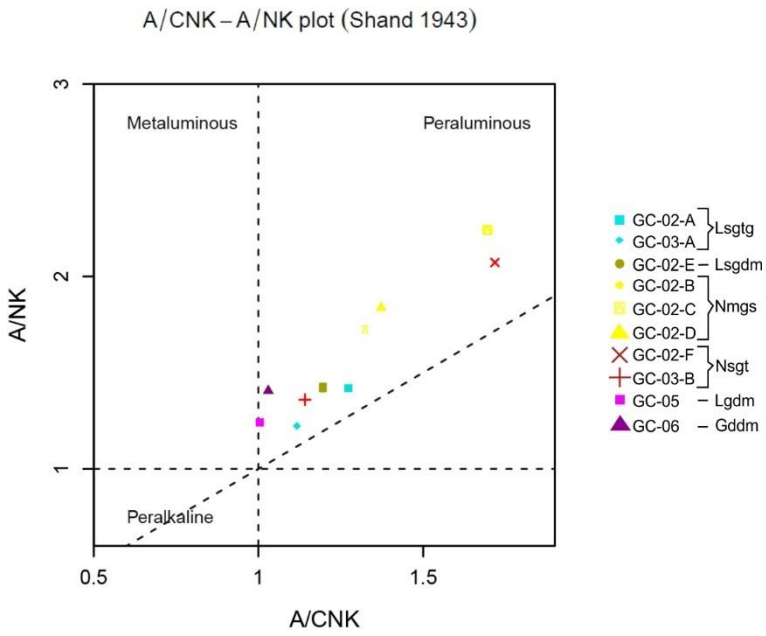

Figura 4.3.5: Índice de Shand (1943) com projeção das amostras, com assinaturas marginalmente peraluminosas (Lgdm e Gddm), termos fracamente peraluminosos (Lsgtg, Lsgdm e Nsgt) e termos fortemente peraluminosos (Nmgs e Nsgt).

Na análise dos diagramas de Harker para elementos maiores (Figura 4.3.6), se verificam correlações negativas de Al_2O_3, MgO, TiO_2, P_2O_5 e FeO_t. Onde a porção mesocrática do MC (Nmgs) tem os maiores valores de Al_2O_3 (16 - 18%), MgO (1,4 - 3,5%), TiO_2 (0,9 - 2%), P_2O_5 (0,3 - 0,5%), FeO_t (7 - 9,7%). Já o CaO apresenta apenas tendência de correlação negativa, enquanto que K_2O e Na_2O apresentam tendências positivas, se colocado de fora o Gddm. Esta variação parte de valores médios de CaO (1,4 - 1,7%), K_2O (3,7 - 4%) e Na_2O (2,2 - 3,2%) das amostras do Nmgs, para o menor valor de CaO (0,6 - 0,7%) e os maiores de Na_2O (3,2 - 3,8%) e K_2O (5 - 5,2%), nas amostras do leucossoma hololeucocrático (litotipo Lsgtg). Em geral, a variação dos elementos maiores para as amostras do MC e do Lgdm segue uma tendência de empobrecimento de Al_2O_3, MgO, TiO_2, P_2O_5, FeO_t e CaO. e enriquecimento em K_2O e Na_2O, com o aumento de SiO_2. Esta tendência parece estar acompanhada do fracionamento da biotita observada na análise petrográfica, uma vez que se verifica um aumento de sílica acompanhado da diminuição da porcentagem modal de biotita.

O Granodiorito duas micas, apresenta comportamento diferente desta tendência, uma vez que apresenta relativa alta sílica (72%) e também os maiores valores de CaO (3%) e Na2O (4%) e o menor valor de K2O (3%), entre todas as amostras, já os teores de Al_2O_3, MgO, TiO_2, P_2O_5 e FeO_t são relativamente baixos a

moderados.

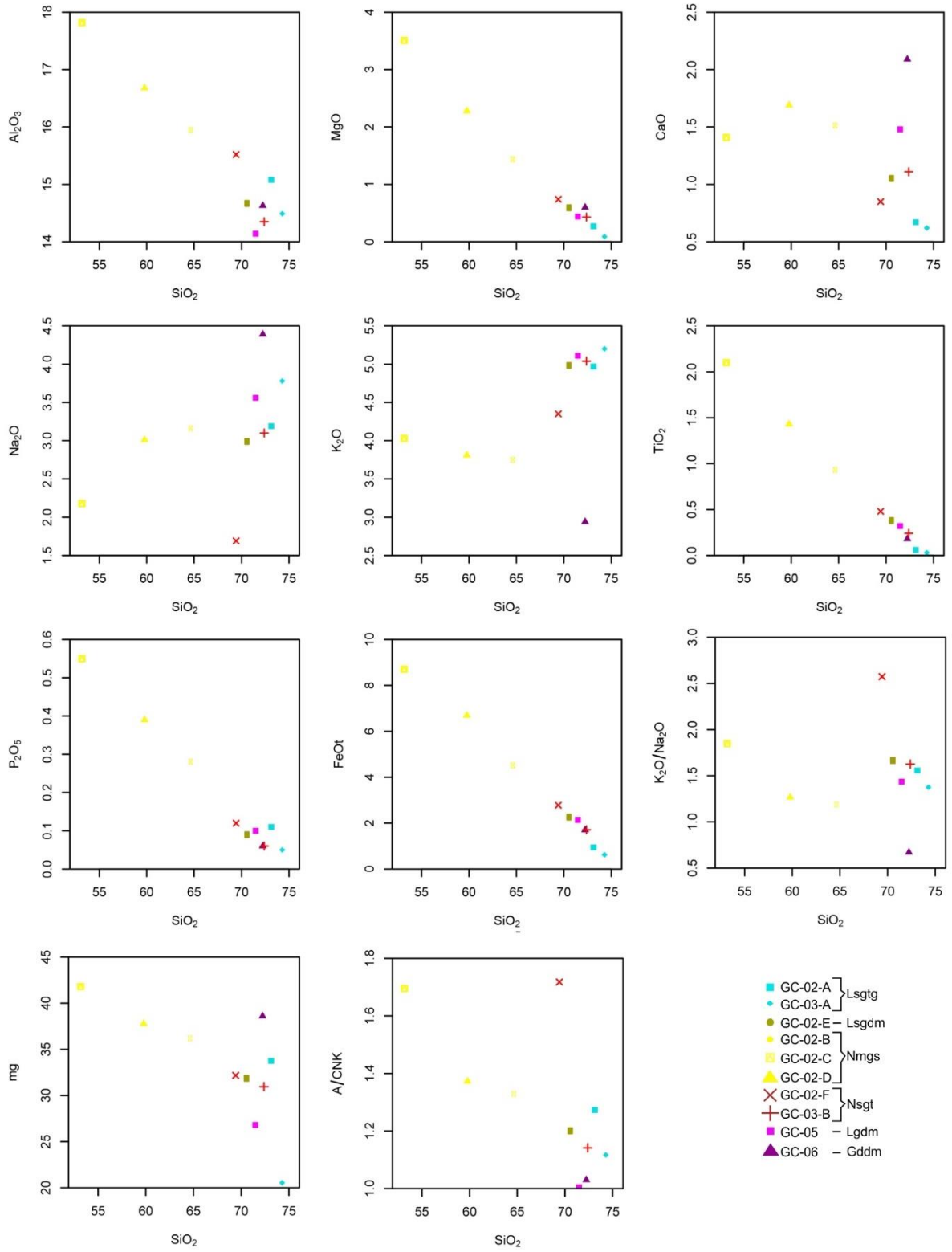

Figura 4.3.6: Diagramas de Harker, para SiO_2 e elementos maiores das amostras estudadas. Os valores estão em porcentagem.

Os diagramas de Harker para variação de elementos traço (Figura 4.3.7), mostram correlações negativas de Y e V, enquanto que Nb, Hf, Zr, La, U e Sc

apresentam apenas tendências de correlações negativas. As amostras do neossoma mesocrático do MC (Nmgs) aparecem com os maiores valores dos HFSE (*High Field Strength Elements*), V (47 - 102 ppm), Y (43 - 58 ppm), Nb (48 - 56 ppm), Hf (7 - 9 ppm), Zr (267 - 369 ppm), La (68 - 155 ppm), U (9 - 11 ppm) e Sc (8 - 13 ppm) que tendem a diminuir nas porções leucocráticas do MC. Isto implica que os domínios leucocráticos do MC são enriquecidos em SiO_2 e empobrecidos nestes elementos. A citar o litotipo Lsgtg, que não apresenta biotita e possuem os menores valores de V (<8 - 8 ppm), Y (11 - 16 ppm), Nb (3,2 ppm), Hf (1,6 - 1,9 ppm), Zr (28 - 43 ppm) e La (6 - 11ppm). Chama a atenção, ainda, a tendência de correlação positiva do Co, que parte de valores moderados do litotipo Nmgs (84 - 131ppm) para um alto valor (296 ppm) na amostra GC-03-A do litotipo Lsgtg. Esta amostra apresenta ainda valores altos de U (11 ppm) que são discordantes da tendência para este elemento, sugerindo que tal amostra possa ter sido afetada por um maior grau de alteração hidrotermal que as demais.

As rochas do MC apresentam dispersão de valores dos LILE (Large Ion Lithophile Elements), tendo valores moderados de Rb, Sr e Ba, dos quais o Rb tem os teores mais altos representados pelo Nmgs (241 - 393 ppm), o Sr e o Ba pelo protomilonito do Nmgt (284 ppm e 1276, respectivamente). Esta dispersão pode estar atrelada à grande mobilidade destes elementos e pelo fato do sistema geológico dos migmatitos ser submetido a diversos processos geoquímicos (Weber *et al*, 1985).

O Leucogranito duas micas (SiO_2 = 71%) apresenta enriquecimento em K_2O (5%), Sr (255 ppm), Ba (1162 ppm) e empobrecimento dos elementos compatíveis MgO, FeOt, TiO_2 e os incompatíveis HFSE.

Enquanto que o Granodiorito duas micas apresenta projeções dispersas e incongruentes com as demais. Esta rocha é empobrecida em todos os HFSE, exceto o Co e, quanto aos LILE, é relativamente enriquecida apenas em Sr (317 ppm), apresenta valores moderados de Ba (521 ppm) e empobrecida em Rb (93 ppm). Este fato fica mais evidente quando se analisa sua assinatura de elementos traço e, sobretudo, dos ETR (elementos terras-rara) nos diagramas multielementares normalizados para condritos (figuras 4.3.8 e 4.3.9).

