



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA
NATUREZA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



MAIZA DE PAULA ARAUJO SILVA

**PETROGRAFIA E LITOGEOQUÍMICA DO PLÚTON COLINA DO HORTO,
EXTREMO SUDESTE DO ESTADO DO CEARÁ, NORDESTE DO BRASIL**

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

Orientadora: Profa. Dra. Cícera Neysi de Almeida

Rio de Janeiro
2021

MAIZA DE PAULA ARAUJO SILVA

**PETROGRAFIA E LITOGEOQUÍMICA DO PLÚTON COLINA DO HORTO,
EXTREMO SUDESTE DO ESTADO DO CEARÁ, NORDESTE DO BRASIL**

Trabalho Final do Curso de Graduação em
Geologia do Instituto de Geociências,
Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ,
apresentado como requisito necessário para
obtenção do grau de Geólogo

Orientadora: Profa. Dra. Cícera Neysi de Almeida

Rio de Janeiro

2021

Silva, Maiza

Petrografia e litogeoquímica do Pluton Colina do Horto,
extremo Sudeste do estado do Ceará, Nordeste do Brasil / Maiza de
Paula Araujo Silva – Rio de Janeiro: UFRJ / IGEO, 2021

72p; il.; 30 cm

Trabalho Final de Curso (Geologia) – Universidade Federal do
Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia
2021.

Orientadora: Cícera Neysi de Almeida

1. Mapeamento geológico. 2. Petrografia. 3. Litogeoquímica.
4. Petrogênese.

MAIZA DE PAULA ARAUJO SILVA

**PETROGRAFIA E LITOGEOQUÍMICA DO PLÚTON COLINA DO HORTO,
EXTREMO SUDESTE DO ESTADO DO CEARÁ, NORDESTE DO BRASIL**

Trabalho Final do Curso de Graduação em
Geologia do Instituto de Geociências,
Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ,
apresentado como requisito necessário para
obtenção do grau de Geólogo

Orientadora: Profa. Dra. Cícera Neysi de Almeida

Aprovado em:

Por:

Orientadora: Cícera Neysi de Almeida (IGEO/UFRJ)

Julio Cezar Mendes (IGEO/UFRJ)

Silvia Regina de Medeiros (IGEO/UFRJ)

Rio de Janeiro

2021

À minha mãe, Mariza de Paula Araujo (*in memoriam*),
por sempre ter irradiado alegria a cada conquista minha.

AGRADECIMENTOS

Ao apoio da Shell Brasil Petróleo Ltda e a importância estratégica do suporte da ANP (Agência Nacional do Petróleo), através do regulamento obrigatório P&D (cooperação técnica #20.219-2).

À minha orientadora, Cícera Neysi de Almeida, pela oportunidade, pela paciência e dedicação com que me auxiliou na confecção deste trabalho.

A todos os colegas e professores que compõem o Grupo Regional do Projeto Alagoas, em especial, João Victor Mendes, Matheus Queiroz e Daniel da Silva, pela cooperação e auxílio durante o período em que trabalhamos juntos.

A Universidade Federal do Rio de Janeiro, o Instituto de Geociências e o Departamento de Geologia pela infraestrutura disponibilizada durante o período de graduação.

Aos meus amigos, Sara Guilherme, Bárbara Celestrini, Ana Luiza Moreira e João Carlos Rodrigues, pela parceria, conversas e risadas compartilhadas. Vocês fizeram com que meus dias fossem mais felizes e que essa caminhada fosse mais leve.

Aos amigos Gabriel Machado, Pedro Watahe e Mayara Klôh pela disponibilidade e boa vontade em ajudar nos momentos que precisei.

Aos meus pais, Mariza de Paula Araujo (*in memoriam*) e Gilberto Silva Junior, por se dedicarem incondicionalmente a apoiar meu crescimento e minha formação. A conclusão deste ciclo é um ato de amor e gratidão a vocês.

RESUMO

Grande parte da evolução da Província Borborema se deu no Neoproterozoico durante o evento orogênico Brasileiro. Neste período, além do desenvolvimento de diversas redes de zonas de cisalhamento, houve um expressivo magmatismo granítico. Com base nas análises petrográficas e geoquímicas desses corpos intrusivos foram registradas quatro associações principais relacionadas a diferentes estágios da orogênese brasileira: cálcio-alcálica (tipo Conceição), trondhjemitica (tipo Serrita), peralcalina (tipo Catingueira) e cálcio-alcálica potássica (tipo Itaporanga). O presente trabalho visa o estudo de uma intrusão ígnea localizada na região nordeste da Bacia do Araripe que, até o momento, não possui registro na literatura de detalhamento petrográfico e geoquímico, portanto fez-se necessário um estudo mais aprofundado do mesmo. Assim, o objetivo deste trabalho é suprir essa ausência de dados e com isso contribuir para um melhor entendimento desses eventos magmáticos e incluí-lo em associações/estágios orogênicos da orogênese Brasileira nessa região. O Plúton Colina do Horto intrude rochas metamórficas de baixo grau do Terreno São José do Caiana e encontra-se parcialmente recoberto pelas rochas sedimentares da Bacia do Araripe. No corpo estudado foram identificados seis litotipos: sienogranito, monzogranito, quartzo-sienito, quartzo-monzonito, monzonito e monzodiorito que se apresentam pouco deformados, predominando as feições ígneas originais. As rochas possuem assinatura geoquímica shoshonítica, variam de metaluminosas a peraluminosas e apresentam caráter magnésiano. Os diagramas de discriminação de ambiência tectônica indicam um magmatismo tardi a pós-colisional. O processo envolvido na formação dessas rochas teria sido principalmente cristalização fracionada sem mudança da assembleia fracionante. Os dados de campo, petrografia e litogeoquímica indicam que o alojamento do Plúton Colina do Horto teria ocorrido em condições de regime extensional, na transição de regime dúctil-rúptil no fim da orogênese Brasileira.

Palavras-chave: Província Borborema; Pluton Colina do Horto; Petrografia; Litogeoquímica;

ABSTRACT

Most of the evolution of the Borborema Province took place in the Neoproterozoic during the orogenic event in Brasilia. In this period, in addition to the development of several networks of shear zones, there was an expressive granitic magmatism. Based on the petrographic and geochemical analyzes of these intrusive bodies, main associations related to different stages of the Brazilian orogenesis were added: calcium-alkaline (type Conceição), trondhjemitica (type Serrita), peralkaline (type Catingueira) and calcium-alkaline potassium (type Itaporanga) The present work aims to study an igneous intrusion located in the northeastern region of the Araripe Basin, which, so far, has no record in literature of petrographic and geochemical details, so it was necessary to further study it. Thus, the objective of this work is to fill this lack of data and thereby contribute to a better understanding of these magmatic events and to include it in orogenic associations / stages of Brazilian orogenesis in this region. The Pluton Colina do Horto intrudes low-grade metamorphic rocks from the São José do Caiana Terrain and is partially covered by the sedimentary rocks of the Araripe Basin. In the studied body was identified as six lithotypes: syenogranite, monzogranite, quartz-syenite, quartz-monzonite, monzonite and monzodiorite, which are slightly deformed, predominating as original igneous features. As the rocks have a shoshonitic geochemical signature, they vary from metaluminous to peraluminous and have a magnesian character. The tectonic ambience discrimination diagrams indicate late to post-collisional magmatism. The process modeled in the formation of these rocks would have been mainly fractional crystallization without changing the fractional assembly. Data from field, petrography and lithochemistry indicate that the accommodation of Plúton Colina do Horto would have occurred under extensional regime conditions, in the transition from ductile-brittle regime at the end of Brasiliano orogenesis.

Key-words: Borborema Province; Pluton Colina do Horto; Petrography; Lithochemistry;

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	v
RESUMO	vi
ABSTRACT	vii
LISTA DE FIGURAS	ix
1. INTRODUÇÃO	1
1.1. Apresentação e Caracterização do Problema	1
1.2. Objetivos	1
1.2.1. Gerais	1
1.2.2. Específicos	1
1.3. Localização da Área	2
1.4. Materiais e Métodos	3
2. REVISÃO TEMÁTICA	6
2.1. Contexto Geotectônico	6
2.1.1. Evolução Tectônica da Província Borborema	10
2.2. Magmatismo	13
3. RESULTADOS	18
3.1 Aspectos de Campo	18
3.2. Petrografia	26
3.2.1 Sienogranito	26
3.2.2. Monzogranito	30
3.2.3 Quartzo-sienito	33
3.2.4 Quartzo-monzonito	36
3.2.5 Monzonito	41
3.2.6 Monzodiorito	46
3.3. Litogeoquímica	48
4. DISCUSSÕES	58
4.1. Classificação Geoquímica (Séries Magmáticas)	58
4.2. Petrogênese	60
4.3. Ambiência Tectônica e Fonte	62
5. CONCLUSÕES	63
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	65
7. ANEXOS	72

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Localização Plúton Colina do Horto em relação as cidades de Crato e Juazeiro do Norte, estado do Ceará (NE Brasil). Fonte: Google Earth.....	2
Figura 2 - A) Microscópio petrográfico modelo Zeiss Axioscope A1; B) Britador de mandíbula; C -Moinho de Panela de Tungstênio.....	5
Figura 3 - Posicionamento da Província Borborema em sua reconstrução antes da ruptura do Gondwana Central. Neves (2003).....	6
Figura 4 - Mapa de subdivisão da Província Borborema Modificado de Van Schmus <i>et al.</i> , (2011).....	7
Figura 5 - Mapa esquemático dos terrenos e super-suites/suites da Zona Transversal, Nordeste do Brasil. Modificado de Santos & Medeiros (1999).....	9
Figura 6 – Mapa Geológico do Plúton Colina do Horto em escala 1:25000.....	19
Figura 7 – Diagrama Q'(F')-ANOR (Strckeisen & LeMaitre, 1979, modificado por Enrique & Esteve, 2019).....	20
Figura 8 – Sienogranito inequigranular porfirítico grosso, com fenocristais de K-feldspato preferencialmente orientados e matriz mais rica em minerais máficos. (Ponto MP01, coordenadas: 453284/9210790 ± 3m).....	21
Figura 9 – Sienogranito porfirítico gradando para bandas mais ricas em mineralogia máfica. Os fenocristais de K-feldspato encontram-se preferencialmente alinhados e deformados. (Ponto MP01, coordenadas: 453284/9210790 ± 3m).....	21
Figura 10 – Contato levemente sinuoso e brusco entre sienogranito porfirítico e sienogranito equigranular médio. (Ponto MP01, coordenadas: 453284/9210790 ± 3m).....	21
Figura 11 - <i>Clots</i> zonados de anfibólio em sienogranito porfirítico. Detalhe do clot no lado direito superior. (Ponto MP06, coordenadas: 451584/9203219 ± 3m).....	21
Figura 12 – Monzogranito inequigranular porfirítico com fratura de cisalhamento preenchida por material aplítico. (Ponto MP02, coordenadas: 453009/9212650 ± 2m).....	22
Figura 13 - Monzogranito acinzentado, mais rico em matriz máfica, inequigranular porfirítico. (Ponto MP08, coordenadas: 451581/9203330 ± 5m).....	22
Figura 14 – Quartzo-monzonito equigranular rico em <i>clots</i> máficos subarredondados. (Ponto MP43, coordenadas: 462027/9203779 ± 3m).....	23
Figura 15 – Detalhe mostrando <i>clot</i> máfico subarredondado. (Ponto MP43, coordenadas: 462027/9203779 ± 3m).....	23
Figura 16 – Detalhe do quartzo-monzonito equigranular com <i>clot</i> máfico subarredondado e fraturas cisalhantes incipientes. (Ponto MP43, coordenadas: 462027/9203779 ± 3m).....	23

Figura 17 – Detalhe da foliação subhorizontal e fratura de cisalhamento em quartzo-monzonito. Ponto MP09, coordenadas: 463295/9205588 ± 3m).....	23
Figura 18 – Fenocristais de K-feldspato e de minerais máficos em monzonito. Observa-se também <i>clots</i> máficos angulares. (Ponto MP15, coordenadas: 462802/9206905 ± 3m).....	24
Figura 19 – Monzonito com <i>clots</i> centimétricos, subarredondados de minerais máficos. (Ponto MP15, coordenadas: 462802/9206905 ± 3m).....	24
Figura 20 – Monzodiorito porfirítico, deformado com enclaves máficos microgranulares (Ponto MP01, coordenadas: 453284/9210790 ± 3m).....	24
Figura 21 – A) Monzodiorito fino preenchendo fatura no sienogranito porfirítico. B) Detalhe de Monzodiorito fino preenchendo fraturas em sienogranito (Ponto MP01, coordenadas: 453284/9210790 ± 3m).....	25
Figura 22 – Rocha máfica equigranular preenchendo fraturas em monzogranito. (Ponto MP02, coordenadas: 453009/9212650 ± 2m).....	25
Figura 23 – Textura porfirítica em sienogranito exibindo fenocristais de microclina em matriz constituída por quartzo, microclina e biotita. LPC. Amostra MP01-A.....	26
Figura 24 - Textura equigranular observada no litotipo sienogranito. LPC. Amostra MP01-D.....	26
Figura 25 – Foliação magmática delineada pelo alinhamento preferencial de biotitas. LPP. Amostra MP01-A.....	26
Figura 26 – Fenocristal de microclina com intercrescimentos pertíticos lamelares. LPC. Amostra MP01-A.....	27
Figura 27 – Fenocristal de microclina com intercrescimentos pertíticos na forma de flamas. LPC. Amostra MP01-A.....	27
Figura 28 – Intercrescimentos mirmequíticos na borda de microclina da matriz. LPC. Amostra MP01-A.....	27
Figura 29 – Agregados monominerálicos de fenocristais de quartzo. LPC. Amostra MP01-A.....	28
Figura 30 – Fenocristal subédrico de plagioclásio exibindo zoneamento composicional e alterações para caulinita e sericita. LPC. Amostra MP01-A.....	28
Figura 31 – Cristal ovoide de plagioclásio possivelmente manteado por borda menos cálcica. LPC. Amostra MP01-A.....	28
Figura 32 – Cristais de biotita alterados para clorita, com iclusões de apatita e curvatura ao longo da clivagem. LPC. Amostra MP01-A.....	29
Figura 33 – Cristal de biotita alterado a minerais opacos. LPP. Amostra MP05-A.....	29

Figura 34 – Cristal losangular, euédrico de titanita rico em inclusões de apatita. LPP. Amostra: MP01-A.....	30
Figura 35 – Cristal lamelar de biotita curvada ao longo da clivagem e com inclusão de zircão. LPC. Amostra MP01-A.....	30
Figura 36 – Foliação no estado sólido marcada pela recristalização de micrólitos em torno de microclina ovoide que não apresenta deformação. LPC. Amostra MP02.....	31
Figura 37 – Fenocristal de microclina envolto por material recristalizado e cortado por fratura preenchida pelo mesmo material. LPC. Amostra MP02.....	31
Figura 38 - Cristal de plagioclásio com geminação polissintética e zoneamento composicional. Apresenta alteração para caulinita e sericita. Amostra MP44.....	32
Figura 39 – Aglomerado monominerálico de quartzo exibindo extinção ondulante. LPC. Amostra MP02.....	32
Figura 40 – Aglomerado de cristais de biotita com alteração para minerais opacos. LPP. Amostra MP02.....	33
Figura 41 – Titanita subédrica intensamente fraturada. LPP. Amostra MP44.....	33
Figura 42 - Aglomerado de cristais de biotita com alteração para minerais opacos. LPP. Amostra MP44.....	33
Figura 43 – Microclina na matriz da rocha, exibindo geminação <i>tartan</i> e pertita em lamelas. LPC. Amostra MP04.....	34
Figura 44 - Pertitas em lamelas. LPC. Amostra MP04.....	34
Figura 45 - Fenocristal de plagioclásio com zoneamento composicional. LPC. Amostra MP04.....	35
Figura 46 – Agregados monominerálicos de quartzo na matriz da rocha. Nas laterais, observa-se micrólitos recristalizados da matriz. LPC. Amostra MP04.....	35
Figura 47 –No centro da figura observa-se cristal de biotita com inclusões de apatita. À esquerda, cristais de minerais opacos primários. (A) LPP. (B) LPC. Amostra MP04.....	36
Figura 48 – Textura porfírica em quartzo-monzonito e minerais da matriz mostrando um alinhamento curvilíneo indicativo de fluxo magmático. LPC. Amostra MP01-C.....	37
Figura 49 – Foliação definida pelo alinhamento dos minerais da matriz e material recristalizado discordante do alinhamento do fenocristal de microclina bandada. LPC. Amostra MP01-B.....	37
Figura 50 – Amostra MP01-B (A) Fenocristal de microclina (lado esquerdo) com núcleo exibindo textura do tipo box celular. LPC. Amostra MP01-B. (B) Destaque para banda de cisalhamento	

extensional e para as bordas do fenocristal de microclina condicionados às estruturas. LPC.....	37
Figura 51 – Fenocristal euédrico de plagioclásio exibindo zoneamento composicional e formando aglomerados do tipo <i>synneusis</i> . LPC. Amostra MP09-B.....	38
Figura 52 – Aglomerado de cristais de quartzo apresentando extinção ondulante. LPC. Amostra MP43-A.....	38
Figura 53 – No centro, cristal castanho euédrico de anfibólio com inclusão opacos e apatita, abaixo, cristal de cor verde, subédrico, de clinopiroxênio. A) LPP. B) LPC. Amostra MP43-A.....	39
Figura 54 - <i>Clot</i> máfico com cristais euédricos de anfibólio e opacos, além de cristais anédricos de biotita. A) LPP; B) LPC. MP43-A.....	39
Figura 55 – A) <i>Clot</i> subarredondado de anfibólios em quartzo monzonito. LPP; B) <i>clot</i> subarredondado de anfibólios em quartzo monzonito. LPC; C) Detalhe de <i>clot</i> subarredondado em monzonito mostrando anfibólios com núcleo mais escuro, alterando para anfibólio de coloração mais clara LPP. Amostra MP43-A.....	40
Figura 56 - A) <i>Clot</i> com núcleo formado por agregados de anfibólios claros envolto por um cristal maior de anfibólio. LPP. B) Destaque para <i>clot</i> formado por cristal reliquiar de anfibólio claro manteado por anfibólio de cor escura. LPP. Amostra MP43-A.....	40
Figura 57 – Cristal euédrico de allanita. LPP. Amostra MP01-C.....	41
Figura 58 – Cristal subédrico de titanita alterando para leucoxênio. LPP. Amostra MP43-A.....	41
Figura 59 – Cristal isolado de anfibólio com biotita e quartzo ao longo dos planos de clivagem. A) LPP. (B) LPC. Amostra MP15.....	42
Figura 60 - Aglomerado máfico formado por clinopiroxênio, anfibólio e biotita. Verifica-se a presença de várias inclusões de apatita no anfibólio. (A) LPP. (B) LPC. Amostra MP15.....	42
Figura 61 – Fenocristal de clinopiroxênio bordejado por anfibólio e biotita. Na matriz, plagioclásio, quartzo e microclina. A) LPP. (B) LPC. Amostra MP15.....	43
Figura 62 – Plagioclásio na matriz da rocha exibindo geminação polissintética. LPC. Amostra MP15.....	44
Figura 63 – Fenocristais de microlina apresentando geminação <i>tartan</i> . LPC – Amostra MP15.....	44
Figura 64 – Cristais euédricos de apatita inclusos em fenocristal de microclina. LPP - Amostra MP15.....	44
Figura 65 - Epidoto ocorrendo como substituição de anfibólio. LPC. Amostra MP15.....	44

Figura 66 – <i>Clot</i> máfico composto por biotita, clinopiroxênio e anfibólio. A) LPP. B) LPC Amostra MP15.....	45
Figura 67 – Fenocristal tabular de plagioclásio exibindo textura tipo <i>anorthite spike</i> imerso em matriz de granulação fina. LPC. Amostra MP01-E.....	46
Figura 68 – A) Fenocristais colunares de plagioclásio imersos em matriz afanítica. LPC. B) Traços de foliação delineados indicando deformação extensional. LPC. Amostra MP01-E.....	46
Figura 69 – <i>Clot</i> subarredondado de minerais máficos. A) LPP. B) LPC. Amostra MP01-E.....	47
Figura 70 – Detalhe de <i>Clot</i> anguloso de minerais máficos podendo-se distinguir biotita, anfibólios mais claros mantados por cristais anfibólio de coloração mais escura e minerais opacos. A) LPP. B) LPC. Amostra MP01-E.....	47
Figura 71 – Quartzo ocellar envolto por corona de biotia, anfibólio e clinopiroxênio. LPC. Amostra MP01-E.....	48
Figura 72 – Diagrama de Total de álcalis ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) vs. Sílica proposto por Cox et al., (1979) e modificado por Middlemost (1994) para rochas plutônicas.....	49
Figura 73 – Diagrama AFM (Kuno, 1968; Irvine & Baragar, 1971), A = $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$; F = FeOt , M = MgO). Linha tracejada delimita o campo da série alcalina (Brown, 1981).....	49
Figura 74 - Diagrama SiO_2 x K_2O (Peccerillo & Taylor 1976).....	49
Figura 75 - Diagrama Na_2O x K_2O (Turner <i>et al.</i> , 1996).....	49
Figura 76 - Diagrama A/NK x A/CNK (Shand, 1943).....	50
Figura 77 – Diagramas $\text{FeOt}/(\text{FeOt}+\text{MgO})$ x SiO_2 e $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO}$ x SiO_2 (Frost <i>et al.</i> , 2001).....	50
Figura 78 - $\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y}$ x FeOt/MgO (Whalen <i>et al.</i> , 1987).....	53
Figura 79 – Diagramas de Variação de Harker para elementos maiores.....	54
Figura 80 – Diagramas de Variação de Harker para elementos traço.....	55
Figura 81 – Diagramas multielementares normalizados para manto primitivo (McDonough and Sun, 1995).....	56
Figura 82 – Diagramas de ETR normalizados para condrito (Boynton, 1984).....	57
Figura 83 - Diagrama R1 x R2 (Batchelor & Bowden, 1985).....	58
Figura 84 – Diagrama Rb x Y+Nb (Pearce <i>et al.</i> 1984).....	58
Figura 85 – Diagrama HfXRbX30-3Ta (Harris <i>et al.</i> , 1986). (Grupo 2 – Tardi a pós-colisional; Grupo 3 - Sin-colisional).....	58

1. INTRODUÇÃO

1.1. Apresentação e Caracterização do Problema

A Província Borborema (PB) (Almeida *et al.*, 1977) é uma região de grande relevância geológica, constituída por sequências supracrustais predominantemente neoproterozoicas, formadas durante a Orogênese Brasileira-Pan Africana, sobrejacentes ao embasamento paleoproterozoico/arqueano. Os registros neoproterozoicos do evento Brasileiro predominam, sendo este mesmo evento o responsável pela estruturação da Província Borborema, marcado por um magmatismo granítico volumoso e implantação de diversas zonas de cisalhamento. Apesar de ser muito estudada, alguns corpos ígneos oriundos deste magmatismo e localizados no entorno da Bacia do Araripe (Plúton Colina do Horto, Plúton Cana Brava, Plúton Jardim Mirim, Plúton Piçarra, Plúton Poço e Plúton Miguel Xavier, aqui denominados) não possuem ainda estudos detalhados, constando, em sua maioria, com breves descrições em colunas litoestratigráficas de mapas regionais.

Visando contribuir no conhecimento da geologia dessa região, esse trabalho dará ênfase ao Plúton Colina do Horto que aflora a norte da cidade do Crato, no estado do Ceará. Até então, não há na bibliografia uma descrição detalhada de suas características e relação com as encaixantes do embasamento, portanto serão abordados os aspectos petrológicos deste corpo, conciliando dados obtidos em campo e em laboratório.