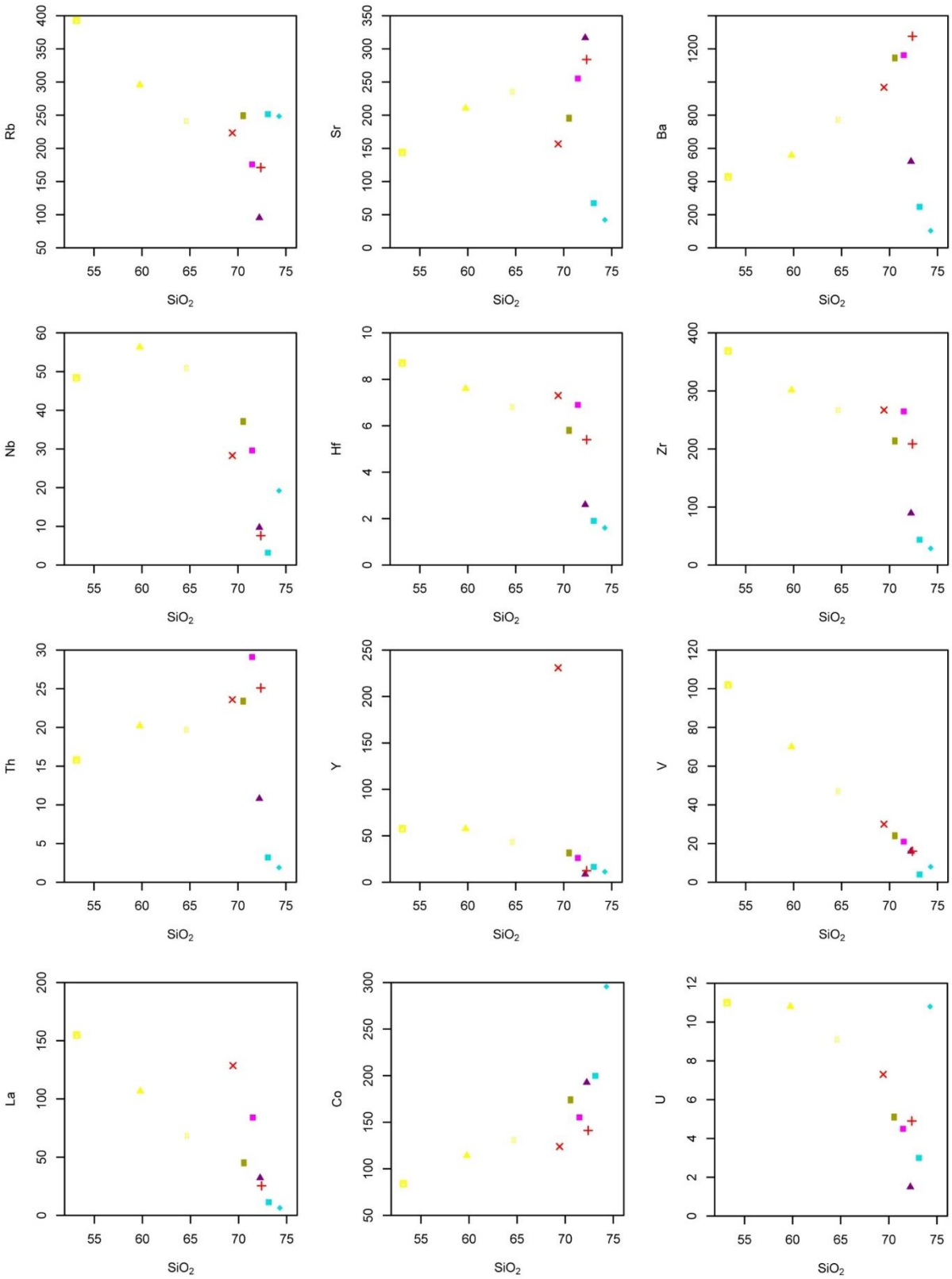

Figura 4.3.7: Diagramas de Harker para variação de SiO2 e elementos traço das amostras estudadas. Os valores estão em ppm.

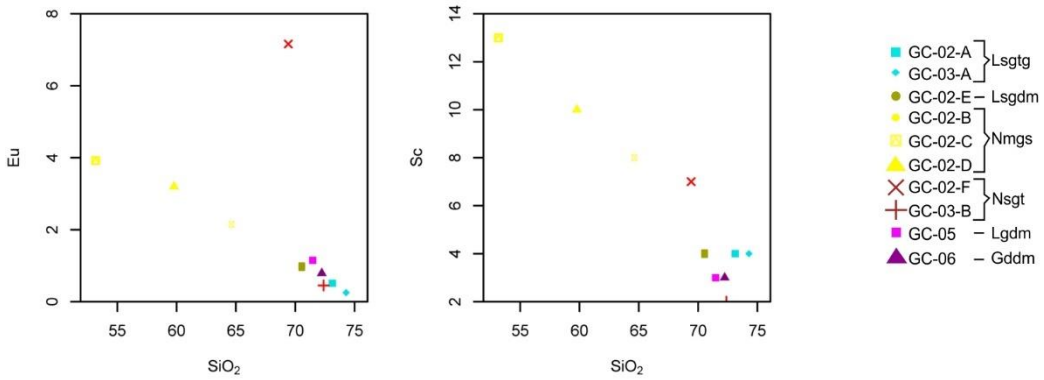

Figura 4.3.7: Diagramas de Harker para variação de SiO2 e elementos traço das amostras estudadas. Os valores estão em ppm.

No diagrama multielementar normalizado para o condrito de Thompson (1982) da Figura 4.3.8, se verifica que as rochas do MC apresentam correlação negativa dos elementos traço, em geral, com o aumento de sílica. As rochas mais depletadas nestes elementos são as rochas hololeucocráticas do Lsgtg, seguido das rochas leucocráticas do Lsgdm e então as rochas mesocráticas do Nmgs, enquanto que as rochas mais deformadas (Nsgt) apresentam padrões anômalos. Em geral todos os grupos tem um padrão levemente inclinado, sugerindo depleção dos elementos mais incompatíveis. Não obstante, é possível observar anomalias negativas significativas de Ba, Nb, Sr, Ti, positivas de Rb, K, Nd e Sm para todas litologias e anomalia negativa de Th para as rochas do Lsgtg. Chama a atenção o enriquecimento anômalo nos elementos incompatíveis Tb, Y, Tm, Yb na amostra GC-02-F. O padrão do Lgdm e do Gddm se assemelham ao padrão do Nmgs, embora o padrão do Gddm seja mais empobrecido em elementos traço e não apresente anomalia negativa de Sr.

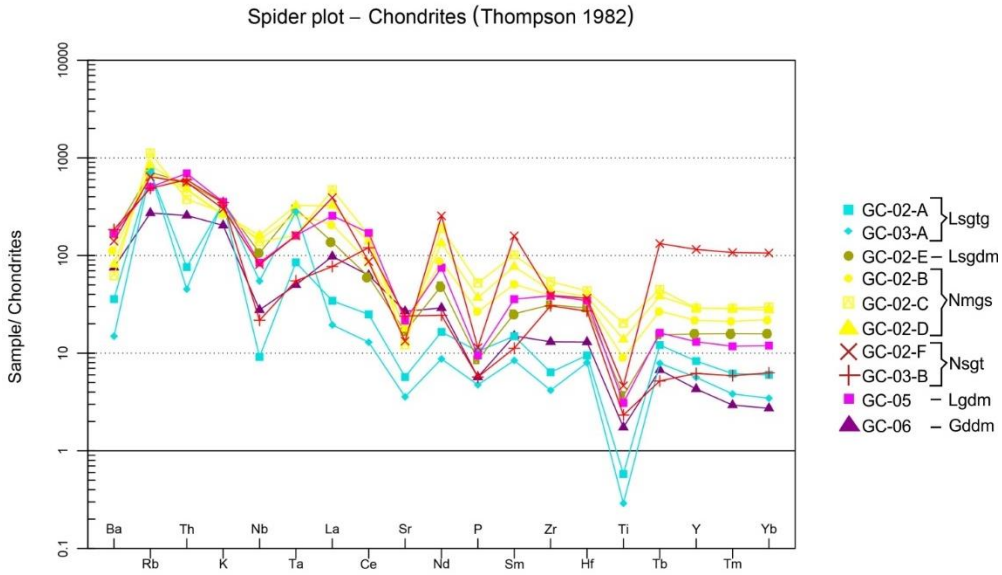

Figura 4.3.8: Diagrama multielementar de elementos traço normalizado para condrito de Thompson (1982). Observação: o padrão do Ta deve ser desconsiderado aqui uma vez que houve interferência de tungstênio na preparação das amostras (ver seção 2.4.1).

A distinção entre os litotipos se torna mais clara nos padrões de ETR normalizados para o condrito de Nakamura (1974; Figura 4.3.9). Todos as rochas do MC apresentam padrão semelhante, caracterizado por leve enriquecimento de ETRL em relação aos ETRP, juntamente a suaves anomalias negativas de Ce e Eu. Nota-se, ainda, que há uma tendência de diminuição dos ETRs(total) dessas rochas, de acordo com o aumento de SiO_2. As rochas do Nmgs (SiO_2=53-65%) juntamente com a amostra GC-02-F do Nsgt (SiO_2 = 69%) são as mais enriquecidas em ETR. Por outro lado, observa-se que, com a progressiva diminuição do teor de sílica, há um empobrecimento em ETRs(total), associado a uma suavização da anomalia de Ce e acentuação da anomalia de Eu. Chama a atenção o perfil da amostra GC-03-B, com assinatura distinta de todas as demais, uma vez que apresenta forte depleção em ETRP e anomalia positiva de Ce.

O Leucogranito duas micas apresenta padrão semelhante àqueles da porção leucocrática do MC, com fracionamento levemente mais acentuado que estes, maior anomalia de Eu e menor de Ce. O Granodiorito duas micas, mais uma vez, apresenta assinatura incompatível com as rochas do MC. Seu fracionamento é o maior entre as rochas analisadas, estando fortemente depletado em ETRP e não apresentando anomalia negativa de Eu significativa.