1.2. Objetivos

1.2.1 Gerais

Esse trabalho tem como objetivo principal o estabelecimento de um modelo petrogenético para o Plúton Colina do Horto utilizando mapeamento geológico, petrografia e litogeoquímica.

1.2.2. Específicos

- i) mapeamento em semidetalhe, em escala 1:25.000, do corpo intrusivo estudado visando distinções faciológicas;
- ii) descrição petrográfica de amostras representativas das fácies identificadas;
- iii) indicação de série magmática, processo evolutivo, fonte e ambiência tectônica do corpo estudado;
- iv) sua relação com os estágios da Orogênese Brasileira na Província Borborema.

1.3. Localização da Área

A região de pesquisa está situada no extremo sudeste do estado do Ceará, Nordeste do Brasil (Figura 1). O Plúton Colina do Horto, encontra-se a aproximadamente 7 Km da do centro da cidade do Crato e a 3km do centro da cidade de Juazeiro do Norte, sendo o acesso principal pelas Rodovias CE- 386 e Padre Cícero.

Na figura supracitada foi dado destaque às localidades no entorno da estátua do Padre Cícero localizada no alto da Colina do Horto (Juazeiro do Norte-CE), um dos geossítios do Geopark Araripe, utilizado para a denominação do corpo intrusivo estudado.

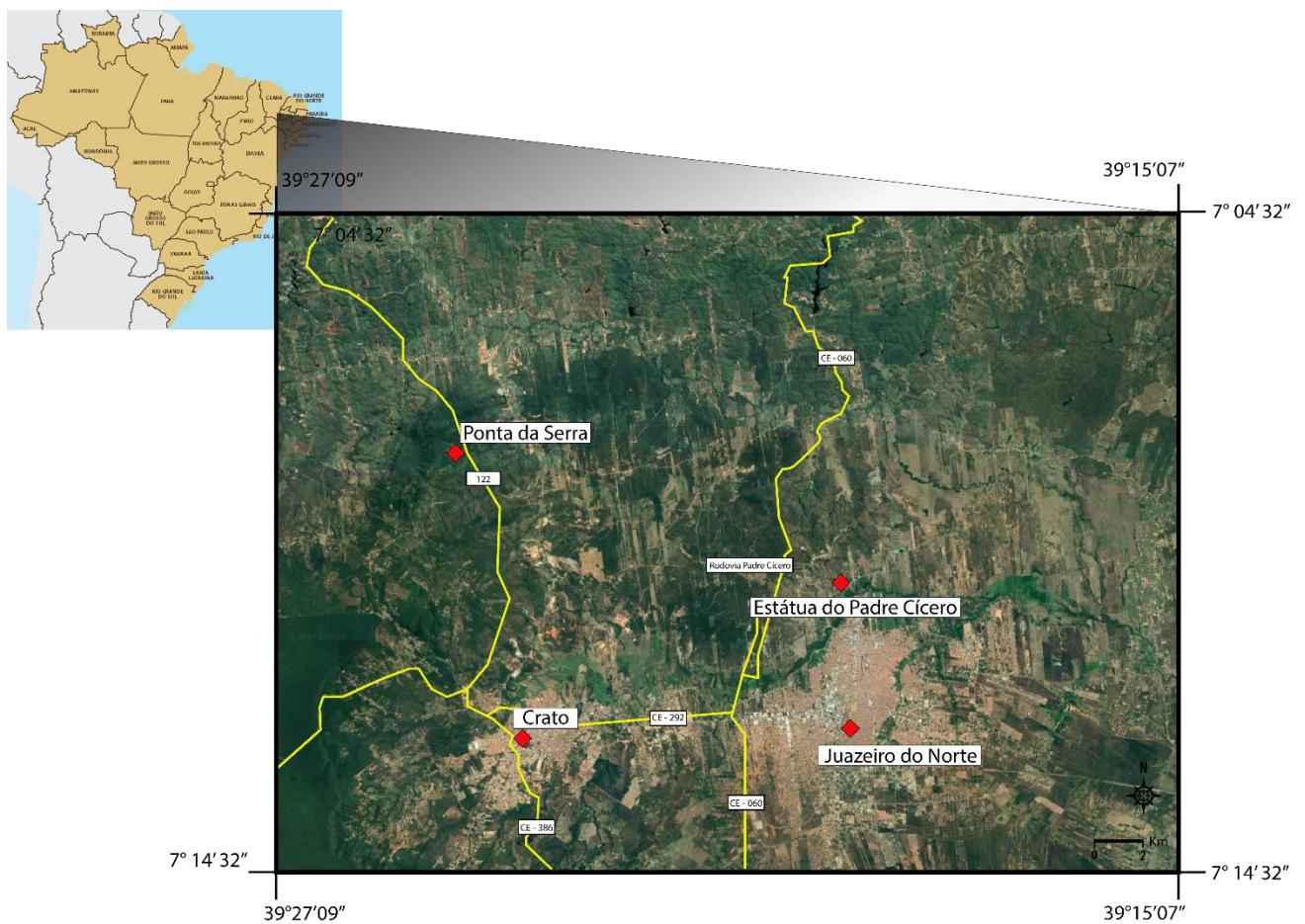


Figura 1- Localização Plúton Colina do Horto em relação as cidades de Crato, Juazeiro do Norte e Ponta da Serra, estado do Ceará (NE Brasil). Fonte: Google Earth.

1.4. Materiais e Métodos

O trabalho realizado compreendeu as etapas de campo, laboratório e escritório, descritas detalhadamente a seguir.

- a) Etapa de campo: consistiu no mapeamento de semidetalhe de corpos graníticos a leste e nordeste da Bacia do Araripe. Utilizou-se um GPS Garmin eTrex 10 no *datum* WGS 84 para aquisição das coordenadas UTM. Nesta fase foram mapeados seis corpos ígneos, totalizando 57 pontos, sendo também realizada amostragem dos diversos tipos litológicos identificados, somando ao todo 71 amostras coletadas. Foram obtidas medidas de foliações, fraturas e falha normal com o auxílio de uma bússola Brunton TruArc 20 e fotografias dos afloramentos com uma câmera fotográfica.
- b) Confecção e descrição de lâminas petrográficas: na fase de laboratório confeccionou-se 49 lâminas petrográficas pela empresa Solintec (Rio de Janeiro – RJ), das quais 21 eram do Plúton Colina do Horto (Tabela 1), que foram posteriormente descritas e fotografadas em microscópio de luz refletida de modelo Zeiss Axioscope A1 (Figura 2-A) disponibilizado pelo Laboratório de Geologia Sedimentar (LAGESED) e pelo Laboratório de Difração de Raios X e Microsonda Eletrônica (LABSONDA).
- c) Preparação de amostras para análises litogeoquímicas: as 39 amostras selecionadas para análises litogeoquímica, sendo 14 do Plúton Colina do Horto (Tabela 1), representativas dos principais tipos litológicos identificados, foram preparadas no Laboratório de Amostras Geológicas (LAG) do Departamento de Geologia da UFRJ. Esta etapa foi iniciada pela redução das amostras por meio manual utilizando uma marreta Estwing. A seguir procedeu-se a higienização com água corrente e secagem ao ar livre. Seguiu-se o processo de britagem realizado em um britador de mandíbula da marca ASTECMA (Figura 2-B), moagem em um moinho de panelas do tipo sheatbox de carbeto de tungstênio da marca Comercial AMEF Ltda (Figura 2-C) e quarteamento manual. O pó resultante do processo foi enviado para análise na filial de Minas Gerais do laboratório ALS Global.

Tabela 1 – Relação de amostras do Plúton Colina do Horto selecionadas para confecção de lâminas petrográficas e análises litogeoquímica.

Amostra	Coordenadas (UTM)	Petrografia	Litogeoquímica	Observações
MP01-A.a	453284/9210790			
MP01-A.b	453284/9210790			
MP01-B	453284/9210790			
MP01-C	453284/9210790			
MP01-D	453284/9210790			(2 lâminas petrográficas)
MP01-E	453284/9210790			
MP02	453009/9212650			
MP04	449808/9210486			
MP05-A	451584/9203219			
MP08-B	451581/920330			
MP09-A	463295/9205588			(2 lâminas petrográficas)
MP09-B	463295/9205588			
MP10	463092/9205672			
MP12	462235/9205566			
MP15	462802/9206905			
MP17-A	462330/9208047			
MP17-B	462330/9208047			
MP43-A	462027/9203779			
MP44	461876/9205447			

d) Análises litogeoquímicas: os elementos maiores foram analisados com equipamento de ICP-AES (*Inductively Coupled Plasma – Atomic Emmission Spectrometry*), enquanto os elementos traço e Terras Raras tiveram suas análises produzidas por ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry*). A perda por ignição (LOI) foi calculada pela diferença de peso antes e depois de aquecer uma fração de 1g do pó de amostra em um forno de 1000°C por um período de 30 minutos. Foram utilizados compostos de metaborato e tetraborato de lítio para misturar às amostras e, em seguida, fundi-las em forno de fusão. Os limites de detecção foram 0,01% do peso para os óxidos analisados e LOI, com exceção

de Cr_2O_3 , no qual o limite de detecção foi 0,002%. Os limites de detecção para os elementos traço selecionados foram: Cr (10 ppm), V (5 ppm), Zr (2 ppm), Sn e W (1 ppm), Ba (0,5 ppm), Rb, Hf e Nb (0,2 ppm), Ce, La, Nd, Sr, Ta e Y (0,1 ppm), Th, U, Gd, Dy (0,05 ppm), Eu, Er, Pr, Sm, Yb (0,03 ppm), Cs, Ho, Lu, Tb (0,01 ppm).

- e) Elaboração de mapas: realizou-se a plotagem dos pontos e medidas obtidos em campo e a delimitação dos corpos mapeados utilizando o software ArcMap 10.5. Nos mapas constam, além das fácies identificadas, os pontos mapeados, medidas estruturais, toponímias, estradas, coordenadas e escalas (Figura 6 e Anexo 1).
- f) Determinação de fácies ígneas: a identificação de fácies baseou-se inicialmente nos diversos tipos litológicos identificados em campo e foi aprimorada pelas descrições petrográficas ao microscópio, utilizando-se critérios como índice de cor, granulação, textura, estruturas e composição mineralógica.

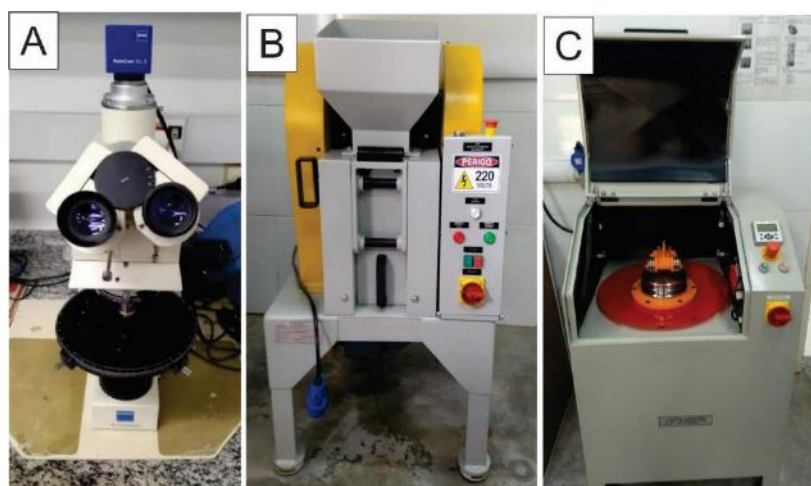


Figura 2 - A) Microscópio petrográfico modelo Zeiss Axioscope A1; B) Britador de mandíbula; C -Moinho de Panela de Tungstênio.

- g) Tratamento e interpretação de análises litogeoquímicas: as análises litogeoquímicas obtidas para o Plúton Colina do Horto foram organizadas em planilhas Excel as quais foram importadas para o software GCDkit 6.0 (Janousek et al., 2019), sendo assim confeccionados gráficos e diagramas posteriormente interpretados.

2. REVISÃO TEMÁTICA

2.1. Contexto Geotectônico

A Província Borborema (Almeida *et al.*, 1977), localizada na região Nordeste do Brasil, consiste na parte central do sistema orogênico Brasileiro/Pan-Africano compreendendo a crosta entre o Craton São Francisco-Congo e o Cráton Oeste Africano (Van Schmus *et al.*, 1995; 2011) e, assim, em sua construção pré-drift, representa a porção oriental da maior faixa móvel do Gondwana Norte (De Wit *et al.*, 1988; Toteu *et al.*, 1990; 1994) (Figura 3). A sua configuração inclui sequências supracrustais metamorfizadas e deformadas a alta temperatura, ou seja, faixas móveis de idades predominantemente neoproterozóicas, uma grande rede de zonas de cisalhamento e um intenso magmatismo granitoide Neoproterozoico, e seu embasamento Paleoproterozoico com núcleos arqueanos (Santos & Brito Neves, 1984; Vauchez *et al.*, 1995; Van Schmus *et al.*, 1995; 2011).

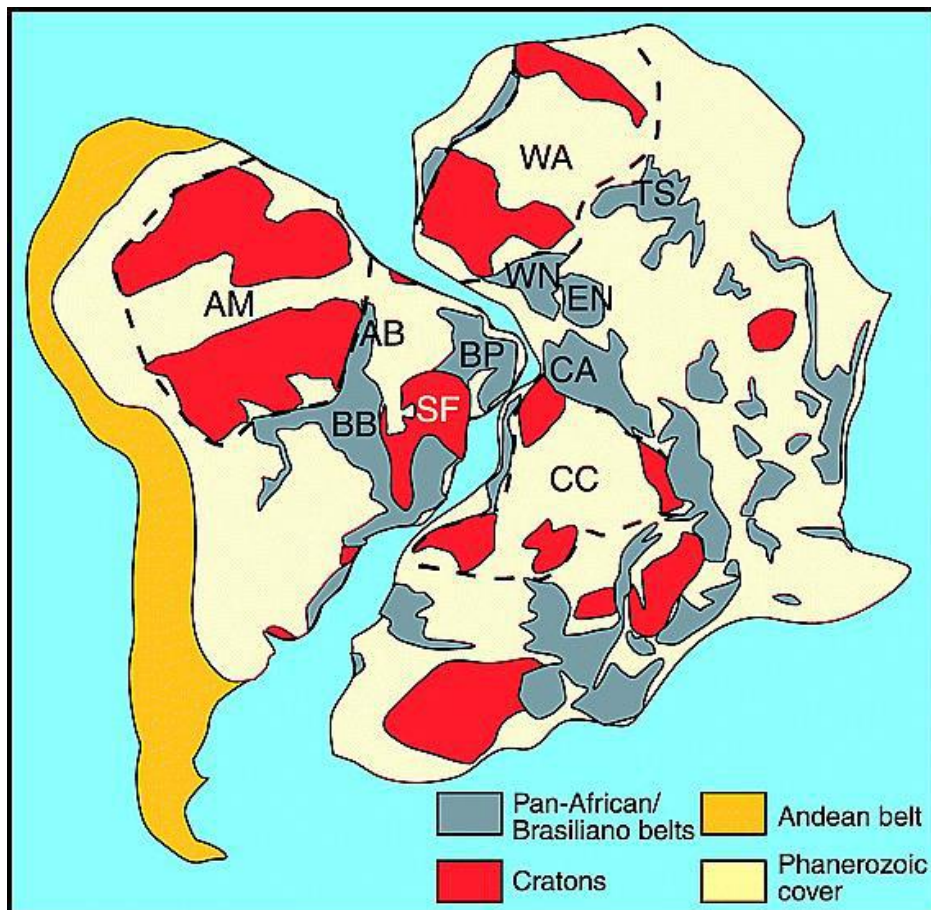


Figura 3 - Posicionamento da Província Borborema em sua reconstrução antes da ruptura do Gondwana Central. AM: Cráton Amazônico; CC: Cráton Congo; SF: Craton São Francisco; WA: Cráton Oeste Africano; AB: Faixa Araguaia; BB: Faixa Brasília; BP: Província Borborema; CA: Província Camarões; EN: Província Leste Nigeriana; WN: Província Oeste Nigeriana; TS: Escudo Tuareg. Fonte: Neves., 2003.

A Subprovíncia Central (ou da Zona Transversal, DZT; Figura 2.3), onde ocorrem os corpos graníticos focalizados nesse trabalho, é delimitada pelos Lineamentos Patos e Pernambuco e inclui cinco terrenos (Santos *et al.*, 1997; Ferreira *et al.*, 1997; Santos e Medeiros, 1999; Van Schmus *et al.*, 2011; Brito Neves & Passarelli, 2020), aqui considerados como áreas que possuem geologia distinta, separados por zonas de cisalhamento regionais ou altos estruturais (Figura 5). De leste para oeste:

a) Terreno Rio Capibaribe (TRC) – delimitado pelo Lineamento Pernambuco e zona de cisalhamento Congo-Cruzeiro do Nordeste. Consiste de um embasamento paleoproterozoico gnáissico-migmatítico apontado por idades U-Pb em zircão entre 2,2 – 2,0 Ga (Brito Neves *et al.*, 2013) intrudido por complexos gabro-anortosíticos e granitos extensionais mesoproterozoicos com idades U-Pb em zircão entre 1,7 – 1,5 Ga (Accioly, 2001) e neoproterozoicos com idades U-Pb em zircão com ca. de 851 Ma (Neves *et al.*, 2011). As sequências supracrustais envolvem duas sequências, neoproterozoicas com idades U-Pb em zircão de 960 e 630 Ma (Accioly *et al.*, 2010; Brito Neves *et al.*, 2013).

b) Terreno Alto Moxotó (TAM) – o seu limite a sudoeste é feito pela zona de empurrão Serra do Jabitacá e a nordeste pela zona de cisalhamento São José dos Cordeiros, sendo marcado pela predominância de complexos gnáissicos-migmatíticos metamorfizados a alto grau com idades U-Pb variando entre 2,4 – 2,0 Ga (Brito Neves *et al.*, 2001a; Rodrigues & Brito Neves, 2008; Neves *et al.*, 2015; Santos *et al.*, 2015). A presença de supracrustais e granitogênese neoproterozoicas é restrita (Santos *et al.*, 1997, 2004; Santos & Ferreira, 2002).

c) Terreno Alto Pajeú (TAP) – limitado a oeste pela zona de cisalhamento Serra dos Caboclos. Consiste de um embasamento gnáissico-migmatítico paleoproterozoico com idades U-Pb em zircão com ca. de 2,1 Ga (Brito Neves *et al.*, 2005; Van Schmus *et al.*, 1995; 2011); ortognaisses e supracrustais do Neoproterozoico inferior com idades U-Pb em zircão entre 1,0 – 0,9 Ga (Santos *et al.*, 2010; Brito Neves *et al.*, 2005; Van Schmus *et al.*, 1995; 2011). Ainda que sequências supracrustais neoproterozoicas superiores não tenham sido registradas como unidades formais, a presença de metavulcânicas com idades U-Pb em zircão com idade ca. 620 Ma foi registrada (Brito Neves *et al.*, 2005).

d) Terreno Piancó-Alto Brígida (TPAB) – tem como limite oeste a zona de cisalhamento Boqueirão dos Cochós. Compreende um embasamento gnáissico-migmatítico paleoproterozoico

e supracrustais subordinadas com idades U-Pb entre 2,2 – 2,1 Ga (Brito Neves *et al.*, 2020). Similar aos demais terrenos da DZT, também registram-se as presenças de ortogneisses e supracrustais do Neoproterozoico Inferior com idades U-Pb de ca. 1,0 Ga (Brito Neves *et al.*, 1995, 2005; Brito Neves & Passarelli, 2020; Van Schmus *et al.*, 2011). A sequência supracrustal neoproterozoica mais jovem consiste de metavulcanosedimentares metamorfizadas a baixo e médio grau e idades U-Pb em zircão entre 630 - 620 Ma (Medeiros & Jardim de Sá, 1999; Brito Neves *et al.*, 2005; Van Schmus *et al.*, 2011)

e) Terreno São José do Caiana (TSJC) – tem por limite leste a zona de cisalhamento Boqueirão dos Cochós, sendo aqui considerado, conforme Van Schmus *et al.* (2011), todo extremo oeste da DZT incluindo os terrenos Icaíçara, São José de Caiana e São Pedro. O TSJC é uma área paleoproterozoica, formada entre o Riáciano e o Orosiriano, que, segundo Brito Neves *et al.*, (2005), pode ter sido deslocada do domínio Rio Grande do Norte, conforme apontado por dados de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Afloram neste terreno principalmente ortogneisses tonalíticos e metapelitos intercalados por anfibolitos e calciossilicáticas e paragneisses com idades U-Pb em zircão de ca. 2,2 Ga (Kozuch, 2003; Brito Neves & Passarelli, 2020).

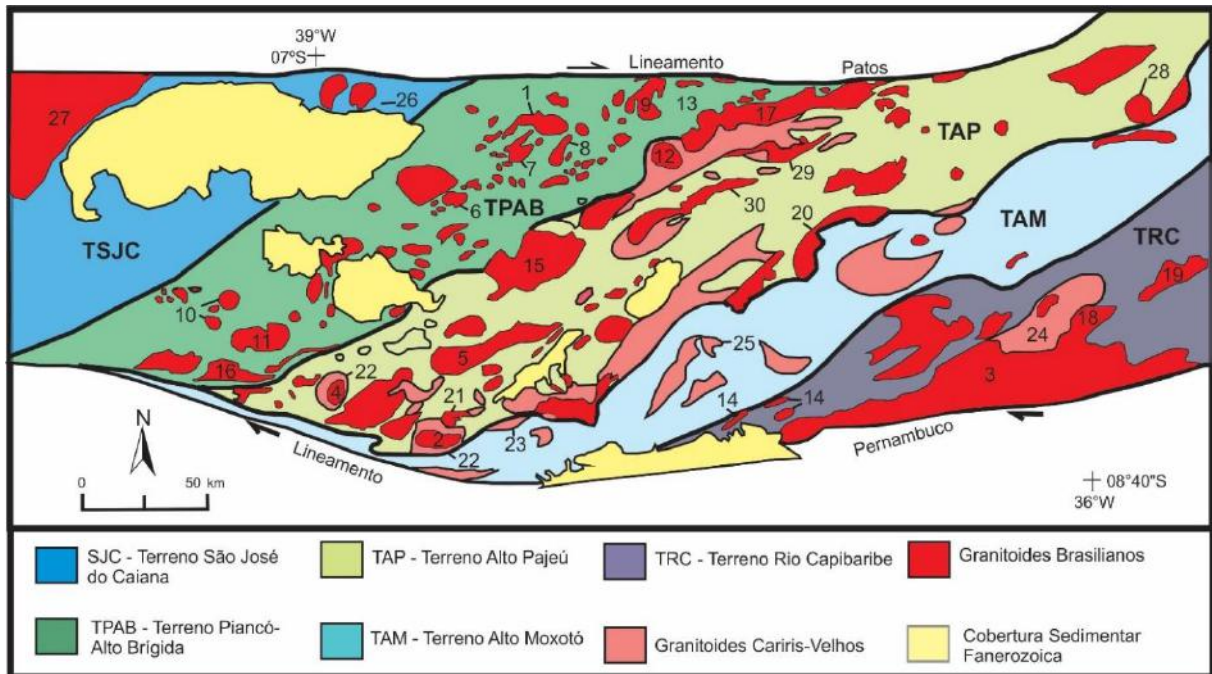


Figura 5 - Mapa esquemático dos terrenos e super-suites/suites da Zona Transversal, Nordeste do Brasil. Modificado de Santos & Medeiros (1999). Itaporanga (1), Riacho do Icó (2), Fazenda Nova (3), Conceição das Creoulas (4), Pajeú (5), Conceição (6), Boa Ventura (7), Serrita (10), Salgueiro (11), Palmeira (12), Pedra Branca (8), Emas (9), Catingueira (13), Moderna (14), Triunfo (15), Terra Nova (16), Teixeira (17), Toritama (18), Bom Jardim (19), Prata (20), São João (21), Recanto/Riacho do Forno (22), São Pedro/Riacho das Lajes (23), Taquaritinga do Norte (24), Malhada Vermelha (25), Colina do Horto (26), Assaré-Campos Sales (27), Campina Grande (28), Itapetim (29), Tabira (30).

Todos esses terrenos são intrudidos por inúmeros corpos graníticos, feição marcante da PB, que será discutido em detalhe no item 2.1.2.

O Plúton Colina do Horto, foco dessa monografia, está localizado no TSJC e encontra-se parcialmente recoberto por sedimentos da Bacia do Araripe, mais especificamente por parte das Formações Missão Velha e Rio da Batateira. Os plútons Cana Brava, Jardim Mirim, Piçarra, Poço e Cana Brava estão situados no TPAB.

2.1.1. Evolução Tectônica da Província Borborema

Nas últimas décadas, houve uma significativa progressão na quantidade de estudos geológicos, geoquímicos e isotópicos produzidos na Província da Borborema, porém ainda não há na literatura uma visão unânime a respeito de como decorreu a sua evolução tectônica, de forma que vários modelos foram propostos para a sua elucidação.

Modelo dos Terrenos Alóctones/Exóticos: O modelo de estruturação da PB em terrenos exóticos foi proposto levando principalmente em consideração que as suas extensas zonas de cisalhamento poderiam constituir limites de terrenos com grandes deslocamentos horizontais.

No que se refere à DZT a presença de prováveis granitoides contracionais, pares de anomalias gravimétricas positivas e negativas, zonas alongadas de rochas eclogíticas, além das zonas de cisalhamento foram consideradas como suturas, ora mesoproterozoicas, ora neoproterozoicas (Jardim de Sá *et al.*, 1992; Jardim de Sá, 1994; Santos, 1996).

De acordo com Santos (1996) e Santos & Medeiros (1999) a ausência de embasamento síalico arqueano ou paleoproterozoico nos terrenos Alto Moxotó e Alto Pajeú evidenciariam que os mesmos consistem em grande parte em terrenos acrescidos. Além disso, o seu limite marcado por rochas básicas e ortognaisses contracionais mesoproterozoicos com origem juvenil (TDM entre 1,42 – 1,2 Ga e e_{Nd} entre -1,8 a 0,8) marcariam um evento contracional entre 1,0 - 0,95 Ga denominado de Ciclo Cariris Velhos.

O Ciclo Brasileiro (0,75 – 0,54 Ga) seria marcado pelo retrabalhamento dos blocos paleoproterozoicos do Ciclo Transamazônico e mesoproterozoicos do Ciclo Cariris Velhos, provável colagem de terrenos e geração de intenso magmatismo (Santos, 1997; Santos & Medeiros, 1999; Ferreira *et al.*, 1997). Ainda segundo esses autores, distintas associações magmáticas ricas em K distribuídas nos diversos terrenos consistem em uma feição típica de terrenos exóticos e a sua localização predominante próximas a zonas de cisalhamento indicam que

o Ciclo Brasileiro estaria relacionado a um regime extensional e transtensional, implicando melhor em dispersão do que contração.

Registra-se que as rochas metabásicas eclogíticas consideradas como provável zona de sutura apresentaram idade de cristalização de 2,1 Ga (U-Pb/SHRIMP) e idade de metamorfismo de ca 1,9 Ga (Beurlen *et al.*, 1992; Almeida *et al.*, 1997, 2005; Guimarães *et al.*, 2019), portanto não podem estar associadas a sutura mesoproterozoica.

Modelo da Orogênese Intracontinental ou Intraplaca: Orógenos intracontinentais são as maiores zonas de espessamento e encurtamento crustal (formação cadeias de montanhas) produzidas a grandes distâncias (>1000 km) dos limites ativos ou episuturais das placas no interior dos continentes, onde ocorre exumação, metamorfismo, deformação e fusão parcial (Ziegler *et al.*, 1995; Lambeck *et al.*; 1984; Raimondo *et al.*, 2014)

Nesse sentido, os orógenos intracontinentais são formados a grandes distâncias e a convergência entre os dois blocos continentais começa antes da formação expressiva de crosta oceânica (subducção/sutura restrita), ou seja, sem que haja uma separação completa entre as placas antes da orogênese (Neves, 2008; Brito Neves, 2016),

Vários mecanismos foram propostos para explicar a formação desses orógenos: *underplating* e delaminação litosférica, resposta aos esforços compressivos distais nos limites das placas (*far field stresses*) e intumescência do manto dirigida para baixo ou instabilidade Rayleigh-Taylor (Etheridge *et al.*, 1984, 1987; Ziegler *et al.*, 1995; Neil & Houseman, 1999; Gorczyk *et al.*, 2012, 2013, entre outros).

Dentro dessa concepção foi proposto um modelo no qual os crátons Amazônico, São Francisco/Congo e Oeste Africano junto ao embasamento das províncias Borborema, Araguaia, Camarões e Nigéria constituíam uma única massa continental, parte do supercontinente Atlântica, formada pelo último evento orogenético envolvendo fechamento de grandes bacias oceânicas por estas experienciado, o denominado Ciclo Transamazônico (ap. 2,0 Ga) decorrido no Paleoproterozoico (Neves *et al.*, 2000, 2003, 2006, 2010).

Nesse modelo evolutivo, o ciclo Cariris Velhos transcorrido no Mesoproterozoico/Neoproterozoico Inferior consiste em um evento de rifteamneto continental intrudido por granitos alcalinos submetidos a metamorfismo e deformação apenas no ciclo Brasileiro.

A orogênese Brasileira transcorreu num ambiente essencialmente intracontinental no qual a PB consistia em um único bloco crustal no Neoproterozoico Inferior e a renovação dos esforços extensionais ocorreram em respostas aos esforços compressivos distais nas zonas de subducção

que circundavam a porção norte de Atlântica. Nesse cenário, as principais evidências para esse modelo são:

- a) Raridade de assembleias petrotectônicas brasileiras indicativas de zonas de subducção apontando que a extensão não evoluiu o bastante para a formação de grandes bacias oceânicas;
- b) Intrusões graníticas muito distantes dos limites cratônicos, portanto, não relacionadas à subducção;
- c) Intrusões potássico-dioríticas neoproterozoicas com assinaturas calcioalcalinas de alto-K, amplamente distribuídas na PB, com idades T_{DM} entre 2,0 – 1,8 Ga e e_{Nd} entre -15 a -20, evidenciam que estas tiveram por fonte um manto litosférico metassomatizado no Transamazônico, não ocorrendo portanto, grandes indícios de magmatismo juvenil;
- d) As zonas de transcorrência consideradas como limites de terrenos acrecionados no Mesoproterozoico sucedem os granitoides colisionais com períodos de desenvolvimento a 587 e 573 Ma.

De acordo com Neves (2015) esse modelo não impede a ocorrência de curtos ciclos de Wilson conforme apontado nas subprovíncias Norte e Sul por Araújo *et al* (2014) e Oliveira *et al.* (2010).

Modelo da Extrusão: A extrusão tectônica, também denominada de tectônica de escape tectônico, consiste em movimentos longitudinais paralelos às zonas de interação ocorrendo principalmente após orogênias colisionais e subducção oblíqua (Sengor *et al.*, 1985).

Granade de Araújo *et al.* (2014) propuseram um modelo no qual a evolução da PB durante o Neoproterozoico (620 – 570 Ma) resulta de dois eventos colisionais. Na Colisão I (620 -610 Ma) ocorreu a convergência entre os crátons Amazônico, Oeste Africano, o embasamento mais antigo da PB com o Bloco Parnaíba resultou no Orógeno Gondwana Ocidental no lado oeste da província. Na colisão II (590 – 580 ma) se deu a reativação da sutura para uma zona transformante dextral (Lineamento Transbrasiliiano) permitindo o deslocamento da PB para sul, em direção ao Cráton São Francisco, e colisão ao longo do Orógeno Sergipano. Os esforços durante os dois períodos colisionais produziram uma complexa rede de zonas de cisalhamento forçando a extrusão da PB na direção NE.

Na atualidade o debate continua, mas, em termos descritivos, a configuração da Província Borborema como um mosaico de faixas de dobramentos e domínios separados por grandes zonas de cisalhamento brasileiras é bastante aceito.

2.2 Magmatismo

O intenso magmatismo durante o evento Brasileiro foi responsável por incorporar um grande número de corpos ígneos plutônicos à crosta durante o Neoproterozoico (Brito Neves *et al.*, 2000).

Almeida *et al.*, (1967) foram pioneiros na classificação dos granitoides brasileiros na Província Borborema, e baseando-se em suas características petrográficas distinguiram quatro tipos ou suítes:

- a) Tipo Conceição – inclui tonalitos, granodioritos e granitos porfiríticos, calcioalcalinos sinorogênicos;
- b) Tipo Itaporanga – com grandes fenocristais de microclina e sinorogênicos;
- c) Tipo Itapetim – biotita granitos com mineralogia similar ao tipo Itaporanga, finamente granulados, tardiorogênicos;
- d) Tipo Catingueira – sienitos a quartzo-sienitos, peralcalinos, tardiorogênicos.

Em estudos conduzidos na Subprovíncia da Zona Transversal, mais precisamente no Terreno Piancó-Alto Brígida, Sial (1986) classifica geoquimicamente os granitoides e os correlaciona, quando possível, à classificação de Almeida *et al.* (1967): a) tipo calcioalcalino (tipo Conceição); b) tipo calcioalcalinos potássico (tipo Itaporanga); c) tipo com afinidades trondhjemiticas (tipo Serrita); d) peralcalinos (tipos Catingueira e Triunfo).

Posteriormente, adicionando dados isotópicos às características petrográficas e litogeoquímicas, Sial (1987) e Ferreira *et al.* (1988) definiram oito suítes que foram inseridas em três estágios de magmatismo granítico (Ferreira *et al.*, 2004; Sial & Ferreira, 2016).

a) Magmatismo sincinemático (650 – 620 Ma) que inclui granitoides calcioalcalinos, calcioalcalinos de alto-K, trondhjemiticos e shoshoníticos com epidoto magmático: Calcioalcalino (Tipo Conceição; 630 Ma) – inclui tonalitos, granodioritos e monzodiorito predominantemente equigranulares médios a grossos frequentemente associados a dioritos. São

metaluminosos a levemente peraluminosos, com $\text{Na}_2\text{O} < \text{K}_2\text{O}$, enriquecidos nos ETRs (razões Ce_N/Yb_N igual a 10; Eu/Eu^* levemente negativas a ausentes) e nos elementos incompatíveis (elevados teores em Ba e baixos teores em Nb).

Trondhjemiticos (Tipo Serrita; 630 Ma) – consiste em tonalitos e albita-granodioritos, equigranulares finamente granulados. São peraluminosos, com $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$, altamente enriquecidos nos LILE (Sr entre 1800- 3700 ppm; Ba entre 1800 – 7400 ppm), padrões normalizados de ETRs altamente fracionados (razões Ce_N/Yb_N entre 9,9 – 159,9; Eu/Eu^* levemente positivas).

Calcioalcalino de alto-K (651 – 638 Ma) – inclui granodioritos a granitos equigranulares grossos a localizadamente porfiríticos e alguns não apresentam interação com magmas básicos. São metaluminosos a levemente peraluminosos, enriquecidos nos ETRs (razões Ce_N/Yb_N entre 35-60; Eu/Eu^* levemente negativas a ausentes) e nos elementos incompatíveis, entretanto com teores menores do que os dos calcioalcalinos.

Shoshoníticos (645 – 612 Ma) – incluem monzonitos a quartzo-monzonitos, equigranulares finos a médios. São metaluminosos a levemente peralcalinos, enriquecidos na maioria dos elementos incompatíveis e diagramas normalizados para o manto primitivo apresentam picos em Ba e depressões em Sr.

Os granitoides das suítes potássicas projetam-se no campo VAG do diagrama $\text{Y+Nb} \times \text{Rb}$ (Pearce et al., 1984) e apresentam idades T_{DM} entre 2,1 - 1,3 Ga, ϵ_{Nd} negativos (-16 a -2) e razões $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ entre 0,70526 – 0,7115. Os autores sugerem que seus magmas progenitores são provenientes da mistura de fonte magmática juvenil neoproterozóica e fusão de crosta anfibolítica paleoproterozoica. Os trondhjemitos também projetam-se no campo VAG do diagrama $\text{Y+Nb} \times \text{Rb}$ (Pearce et al., 1984) e baixas razões $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ sugerem derivação de fonte basáltica ou eclogítica.

b) Magmatismo tardi-cinemático (590 – 570 Ma) que inclui granitoides calcioalcalinos de alto-K, sienitos metaluminosos, sienitos peralcalinos, sienitos ultrapotássicos sem epidoto magmático: *Calcioalcalino de alto-K (Tipo Itaporanga; ca. 580 Ma)* – incluem quartzo-monzonitos, quartzo-sienitos, granodioritos e monzogranitos porfiríticos em coexistência com dioritos indicando que mistura de magmas foi o principal processo petrogenético. São metaluminosos a levemente peraluminosos, enriquecidos nos LILE e em padrões normalizados para o manto primitivo apresentam picos em Ba e Rb, e depressões em Nb e Sr. São também

enriquecidos nos ETRs apresentando padrões normalizados fracionados (razões Ce_N/Yb_N entre 28,1 – 189,9; Eu/Eu^* levemente negativas a ausentes).

Projetam-se transicionalmente entre os campos WPG e VAG do diagrama $Y+Nb$ x Rb (Pearce *et al.*, 1984) e apresentam idades T_{DM} variando entre 2,1 – 1,7 Ga, e_{Nd} negativos (-5 a -16,5) e elevadas razões $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$.

Sienitos metaluminosos de alto-K (ap. 590 Ma) – consistem em sienitos e monzonitos porfiríticos, incluindo os granitoides shoshoníticos (Da Silva Filho *et al.*; 1993; Guimarães & Da Silva Filho, 1998). São metaluminosos a levemente peraluminosos com moderadas concentrações dos elementos incompatíveis (razões LILE/HFSE elevadas), enriquecidos nos ETRs (Eu/Eu^* levemente negativas a ausentes). Projetam-se transicionalmente entre os campos WPG e VAG do diagrama $Y+Nb$ x Rb (Pearce *et al.*, 1984) e apresentam idades T_{DM} ca. 1,9 Ga, e_{Nd} negativos (-13,5 a -19,0) e elevadas razões $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$.

De acordo com os autores os magmas dessas duas suítes são oriundos de fusão de uma crosta inferior paleoproterozoica.

Sienitos peralcalinos (Tipo Catingueira e Tipo Moderna de Santos (1971); ca. 573 Ma) – inclui álcali-sienitos a álcali-feldspato-granitos, equigranulares finos a grossos ocorrendo como *ring dikes* envolvendo os trondhjemitos (tipo Serrita), diques e plutons.

Sienitos ultrapotássicos (Tipo Triunfo; ca. 572 Ma) – inclui álcali-feldspato-sienitos em associação com piroxenitos alcalinos ocorrendo como inclusões comagmáticas, diques sin plutônicos e tardios sugerindo que magmas félsico e máfico foram formados a partir da imiscibilidade de um magma sienítico máfico (Ferreira *et al.*, 1994). Constituem a Linha Sienitoide que ocorre paralela ao limite entre os terrenos Alto Pajeú e Piancó-Alto Brígida (Ferreira *et al.*, 1994).

Essas duas suítes projetam-se transicionalmente entre os campos WPG e VAG do diagrama $Y+Nb$ x Rb (Pearce *et al.*, 1984) e apresentam idades T_{DM} entre 2,5 – 2,1 Ga, e_{Nd} negativos (-7,0 a -17,5) e elevadas razões $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ sugerindo que foram oriundos de uma fonte mantélica superior enriquecida nos elementos incompatíveis.

De acordo com autores supracitados, os sienitos peralcalinos e ultapotássicos marcam o final do Ciclo Brasileiro na PB.

c) Magmatismo pós-Orogênico que inclui os granitos tipo-A 570 a 520 Ma e enxame de diques peralcalinos: *Granitos tipo-A (570 Ma)* – corresponde ao Plúton Queimadas (Almeida *et al.*; 2002b).

Granitos tipo-A (520 Ma) e diques peralcalinos (545 – 520 Ma) – os granitos tipo-A são representados por monzogranitos e sienogranitos, porfiríticos e equigranulares grossos, enquanto que as rochas peralcalinas ocorrendo na forma de diques consistem em álcali-feldspato-sienitos/traquitos, equigranulares fino a médios e afaníticos, saturados a levemente supersaturados em sílica e projetam-se transicionalmente entre os campos WPG e VAG do diagrama Y+Nb x Rb (Pearce *et al.*, 1984). Idades T_{DM} ca. 2,4 Ga e e_{Nd} negativos (-17), apontam segundo os autores, fonte semelhante às das suítes peralcalinas e ultapotássicas tardi-cinemáticas.

Utilizando também dados petrográficos, litogeoquímicos e isotópicos, Guimarães *et al.* (2004) propuseram uma outra classificação para os granitoides da Subprovíncia da Zona Transversal, associada a quatro estágios magmáticos:

a) Granitoides calcioalcalinos a levemente de alto-K sin a pós-colisionais (Tipo Conceição e Tipo Itapetim; 644 – 610 Ma): incluem granodioritos a monzogranitos equigranulares com epidoto magmático e frequentemente associados a dioritos na forma de enxames de enclaves, *net-veineds* e *stockworks* apontando que mistura de magmas foi um processo petrogenético atuante. Foram alojados em estágios tectônicos distintos (contracional intracontinental – tipo Conceição e transcorrente extensional – tipo Itapetim). São metaluminosos a levemente peraluminosos, magnesianos, enriquecidos nos ETRs (razões $Ce_N/Yb_N > 30$; Eu/Eu^* ausentes) e nos elementos incompatíveis LILE/HFSE entre 31,1 a 233,8), projetando-se nos campos VAG e Pós-COLG do diagrama Y+Nb x Rb e Y x Nb (Pearce *et al.*, 1984; Pearce, 1996). Apresentam idades T_{DM} entre 1,3 – 1,56 Ga, e_{Nd} negativos (-2,4 a -5,37) e e_{Sr} positivos (50 – 110) sugerindo que foram oriundos de uma fonte magmas gerados a partir de fonte híbrida envolvendo metagrauvacas, rochas metamáficas de idade Toniana e/ou biotita ortognaisses (ortognaisses Cariris Velhos), os quais interagiram parcialmente com magma juvenil Brasileiro (Guimarães *et al.*, 2011).

b) Granitoides calcioalcalinos de alto-K (Tipo Itaporanga) e shoshoníticos (590 – 581 Ma): incluem intrusões shoshoníticas e calcioalcalinas de alto-K. Os shoshonitos consistem em monzonitos a sienitos equigranulares a porfiríticos, grosso a medianamente granulados com enclaves de sienitos máficos e dioritos e foliação de baixo ângulo, cortadas por foliação de alto ângulo e sin-transcorrentes. Os granitoides de alto-K consistem em dioritos, monzodioritos, quartzo-monzodioritos, monzonito; granodioritos e granitos com epidoto magmático, porfiríticos equigranulares grossos a medianamente granulados. Dioritos e monzodiorito formam enxames de enclaves, diques sin-plutônicos, *net veined complexes* indicando mistura de magmas como

importante processo petrogenético. São metaluminosos, enriquecidos nos ETRs (razões Ce_N/Yb_N entre 35,7 a 123,4; Eu/Eu^* ausentes) e nos elementos incompatíveis LILE/HFSE entre 34,4 a 108,1), projetando-se no campo Pós-COLG do diagrama $Y+Nb$ x Rb e Y x Nb (Pearce *et al.*, 1984; Pearce, 1996). Apresentam idades T_{DM} entre 1,94 – 2,1, e_{Nd} negativos (-12,9 a -15,5) e e_{Sr} positivos (30 – 150) sugerindo, segundo os autores que os seus magmas progenitores foram oriundos de um manto litosférico metassomatizado durante o ciclo Transamazônico e de uma crosta anfibolítica oriunda desse mesmo manto. Os granitoides desse grupo marcam mudança do regime compressivo para o regime extensional.

c) Granitos alcalinos pós-colisionais (ca. 570 – 550Ma): consistem em quartzo-monzonito, monzogranito a sienogranito de granulação média a grossa, textura porfírica e monzogranito equigranular fino, com raros enclaves dioríticos. Apresentam foliação no estado sólido paralela a zonas miloníticas indicando alojamento sintranscorrente. São levemente peraluminosos a metaluminosos, álcali-cálcicos a alcalinos e ferrosos segundo à classificação de Frost *et al.* (2001) e mais enriquecidos nos ETRs e incompatíveis do que os calcioalcalinos (razões Ce_N/Yb_N entre 15,8 - 68,2, Eu/Eu^* moderadamente a fortemente negativas, entre 0,21 a 0,77; LILE/HFSE com média igual a 30) e projetam-se no campo POG (*Post-Orogenic Granites*) do diagrama $Y+Nb$ x Rb (Pearce *et al.*, 1984; Pearce, 1996). Apresentam idades T_{DM} entre 2,0 – 2,2; e_{Nd} negativos (-15,5 a -19,9) sugerindo que os magmas foram oriundos de uma crosta inferior tonalítica paleoproterozoica e mistura dessa mesma crosta com pequenos volumes de magma juvenil (Lima *et al.*, 2016).

O Plúton Queimadas que ocorre como uma megadique boudinado e cortado por zonas de cisalhamento transcorrentes deformado em regime dúctil-rúptil com assinatura de granitos tipo-A (Almeida *et al.*, 2002) e com idade U-Pb em zircão ca. 550 Ma consiste no corpo mais jovem desse grupo (Amorim *et al.*, 2019).

d) Tipo A pós-orogênicos (540 – 520Ma): consiste em gabro-noritos, biotita-sienitos a hornblenda-biotita-monzogranitos, porfíricos e equigranulares frequentemente associados a enxame de enclaves e diques sinplutônicos dioríticos constituindo feições características de mistura de magmas. Foliação no estado sólido só é observada próximo ao contato com zonas de cisalhamento transcorrentes. São levemente peraluminosos a metaluminosos, álcali-cálcicos a alcalinos e ferrosos segundo a classificação de Frost *et al.* (2001). São enriquecidos nos ETR e incompatíveis apresentando padrões normalizados similares aos observados nos granitoides alcalinos pós-colisionais (Ce_N/Yb_N entre 6 – 27, Eu/Eu^* negativa entre 0,27 – 0,67; LILE/HFSE < 10). Os granitoides e dioritos apresentam idades T_{DM} entre 2,44 – 2,06 Ga; e_{Nd} negativos (-17,7 a -19,9) sugerindo sua origem a partir de um manto litosférico enriquecido com mistura e

assimilação de crosta quartzo-feldspática. Os gabro-noritos apresentam valores mais elevados de e_{Nd} (-1,8) e idade T_{DM} ca. 1,35, sugerindo a participação do manto astenosférico na sua gênese (Guimarães *et al.*, 2005; Amorim *et al.*, 2019).

A sincronidade das rochas desse magmatismo com magmatismo bimodal subvulcânico e com a deposição de pequenas bacias nas subprovíncias Norte e na Zona Transversal corroboram o seu caráter pós-orogênico.

O registro de um corpo intrusivo (Plúton Aroeiras) e de um enxame de diques (Serra Branca-Coxixola) com características de granitos ferrosos alcalinos com idades U-Pb ca. 585 Ma, alojados em zonas de cisalhamento transcorrentes marcam a transição do regime contracional para o transcorrente extensional durante a Orogênese Brasileira.

3. RESULTADOS

3.1. Aspectos de Campo

Localizado no sul do estado do Ceará e inserido nos municípios de Crato e Juazeiro do Norte, o Plúton Colina do Horto ocorre como uma pequena serra, cuja maior expressão topográfica é designada como Colina do Horto. Consiste em um corpo de forma subarredondada de aproximadamente 100 km² com grande das suas bordas e área central encoberta pelos sedimentos da Bacia do Araripe, fazendo com que aflorem como dois corpos separados.