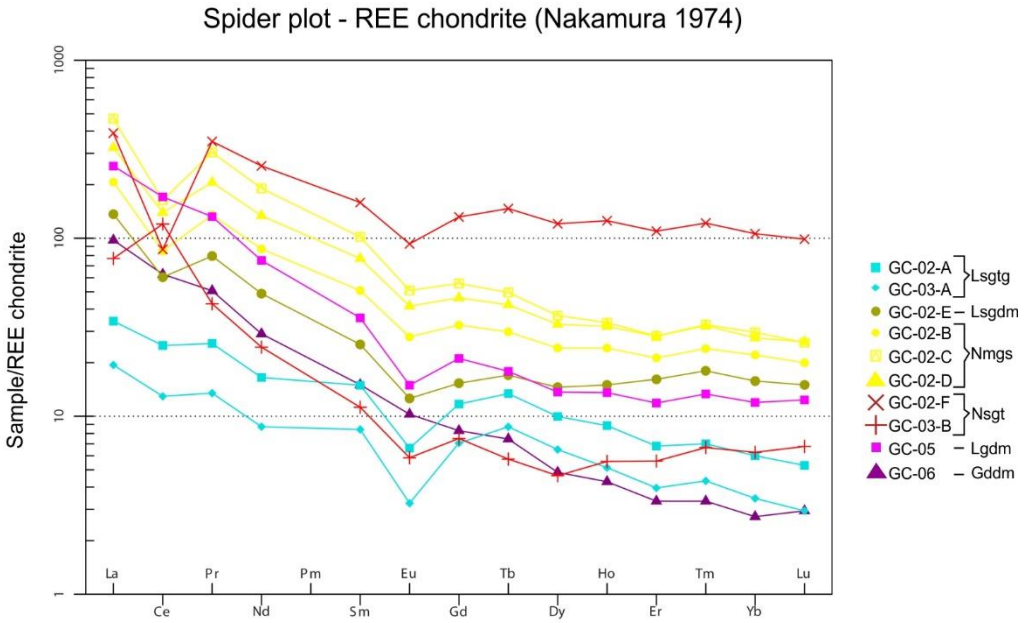

Figura 4.3.9: Padrões dos ETRs normalizado para o condrito de Nakamura (1974).

As assinaturas geoquímicas das rochas do MC sugerem uma evolução do domínio mesocrático (Nmgs), mais pobre em SiO_2 e relativamente enriquecidas em ETR(total), Al, MgO, FeO_t, TiO_2, Rb, P, V, Y, La, Zr, Hf, Nb para termos leucocráticos empobrecidos nestes elementos, mas enriquecidos em SiO2, K_2O, Na_2O e Co. Esta variação é acompanhada de uma diminuição na porcentagem modal da biotita e, consequentemente, da fase acessório (Aln+Ep+Zrn+Ap+Ttn), uma vez que os termos mais enriquecidos em sílica não apresentam biotita, mas apresentam granada e turmalina acompanhadas de pequena quantidade de monazita, zircão e apatita, são as rochas mais pobres em elementos traço, em geral, e ETR. A assinatura do Leucogranito duas micas é consistente com as rochas do MC, sugerindo uma relação genética destas rochas. O Granodiorito duas micas, por outro, lado apresenta assinatura discordante, que provavelmente não tem relação genética com o migmatito (ver discussão na seção 5.2.3).

Estas assinaturas são, ainda, compatíveis com aquelas dos granitos cálcio alcalinos de alto-potássio, do tipo S. Pelas características petrográficas e pelos digramas de discriminação de Pearce (1984; Figura 4.3.10), as porções mais pobres em SiO_2 do neossoma caem no campo dos granitos intraplaca, enquanto que os enriquecidos em SiO_2 tendem a cair no campo daqules sin-colisionais. Isto pode evidenciar a influência da composição do protólito das rochas mais mesocráticas. O Leucogranito duas micas apresenta assinatura compatível com as rochas do MC

enriquecidas em sílica, sendo, porém, um termo marginalmente peraluminoso. O Granodiorito duas micas, por sua vez, não apresenta assinatura geoquímica compatível ao MC, mas é também da série cálcio-alcalina e, provavelmente, sin- a tardi-colisonal associado a um ambiente de arco magmático.

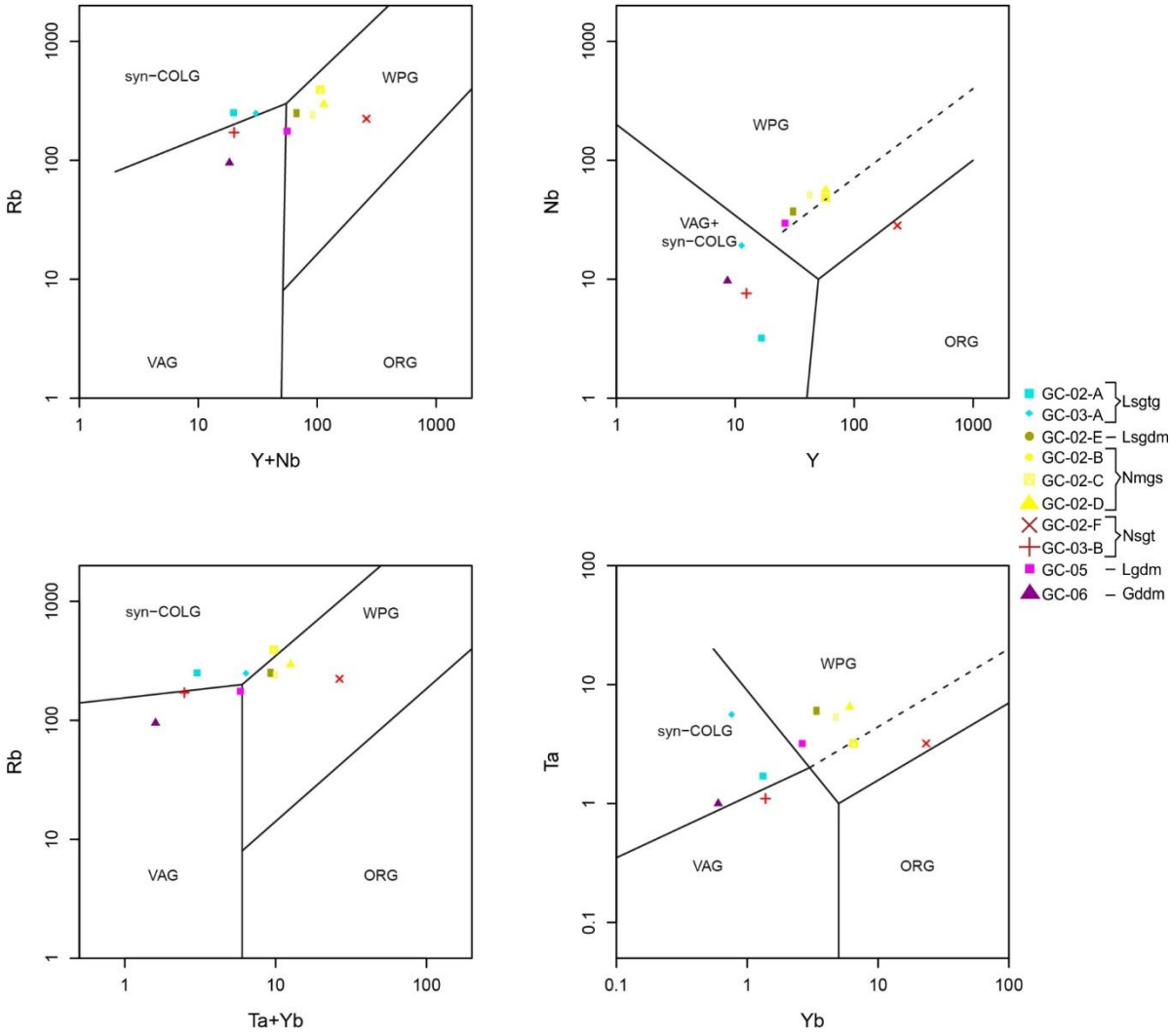

Figura 4.3.10: Diagrama de discriminação tectônica de Pearce (1984) onde estão projetadas as amostras estudadas. Importante citar que o Ta deve ser descartado das interpretações uma vez que teve interferência de tungstênio na preparação das amostras (ver seção 2.4.1).

4.4 CONTEXTO ESTRUTURAL

A principal estrutura encontrada nas rochas do MC é uma foliação moderadamente penetrativa, de caráter magmático ou sub-magmático (ver seção 5.1), delineada pela orientação dos cristais de biotita (principalmente pelos schlieren) por isto, é mais evidente nas rochas do Nmgs. Em lâmina percebe-se que esta

orientação da biotita é acompanhada por estruturas de fluxo da porção neoformada da rocha, onde, por vezes, há quartzo ou microclínio orientado. Sub-paralelamente à esta estrutura, se encontram faixas centimétricas a decimétricas protmiloníticas a miloníticas marcadas por uma foliação sub-milimétricamente espaçada, anastomosada, onde, em lâmina delgada, percebe-se a presença de pares S-C. Estas faixas miloníticas apresentam senso de movimentação sinistral, indicado por porfiroclastos de K-feldspato e plagioclásio rotacionados e com caudas de recristalização (ver seção 4.2).

Estas duas foliações são sub-paralelas, cujos planos são sub-verticais e de *trend* NNW/SSE, como pode-se observar nos estereogramas da Figura 4.4.1.

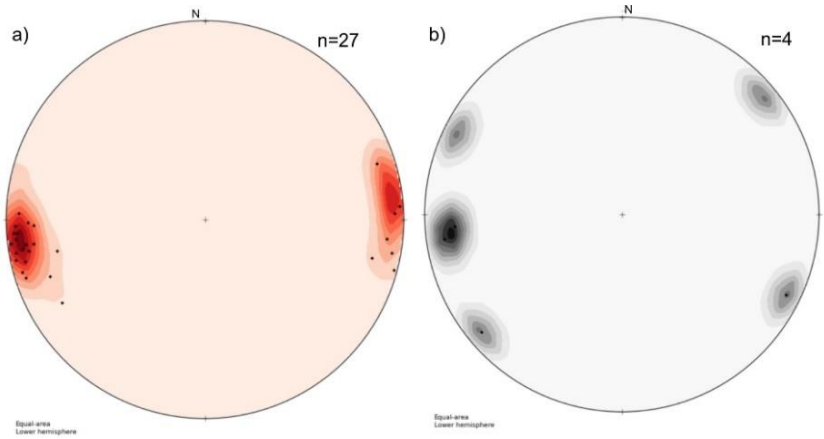

Figura 4.4.1: Projeções estereográficas das foliações a) magmática/sub-magmática (pólo máximo = 261/7); milonítica ou Sc (pólo máximo = 263/14).

No afloramento da suíte morro Inglês (GC-01) também foi identificada foliação magmática, caracterizada pela orientação dos fenocristais de K-feldspato, em planos de alto ângulo de mergulho e *trend* NNE/SSW (Figura 4.4.2.a). Sub-paralela à esta, ocorrem faixas milonítica sinistrais de *trend* NE/SW (Figura 4.4.2.b).

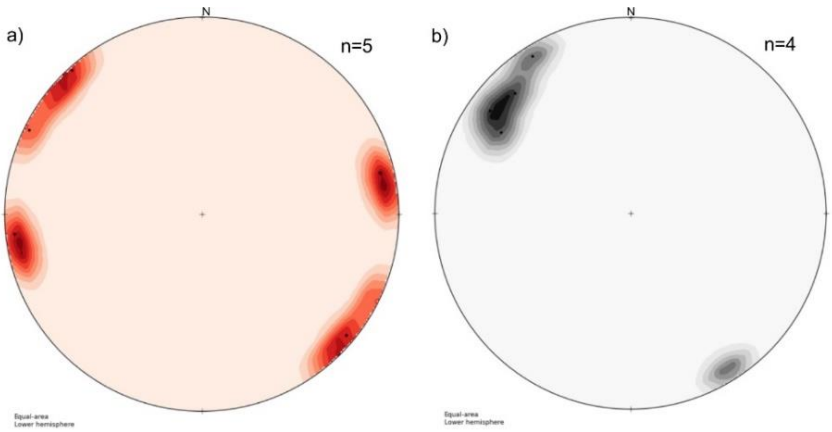

Figura 4.4.2: Projeções estereográficas dos pólos das foliações medidas no afloramento GC-01, onde a) foliação magmática (pólo máximo disperso); b) foliação milonítica ou Sc (pólo máximo=309/14).

5 DISCUSSÃO

5.1 MICROESTRUTURAS E MICROTEXTURAS

As microestruturas e microtexturas identificadas no neossoma do Migmatito Caieiras podem ser a chave para o entendimento da gênese deste evento anatético. Chamam a atenção, em primeiro momento, as diferenças de trama, *fabric* e textura entre duas porções destas rochas, a neoformada e a aqui chamada de residual.

As amostras da porção mesocrática do neossoma são definas por estruturas schlieren (Nmgs), a quais apresentam porções residuais compostas por biotitas orientadas e imbricadas, k-feldspatos e plagioclásios, finos intensamente fraturados e hábito arredondado. Estes estão meio a uma matriz quartzo-feldspática de cristais finos e anédricos que rodeiam porfiroclastos de plagioclásio e k-feldspato fortemente fraturados de granulação média. Esta diferença textural mostra que estas duas partes não foram formadas num mesmo momento (Seção 4.2.1). Com isto levanta-se a questão da origem destas porções residuais, se teriam sido cristalizadas num estágio inicial de anatexia ou são porções refratárias não fundidas, o *residuum* (no sentido de Sawyer, 2008).

Milord & Sawyer (2003) estudando a estrutura schlieren dos migmatitos de St. Malo (França), propõem um modelo de formação para estas que, em certa medida, pode ser utilizado aqui. Os autores descrevem que os diatexitos desta região apresentam em torno de 5 - 30% de biotita e 10 - 20% de plagioclásio residuais, herdados do protólito. Estas porções residuais, sob tensão cisalhante, seriam segregadas em porções de mais alta tensão, ricas em biotita, e porções de menor tensão que acomodariam o plagioclásio. A atuação do cisalhamento teria gerado fluxo magmático que apagaria a trama do protólito, levando a reorientação e imbricação dos cristais de biotita, enquanto que o Pl seria, predominantemente, rotacionado, até que se atingisse o limite de percolação rígida (Vigneresse *et al* 1996; Milord & Sawyer, 2003).

As considerações deste modelo são importantes para o entendimento da formação destas estruturas nas rochas do MC. Provavelmente o schlieren tenha sido formado, então, a partir de cristais refratários de K-feldspato, plagioclásio e biotita que representariam parte do melanossoma do diatexito, como indicado por Milord *et al*

(2001). Estes cristais passariam a ser segregados e a porção ferro-magnesiana comportaria os menores cristais de k-feldspato e plagioclásio nas regiões de maior tensão, enquanto que o restante dos cristais de Pl e Kfs segregariam para regiões de menor tensão, que também são aquelas para onde tende a ir a porção líquida do magma (Vigneresse et al, 1996; Sawyer, 2008). A fração liquído + cristais reliquiares formaria a matriz da rocha, predominantemente neoformada, com alguns porficlastos de Pl e K-feldspato fortemente fraturados, rotacionados e com bordas corroídas, que são feições comuns de cristais reliquiares em migmatitos (Brown, 2001; Sawyer, 2008).

A aplicação desta tensão, então, teria reorientado os cristais de biotita, em direção oblíqua à tensão bem como gerado um fluxo magmático. O líquido anatético, contendo a fração líquida e cristais residuais, sobretudo de Pl, Kf, deve ter migrado para porções de baixa tensão onde poderiam ter sido cristalizadas as porções de leucossoma isótropo (Lsgtg e Lsgdm). Parte da biotita do Lsgdm pode ter origem anatética, mas é pouco provável que todo o montante seja desta origem, uma vez que a biotita apresenta inclusos, por vezes, cristais de allanita+epidoto semelhantes àqueles dos schlieren, indicando que esta fração de biotita é derivada do melanossoma.

Já a textura verificada para a matriz neoformada destas rochas deve ser fruto de uma baixa taxa de resfriamento do líquido próximo aos cristais reliquiares, como apontam Holness & Sawyer (2008), que formariam finos cristais desorientados ou então cristais maiores com contatos irregulares e em forma cúspide.

O modelo citado acima ajuda a entender a evolução petrogenética das rochas da MC, mas para se ter certeza das fases de cristalização é necessário um trabalho de química mineral.

Deformação em estado magmático vs. sub-magmático vs. sólido

É notável a atuação de uma tensão cisalhante que atuou durante um tempo grande o suficiente pra abranger grande parte da evolução do Migmatito Caieiras. As feições de deformação em estado magmático parecem ser pervasivas ao menos no litotipo Nmgs, são elas: i) estrutura schlieren (Milord & Sawyer, 2003; Sawyer, 2008); ii) rotação rígida de porfiroclastos (Milord & Sawyer, 2003; Rosenberg & Handy, 2005; Sawyer, 2008); iii) rotação rígida e orientação da biotita em direção ao fluxo (Nicolas

& Poirier, 1976; Milord & Sawyer, 2003); iv) cristais de biotita indeformados, que estão orientados e imbricados (Paterson et al, 1989); v) filmes de quartzo e microclínio ou cristais em forma de cúspide, bem como microfraturas preenchidas por cristais neoformados (Viegas *et al*, 2013).

A deformação magmática, porém, é incapaz de gerar deformação intracristalina (Sawyer, 2008). A presença de forte extinção ondulante do quartzo, moderada nos feldspatos associada e maclas de geminação deformadas, sugerem que a deformação ocorreu pervasivamente em estado sub-magmático a sub-sólido.

O Granodiorito Duas Micas apresenta feições de fluxo, materializadas na orientação e imbricação dos cristais de biotita, enquanto o quartzo, plagioclásio e K-feldspato apresentam extinção ondulante e deformação de maclas de geminação. As feições de fluxo podem ocorrer tanto em estado magmático quanto sub-magmático (Vigneresse *et al*, 1996), já as duas últimas passam a ocorrer acima do estado sub-magmático (Sawyer, 2008), sendo então difícil determinar o(s) estado(s) em que a rocha foi submetida à deformação.

Foram descritas, ainda, zonas de *high strain* centimétricas a decimétricas (litotipo Nsgt), cujas estruturas (ver seção 4.2.1) sugerem condições de deformação na transição da ductibilidade dos feldspatos, em torno de 400 - 450°C (Stipp *et al*, 2002; Fossen & Cavalcante, 2017), faixa essa em que ocorre também a transição dos mecanismos encontrados no quartzo (bulging - rotação de sub-grão). Estas indicam que quando o corpo alcançou temperaturas de *solidus*, o cisalhamento ainda imperava sobre estas rochas, ou então teria sido reativado, já que os pólos máximos dos planos da foliação magmática e da foliação milonítica (Sc) são muito semelhantes (ver seção 4.4), sugerindo que os tensores atuantes nos dois momentos estivessem em similares posições.

A superimposição da deformação nos diferentes estados que se tem indícios, torna difícil a distinção, em escala microscópica, dos processos geológicos atuantes, bem como no entendimento da evolução destas rochas. Essa difícil distinção é notável quando se analisa a textura tanto das porções neoformadas do MC quanto dos litotipos Lgdm e Gddm. Percebe-se que os cristais apresentam contatos irregulares a interdigitados, que podem ser tanto produtos da cristalização quanto de feições de recristalização em moderadas a altas temperaturas (principalmente *grain boundary*

migration). Contudo, naquelas rochas em que não se identificaram feições de recristalização dinâmica, o hábito e contatos destes cristais foram interpretados principalmente como feições ígneas relacionadas à cristalização a partir do líquido fundido.

5.2 CORRELAÇÃO PETROGRAFIA-LITOGEOQUÍMICA

As características petrográficas do litotipo Nmgs mostram evidências de que estas rochas tenham uma grande parcela de *residuum* que corresponderia a frações do melanossoma, como apontam Milord *et al*, 2001. Supõe-se então que estas rochas, dentre as estudadas, tenham a composição mais semelhante ao protólito do MC, por outro lado, as frações leucocráticas representadas por Lsgdm e Lsgtg seriam porções mais evoluídas.

As rochas da porção mesocrática (Nmgs) são as mais enriquecidas em Al, MgO, FeO_t, TiO_2, Rb, P, V, Y, La, Zr, Hf, Nb, Sc, U e ETR(total) relativamente aos outros litotipos, enquanto que as porções leucocráticas (leucossomas Lsgdm e Lsgtg) são empobrecidas nestes elementos mas enriquecidas principalmente em SiO2, K_2O, Na_2O e Co. A variação destes elementos, sobretudo os elementos traço, tem relação direta com a quantidade de biotita, plagioclásio, K-feldspato e acessórios reliquiares que foram incorporados à rocha.