Está intrudido na Formação Santana dos Garrotes do Grupo Cachoeirinha (Medeiros & Jardim de Sá, 2009) que é composta por metapelitos (filitos, sericita xistos e micaxistos), metasiltitos e metarenitos finos com raros níveis de mármore, formações ferríferas, metaconglomerados e metavulcânicas félsicas e intermediárias metamorizadas em condições de fácies xisto verde (baixa a média T), embora próximo aos contatos de intrusões graníticas atinjam temperaturas mais elevadas.

Idades U-Pb em zircão de 660 a 620 Ma obtidas nas rochas metavulcânicas restringem a idade do Grupo (Medeiros, 2004; Kozuch, 2003).

No Plúton Colina do Horto (PCH) (mapa geológico – Figura 6) foram reconhecidas três fácies petrográficas principais baseando-se no índice de cor:

- a) Fácies leucocrática (I.C entre 10 – 25%) constituída pelos litotipos quartzo-sienito, monzogranito, sienogranito, quartzo-monzonito porfiríticos a equigranulares.
- b) Fácies mesocrática (I.C médio de 40%) composta por quartzo-monzodiorito porfirítico.

c) Fácies melanocrática que ocorre preenchendo diques.

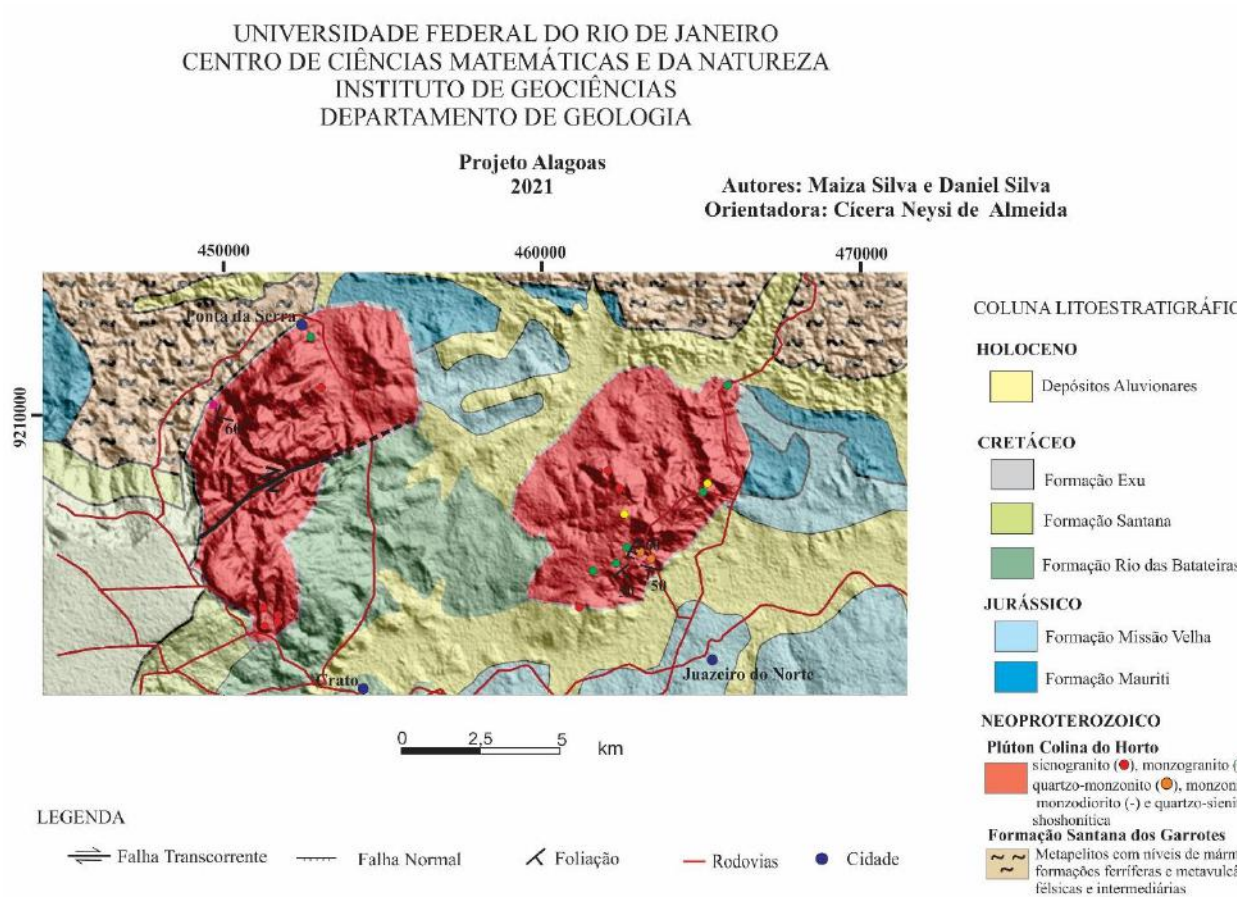


Figura 6 – Mapa Geológico do Plúton Colina do Horto em escala 1:25000

As fácies são encontradas, em diversos pontos, coexistindo em um mesmo afloramento, porém foi gerada uma distinção faciológica em mapa com base nos locais onde há predominância de cada fácies. O contato entre a fácies é geralmente difuso, mas ocasionalmente são encontrados contatos abruptos (Figura 10).

Os litotipos foram classificados através do diagrama normativo Q'(F')-ANOR (Strckeisen & LeMaitre, 1979, modificado por Enrique & Esteve, 2019) (Figura 7).

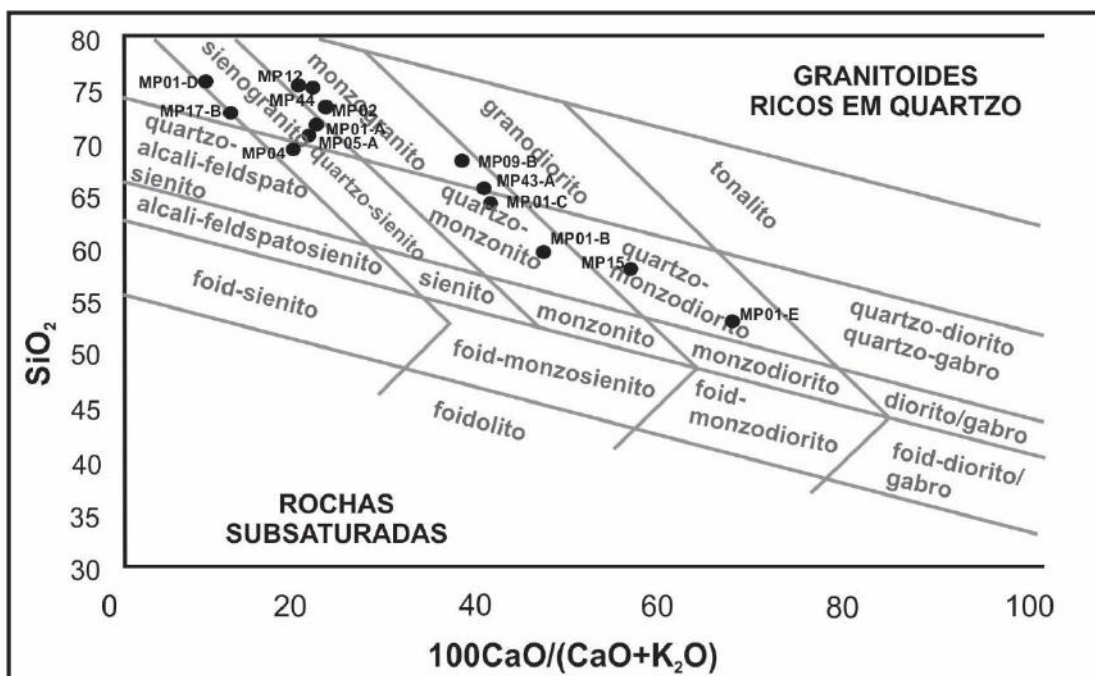


Figura 7 – Diagrama Q'(F')-ANOR (Strckaisen & LeMaitre, 1979, modificado por Enrique & Esteve, 2019)

Os litotipos predominantes no PCH são quartzo-sienito e sienogranito inequigranulares porfiríticos a equigranulares grossos, de coloração rosa a rosa acinzentada, com fenocristais de K-feldspato de até 2,5 cm, que, geralmente, encontram-se preferencialmente orientados e/ou deformados (Figuras 8 e 9) na direção NW-SE. A quantidade de minerais máficos na matriz é variável. Restritamente apresenta interação com magma mais máfico, os quais mantem contato gradual, evoluindo para bandas bem mais enriquecidas na mineralogia máfica (Figura 9). Clots zonados de anfibólio com núcleos mais ricos no mineral máfico são raramente observados (Figura 11). No diagrama Total-Álcalis vs. Sílica (TAS) modificado por Middlemost (1994) essas amostras foram quimicamente classificadas como granito. Observou-se contatos sinuosos e bruscos entre o sienogranito porfirítico e o sienogranito equigranular médio que pode sugerir intrusão contemporânea (Castro et al., 1992; Figura 10) entretanto as suas características originais são preservadas indicando que não ocorreu hibridização (Bacon, 1986; Sparks & Marshall, 1986; Macdonald et al. 2008).



Figura 8 – Sienogranito inequigranular porfirítico grosso, com fenocristais de K-feldspato preferencialmente orientados e matriz mais rica em minerais máficos. (Ponto MP01, coordenadas: 453284/9210790 ± 3m)



Figura 9 – Sienogranito porfirítico gradando para bandas mais ricas em mineralogia máfica. Os fenocristais de K-feldspato encontram-se preferencialmente alinhados e deformados. (Ponto MP01, coordenadas: 453284/9210790 ± 3m)



Figura 10 – Contato levemente sinuoso e brusco entre sienogranito porfirítico e sienogranito equigranular médio. (Ponto MP01, coordenadas: 453284/9210790 ± 3m)



Figura 11 - *Clots* zonados de anfibólio em sienogranito porfirítico. Detalhe do clot no lado direito superior. (Ponto MP06, coordenadas: 451584/9203219 ± 3m)

O monzogranito é inequigranular porfirítico, de coloração rosa a cinza rosado, com fenocristais de feldspato de até 1 cm, cujo alinhamento evidencia a formação de uma incipiente foliação de fluxo magmático, medindo $104^{\circ}/60^{\circ}$. São observadas fraturas de cisalhamento, que por vezes ocorrem preenchidas por material aplítico (Figura 12). A quantidade de minerais máficos na matriz é variável (Figura 13). No diagrama TAS todas essas rochas são classificadas como granito.



Figura 12 – Monzogranito inequigranular porfirítico com fratura de cisalhamento preenchida por material aplítico. (Ponto MP02, coordenadas: 453009/9212650 ± 2m)



Figura 13 - Monzogranito acinzentado, mais rico em matriz máfica, inequigranular porfirítico. (Ponto MP08, coordenadas: 451581/9203330 ± 5m)

Rochas classificadas como quartzo-monzodiorito (amostras MP01-E e MP15-A) no diagrama Q'F'ANOR ocorrem em dois contextos geológicos distintos, como diques preenchendo fraturas concordantes com a foliação e como massas irregulares no corpo plutônico. Essas rochas, pelo diagrama TAS (Middlemost, 1994), são classificadas como quartzo-monzonito e monzonito, respectivamente. Em termos de descrição, seguiremos a classificação química que mais se aproxima da classificação petrográfica. De forma similar, as amostras MP09-B e MP43-A, pelo diagrama Q'F'-ANOR são classificadas como monzogranitos e, pelo diagrama TAS, como quartzo-monzonitos. Esta última é a classificação mais aproximada das características observadas na análise petrográfica e, portanto, a utilizada para classificar estas amostras.

O quartzo-monzonito apresenta coloração cinza a verde escuro é equigranular a inequigranular porfirítico apresentando fenocristais de feldspato com dimensões médias de 1,0 cm em matriz de granulação média a fina. A quantidade de minerais máficos na matriz é variável. Caracteriza-se pela ocorrência frequente de *clots* máficos subarredondados e angulosos com dimensões entre 1,0 e 6,0 cm (Figuras 14 e 15). Observa-se um alinhamento preferencial dos minerais félsicos e máficos, contudo a ausência de deformação nos feldspatos sugere que essa orientação é derivada do fluxo magmático. Registra-se a presença de fraturas de cisalhamento tardias, de direção NW-SE, indicando deformação no estado rúptil (Figuras 16 e 17).



Figura 14 – Quartzo-monzonito equigranular rico em *clots* máficos subarredondados. (Ponto MP43, coordenadas: 462027/9203779 ± 3m)

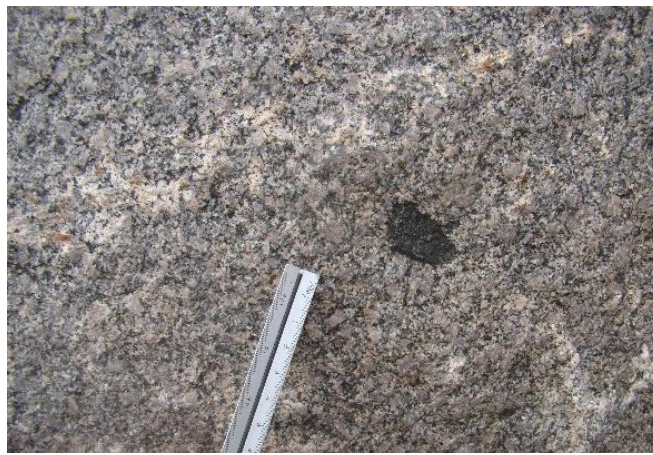


Figura 15 – Detalhe mostrando *clot* máfico subarredondado. (Ponto MP43, coordenadas: 462027/9203779 ± 3m)

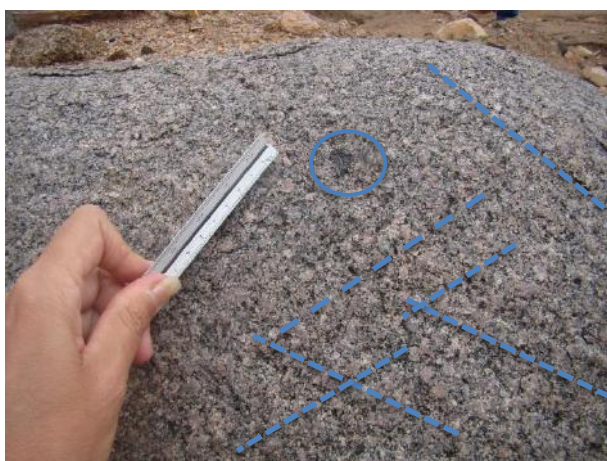


Figura 16 – Detalhe do quartzo-monzonito equigranular com *clot* máfico subarredondado e fraturas cisalhantes incipientes. (Ponto MP43, coordenadas: 462027/9203779 ± 3m)



Figura 17 – Detalhe da foliação subhorizontal e fratura de cisalhamento em quartzo-monzonito. Ponto MP09, coordenadas: 463295/9205588 ± 3m)

O monzonito e quartzo-monzonito consistem em rochas inequigranular porfiríticas, de granulação fina a média, exibindo fenocristais de feldspato e de minerais máficos tabulares de tamanho entre 1,0 e 3,0 cm e presença frequente de *clots* máficos e enclaves microgranulares máficos, subarredondados a elípticos medindo entre 1,0 e 5,0 cm. (Figuras 18 e 19). Apresenta coloração cinza esverdeada escura.

O monzonito apresenta uma foliação incipiente, medindo $192^{\circ}/50^{\circ}$. Por vezes, os enclaves encontram-se orientados segundo a direção de foliação da rocha, indicando serem paralelos ao fluxo magmático. Similarmente ao quartzo-monzonito, este litotipo também apresenta fraturas de cisalhamento indicando que foi submetido à deformação dútil.

O monzodiorito ocorre sob a forma de diques e consiste em uma rocha inequigranular porfirítica com fenocristais de feldspato, com formas tabulares e sigmoidais preferencialmente

orientados, indicando deformação no estado sólido. Verifica-se a presença de enclaves microgranulares máficos com dimensões médias de 15,0 cm estirados segundo à foliação da rocha (Figura 20). Este litotipo ocorre preferencialmente preenchendo fraturas no sienogranito (Figura 21).

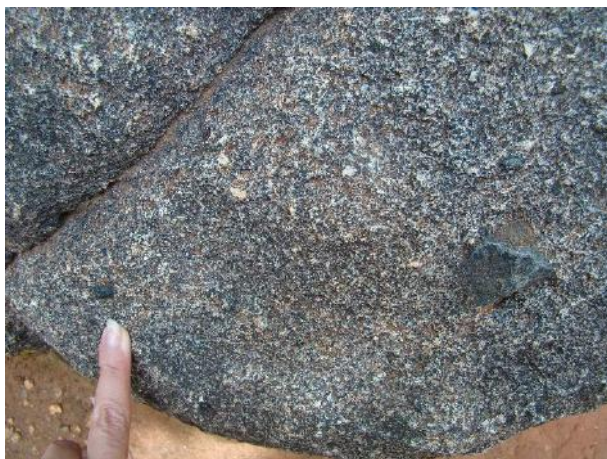


Figura 18 – Fenocristais de K-feldspato e de minerais máficos em monzonito. Observa-se também *clots* máficos angulares. (Ponto MP15, coordenadas: 462802/9206905 ± 3m)



Figura 19 – Monzonito com *clots* centimétricos, subarredondados de minerais máficos. (Ponto MP15, coordenadas: 462802/9206905 ± 3m).



Figura 20 – Monzodiorito porfirítico, deformado com enclaves máficos microgranulares (Ponto MP01, coordenadas: 453284/9210790 ± 3m)



Figura 21 – A) Monzodiorito fino preenchendo fatura no sienogranito porfírico. B) Detalhe de Monzodiorito fino preenchendo fraturas em sienogranito (Ponto MP01, coordenadas: 453284/9210790 \pm 3m).

A terceira fácies registrada no PCH consiste em uma rocha máfica equigranular de granulação fina a afanítica, que ocorre preenchendo as fraturas cisalhantes com direção NE-SW nos sienogranitos e monzogranitos, indicando seu posicionamento tardio (Figura 22). Em geral apresenta-se em elevado estado de alteração.



Figura 22 – Rocha máfica equigranular preenchendo fraturas em monzogranito. (Ponto MP02, coordenadas: 453009/9212650 \pm 2m)

3.2. Petrografia

3.2.1. Sienogranito

O sienogranito apresenta índice de cor variando entre 5 e 10%, classificando-o como leucocrático, possui textura hipidiomórfica, inequigranular porfirítica a equigranular (Figuras 23 e 24). A variedade inequigranular porfirítica apresenta fenocristais de microclina (+plagioclásio) e quartzo de granulação grossa e matriz de granulação fina a média composta por biotita, quartzo, plagioclásio, microclina, os quais constituem os minerais essenciais. Titanita, zircão, apatita e opacos perfazem os minerais acessórios; sericita, muscovita, clorita, caulinita e minerais opacos consistem na mineralogia secundária.

É possível observar foliação de fluxo magmático definido pela orientação dos minerais feldspáticos (em sua maioria, tabulares e sem indícios de deformação dúctil) e dos cristais de biotita (Figura 25).

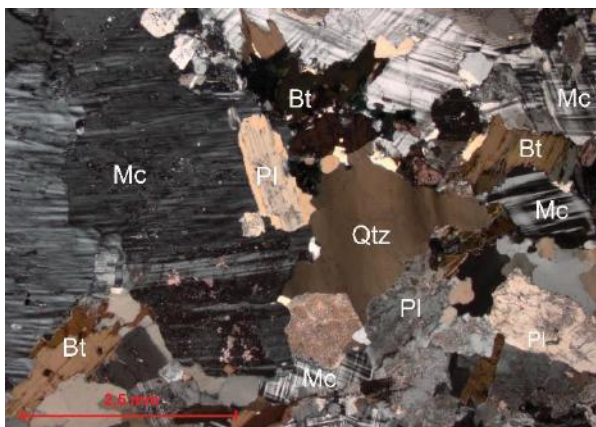


Figura 23 – Textura porfirítica em sienogranito exibindo fenocristais de microclina em matriz constituída por quartzo, microclina e biotita. LPC. Amostra MP01-A.

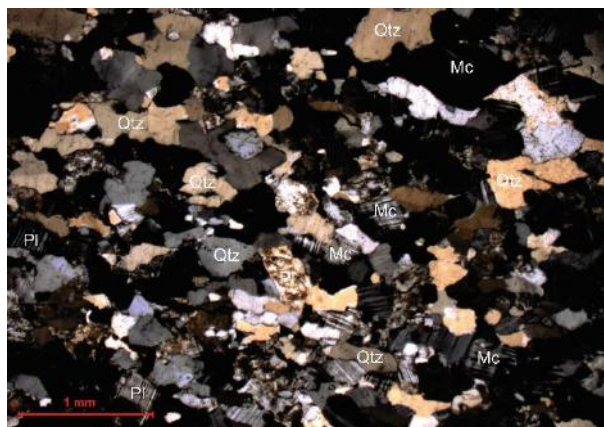


Figura 24 - Textura equigranular observada no litotipo sienogranito. LPC. Amostra MP01-D.

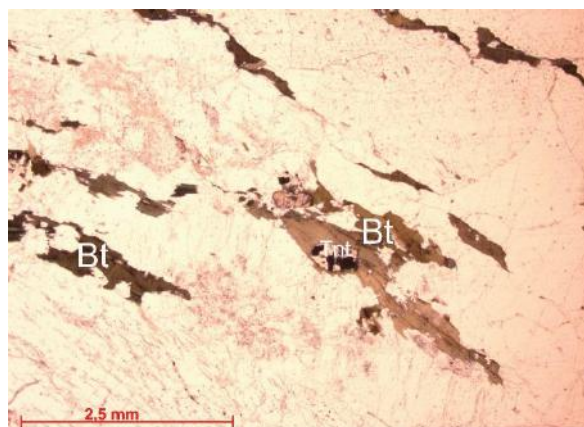


Figura 25 – Foliação magmática delineada pelo alinhamento preferencial de biotitas. LPP. Amostra MP01-A.

A microclina (Mc) (50%) ocorre como fenocristal, com tamanho de até 12 mm, e na matriz variando entre 1,7 a 4 mm. Os cristais são incolores, com relevo baixo, cor de interferência cinza de primeira ordem e geminação tartan característica. Apresentam hábito tabular, são subédricos a anédricos, com contato retilíneo a sinuoso com os minerais do entorno. Foi identificada a presença de pertitas em flamas e lamelas (média de 0,6 mm) (Figuras 26 e 27) e inclusões, de biotita e apatita, de aproximadamente 0,2 mm. Encontram-se levemente alteradas para caulinita e sericita. No contato entre plagioclásio e microclina da matriz observa-se o desenvolvimento de mirmequitas (Figura 28).

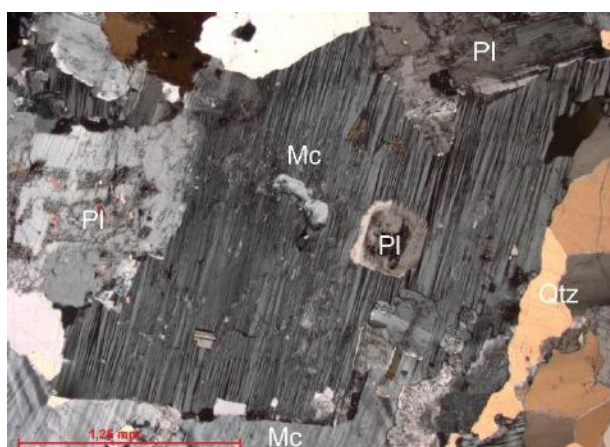


Figura 26 – Fenocristal de microclina com intercrescimentos pertíticos lamelares. LPC. Amostra MP01-A.