A biotita carrega em sua estrutura cristalina os elementos traço Li, Rb, Cs, Sc, V, Ni, Nb, Ta (Bea, 1991; Bea *et al*, 1994), e a diminuição destes verificada nas porções leucocráticas pode indicar que estes ficaram particionados no resíduo e não foram dissolvidos no líquido (Bea, 1996). Junto à biotita ou inclusa nela, ocorrem os minerais acessórios, allanita, epidoto, zircão, titanita e apatita, que comumente carregam Y, Th, U, Zr, Hf e ETR (Weber *et al*, 1985). A variação destes elementos, nestas rochas, se deve ao fato da fase acessória ser pouco solúvel (Miller & Mittlefehldt, 1982) e estar inclusa na biotita, resultando na concentração desta no *residuum*.

A variação da SiO_2, CaO, Na_2O, K_2O e dos LILE, para estas rochas mostra que o líquido era majoritariamente composto pela fusão da parcela quartzo feldspática. Uma vez que, da composição do melanossoma (schlieren) para a composição do leucossoma, se tem um aumento de SiO2, K2O e Na2O e

empobrecimento de CaO e HFSE. Já a variação dos LILE não é concordante com a variação destes elementos maiores, o que sugere que o processo de migmatização que afetou estas rochas é de maior complexidade que o esperado, podendo ter ocorrido diversos processos após a fusão parcial, tais quais *mixing*, remoção de fusão e ação de fluidos hidrotermais, como sugerem Weber *et al* (1985). Neste cenário chama a atenção o comportamento do Ba-Sr que apresenta tendência positiva para a maioria das rochas, menos para aquelas com turmalina e granada, comportamento este que é pouco consistente com a tendência negativa geral do CaO. Este fato pode indicar que estas rochas com turmalina e granada, que muitas vezes estão associadas a veios pegmatíticos, podem ter passado por processo de re-equilíbrio hidrotermal mais significativo que as demais. As anomalias negativas de Eu, que tendem a se acentuar com o aumento de SiO_2, são coerentes com o fracionamento do plagioclásio no *residuum, o*bservados em lâmina.

O comportamento do K_2O e do Rb também é discordante, enquanto o K2O apresenta tendência de correlação positiva, o Rb apresenta tendência negativa. Isto pode ser explicado pela mistura do líquido anatético com um fluido rico em K (Sawyer, 2008), ou então, pela diferença de partição dos dois elementos, enquanto o K_2O teria sido incorporado à fusão, o Rb seria particionado no *residuum* (biotita).

5.2.1 Considerações sobre o protólito

Uma vez não tendo sido determinado o paleossoma em campo, apenas inferências quanto a composição do protólito podem ser feitas, baseadas principalmente nas rochas do Nmgs, que apresenta maior composição residual. Chama a atenção a presença de minerais aparentemente de origem plutônica (ver seção 4.2.1), no residuum destas rochas, que dificilmente são sin-anatéticos, já que não apresentam nenhuma relação de *fabric* com a estruturação sin-anatética da rocha. Estes cristais estão sempre em contato textural com a biotita, muitas vezes inclusos, que por sua vez, está orientada. Isto é observável em cristais de muscovita e allanita não alinhados com a foliação anatética, muitas vezes com orientação aleatória, enquanto que a biotita está orientada segundo o fluxo magmático, excluindo a possibilidade de os primeiros serem fases peritéticas.

Esta observação acrescida da assinatura geoquímica destas porções sugere que o protólito fosse uma rocha ígnea altamente peraluminosa, como os granitoides

sin-colisionais do tipo S de (White & Chappell, 1977), ou então que houve mistura de fluidos anatéticos de derivação infra e supracrustal.

Possíveis fontes, baseado nas relações de campo e na petrografia descrita na literatura, seriam os monzo- a sienogranitos da Suíte Morro Inglês que afloram a algumas centenas de metros dos afloramentos de Caieiras, dos quais se assemelham algumas porções aflorantes próximo ao MC (ver seção 4.1) e apresentam acessórios muito semelhante à encontrada na fase refratária das rochas do MC (ver Cury, 2009). Nestes granitos, contudo, não são identificadas, na literatura, assembleias com duas micas e sem anfibólios, bem como assinatura fortemente peraluminosa, o que é inconsistente com a assembleia do melanossoma destas rochas. Apresentam, no entanto, assinatura de ETR e elementos traço muito semelhante àquele gerado para as rochas do litotipo Nmgs. Enquanto que as rochas metassedimentares da Sequência Rio das Cobras, cujo metamorfismo identificado por Cury (2009) alcançou condições entre a fácies xisto verde zona da biotita até fácies granulito, são possíveis fontes supracrustais.

5.2.2 Considerações sobre condições de fusão

Há basicamente dois tipos de reações que levam à fusão de rochas crustais, aquelas de desidratação de fases hidratadas do protólito, ou então aquelas induzidas por fluxo de fluidos (Sawyer, 2008). Dentre estas, três possíveis reações estão sumarizadas:

- 9 Ms + 15 Pl + 7 Qtz + H2O = 31M*elt* (Patiño Douce & Harris, 1998);
- 22Mus + 7Pl + 8Qtz = 25*Melt* + 5Kfs + 5Sill + 2Bt (Patiño Douce & Harris, 1998);
- 2Bt + 4Pl + 6Qtz + H2O = 8*Melt* + 2Grt + 3Ms (Patiño Douce & Harris, 1998).

Estas reações foram geradas experimentalmente por Patiño Douce & Harris (1998), e suas condições de ocorrência foram, respectivamente, 820°C a 6 Kbar, 750°C a 6 Kbar, 700°C a 10 Kbar. As reações com a muscovita são mais prováveis de terem ocorrido, uma vez que a biotita está em grande abundância como mineral refratário, indicando ainda, que provavelmente a temperatura não ultrapassou o campo de estabilidade da biotita, que é de até 800°C (Patiño Douce & Harris, 1998).

Há, ainda, a possibilidade da primeira reação ocorrer sem a fusão incongruente da muscovita, apenas com a entrada de água em um sistema composto por Qtz + Pl, em pressões superiores a 10 Kbar e temperatura acima de 700°C , visto que a muscovita se torna mais estável em altas pressões enquanto que o Pl se torna instável e é mais rapidamente fundido (Patiño Douce & Harris, 1998).

A reação sem o consumo da Ms, apesar de ser pouco citada na literatura, parece ser a que melhor se encaixa nas condições observadas neste trabalho, uma vez que há pouca muscovita no melanossoma destas rochas e que está inclusa em cristais de Bt, assim, essa reação melhor explicaria a manutenção destes minerais como fase refratária.

A presença de leucossoma com granada e turmalina não parece estar relacionada a reações anatéticas (não parecem minerais anatéticos). Estes litotipos parecem estar relacionados a uma mistura de líquidos, provavelmente um fluido hidrotermal ou outro líquido anatético, ricos em boro, que re-equilibrariam o líquido anatético *in-situ,* como citam Barbey *et al*, 1996). Este novo fluido, fruto da mistura, teria cristalizado o microclínio + quartzo + turmalina + granada que passou a ser a matriz dos cristais reliquiares de K-feldspato e plagioclásio.

5.2.3 Granitos anatéticos?

Complexos migmatíticos em cinturões orogênicos de diversas idades ao redor do mundo têm sido correlacionados diretamente com a geração de rochas graníticas peraluminosas (Brown & Solar, 1998; Sawyer, 1998; Otamendi *et al*, 1998; Brown, 2001). Com isto levanta-se a possibilidade dos litotipos Leucogranito duas micas e Granodiorito duas micas serem rochas anatéticas associadas ao Migmatito Caieiras, já que estes apresentam semelhante composição mineralógica e relação espacial-geográfica com o neossoma do Migmatito Caieiras.

Como apontado na seção 4.3 o Granodiorito duas micas apresenta assinatura geoquímica pouco correspondente às rochas do MC, podendo eliminar a possibilidade deste ser uma rocha associada ao migmatito. O Leucogranito duas micas, por sua vez, tem assinatura muito semelhante às rochas migmatíticas, em especial o Leucossoma sienogranítico duas micas.

O enriquecimento, do litotipo Lgdm, em SiO_2 (71%), K_2O (5%), Sr (255 ppm), Ba (1162 ppm), ETRL e empobrecimento nos elementos compatíveis MgO, FeOt, TiO_2 e incompatíveis HFSE e ETRP, em relação ao neossoma do MC, é consistente com uma possível correlação de fonte para este litotipo. O seu padrão de Terras-raras normalizado para o condrito de Nakamura (1974) é semelhante ao dos litotipos Nmgs e Lsgdm, porém é relativamente enriquecido em ETRL, apresenta anomalia negativa de Eu mais acentuada e anomalia de Ce mais suave, em comparação a estes. Estas observações podem indicar uma derivação de líquido anatético pouco evoluído, devido a uma rápida segregação *melt* - resíduo, com pouca incorporação de biotita e plagioclásio reliquiares, porém com significativa incorporação da fase acessória rica em ETRL, por destruição física da biotita reliquiar (Sawyer, 1998), o que não ocorre com leucossoma do MC. Esta relação de empobrecimento de ETR em geral é condizente com a geração de magmas anatéticos (Solar & Brown, 2001), sobretudo, o enriquecimento de ETRL dos granitos anatéticos derivados de rochas supracrustais (Taylor & McLennan, 1985).

Estas observações somadas a seu caráter cálcio-alcalino de alto potássio são consistentes com os granitoides do tipo-I peraluminoso com duas micas, como aqueles que ocorrem na *Lachlan Fold Belt* (Chappell & White, 1992). As características petrográficas, estruturais e geoquímicas convergem, ainda, para um magmatismo tipicamente cálcio-alcalino, sin- a tardi-colisonal, de ambiente de arco magmático (Roberts & Clemens, 1993; Pearce *et al*, 1994).

Em um contexto regional estas rochas se assemelham àquelas da Suíte Rio do Poço, em específico, a Fácies Leucogranito Duas Micas (de Cury, 2009), que apresenta também textura xenomórfica e assembleia mineralógica muito semelhante, com quartzo, K-feldspato, plagioclásio, biotita, muscovita (primária) e os acessórios allanita, epidoto, apatita e zircão. A assinatura geoquímica de ambas também se assemelha, como pode ser visto nos padrões de ETR da Figura 5.2.3.1. Nota-se também que o Granodiorito duas micas, apresenta padrão similar à duas amostras da Suíte Rio do Poço, depletada em ETR (total) e sem anomalias negativas (Figura 5.2.3.1).

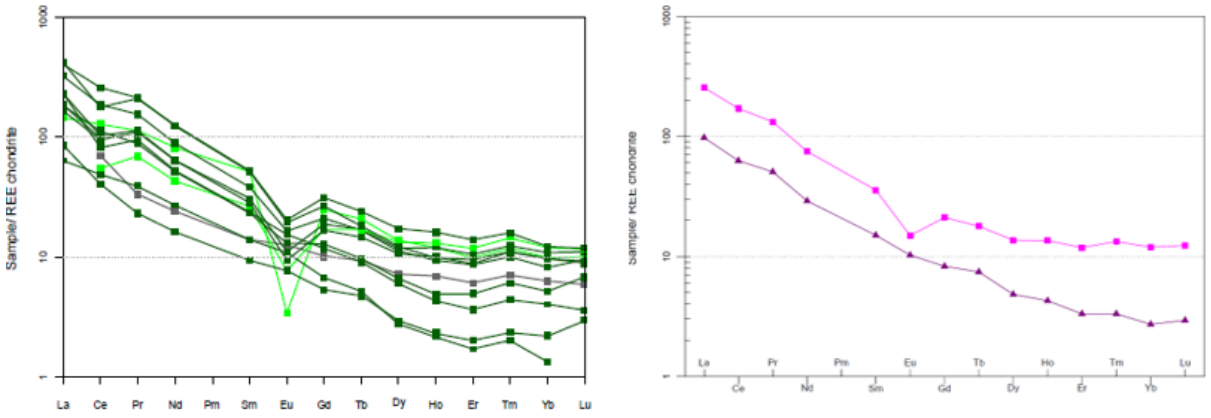

Figura 5.2.1: Comparação entre padrões de ETR normalizados para o condrito de Nakamura, 1974, da Suíte Rio do Poço (modificada de Cury, 2009), à esquerda, onde em verde escuro estão plotadas as rochas xenomórficas, em verde claro os granitos com rapakivi e em cinza o enclave anfibolítico; à direita os padrões para os litotipos Lgddm (rosa) e Gddm (roxo).

A assinatura do Granodiorito duas micas, não acompanha as correlações verificadas para os elementos incompatíveis e compatíveis das demais rochas. Apresenta, em contraste, um alto teor de SiO2 (72%), acompanhado de altos teores de CaO-Sr e Na_2O e baixos de K2O-Rb e Ba, com forte depleção de ETRP e sem anomalias de ETR significativas. O que indica que estas rochas, ao contrário da tendência do MC, apresentam acumulação de plagioclásio nas fases iniciais de cristalização (Sawyer, 1998), e depleção de K-feldspato e da fase acessório. Rochas félsicas com presença de muscovita e biotita primárias tendem a ser classificadas como granitoides do tipo-S, contudo, sua característica marginalmente peraluminosa (ASI = 1 - 1,1) associada com altos teores de SiO_2, Na_2O e CaO, junto a baixos teores de MgO + FeO_t + TiO_2 é mais coerente com os granitoide do tipo-I, marginalmente peraluminosos e com duas micas (Chappell & White, 1992; Chappell & White, 2001). Suas características, parecem condizer com um magmatismo sin-colisional em ambiente de arco magmático (Pearce *et al*, 1984).

Embora com assinaturas condizentes no que tange o ambiente tectônico, estes dois litotipos parecem ser corpos distintos e com diferentes gêneses, dentro de um mesmo contexto colisional, onde o Leucogranito duas micas parece ter correlação genética com o Migmatito Caieiras, demonstrando seu caráter de reciclagem crustal. Enquanto que o Granodiorito duas micas, não tem relação genética com o MC, mas por sua assinatura geoquímica, parece também ter influência crustal em sua gênese. Possivelmente foram inclusas na Suíte Rio do Poço por Cury (2009), alguns corpos que na verdade não fossem correlatos geneticamente, o que explicaria o motivo de

Lgdm e Gddm serem francamente rochas diferentes, mas ambas terem padrões de ETR correspondentes dentro da suíte.

5.3 IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS

Os migmatitos são importantes registros da evolução crustal de terrenos orgênicos, uma vez que marcam condições de pressão e temperatura em que a crosta continental, média a inferior, foi submetida durante o evento orogenético (Brown, 2001). Não somente pela ação de anomalia geotérmicas provindas do manto, acredita-se que a instalação de zonas de cisalhamento parece ter um papel crucial na geração de anatexia a partir da crosta continental (Thompson *et al*, 1997; Brown & Solar, 1998), uma vez que importantes estruturas térmicas e condutoras de fluidos (Brown, 2001). A grosso modo as zonas de cisalhamento significativas na geração de anatexia, podem ocorrer em dois momentos da evolução de um orógeno, o primeiro deles, sin-orogenético, associado a zonas de cisalhamento compressivas, direcionais e extensionais, ou então em um período tardio, sob regime descompressivo, atribuído ao colapso do orógeno (Brown, 2001;.Handy *et al*, 2001).

As relações de campo e, sobretudo, observações estruturais e petrográficas mostram que as rochas do Migmatito Caieiras devem ter sido geradas sob *stress* aplicado. Esta interpretação se baseia na ocorrência de estruturas magmáticas de fluxo, das quais, se sobre sai a anisotropia gerada pela orientação da biotita no Nmgs. Esta é orientação é paralela à incipiente orientação de minerais neoformados e de alguns porfiroclastos de plagioclásio e K-feldspato, e define a foliação magmática destas rochas. Esta foliação é marcada por planos sub-verticais com trend NNW/SSE, cujo plano referente ao pólo máximo tem atitude N81/83. Isto é indício de que quando da formação da anatexia, havia uma tensão aplicada, cujo eixo de elongação máxima é de direção NNW/SSE. Os granitos com porfiríticos e com estruturas de mistura, da Suíte Morro Inglês, também apresentam foliação magmática, caracterizada pela orientação dos fenocristais de Kfs, estes planos apresentam atitude similar aquelas dos migmatitos, cujo plano referente ao pólo máximo é de atitude N84/85.

Estes *trends* são condizentes com aquele da Falha Guaratuba-Morretes, de caráter transpressivo sinistral (de Cury, 2009), que muito provavelmente, foi responsável pelo evento metamórfico que levou à anatexia. Não obstante, esta zona

de cisalhamento deve ter sido um importante conduto para a colocação da Suíte Morro Inglês.

Os modelos de anatexia sin-transpressiva são amplamente comuns e estudadas (Brown, 2001), estas estruturas apresentam um importante papel desde a geração da anatexia até o transporte e colocação de rochas derivadas da anatexia (Brown & Solar, 1998). A aplicação de cisalhamento co-axial sobre o migmatito, faz com que o líquido anatético se mova pequenas direções em escala métrica de modo a acomodar a deformação, enquanto que a deformação não co-axial tem importante papel no transporte do líquido, que se reflete desde microestruturas até migrações de escala crustal (Brown & Solar, 1998; Handy et al, 2001).

A aplicação de cisalhamento simples é responsável pela segregação do melt-*residuum*, que por diversos mecanismos pode migrar pela crosta (ver Sawyer, 2001) paralelamente ao sentido de maior elongação (Brown & Solar, 1998) até se colocar em locais de menor tensão, em geral superfícies dilatantes (Handy *et al*, 2001). Com estes modelos é possível explicar a migração do líquido anatético de sua região in situ, próximo à praia de Caieiras, em direção NNW até ser colocado a poucos quilômetros de distância, que pode estar materializado no Leucogranito duas micas (Figura 5.3.2.1). A ação da zona de cisalhamento pode ter sido responsável pelo transporte de fluidos alóctones ricos em B que teriam misturado com o líquido anatético *in-situ* e formado o Leucossoma sienogranítico com turmalina e granada.

As zonas centimétricas de *high-strain* sinistrais, marcariam ou uma fase de reativação da zona de cisalhamento em um momento posterior, mas mais provavelmente a continuidade da deformação após o líquido ter alcançado o *sub-solidus.*

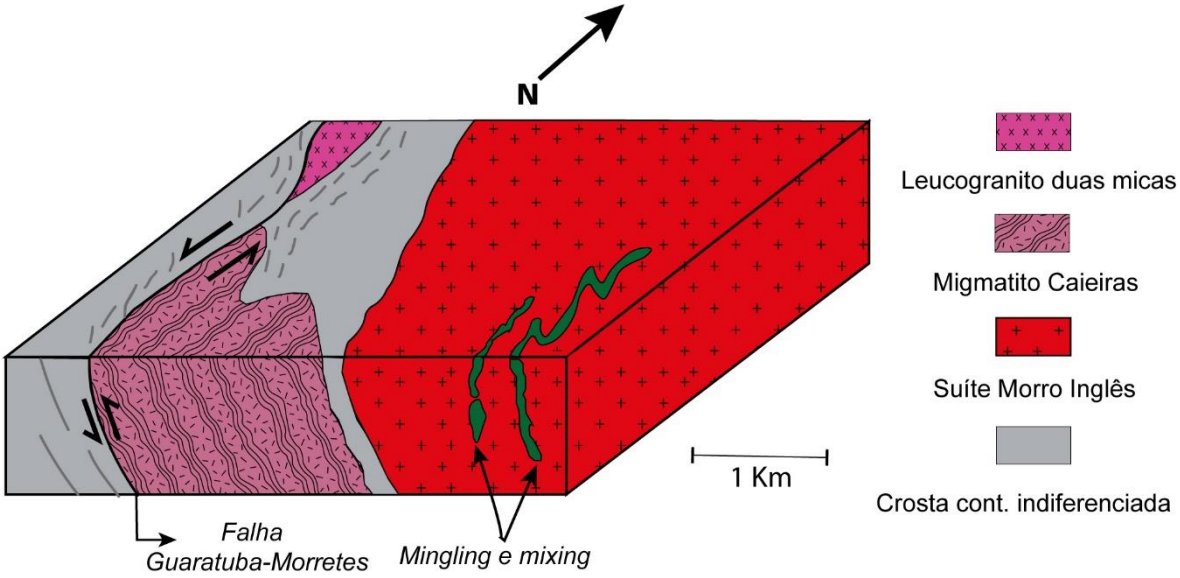

Figura 5.3.1: Bloco-diagrama idealizado da disposição do Migmatito Caieiras e rochas adjacentes.

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

O Migmatito Caieiras é um pequeno corpo de diatexito, mapeado na região da praia e morro de Caieiras em Guaratuba (PR). Neste corpo foram distintos os litotipos Neossoma monzogranítico com estrutura schlieren, Leucossoma sienogranítico duas micas e Leucossoma sienogranítico com turmalina e granada, que afloram juntamente em um arranjo ainda mal compreendido.