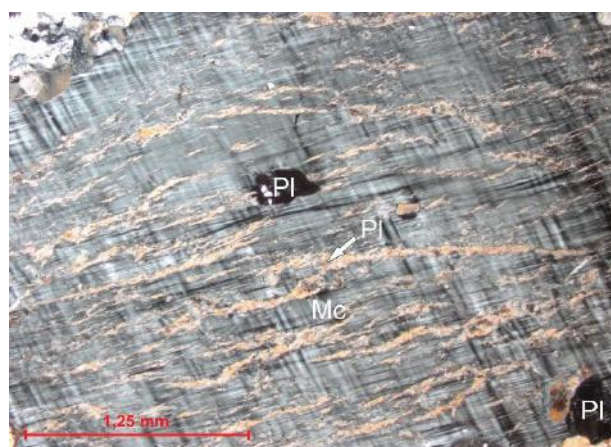


Figura 27 – Fenocristal de microclina com intercrescimentos pertíticos na forma de flamas. LPC. Amostra MP01-A.

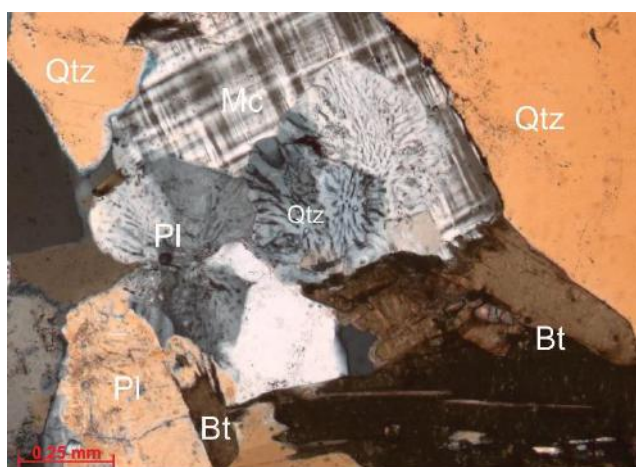


Figura 28 – Intercrescimentos mirmequíticos na borda de microclina da matriz. LPC. Amostra MP01-A.

O quartzo (Qtz) (25 %) ocorre como fenocristais de dimensões entre 2,0 a 4,0 mm e na matriz da rocha, com tamanho variando de 0,3 a 1,0 mm (Figura 29), em cristais de hábito granular.

Reconhecido por se apresentar incolor, com relevo muito baixo e cor de interferência cinza a amarela de primeira ordem. Os cristais são anédricos e mantêm contato geralmente curvilíneo a suturado com os minerais a sua volta. Na matriz geralmente ocorrem intersticialmente. Extinção ondulante é frequentemente observada.

O plagioclásio (Pl) (14%) possui composição An_{20-30} (Oligoclásio), ocorre como fenocristais de até 5 mm e na matriz com tamanho entre 0,7 a 1,75 mm. Os cristais são incolores, de relevo baixo, com cor de interferência cinza de primeira ordem e apresentam geminação polissintética característica. Apresentam hábito tabular a granular, são euédricos a anédricos, e o contato com os minerais do seu entorno é retilíneo a curvilíneo. Pode apresentar zoneamento composicional e geralmente as alterações observadas são para muscovita e caulinita (Figura 30). Os núcleos, por vezes, mais intensamente alterados sugerem ovoides manteados por bordas menos cálcicas (Figura 31). Por vezes encontram-se microfraturados.



Figura 29 – Agregados monominerálicos de fenocristais de quartzo. LPC. Amostra MP01-A.

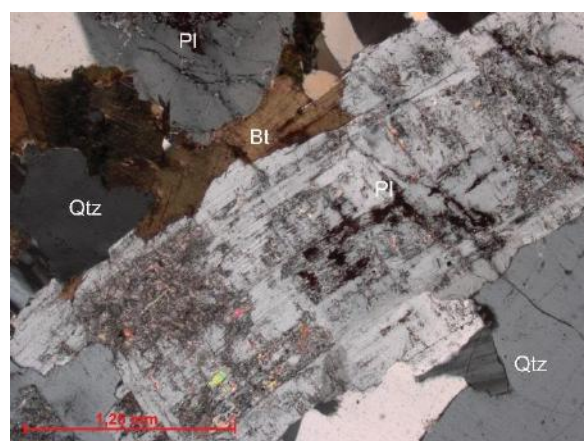


Figura 30 – Fenocristal subédrico de plagioclásio exibindo zoneamento composicional e alterações para caulinita e sericita. LPC. Amostra MP01-A.

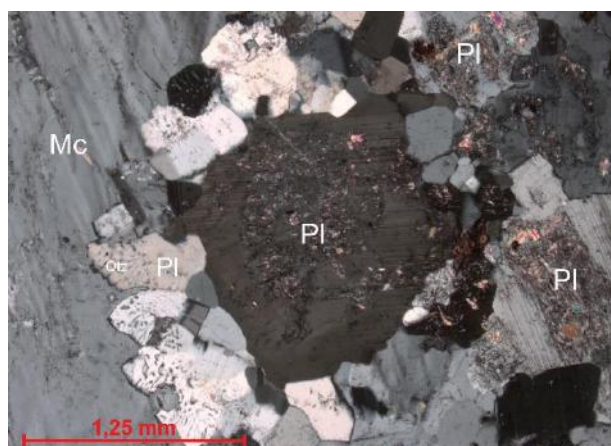


Figura 31 – Cristal ovoide de plagioclásio possivelmente manteados por borda menos cálcica. LPC. Amostra MP01-A.

A biotita (Bt) é observada na matriz e apresenta pleocroísmo variando de marrom muito claro a marrom escuro, relevo médio, clivagem em uma direção e cor de interferência marrom anômala, mascarada pela cor natural do mineral. Ocorre em cristais lamelares, subédricos variando de 0,3 a 2,5 mm ricos em inclusões de zircão e apatita, frequentemente alterada para clorita (Cl) e minerais opacos (Figuras 32 e 33) e, eventualmente, com curvatura ao longo da clivagem (Figura 32).

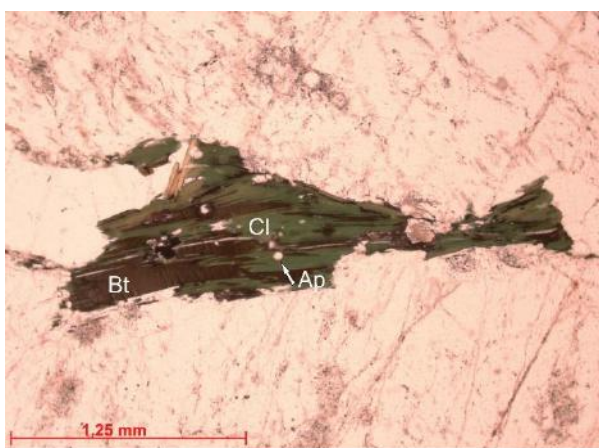


Figura 32 – Cristais de biotita alterados para clorita, com inclusões de apatita e curvatura ao longo da clivagem. LPC. Amostra MP01-A

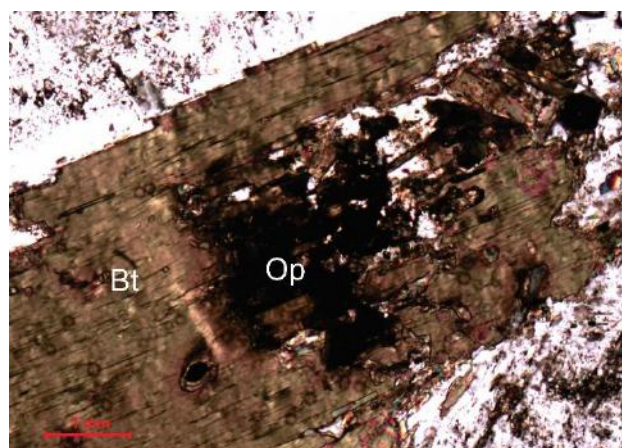


Figura 33 – Cristal de biotita alterado a minerais opacos. LPP. Amostra MP05-A.

Dentre os minerais acessórios, a titanita (Tnt) é a mais abundante. Ocorre com cristais losangulares, euédricos a subédricos com dimensões entre 0,5 a 1,5 mm, isolada ou formando agregados com biotita. Possui inclusões de apatita e encontra-se levemente fraturada e alterada para minerais opacos (Figura 34).

O zircão (Zrc) ocorre geralmente incluso em biotita, incolor, de relevo muito alto e cores de interferência de terceira ordem. Apresentam-se em cristais prismáticos a granulares, subédricos a anédrico, e tamanho de até 0,3mm. Apresenta halo metamórfico decorrente de decaimento radioativo (Figura 35).

A apatita (Ap) é observada geralmente como inclusão em biotita, microclina e titanita (Figura 34). É incolor, de relevo alto e cor de interferência cinza de primeira ordem em hábito granular e prismático, anédrico e dimensões de até 0,3 mm.

Os minerais opacos (Op) ocorrem tanto como minerais como acessórios, quanto como secundários. Quando como minerais acessórios, são euédricos, de hábito tabular e ocorrem imersos na matriz. Já quando são produto de alteração aparecem associados a biotita e a titanita.

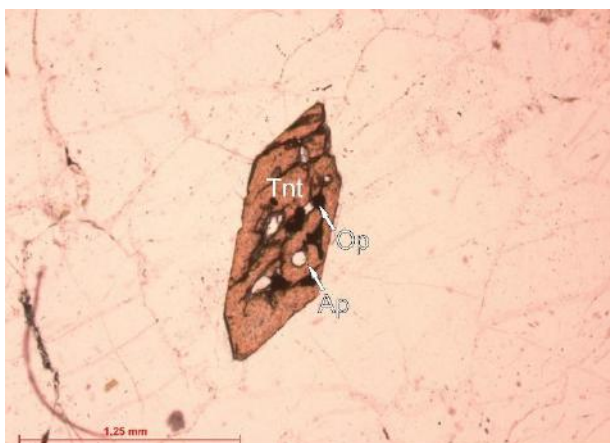


Figura 34 – Cristal losangular, euédrico de titanita rico em inclusões de apatita. LPP. Amostra: MP01-A

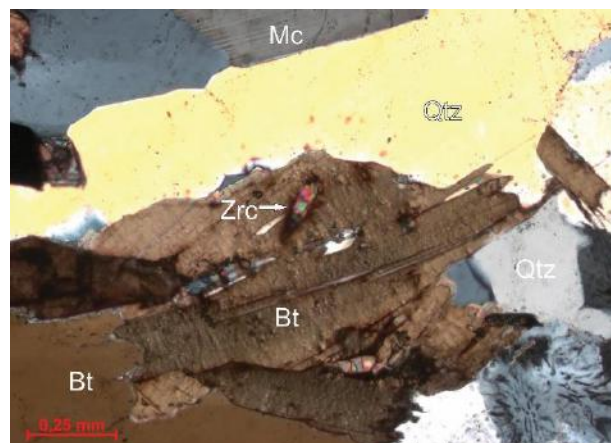


Figura 35 – Cristal lamelar de biotita curvada ao longo da clivagem e com inclusão de zircão. LPC. Amostra MP01-A

3.2.2. Monzogranito

O monzogranito é uma rocha leucocrática, com índice de cor variando entre 5 e 15%. Possui textura hipidiomórfica, inequigranular porfírica, definida por fenocristais de microclina e plagioclásio que ocorrem como fenocristais e na matriz, além de biotita e quartzo, que ocorrem somente na matriz da rocha. Como minerais acessórios são observados zircão, titanita e opacos, enquanto a mineralogia secundária é composta por clorita, caulinita, sericita e opacos.

Identificou-se uma leve sobreposição de foliação no estado sólido definida pela recristalização mineral na forma de micrólitos envolvendo cristais ovoides de microclina (Figura 36), e extinção ondulante em quartzo e microclina. A presença marcante de fraturas preenchidas por material recristalizado e a incipiente deformação dúctil indicam que a deformação ocorreu em regime tectônico dúctil-rúptil (Figura 37).

A microclina (52%) ocorre como fenocristal, com tamanho de até 9 mm, e na matriz variando entre 0,8 a 4,5 mm. Os cristais são incolores, de relevo baixo, cor de interferência cinza de primeira ordem e geminação *tartan* característica. Apresentam hábito tabular, são subédricos a anédricos, com contato retilíneo a sinuoso com os minerais do entorno. Com frequência ocorre com fraturas que são preenchidas por minerais recristalizados oriundos da matriz (Figura 37).

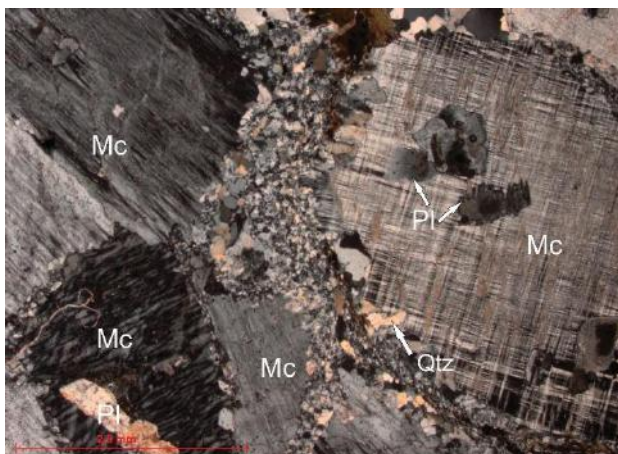


Figura 36 – Foliação no estado sólido marcada pela recristalização de micrólitos em torno de microclina ovoide que não apresenta deformação. LPC. Amostra MP02.

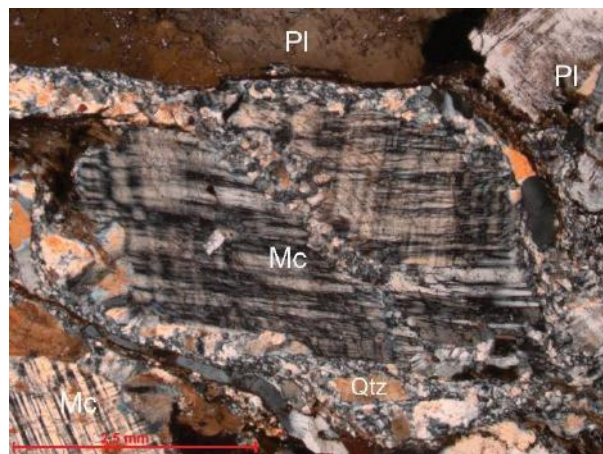


Figura 37 – Fenocristal de microclina envolto por material recristalizado e cortado por fratura preenchida pelo mesmo material. LPC. Amostra MP02.

O plagioclásio (21%) possui composição An_{20-30} (Oligoclásio), ocorre como fenocristais de até 5 mm e na matriz com tamanho entre 0,7 a 1,5 mm. É incolor, de relevo baixo, com cor de interferência cinza de primeira ordem e apresenta geminação polissintética. Apresentam hábito tabular a granular, são euédricos a anédricos, e o contato com os minerais do seu entorno é retilíneo a curvilíneo. Frequentemente apresenta-se fraturado, com zoneamento composicional e alterações para caulinita e sericita. (Figura 38).

O quartzo (15 %) ocorre na matriz da rocha, com dimensões entre 0,3 e 2,5 mm, geralmente como aglomerados monominerálicos preenchendo interstícios entre os demais minerais. É incolor, de relevo muito baixo e cor de interferência cinza a amarela de primeira ordem. Os cristais apresentam hábito granular, são anédricos e seu contato com os minerais do entorno é curvilíneo a suturado. Na matriz ocorre tanto como cristais isolados quanto formando agregados monominerálicos (Figura 39). Por vezes ocorre preenchendo interstícios, em aglomerados muito finos, associado a feldspatos, como resultado de recristalização da matriz. Extinção ondulante é frequentemente observada.

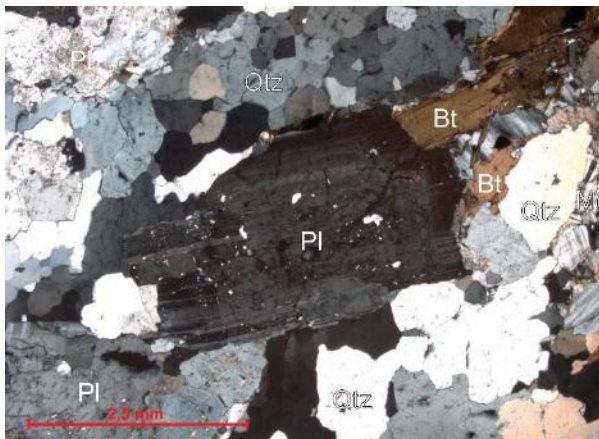


Figura 38 - Cristal de plagioclásio com geminação polissintética e zoneamento composicional. Apresenta alteração para caulinita e sericita. Amostra MP44

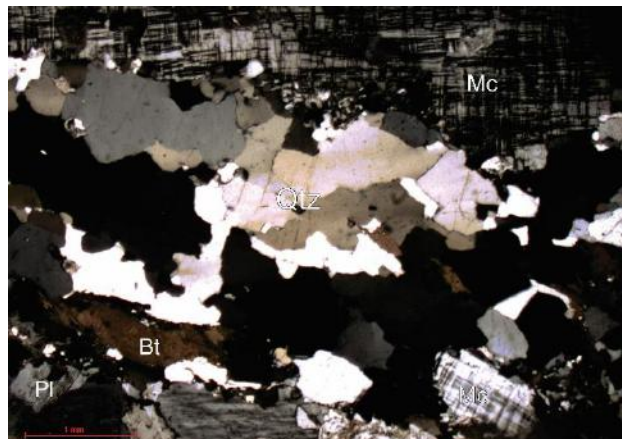


Figura 39 – Aglomerado monominerálico de quartzo exibindo extinção ondulante. LPC. Amostra MP02

A biotita ocorre na matriz, como cristais isolados e em aglomerados monominerálicos, com cristais variando entre 0,2 e 1,25 mm. Possui pleocroísmo variando de marrom claro a marrom escuro, relevo médio, clivagem em uma direção e cor de interferência marrom anômala, mascarada pela cor natural do mineral. Apresenta hábito lamelar, é subédrica e possui inclusões de zircão. Clorita e opacos são minerais de alteração frequentemente observados substituindo a biotita (Figura 40).

O zircão geralmente ocorre como inclusão em cristais de biotita. É incolor, possui relevo muito alto e cores de interferência de terceira ordem. Possui hábito granular, anédrico, e dimensão de até 0,1 mm. Apresenta halo metamítico em decorrência do decaimento radioativo.

A titanita é euédrica a subédrica, com coloração castanho claro e tamanho de até 1 mm. Ocorre como cristais isolados na matriz da rocha e apresenta-se intensamente fraturada. (Figura 41). Os minerais opacos, quando primários, ocorrem imersos na matriz da rocha, possuem hábito tabular, são euédricos a subédricos e apresentam dimensão de até 0,4 mm (Figura 42). Já quando ocorrem como produto de alteração, são observados substituindo cristais de biotita.

A clorita é observada com coloração verde escuro característica, substituindo cristais de biotita. Enquanto a caulinita é produto de alteração da microclina e do plagioclásio.

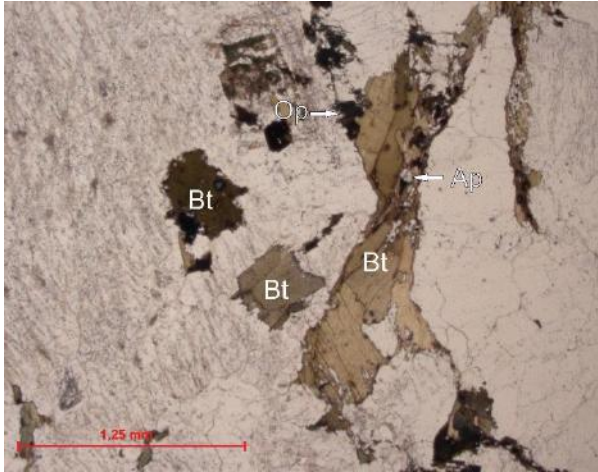


Figura 40 – Aglomerado de cristais de biotita com alteração para minerais opacos. LPP. Amostra MP02.



Figura 41 – Titanita subédrica intensamente fraturada. LPP. Amostra MP44.

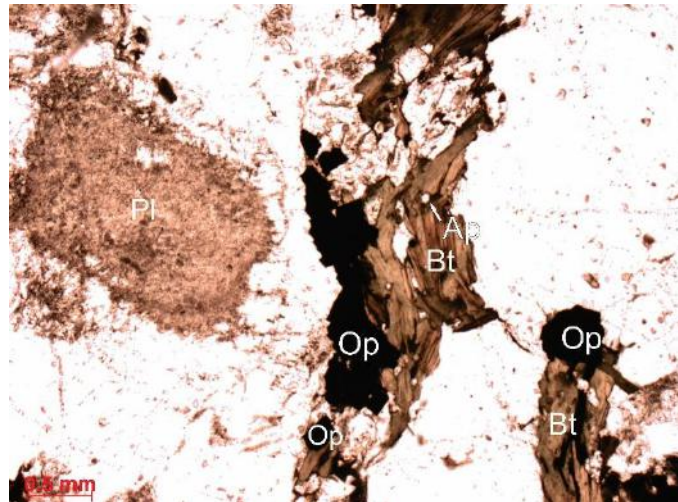


Figura 42 - Aglomerado de cristais de biotita com alteração para minerais opacos. LPP. Amostra MP44.

3.2.3. Quartzo-sienito

O quartzo-sienito é uma rocha leucocrática, de índice de cor 10%, de textura hipiomórfica, inequigranular porfirítica. Apresenta fenocristais de microclina e plagioclásio de granulação grossa e matriz de granulação média composta por biotita, quartzo, microclina e plagioclásio, os quais compõem a mineralogia essencial. Os minerais acessórios observados são titanita, zircão, apatita e opacos, e, como minerais produto de alteração, ocorrem clorita, muscovita e opacos.

A microclina (39%) ocorre como fenocristal, com tamanho de até 7,5 mm, e na matriz variando entre 1 a 3 mm (Figura 43). Os cristais são incolores, com relevo baixo, cor de interferência cinza de primeira ordem e geminação *tartan*. O hábito é tabular, são euédricos a

subédricos, com contato sinuoso a retilíneo com os minerais do entorno. Foi identificada a presença de pertitas em lamelas de, em média de 0,6 mm, e inclusões de apatita, de aproximadamente 0,3 mm (Figura 44).

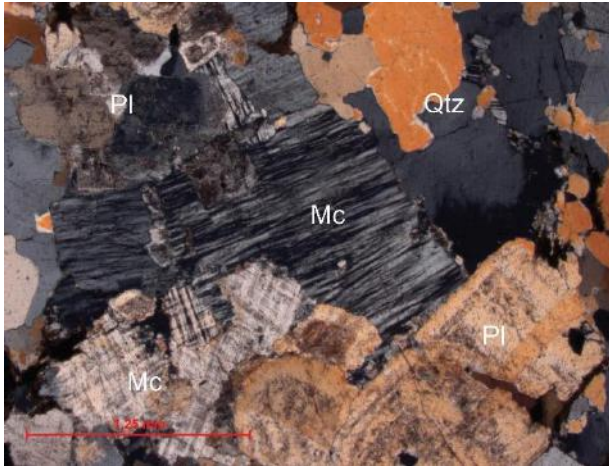


Figura 43 – Microclina na matriz da rocha, exibindo geminação *tartan* e pertita em lamelas. LPC. Amostra MP04.

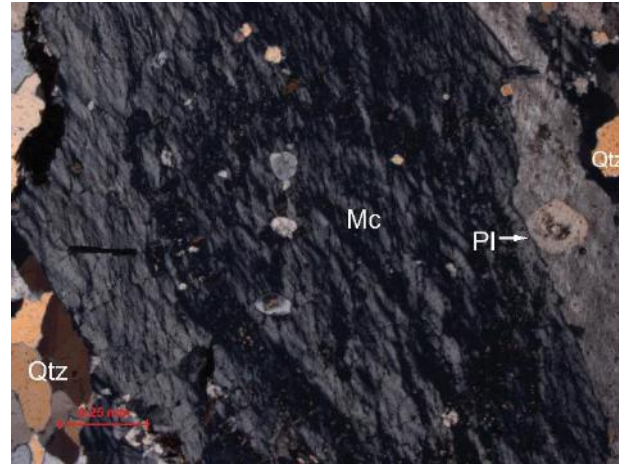


Figura 44 - Pertitas em lamelas. LPC. Amostra MP04.

O plagioclásio (17%) possui composição An_{20-30} (Oligoclásio), ocorre como fenocristais de até 4,5 mm e na matriz com tamanho entre 0,5 a 2 mm. Os cristais são incolores, de relevo baixo, cor de interferência cinza de primeira ordem e possuem geminação polissintética. O hábito observado é tabular, são euédricos a subédricos, e o contato com os minerais do seu entorno é retilíneo. Frequentemente apresenta zoneamento composicional e as alterações observadas são geralmente para muscovita (Figura 45). Os cristais podem apresentar microfraturamento.

O quartzo (31%) ocorre na matriz da rocha, preenchendo interstícios, em aglomerados monominerálicos de cristais de hábito granular, anédricos e com dimensões entre 0,1 e 2 mm (Figura 46). São incolores, com relevo muito baixo e cor de interferência cinza a amarela de primeira ordem. Os contatos com os minerais a sua volta são curvilíneos a suturados. Extinção ondulante é frequentemente observada.

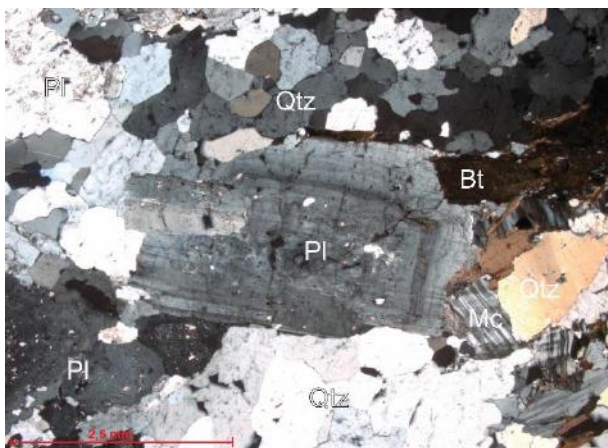


Figura 45 - Fenocristal de plagioclásio com zoneamento composicional. LPC. Amostra MP04.

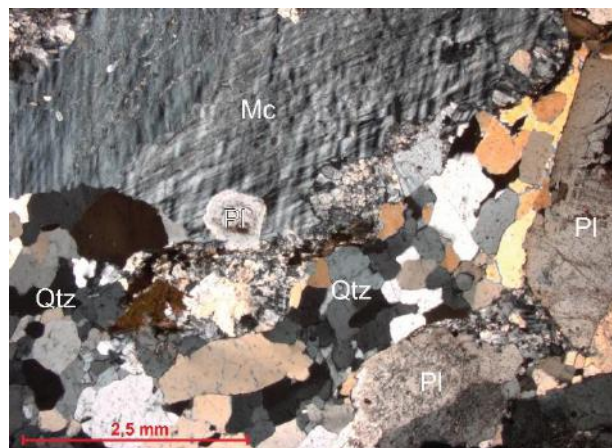


Figura 46 – Agregados monominerálicos de quartzo na matriz da rocha. Nas laterais, observa-se micrólitos recristalizados da matriz. LPC. Amostra MP04.

A biotita (10%) ocorre na matriz, ora como cristais isolados, ora como aglomerados monominerálicos. Apresenta pleocroísmo variando de marrom claro a marrom escuro, relevo médio, clivagem em uma direção e cor de interferência marrom anômala, mascarada pela cor natural do mineral (Figura 47). Os cristais possuem hábito lamelar, são subédricos variando de 0,3 a 2,5 mm, e podem apresentar inclusões de apatita e zircão. Ocorre alterando para opacos e mais frequentemente para clorita.

O zircão é observado geralmente como inclusão em biotita. É incolor, de relevo muito alto e cores de interferência de terceira ordem. Os cristais possuem hábito prismático a granular, subédricos a anédricos, e dimensão de até 0,2 mm. Apresenta halo metamítico em consequência do decaimento radioativo.

A apatita é observada geralmente como inclusão em cristais de microclina e biotita. É incolor, de relevo alto e cor de interferência cinza de primeira ordem. Apresenta hábitos granular e prismático, subédrico a anédrico e dimensões de até 0,2 mm.

A titanita é subédrica, com coloração amarelo escuro e tamanho de, em média, 0,3 mm. Os cristais correm isolados na matriz da rocha.

Os minerais opacos são observados como minerais acessórios, com hábito prismático curto, subédricos, de até 2 mm. Também ocorrem como minerais secundários, produto de alteração da biotita e apresentam dimensão de até 0,3 mm.

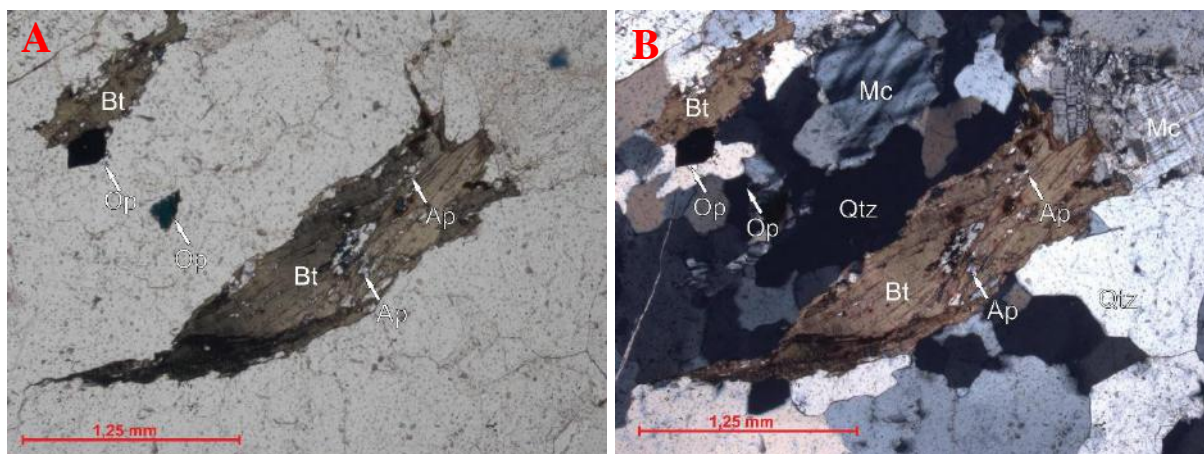


Figura 47 –No centro da figura observa-se cristal de biotita com inclusões de apatita. À esquerda, cristais de minerais opacos primários. (A) LPP. (B) LPC. Amostra MP04.

3.2.4. Quartzo-Monzonito

O quartzo-monzonito é uma rocha leucocrática a mesocrática (I.C. de 20 a 35%) com textura hipidiomórfica inequigranular porfirítica definida por fenocristais de microclina e plagioclásio, com granulação média a grossa, variando de 0,5 a 9,0 mm em matriz de granulação fina. Além de microclina e plagioclásio, tem como minerais essenciais, quartzo, biotita, clinopiroxênio e anfibólio; como minerais acessórios, apatita, titanita, zircão, allanita e opacos. Os minerais secundários consistem em caulinita e opacos.

Verifica-se a presença de dois tipos de foliação: a primeira delineada pelo alinhamento curvilíneo entre os cristais (Figura 48), sugerindo foliação por fluxo magmático; a segunda é delineada por um alinhamento retilíneo dos minerais da matriz e níveis de minerais mais finos resultantes de recristalização e discordante do alinhamento dos fenocristais, sugerindo sobreposição por foliação no estado sólido (Figura 49), esta última indicada por recristalização, extinção ondulante em quartzo e eventuais mirmequitas

A microclina (30%) reconhecida por ser incolor, de relevo baixo, cor de interferência cinza de primeira ordem e exibindo geminação *tartan* característica é observada como fenocristal (entre 3,5 a 9,0 mm) e na matriz da rocha (em média 0,3mm). Ocorre como cristais tabulares, subédricos a anédricos, com intercrescimentos pertíticos do tipo chama e lamelas. Encontra-se levemente alterada para caulinita. Por vezes ocorre como núcleos exibindo textura “*box celular*” manteedo por uma fase mais nova ou bandas com cores de interferência diferentes sugerindo diversificação composicional (Figura 50). Essas feições são indicativas de mistura de magmas (Hibbard, 1995). Em alguns cristais observa-se que os bordos da microclina, sem evidência de deformação dúctil, acompanham as fraturas de cisalhamento, sugerindo que a rocha foi submetida à deformação rúptil

(Figura 50). Além disso os planos de micrólitos encontram-se rotacionados (Sn) indicando deformação no regime extensional, em regime rúptil (Berthé *et al.*, 1979; Gillam *et al.*, 2013).

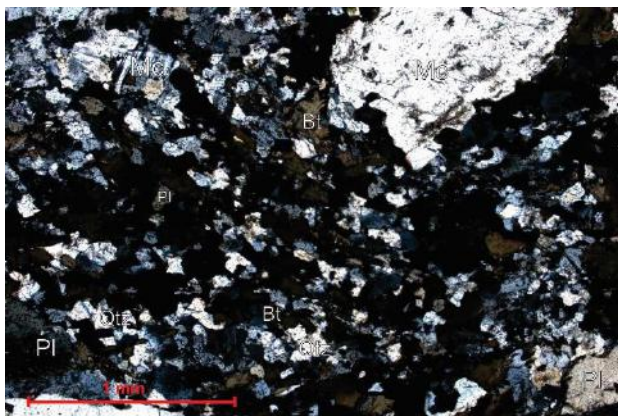


Figura 48 – Textura porfirítica em quartzo-monzonito e minerais da matriz mostrando um alinhamento curvilíneo indicativo de fluxo magmático. LPC. Amostra MP01-C.

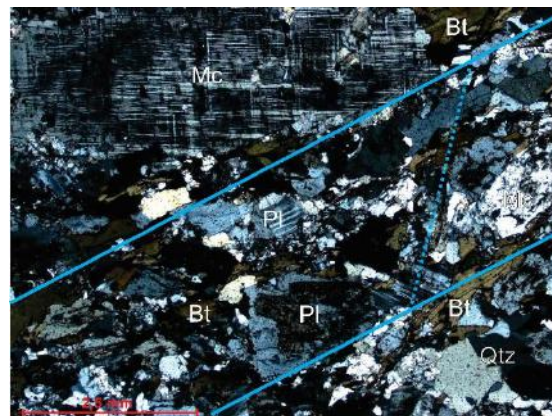


Figura 49 – Foliação definida pelo alinhamento dos minerais da matriz e material recristalizado discordante do alinhamento do fenocristal de microclina bandada. LPC. Amostra MP01-B.

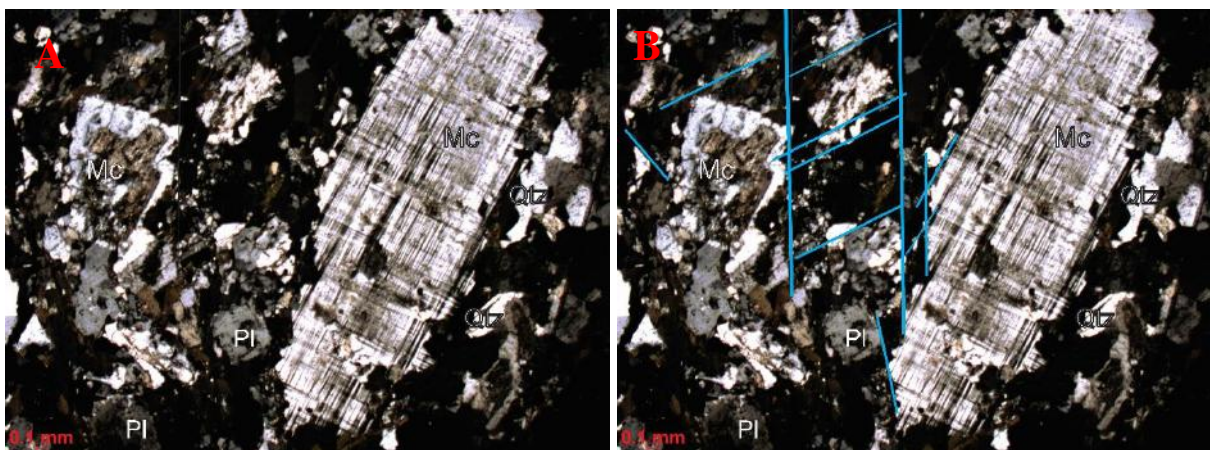


Figura 50 – Amostra MP01-B (A) Fenocristal de microclina (lado esquerdo) com núcleo exibindo textura do tipo box celular. LPC. Amostra MP01-B. (B) Destaque para banda de cisalhamento extensional e para as bordas do fenocristal de microclina condicionadas às estruturas. LPC.

O plagioclásio (25%) ocorre como fenocristais de até 5 mm e na matriz com tamanho entre 0,7 a 0,9 mm e. Neste litotipo, não foi possível obter a composição do plagioclásio pelo Método Michel-Levy devido à intensa alteração do mineral. Os cristais são incolores de relevo baixo, com cor de interferência cinza de primeira ordem e exibem as geminações polissintética e carlsbad. Ocorre em cristais tabulares, euédricos a subédricos exibindo zoneamento composicional e mais, raramente, exibem-se na forma de núcleos manteados por nova fase de cristalização ou comendo textura do tipo syneusis (Figura 51).

O quartzo (18%) ocorre na matriz, geralmente formando aglomerados monominerálicos de cristais anédricos, de hábito granular, com tamanho variando de 0,09 a 0,9 mm. e pode apresentar

extinção ondulante (Figura 52). Os contatos com os demais cristais são, em geral, suturados ou curvilíneos.



Figura 51 – Fenocristal euédrico de plagioclásio exibindo zoneamento composicional e formando aglomerados do tipo *synneusis*. LPC. Amostra MP09-B

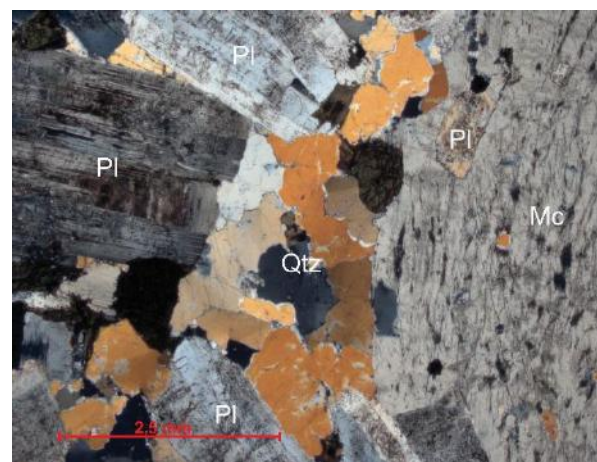


Figura 52 – Aglomerado de cristais de quartzo apresentando extinção ondulante. LPC. Amostra MP43-A

A biotita (10%) exibe pleocroísmo de castanho-claro a castanho escuro ocorrendo como cristais lamelares subédricos a anédricos com dimensões entre 0,3 a 0,8 mm, por vezes formando aglomerados monominerálicos. É rica em inclusões de zircão e encontra-se levemente alterada para minerais opacos.

O anfibólio (Anf) (8%) é observado na matriz da rocha, com dimensões entre 0,5 e 2mm. Os cristais apresentam pleocroísmo de verde escuro a marrom e cor de interferência anômala, mascarada pela cor natural. Quando em corte paralelo a seção basal do cristal, é possível observar duas direções de clivagem formando ângulos de aproximadamente 60° e 120°. (Figura 53). Ocorre na matriz da rocha em cristais prismáticos, euédricos a anédricos, que são vistos tanto isolados quanto formando aglomerados com demais minerais máficos. Apresenta inclusões de opacos, apatita e zircão. Observa-se alteração para minerais opacos.

O clinopiroxênio (Cpx) (6%) exibe leve pleocroísmo variando de verde claro a verde escuro e em alguns cristais pode-se observar duas direções de clivagem formando ângulos de 90°. Ocorre como cristais prismáticos, euédricos a subédricos com tamanho variando de 0,5 a 1 mm formando aglomerados com anfibólio e ambos se encontram bastante fraturados. Possui inclusões de apatita.

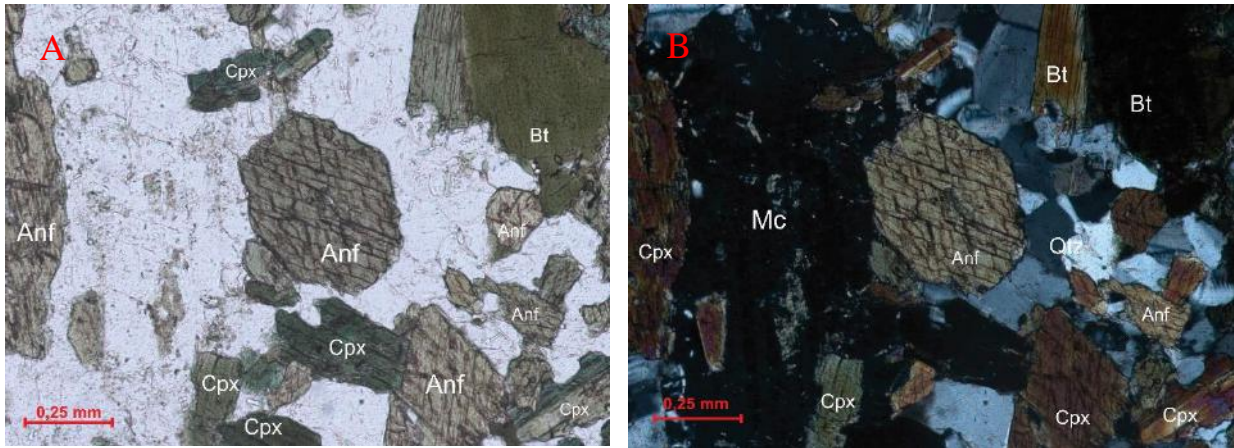


Figura 53 – No centro, cristal castanho euédrico de anfibólio com inclusão opacos e apatita, abaixo, cristal de cor verde, subédrico, de clinopiroxênio. A) LPP. B) LPC. Amostra MP43-A

A presença de *clots* de anfibólio é uma feição comum nas variedades mais máficas desta rocha. Ocorrem *clots* angulosos, de dimensões de 2 mm a 3,5 mm, compostos por cristais de anfibólio de 0,5 a 1,25 mm, euédricos a subédricos, com inclusão de minerais opacos, e por biotita anédrica de, em média, 0,4 mm, que geralmente se concentra nas bordas do aglomerado. Os interstícios entre os minerais máficos são por vezes preenchidos por cristais de quartzo de até 0,1 mm (Figura 54).

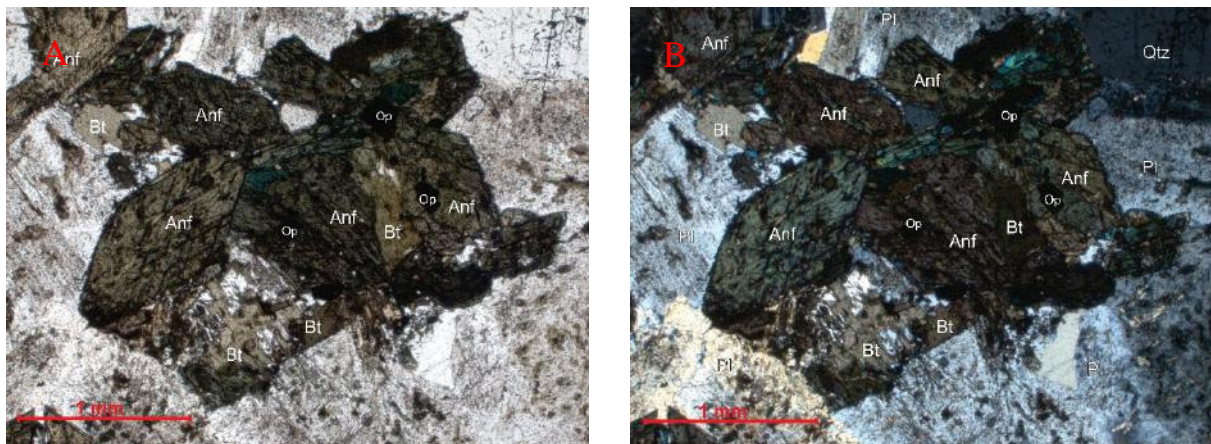


Figura 54 - *Clot* máfico com cristais euédricos de anfibólio e opacos, além de cristais anédricos de biotita. A) LPP; B) LPC. MP43-A.

Os *clots* também correm com formato subarredondado formados predominantemente por anfibólio, clinopiroxênio e biotita (Figura 55 A e B). Nos cristais de anfibólio é possível observar uma coloração mais escura com borda mais clara, possivelmente produto da substituição entre dois tipos de anfibólios (Figura 55 C). Por vezes também ocorrem núcleos constituídos por um único cristal reliquiar mantido pelo anfibólio mais escuro (Figura 56).