A petrografia e assinaturas litogeoquímicas, sugerem que há uma evolução da fração mais reliquiar (Nmgs), passando pelo litotipo de composição mais anatética (Nsgdm), para o termo que parece ter mistura e reequilíbrio com líquidos pegmatíticos (Nsgtg). O protólito gerador do líquido anatético é ainda desconhecido, indícios de minerais ígneos reliquiares juntamente com uma assinatura fortemente peraluminosa e moderadamente depletada em ETR, sugerem que houve influência de rochas ígneas plutônicas, podendo haver contaminação de rochas supracrustais, como aquelas da Sequência Rio das Cobras.

Dado o ambiente tectônico local, as estruturas, microtexturas e microestruturas encontradas, a anatexia deve ter sido gerada a partir de uma tectônica transpressiva sinistral, que está materializada na Falha de Guaratuba-Morretes. Este evento anatético deve ter sido induzido pela entrada de água no sistema, sob condições pouco compreendidas, mas que parecem ser de pressões altas (~10 Kbar) e baixas temperaturas anatéticas (~700 - 800°C), correspondentes ao campo de estabilidade da muscovita.

Dentro deste contexto possíveis granitos anatéticos derivados do MC, migraram pela crosta, devido à tensão cisalhante, e foram colocados em zonas de dilatação, tal como pode ter ocorrido com o Leucogranito duas micas. O qual se assemelha química e mineralogicamente ao leucossoma do Migmatito Caieiras. Este granito parece ainda correlacionável com as rochas xenomórficas da Suíte Rio do Poço, descritas por Cury (2009), cuja classificação e colocação tectônica são pouco entendidos

Este episódio tectônico de alto ângulo parece ser sincrônico à colocação da Suíte Morro Inglês e do Granodiorito duas micas, que apresentam foliação magmática/sub-magmática consistentes com o *trend* desta zona de cisalhamento. A assinatura geoquímica do Gddm, característica de granitos do tipo I, de arco-

magmático e fracamente peraluminosos, é similar a uma pequena fração dos granitos xenomórficos da Suíte Rio do Poço (de Cury, 2009), as quais destoam da grande população desta suíte, o que pode indicar a presença de duas suítes dentro do que se considera Suíte Rio do Poço.

Para que se avance no entendimento da geodinâmica crustal do Terreno Paranaguá, em específico a gênese deste evento anatético e suas implicações, são necessários estudos mais abrangentes, que envolvam mapeamentos sistemáticos, de modo a identificar o paleossoma e demais domínios desconhecidos do migmatito, bem como as rochas vizinhas e suas condições de metamorfismo. Além destes, serão necessários trabalhos de química mineral e modelagem geoquímica, agora com dados das rochas encaixantes e dos diversos domínios do migmatito, para que então se possa determinar o(s) protólito(s), condições de fusão, evolução petrogenética destas rochas e validação do modelo de rochas anatéticas para suítes ígneas no Terreno Paranaguá. Não obstante, datações U-Pb destas rochas serão fundamentais para a compreensão das implicações regionais deste evento anatético, podendo ter consequências no entendimento da evolução geotectônica dos terrenos neoproterozoicos de toda a porção leste da Província Mantiqueira Central e Meridional.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Barbey, P., Brouand, M., Le Fort, P., & Pecher, A. (1996). Granite-migmatite genetic link: the example of the Manaslu granite and Tibetan Slab migmatites in central Nepal. *Lithos*, *38*(1-2), 63-79.

Basei, M. A. S.; Siga JR, O.; Reis Neto, J. M. dos. 1990. O Batolito Paranaguá. Proposição, idade, considerações petrogenéticas e implicações tectônicas. In: 36° Congresso Brasileiro de Geologia. Natal: SBG.

Basei, M. A., siga jr, O., Machiavelli, A., & Mancini, F. 1992. Evolução tectônica dos terrenos entre os cinturões ribeira e dom feliciano (pr-sc). *Revista Brasileira de Geociências*, *22*(2), 216-221.

Bea, F. 1991. Geochemical modeling of low melt-fraction anatexis in a peraluminous system: the Pena Negra Complex (central Spain). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *55*(7), 1859-1874.

Bea, F., Pereira, M. D., & Stroh, A. 1994. Mineral/leucosome trace-element partitioning in a peraluminous migmatite (a laser ablation-ICP-MS study). *Chemical Geology*, *117*(1-4), 291-312.

Bea, F. 1996. Controls on the trace element composition of crustal melts. *Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh*, *87*(1-2), 33-41.

Biondi, J. C. 1983. Mapa geológico da área do embasamento do Estado do Paraná, escala 1: 250.000. Mineropar, Secretaria da Indústria e Comércio do Paraná.

Biondi, J. C., Cava, L. T., & Soares, P. C. 1989. Mapa Geológico do Estado do Paraná-Escala 1: 650.000. *MINEROPAR, Curitiba*.

Bouchez, J. L., Delas, C., Gleizes, G., Nédélec, A., & Cuney, M. 1992. Submagmatic microfractures in granites. *Geology*, *20*(1), 35-38.

Brown, M., & Solar, G. S. 1998. Shear-zone systems and melts: feedback relations and self-organization in orogenic belts. *Journal of structural geology*, *20*(2), 211-228.

Brown, M. 2001. Orogeny, migmatites and leucogranites: a review. *Journal of Earth System Science*, *110*(4), 313-336.

Campanha, G. A. D. C. 1991. *Tectônica proterozóica no alto e médio Vale do Ribeira, estados de São Paulo e Paraná*(Doctoral dissertation, Universidade de São Paulo).

Chappell, B. W., & White, A. J. R. 1992. I-and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, *83*(1-2), 1-26.

Chappell, B. W., & White, A. J. 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, *48*(4), 489-499.

Connolly, J. A. D., Holness, M. B., Rubie, D. C., & Rushmer, T. 1997. Reaction-induced microcracking: an experimental investigation of a mechanism for enhancing anatectic melt extraction. *Geology*, *25*(7), 591-594.

Cury, L.F.; Kaulfuss, G.A.; Siga JR, O.; Basei, M.A.S.; Harara O.M.M., Sato, K. 2002. Idades U-Pb (Zircões) de 1,75 Ga em Granitoides Alcalinos Deformados dos Núcleos Betara e Tigre: Evidências de Regimes Extensionais do Estateriano na Faixa Apiaí. Revista do Instituto de Geociências Geol. USP, Série Científica. 2: p. 95-108.

Cury, L. F. 2009. Geologia do Terreno Paranaguá. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.

Debon, F., & Le Fort, P. 1983. A chemical–mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh*, *73*(3), 135-149.

ESRI; USGS, NOAA. 2018. World Terrain Base. Acessado em 10 de maio de 2018. Disponível em: http://www.arcgis.com/home/

Faleiros, F. M. 2008. *Evolução de terrenos tectono-metamórficos da Serrania do Ribeira e Planalto Alto Turvo (SP, PR)* (Doctoral dissertation, Universidade de São Paulo).

Fossen, H., & Cavalcante, G. C. G. 2017. Shear zones–A review. *Earth-Science Reviews*, *171*, 434-455.

Gieré, R., & Sorensen, S. S. 2004. Allanite and other REE-rich epidote-group minerals. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, *56*(1), 431-493.

Google Earth. 2018. Acessado em 10 de maio de 2018. Disponível em https://google.com/earth

Harara, O. M. M. 2001. *Mapeamento e Investigação Petrológica e Geocronológica dos Litotipos da Região do Alto Rio Negro (PR-SC): um exemplo de sucessivas e distintas atividades magmáticas durante o Neoproterozóico III*. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.

Handy, M. R., Mulch, A., Rosenau, M., & Rosenberg, C. L. 2001. The role of fault zones and melts as agents of weakening, hardening and differentiation of the continental crust: a synthesis. *Geological Society, London, Special Publications*, *186*(1), 305-332.

Heilbron, M.; Pedrosa-Soares, A. C.; Campos Neto, M. C.; Silva, L. C.; Trouw, R. A. J.; Janasi, V. A. Província Mantiqueira. In: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C. D. R.; Britoneves, B. B. 2004. Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida, p. 203-234.

Holness, M. B., & Sawyer, E. W. 2008. On the pseudomorphing of melt-filled pores during the crystallization of migmatites. *Journal of Petrology*, *49*(7), 1343-1363.

Irvine, T. N. J., & Baragar, W. R. A. F. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian journal of earth sciences*, *8*(5), 523-548.

Jervis, I. e Jarvis K. E. 1992. Plasma spectrometry in the earth sciences: techniques, applications and future trends. *Chemical Geology*, *95*(1-2), 1-33.

Kaulfuss, G. A. 2001 Geocronologia dos Núcleos de Embasamento Setuva, Betara e Tigre, Norte de Curitiba, Paraná. 2001. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 115 f.

Leandro, R. 2016. Caracterização tectonoestratigráfica da sequência terrígena da formação Capiru na Região de Morro Grande, Colombo-PR.

Lopes, O. F.; Lima, R. E. 1985. Nota preliminar sobre a geologia da Serra da Prata, PR. Boletim Paranaense de Geociências, v. 36, p. 65-68.

Lopes, O. F. 1987a. Zoneamento metamórfico da Formação Rio das Cobras do pré-Cambriano do Estado do Paraná. 3°Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, v. 1.

Lopes, O. F. 1987b. O Granito Sin-Tectônico Cubatãozinho: petrogênese e evolução geológica.3º. Simpósio Sulbrasileiro de Geologia. Sociedade Brasileira de Geologia, Curitiba, v. 1, p. 390-398..

Maack, R. 1947. Breves notícias sobre os estados de Santa Catarina e Paraná. Arquivo de Biologia e Tecnologia, Curitiba, v. 2, p. 65-154.

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.

Miller, C. F., & Mittlefehldt, D. W. 1982. Depletion of light rare-earth elements in felsic magmas. *Geology*, *10*(3), 129-133.

Milord, I., Sawyer, E. W., & Brown, M. 2001. Formation of diatexite migmatite and granite magma during anatexis of semi-pelitic metasedimentary rocks: an example from St. Malo, France. *Journal of Petrology*, *42*(3), 487-505.

Milord, I., & Sawyer, E. W. 2003. Schlieren formation in diatexite migmatite: examples from the St Malo migmatite terrane, France. *Journal of Metamorphic Geology*, *21*(4), 347-362.