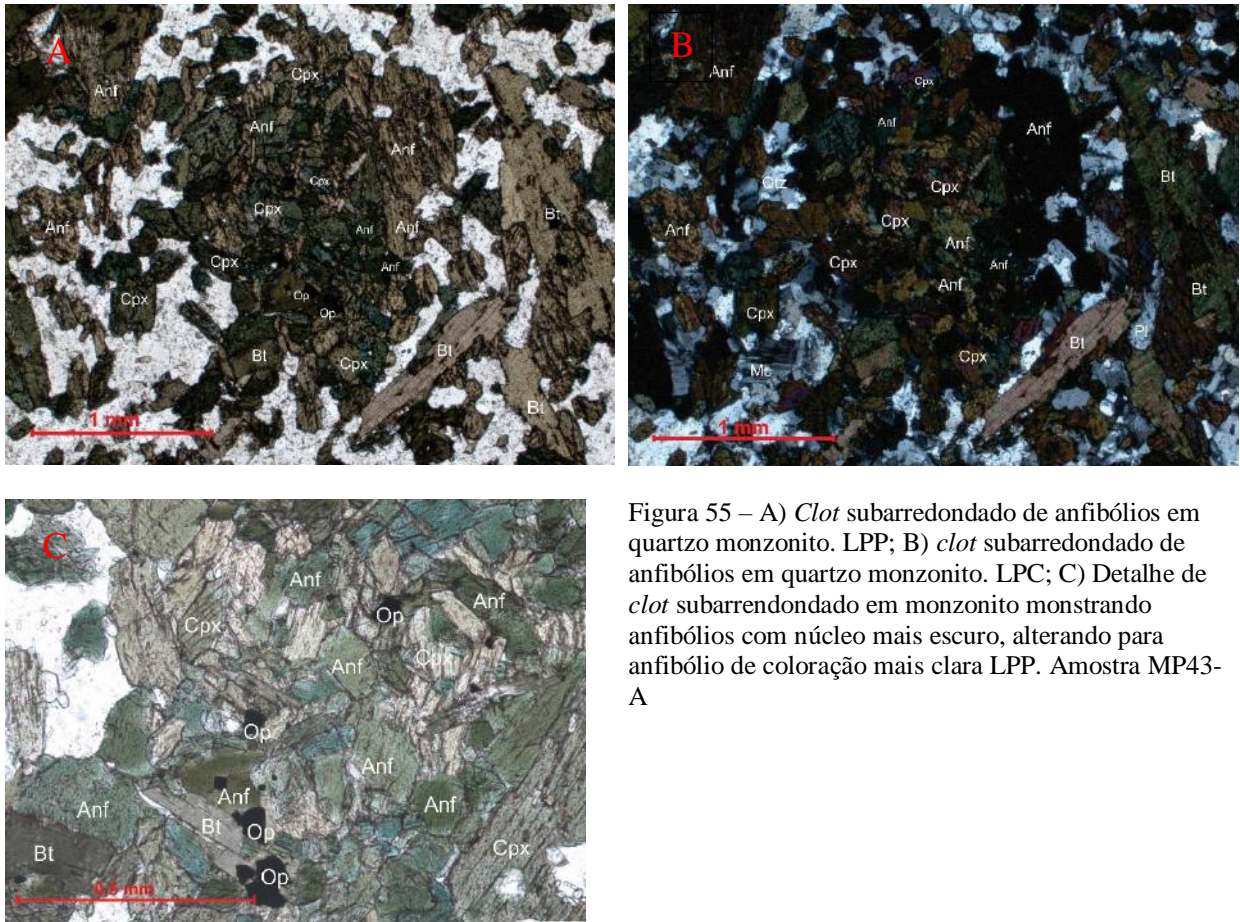


Figura 55 – A) *Clot* subarredondado de anfibólios em quartzo monzonito. LPP; B) *clot* subarredondado de anfibólios em quartzo monzonito. LPC; C) Detalhe de *clot* subarredondado em monzonito mostrando anfibólios com núcleo mais escuro, alterando para anfibólio de coloração mais clara LPP. Amostra MP43-A

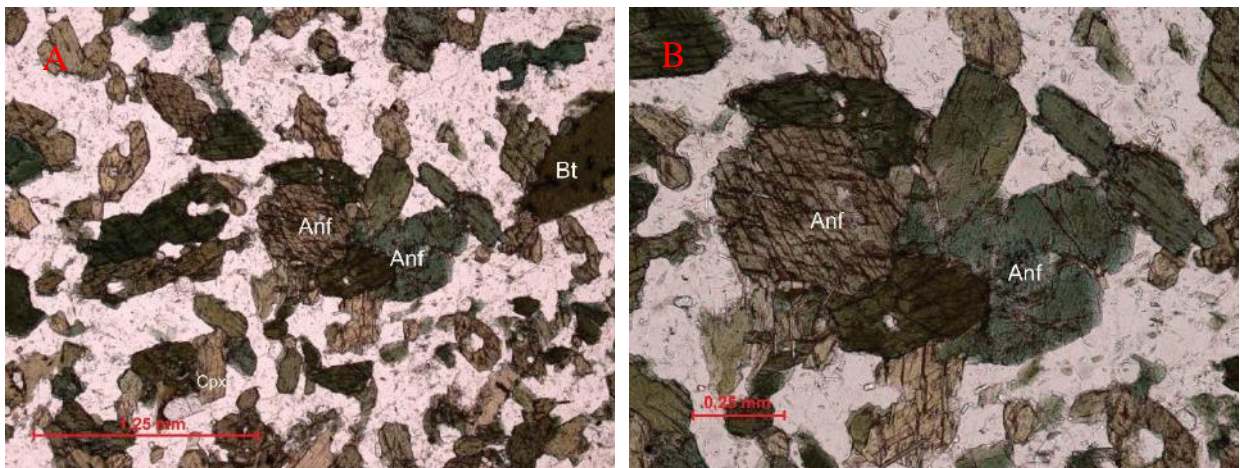


Figura 56 - A) *Clot* com núcleo formado por agregados de anfibólios claros envolto por um cristal maior de anfibólio. LPP. B) Destaque para *clot* formado por cristal reliquiar de anfibólio claro mantido por anfibólio de cor escura. LPP. Amostra MP43-A

O zircão é observado quase sempre incluído em cristais de biotita. É incolor, anédrico, de relevo alto, e com tamanho médio de 0,1mm. A apatita é observada como inclusão em cristais clinopiroxênio, anfibólio e biotita exibindo hábito granular, incolor, com relevo alto e cor de interferência cinza de primeira ordem. As dimensões são de aproximadamente 0,09 mm.

A allanita (Aln) exibe pleocroísmo variando de amarelo claro a escuro e ocorre como cristais isolados, prismáticos euédricos com dimensão média de 2,5 mm (Figura 57). A titanita é euédrica a subédrica, com coloração castanho claro, tamanho de até 1 mm e ocorrem tanto isoladas quanto inclusas em cristais de biotita. Pode ocorrer alterada para leucoxênio (Figura 58).

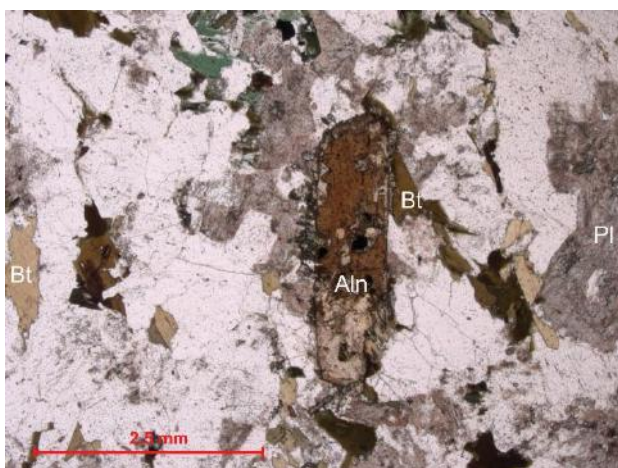


Figura 57 – Cristal euédrico de allanita. LPP. Amostra MP01-C

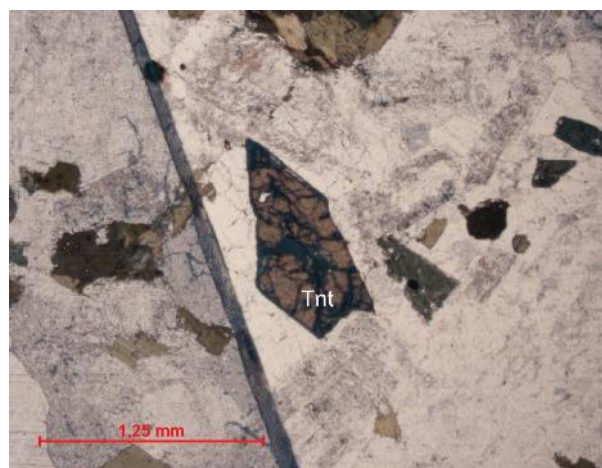


Figura 58 – Cristal subédrico de titanita alterando para leucoxênio. LPP. Amostra MP43-A

3.2.5. Monzonito

O monzonito é uma rocha mesocrática (I.C. de 40 %), hipidiomórfica, inequigranular porfirítica com fenocristais de clinopiroxênio, anfibólio e microclina com dimensões médias de 3,0 mm imersos em uma matriz de granulação fina. Além dos minerais já citados, a assembléia mineralógica essencial inclui quartzo, plagioclásio e biotita; a mineralogia acessória consiste em apatita e zircão e os minerais secundários são caulinita e epidoto. A rocha apresenta suave foliação, indicada pelo alinhamento dos eixos maiores dos cristais de microclina.

O anfibólio (20%) apresenta pleocroísmo variando de castanho-alaranjada a verde escuro e marrom, relevo moderado e cores de interferência de segunda ordem. Os cristais possuem duas direções de clivagem bem definidas formando ângulos de 60° e, frequentemente, apresentam geminação simples (Figura 59). Ocorre em seção prismática ou basal, subédricas com dimensões entre 0,25 a 2 mm como cristais isolados ou formando agregados com clinopiroxênio e biotita (Figura 60). Possui inclusões de apatita, e encontra-se fraturado e levemente alterado para minerais opacos ou para um anfibólio de cor clara que o bordeja.

O clinopiroxênio (14%) exibe pleocroísmo verde claro a verde escuro, duas direções de clivagem formando ângulos de 90°, cores de interferência de segunda a terceira ordens e geminação simples. Ocorre como cristais prismáticos de 3,0 mm a 0,2 mm (Figura 61). Os planos

de clivagem são preenchidos por quartzo e biotita, e verifica-se uma leve alteração ao longo destas. Possui inclusões de apatita e zircão.

A biotita (25%) exibindo leve pleocroísmo marrom ocorre como lamelas subédricas entre 0,5 e 2,0 mm, em agregados com anfibólio e clinopiroxênio. Possui inclusões de apatita e zircão.

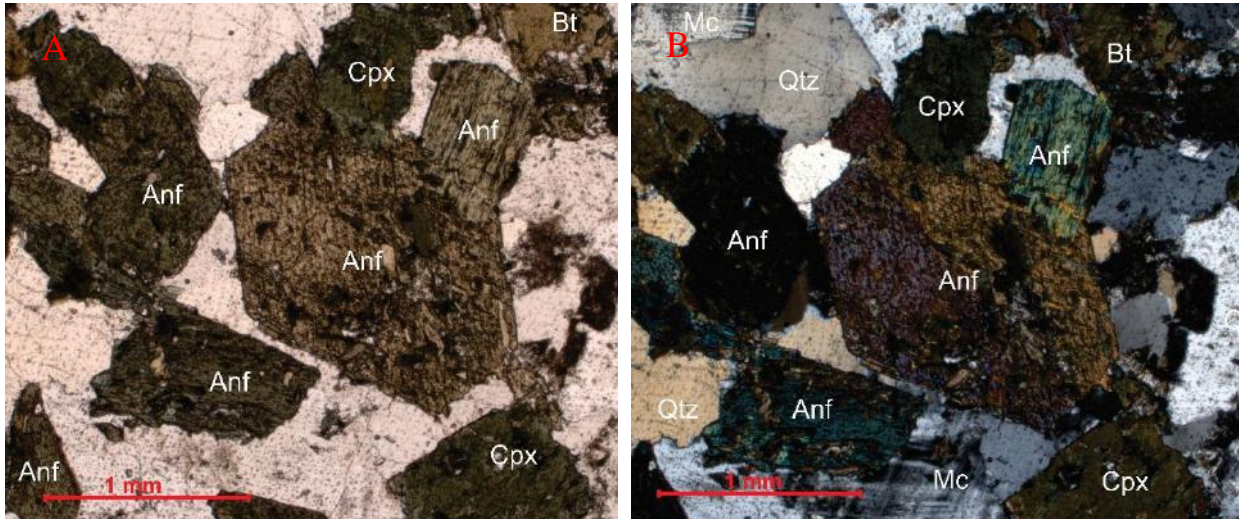


Figura 59 – Cristal isolado de anfibólio com biotita e quartzo ao longo dos planos de clivagem. A) LPP. (B) LPC. Amostra MP15

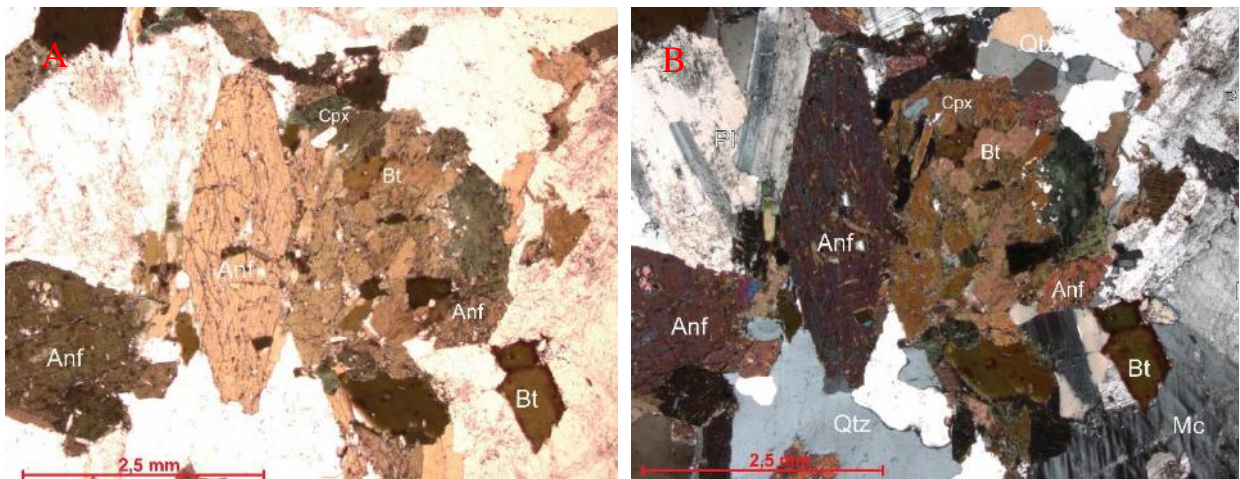


Figura 60 - Aglomerado máfico formado por clinopiroxênio, anfibólio e biotita. Verifica-se a presença de várias inclusões de apatita no anfibólio. (A) LPP. (B) LPC. Amostra MP15.

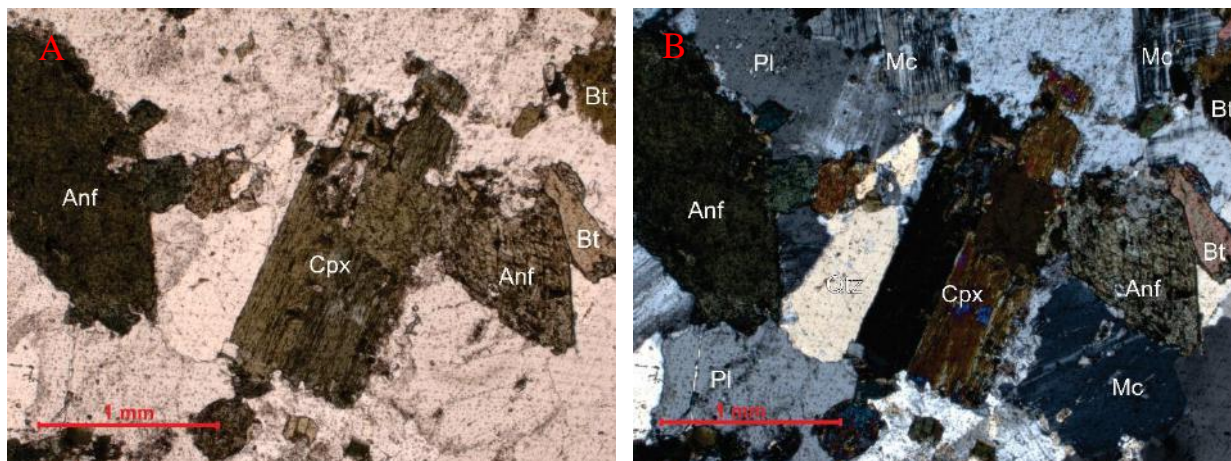


Figura 61 – Fenocristal de clinopiroxênio bordejado por anfibólio e biotita. Na matriz, plagioclásio, quartzo e microclina. A) LPP. (B) LPC. Amostra MP15.

O plagioclásio (19%) ocorre como parte da matriz, com dimensões entre 0,5 a 0,9 mm e também como fenocristal, com tamanho de até 2,5 mm. Apresentam hábito tabular, são euédricos a subédricos, e seu contato com os minerais do entorno é retilíneo. São incolores, de relevo baixo e cor de interferência cinza de primeira ordem. Frequentemente exibem zoneamento composicional e geminação polissintética (Figura 62).

Os cristais de microclina (14%) são observados tanto na matriz da rocha quanto como fenocristais. São incolores, de relevo baixo, cor de interferência cinza de primeira ordem e geminação *tartan* característica (Figura 63). O hábito é tabular, subédrico e as dimensões variam entre 0,5 e 0,8 mm quando na matriz, e entre 1,5 e 2,5 mm quando como fenocristal. Os contatos com os demais minerais são geralmente retilíneos a curvilíneos. Em alguns cristais são observadas lamelas de plagioclásio exsolvidas de tamanho em média 0,2 mm. Apatita ocorre como inclusão e caulinita ocorre como mineral de alteração. Os fenocristais de microclina apresentam uma orientação incipiente, indicando uma possível foliação de fluxo magmático.

O quartzo (5%) ocorre em cristais granulares, anédricos, incolores, de relevo muito baixo e cor de interferência cinza a amarelo de primeira ordem. Os cristais estão inseridos na matriz da rocha, como cristais isolados e suas dimensões variando de 0,4 a 0,9 mm. O contato com os demais minerais é geralmente curvilíneo. Extinção ondulante pode ser observada.

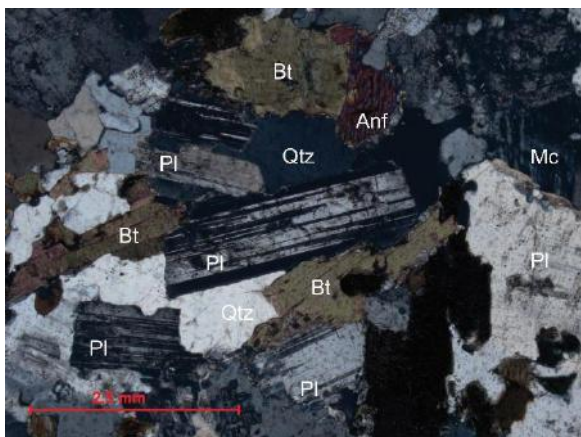


Figura 62 – Plagioclásio na matriz da rocha exibindo geminação polissintética. LPC. Amostra MP15.

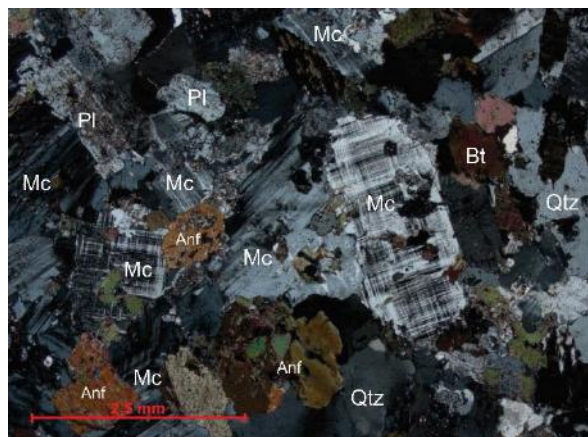


Figura 63 – Fenocristais de microclina apresentando geminação *tartan*. LPC – Amostra MP15.

Dentre os minerais acessórios a apatita é o mais abundante sendo observada como inclusão em microclina, clinopiroxênio, anfibólio biotita, com cristais euédricos de hábito prismático e tamanho de até 0,08 mm (Figura 64). O zircão também predominantemente como inclusão, ocorre em cristais prismáticos, subédricos de aproximadamente 0,01 mm. O epidoto (Ep) ocorre em cristais euédricos a subédricos tendo os seus bordos acompanhando a clivagem do anfibólio, sugerindo ser um mineral secundário formado às expensas do anfibólio (Figura 65).

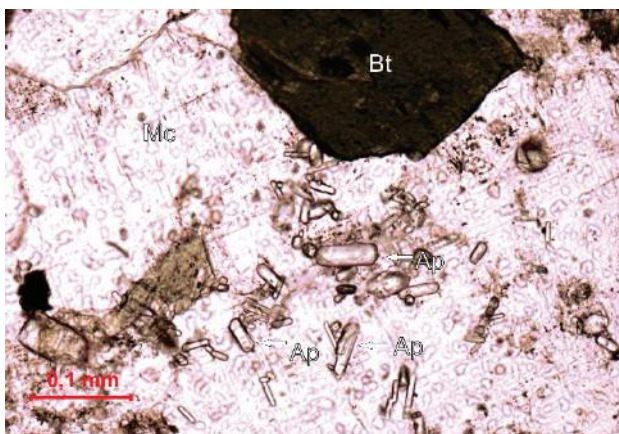


Figura 64 – Cristais euédricos de apatita inclusos em fenocristal de microclina. LPP - Amostra MP15.

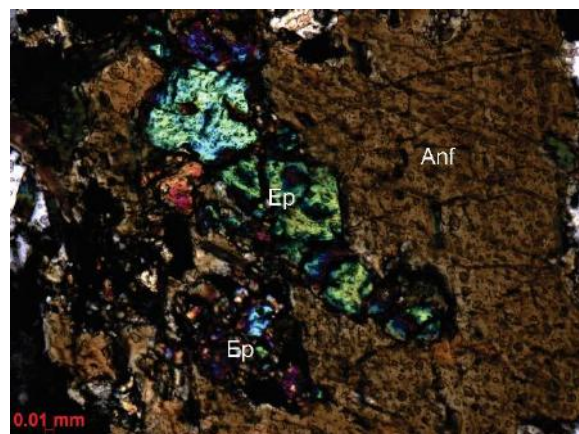


Figura 65 - Epidoto ocorrendo como substituição de anfibólio. LPC. Amostra MP15.

Clots máficos ocorrem em grande quantidade nessa rocha, exibindo ora em forma angular (Figura 66) a elíptica, como aglomerados de biotita, anfibólio, clinopiroxênio e opacos. Estas feições têm dimensões entre 1 e 4,5 mm. Os cristais de anfibólio são euédricos a anédricos, com dimensão 0,4 e 0,9 mm. Em alguns cristais é possível observar alterações de cor no anfibólio, de verde claro para verde escuro, indicando uma possível substituição deste mineral. A biotita apresenta-se euédrica a anédrica, havendo predominância de cristais euédricos e subédricos no

centro do aglomerado e de cristais anédricos nas bordas, suas dimensões são entre 1 e 3 mm. Os opacos são subédricos, com dimensões de até 0,2 mm.

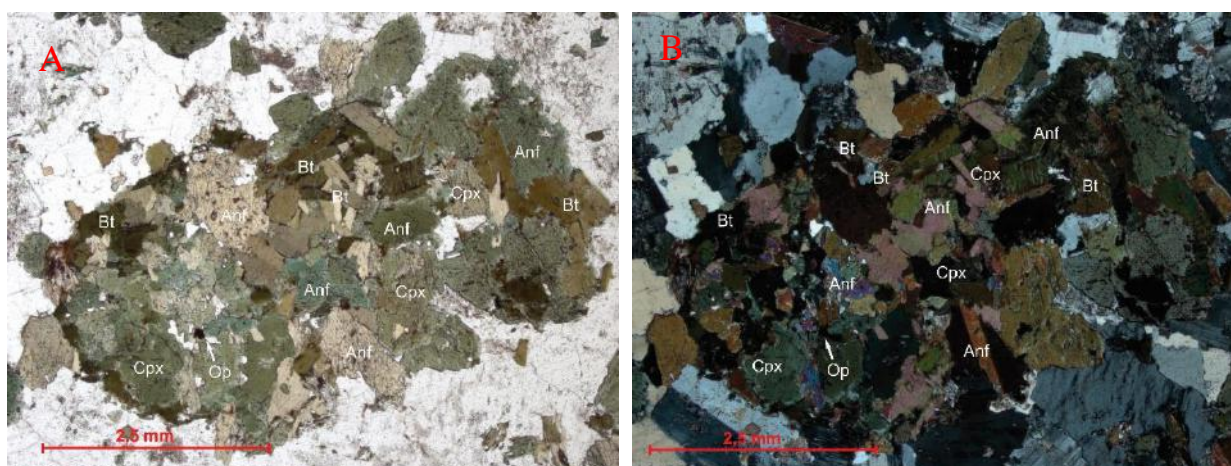


Figura 66 – Clot máfico composto por biotita, clinopiroxênio e anfibólio. A) LPP. B) LPC Amostra MP15.

3.2.6. Monzodiorito

O Monzodiorito é uma rocha mesocrática (I.C. de 52%), inequigranular seriada com porções constituídas por fenocristais tabulares de plagioclásio com dimensões entre 1,0 a 2,0 mm imersos em uma matriz fina e grada para uma porção constituída por fenocristais de plagioclásio colunares entre 1,0 a 2,0 mm imersos em uma matriz afanítica (Figuras 67 e 68). A ocorrência desse litotipo na forma de diques indica que a variação no tamanho dos grãos deve-se à diferença do grau de arrefecimento na borda e interior do dique.