Nakamura, N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *38*(5), 757-775.

Nicolas, A., & Poirier, J. P. 1976. *Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks*. John Wiley & Sons.

Oliveira, E. P. 1927. Geologia e recursos minerais do estado do Parana. Ministerio de agricultura, industria e commercio, servicio geologico e mineralogico do Brasil.

Oliveira, A.I de. L. 1943. Geologia do Brasil (2nd. ed.). Rio de Janeiro.

Otamendi, J. E., Nullo, F. E., Douce, A. P., & Fagiano, M. 1998. Geology, mineralogy and geochemistry of syn-orogenic anatectic granites from the Achiras Complex, Córdoba, Argentina: some petrogenetic and geodynamic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, *11*(4), 407-423.

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*(3), 349-363.

Patiño Douce, A. E., & Harris, N. 1998. Experimental constraints on Himalayan anatexis. *Journal of Petrology*, *39*(4), 689-710.

Pearce, J. A., Harris, N. B., & Tindle, A. G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of petrology*, *25*(4), 956-983.

Peccerillo, A., & Taylor, S. R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to mineralogy and petrology*, *58*(1), 63-81.

Prazeres Filho, H. J., Harara, O. M., Basei, M. A. S., Passarelli, C. R., & Siga Jr, O. 2003. Litoquímica, geocronologia U-Pb e geologia isotópica (Sr-Nd-Pb) das rochas graníticas dos batólitos Cunhaporanga e Três Córregos na porção sul do Cinturão Ribeira, Estado do Paraná. *Geologia USP. Série Científica*, *3*, 51-70.

Roberts, M. P., & Clemens, J. D. 1993. Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids. *Geology*, *21*(9), 825-828.

Rosenberg, C. L., & Handy, M. R. 2005. Experimental deformation of partially melted granite revisited: implications for the continental crust. *Journal of metamorphic Geology*, *23*(1), 19-28.

Sader, J.A e Ryan, S. 2017. Advances in ICP-Ms Technology and The Application of Multi-Element Geochemistry to Exploration. Sixth Decennial International Conference on Mineral Exploration". Edited by V. Tschirhart and M.D. Thomas, p. 541–552.

Sawyer, E. W. 1998. Formation and evolution of granite magmas during crustal reworking: the significance of diatexites. *Journal of Petrology*, *39*(6), 1147-1167.

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.

Sawyer, E. W. 2008. *Atlas of migmatites* (Vol. 9). NRC Research Press.

Schmitt, R. S., Trouw, R. A., Van Schmus, W. R., & Pimentel, M. M. 2004. Late amalgamation in the central part of West Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collisional orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil).*Precambrian Research*,*133*(1-2), 29-61.

Shand, S. J. 1943. Eruptive rocks: their genesis, composition, and classification, with a chapter on meteorites. J.

Siga Junior, O. 1995. *Domínios tectônicos do sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina: geocronologia e evolução crustal* (Doctoral dissertation, Universidade de São Paulo).

Siga Junior, O., Basei, M. A. S., Nutman, A. P., Sato, K., McReath, I., Passarelli, C. R., & Liu, D. 2011. Extensional and colisional magmatic records in the Apiaí Terrane, south-southeastern Brazil: integration of geochronological U-PB Zircon ages. *Geologia USP-Serie Cientifica*, 149.

Solar, G. S., & Brown, M. 2001. Petrogenesis of migmatites in Maine, USA: possible source of peraluminous leucogranite in plutons? *Journal of Petrology*, *42*(4), 789-823.

Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R., & Schmid, S. M. 2002. Dynamic recrystallization of quartz: correlation between natural and experimental conditions. *Geological Society, London, Special Publications*, *200*(1), 171-190.

Taylor, S. R., & McLennan, S. M. 1985. The continental crust: Its evolution and composition. *Lon on: Blackwell*.

Thompson, R.N., 1982. Magmatism of the British Tertiary Volcanic Province. Scottish Journal of Geology 18, 49–107.

Thompson, A. B., Schulmann, K., & Jezek, J. (1997). Thermal evolution and exhumation in obliquely convergent (transpressive) orogens. *Tectonophysics*, *280*(1-2), 171-184.

Viegas, L. G. F., Archanjo, C. J., & Vauchez, A. 2013. Fabrics of migmatites and the relationships between partial melting and deformation in high-grade transpressional shear zones: the Espinho Branco anatexite (Borborema Province, NE Brazil). *Journal of Structural Geology*, *48*, 45-56.

Vigneresse, J. L., Barbey, P., & Cuney, M. 1996. Rheological transitions during partial melting and crystallization with application to felsic magma segregation and transfer. *Journal of Petrology*, *37*(6), 1579-1600.

Wolf, R. E. 2013. What is ICP-MS?... and more importantly, what can it do?. Crustal Geophysics and Geochemestry Science Center, U.S. Geological Survey. Disponível em: https://crustal.usgs.gov/laboratories/icpms/intro.html. Acessado em: 02 out. 2018.

Weber, C., Barbey, P., Cuney, M., & Martin, H. 1985. Trace element behaviour during migmatization. Evidence for a complex melt-residuum-fluid interaction in the St. Malo migmatitic dome (France). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *90*(1), 52-62.

White, A. J., & Chappell, B. W. 1977. Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics*, *43*(1-2), 7-22.

Zane, A., & Rizzo, G. 1999. The compositional space of muscovite in granitic rocks. *The Canadian Mineralogist*, *37*(5), 1229-1238.

ANEXO 1 - DADOS GEOQUÍMICOS

	Nmgs			Lsgdm	Lsgtg		Nsgt		Lgdm	Gddm
	GC-02-B	GC-02-C	GC-02-D	GC-02-E	GC-02-A	GC-03-A	GC-02-F	GC-03-B	GC-05	GC-06
SiO2	64.75	53.17	59.78	70.67	73.13	74.29	69.42	72.39	71.48	72.24
Al2O3	15.95	17.82	16.68	14.67	15.08	14.49	15.52	14.35	14.14	14.63
Fe2O3	5.03	9.68	7.44	2.50	1.05	0.69	3.09	1.90	2.38	1.89
MgO	1.44	3.51	2.28	0.59	0.27	0.09	0.74	0.43	0.44	0.60
CaO	1.51	1.41	1.69	1.05	0.67	0.62	0.85	1.11	1.48	2.09
Na2O	3.16	2.18	3.01	2.99	3.19	3.78	1.69	3.10	3.56	4.39
K2O	3.75	4.03	3.81	4.98	4.97	5.20	4.35	5.04	5.11	2.94
TiO2	0.93	2.10	1.43	0.38	0.06	0.03	0.48	0.24	0.32	0.18
P2O5	0.28	0.55	0.39	0.09	0.11	0.05	0.12	0.06	0.10	0.06
MnO	0.12	0.23	0.17	0.08	0.04	0.03	0.07	0.03	0.05	0.03
Cr2O3	<0.002	0.003	0.005	<0.002	0.003	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	0.002
Ba	772	428	558	1145	247	103	968	1276	1162	521
Ni	21	34	27	27	26	31	<20	<20	20	30
Sc	8	13	10	4	4	4	7	2	3	3
LOI	2.7	4.9	2.9	1.6	1.2	0.4	3.2	1.0	0.5	0.6
Sum	99.70	99.64	99.67	99.73	99.77	99.70	99.68	99.76	99.72	99.75
Be	7	15	11	5	10	15	5	3	5	3
Co	130.7	84.1	114.2	174.0	199.8	295.6	123.9	141.2	155.2	192.7
Cs	42.6	85.6	61.1	32.8	26.9	28.9	31.8	18.9	2.2	8.1
Ga	20.3	21.3	22.6	17.3	16.1	16.9	19.0	13.4	16.3	18.1
Hf	6.8	8.7	7.6	5.8	1.9	1.6	7.3	5.4	6.9	2.6
Nb	50.9	48.4	56.3	37.1	3.2	19.2	28.3	7.6	29.6	9.7
Rb	241.1	393.0	295.8	249.2	251.5	248.4	223.3	171.1	175.8	95.3

Sn	7	11	10	6	2	2	5	1	3	2
Sr	235.2	143.9	210.5	195.4	67.3	42.2	156.7	283.9	255.3	316.7
Ta	5.3	3.2	6.5	6.0	1.7	5.6	3.2	1.1	3.2	1.0
Th	19.7	15.8	20.2	23.4	3.2	1.9	23.6	25.1	29.1	10.8
U	9.1	11.0	10.8	5.1	3.0	10.8	7.3	4.9	4.5	1.5
V	47	102	70	24	<8	8	30	16	21	16
W	755.8	411.6	621.4	936.1	1121.7	1596.5	746.0	847.9	916.9	1060.7
Zr	266.8	368.8	301.5	213.8	43.6	28.5	267.1	208.8	264.6	89.4
Y	43.3	57.7	57.6	31.5	16.6	11.3	230.9	12.4	26.2	8.6
La	68.3	154.9	106.6	45.1	11.3	6.4	128.6	25.4	84.0	32.2
Ce	73.4	141.5	120.5	52.3	21.6	11.2	74.9	104.0	147.7	54.3
Pr	15.13	34.04	23.08	8.90	2.87	1.51	39.18	4.80	14.81	5.68
Nd	54.9	120.2	84.3	30.8	10.4	5.5	160.6	15.4	47.3	18.3
Sm	10.32	20.66	15.62	5.14	3.03	1.71	32.25	2.28	7.25	3.05
Eu	2.15	3.92	3.20	0.97	0.51	0.25	7.16	0.45	1.15	0.79
Gd	8.98	15.38	12.76	4.23	3.23	1.95	36.37	2.07	5.83	2.29
Tb	1.40	2.33	1.99	0.80	0.63	0.41	6.90	0.27	0.84	0.35
Dy	8.29	12.62	11.27	4.99	3.42	2.23	41.39	1.59	4.69	1.66
Ho	1.69	2.35	2.24	1.05	0.62	0.36	8.78	0.39	0.95	0.30
Er	4.78	6.35	6.33	3.63	1.53	0.89	24.66	1.26	2.67	0.75
Tm	0.72	0.98	0.97	0.54	0.21	0.13	3.65	0.20	0.40	0.10
Yb	4.86	6.52	6.06	3.47	1.32	0.76	23.33	1.38	2.63	0.60
Lu	0.68	0.88	0.89	0.51	0.18	0.10	3.36	0.23	0.42	0.10