Além de plagioclásio, biotita, clinopiroxênio e anfibólio perfazem a mineralogia essencial neste litotipo; como mineral acessório, são observados cristais de apatita, enquanto que os minerais secundários incluem caulinita, muscovita e minerais opacos.

À semelhança do observado no quartzo-monzonito, verifica-se uma rotação da foliação magmática sem, no entanto, imprimir forte deformação dúctil nos minerais, levando em conta que os fenocristais de plagioclásio preservam o seu hábito original e feições magmáticas, apenas com leves inflexões nos planos de geminação, sugerindo mais uma vez uma tectônica extensional e transição entre regime dúctil-rúptil (Figura 68).

O plagioclásio (51%) é incolor, exibe cor de interferência cinza e geminação polissintética e *carlsbad*. Ocorre como fenocristal e na matriz. Enquanto fenocristal, é observado como cristais tabulares ou colunares, euédricos a subédricos com dimensões médias de 1,7 mm imersos em uma matriz de granulação fina a afanítica, por vezes, exibindo zoneamento composicional do tipo

anorthite spike com sericitização associada (Figura 67), feição atribuída a mistura de magmas (Wiebe, 1968).

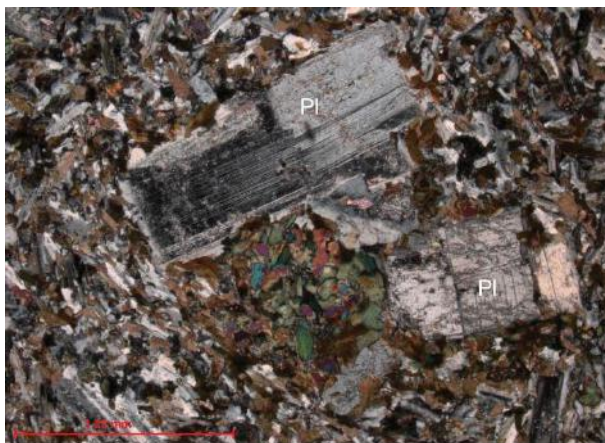


Figura 67 – Fenocristal tabular de plagioclásio exibindo textura tipo *anorthite spike* imerso em matriz de granulação fina. LPC. Amostra MP01-E.

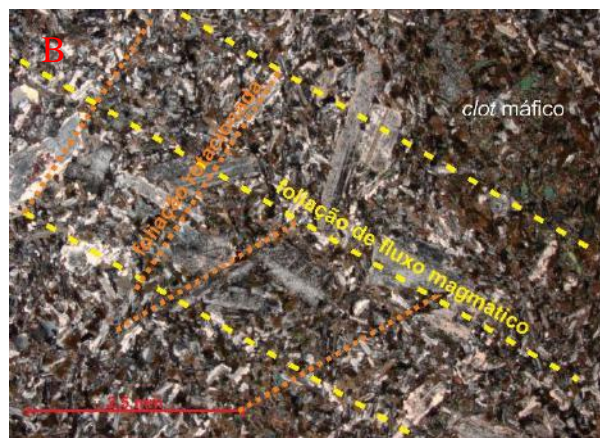
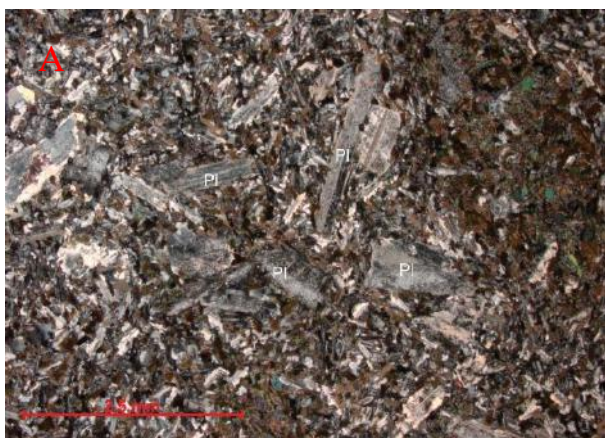


Figura 68 – A) Fenocristais colunares de plagioclásio imersos em matriz afanítica. LPC. B) Traços de foliação delineados indicando deformação extensional. LPC. Amostra MP01-E

A biotita (15%) exibindo pleocroísmo fraco marrom ocorre na matriz como diminutos cristais individuais variando de 0,1 a 0,2 mm.

Assim como no quartzo monzonito e no monzonito, ocorrem *Clots* de minerais máficos com frequência nesse litotipo. São corpos subarredondados (Figura 69) a angulosos (Figura 70) com dimensões variando de 1,0 a 3,0 mm, compostos por diminutos cristais de anfibólio, biotita e clinopiroxênio com foliações semelhantes a do monzonito hospedeiro. Dos cristais que compõem o aglomerado, o anfibólio e o clinopiroxênio têm dimensões de até 0,5 mm, são anédricos e diferenciáveis pela coloração e clivagem incipiente. A biotita tem dimensão de, em média, 0,2 mm e apresenta-se como cristais anédricos. Nos cristais de anfibólio é possível observar zoneamento de coloração, indicando a possível formação de dois tipos distintos de anfibólio, um de coloração mais clara e outro mais escuro (Figura 70 A). Minerais opacos ocorrem como produto de alteração do anfibólio e da biotita.

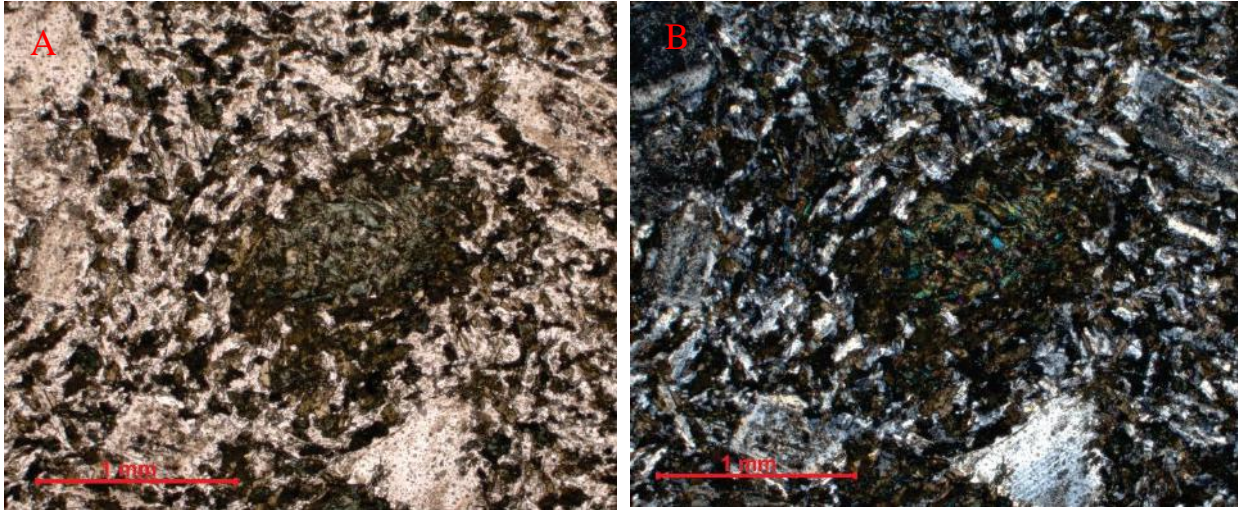


Figura 69 – *Clot* subarredondado de minerais máficos. A) LPP. B) LPC. Amostra MP01-E.

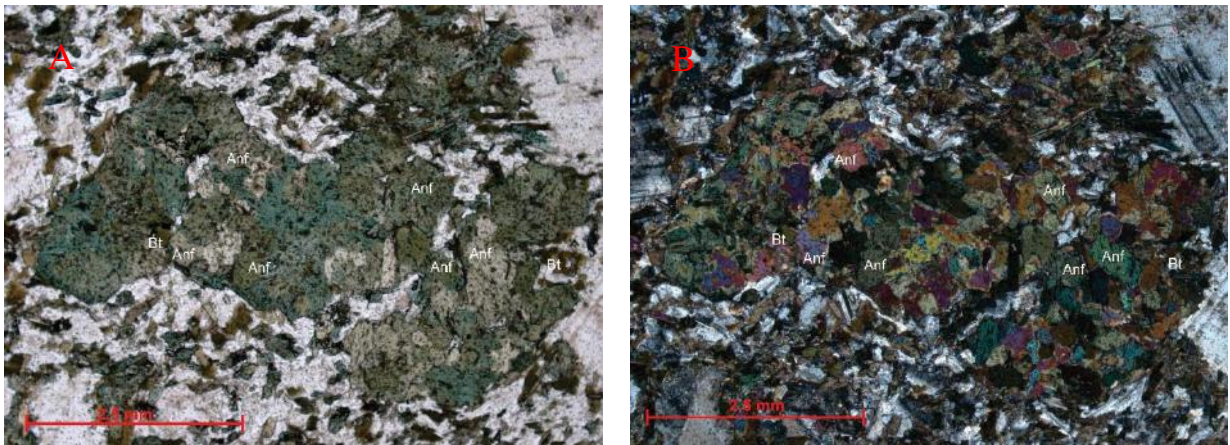


Figura 70 – Detalhe de *Clot* anguloso de minerais máficos podendo-se distinguir biotita, anfibólios mais claros mantados por cristais anfibólio de coloração mais escura e minerais opacos. A) LPP. B) LPC. Amostra MP01-E.

Nesse litotipo foi verificada a presença de quartzo oclar que consiste em pequenos cristais de quartzo, em geral, subarredondados com dimensões entre 0,5 a 1,0 cm e envoltos por coronas de minerais máficos (King, 1964) (Figura 71).



Figura 71 – Quartzo ocellar envolto por corona de biotia, anfibólio e clinopiroxênio. LPC. Amostra MP01-E.

3.3. Litogeoquímica do Plúton Colina do Horto

Os resultados analíticos de rocha total obtidos para 14 amostras do **PCH** estão listados na tabela 2.

A maioria das rochas pode ser classificada como ácida (>65% de SiO_2), embora rochas intermediárias (SiO_2 entre 53,4 – 58,3%) também foram identificadas. Possuem teores de $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ variando entre 6,9 – 9,65 % de forma que no diagrama TAS (Middlemost, 1994) projetam-se entre as séries subalcalina e alcalina (Figura 72).

No diagrama AFM (Kuno, 1968; curva de Irvine & Baragar, 1971) (Figura 73) concentram-se no campo da série cálcio-alcalina desenvolvendo um *trend* semelhante ao dos granitoides shoshoníticos, com os termos intermediários mostrando teores decrescentes em Fe e os membros mais silicosos sobrepondo-se ao campo da série alcalina (Brown, 1981).

No diagrama SiO_2 x K_2O (Peccerillo & Taylor, 1976) é possível observar que a maioria das rochas que caem no campo das série shoshonítica/alcalina incluem os litotipos da fácies mesocrática, enquanto os litotipos da fácies leucocrática projetam-se nos campos das séries shoshonítica com os termos mais silicosos no campo da série calcioalcalina de alto-K (Figura 74). No diagrama Na_2O x K_2O (Turner *et al.*, 1996) todas as amostras dispõem-se no campo da série shoshonítica refletindo as razões $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ entre 0,7 – 1,83 (Figura 75).

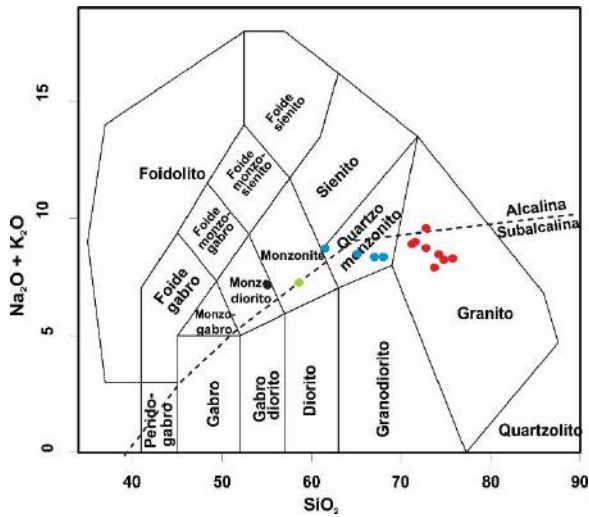


Figura 72 – Diagrama de Total de álcalis (Na₂O+K₂O) vs. Sílica proposto por Cox et al., (1979) e modificado por Middlemost (1994) para rochas plutônicas.

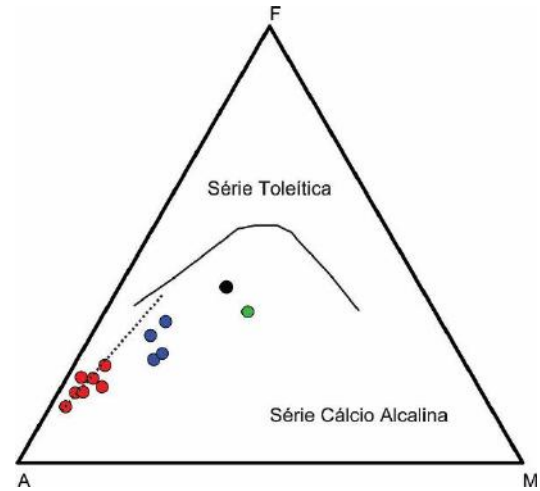


Figura 73 – Diagrama AFM (Kuno, 1968; Irvine & Baragar, 1971), A = Na₂O + K₂O; F = FeOt, M = MgO). Linha tracejada delimita o campo da série alcalina (Brown, 1981).

Símbolos: ● (monzodiorito); ● (monzonito); ● (quartzo-monzonito); ● (sienogranito, monzogranito e quartzo-sienito)

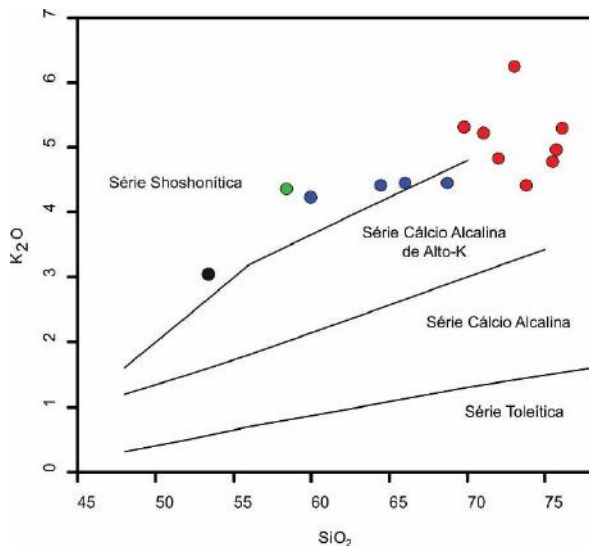


Figura 74 - Diagrama SiO₂ x K₂O (Peccerillo & Taylor, 1976).

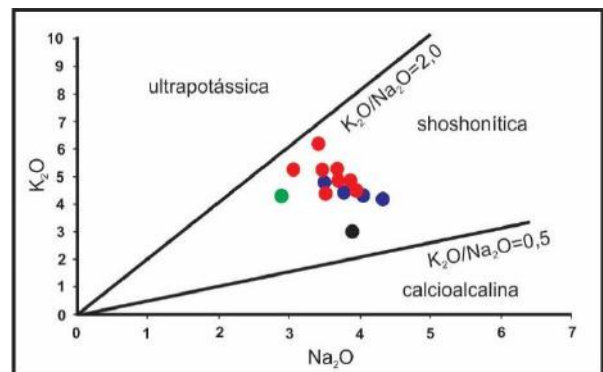


Figura 75 - Diagrama Na₂O x K₂O (Turner *et al.*, 1996).

Símbolos: ● (monzodiorito); ● (monzonito); ● (quartzo-monzonito); ● (sienogranito, monzogranito e quartzo-sienito)

No diagrama A/NK x A/CNK (Shand, 1943) os sienogranitos e monzogranitos são classificados como levemente peraluminosos, enquanto as demais são metaluminosas (Figura 76)

As moderadas razões FeO_t/(FeO_t+MgO) entre 0,63 – 0,83 apontam o caráter magnesiano pela classificação proposta por Frost et al. (2001). De acordo com essa classificação as rochas do

PCH são predominantemente álcali-cácicas, embora, algumas amostras de sienogranitos projetem-se no campo calcioalcalinos (Figura 77).

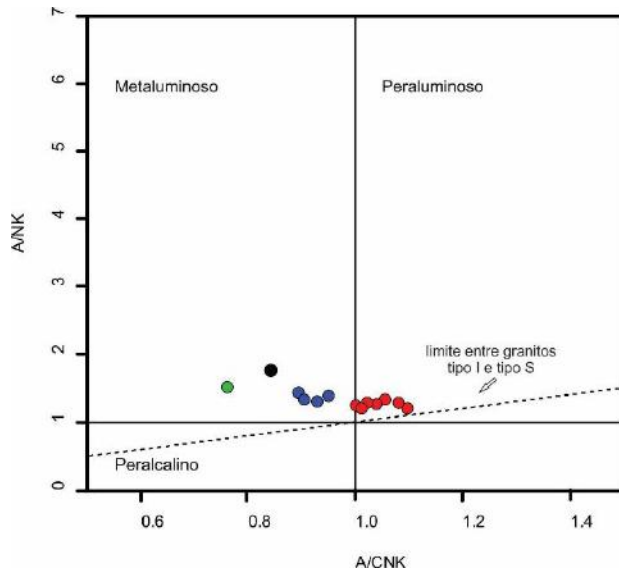


Figura 76 - Diagrama A/NK x A/CNK (Shand, 1943).

Símbolos: ● (monzodiorito); ● (monzonito); ● (quartzo-monzonito); ● (sienogranito, monzogranito e quartzo-sienito)

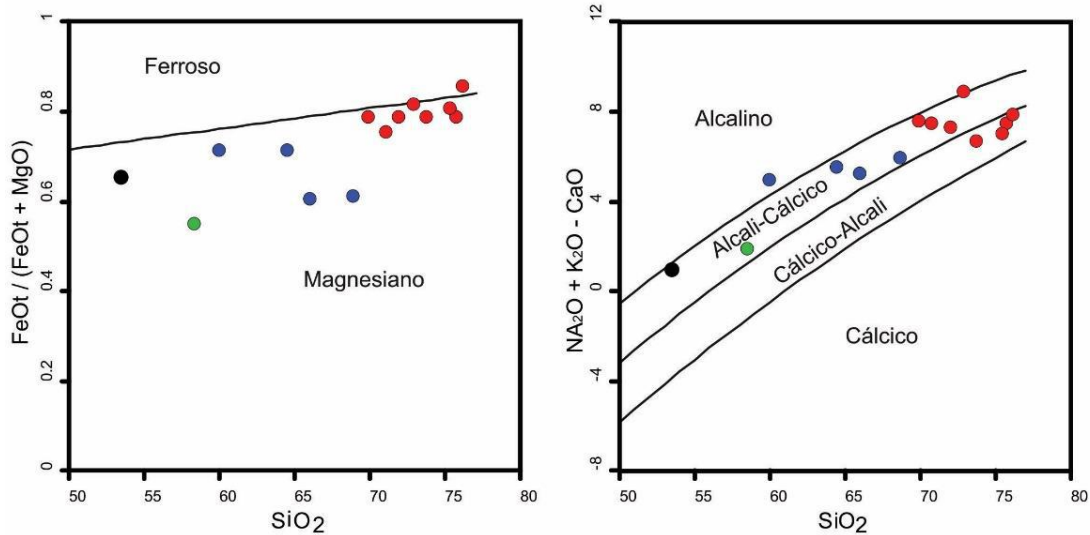


Figura 77 – Diagramas $\text{FeOt}/(\text{FeOt} + \text{MgO}) \times \text{SiO}_2$ e $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO} \times \text{SiO}_2$ (Frost *et al.*, 2001)

Símbolos: ● (monzodiorito); ● (monzonito); ● (quartzo-monzonito); ● (sienogranito, monzogranito e quartzo-sienito)

Tabela 2 – Dados litogeoquímicos (elementos maiores em % e traço em ppm) obtidos para o Plúton Colina do Horto.

	Quartzo-monozodiorito	monzonito	quartzo-monzonito				Quartzo-sienito	sienogranito				monzogranito		
Amostra	MP01E	MP15A	MP01B	MP01C	MP43A	MP09B	MP04	MP01D	MP05A	MP01A	MP17B	MP02	MP44	MP12
SiO ₂	53,4	58,4	60	64,5	66	68,7	69,8	76,1	71	72	73	73,7	75,5	75,7
Al ₂ O ₃	17,15	14,55	16,25	15,8	14,7	14,95	14,2	12,45	14,7	14,15	14,6	13,2	13,3	13,7
Fe ₂ O ₃	8,12	7,46	5,57	4,61	3,8	3,61	2,54	2,44	2,54	2,05	1,68	2,75	1,92	1,99
MnO	0,11	0,13	0,07	0,06	0,07	0,07	0,04	0,03	0,04	0,04	0,03	0,05	0,03	0,04
MgO	3,85	5,51	2,04	1,67	2,21	2,1	0,59	0,36	0,74	0,49	0,34	0,66	0,42	0,47
CaO	5,88	5,31	3,53	2,92	2,85	2,59	1,19	0,51	1,31	1,27	0,79	1,23	1,23	1,14
Na ₂ O	3,89	2,9	4,31	4,02	3,78	3,96	3,47	3,05	3,66	3,84	3,4	3,51	3,52	3,7
K ₂ O	3,05	4,36	4,23	4,42	4,46	4,49	5,32	5,29	5,24	4,83	6,25	4,42	4,81	4,94
TiO ₂	1,08	0,7	0,98	0,77	0,42	0,37	0,35	0,29	0,35	0,28	0,21	0,38	0,24	0,25
P ₂ O ₅	0,53	0,45	0,5	0,33	0,25	0,21	0,14	0,06	0,13	0,1	0,07	0,14	0,09	0,1
LOI	0,88	0,52	0,44	0,7	0,6	0,32	0,33	0,47	0,59	0,46	0,58	0,45	0,32	0,56
Total	98,24	100,6	98,24	100,1	99,43	101,6	98,11	101,1	100,5	99,61	101,1	100,6	101,5	102
(ppm)														
V	87	163	70	44	96	73	24	15	19	27	17	26	20	22
Cr	60	270	50	40	110	90	20	20	20	30	20	20	20	20
Ga	20,4	18,7	23,1	23,5	20,3	19,1	22,5	21,3	20,3	21,2	20,7	21,2	19,7	21,7
Rb	103,5	151	162,5	159,5	152	163,5	250	214	245	269	306	226	249	289
Sr	847	693	761	681	908	867	289	57,8	365	252	232	257	181	203
Y	18,8	28,2	26,6	27,8	22,4	23,9	25,2	31,9	23,8	20,1	24,7	31,5	24,3	22,1
Zr	227	178	653	536	220	191	275	252	318	228	160	350	215	221
Nb	18,7	12	34,6	29,1	17,9	15,8	29,5	55,3	23,5	28,5	24,6	33,8	27,6	30,5
Sn	2	3	3	3	5	3	4	3	4	6	5	4	5	10
Cs	2,74	7,64	1,83	1,91	7,24	6,04	3,64	1,59	5,2	5,54	2,97	3,87	2,89	3,41
Ba	1895	1835	2250	2020	1605	1590	1035	128	1330	788	970	858	460	612
La	46,8	54,6	127,5	134,5	58,1	48,1	95,5	60,7	115	75,4	34,4	127	71,7	65,6
Ce	94,1	120,5	232	254	117	82,7	172,5	124,5	184,5	141	99,4	198	143,5	126
Pr	11,15	14,5	25	26	13,55	10,95	17,4	13,15	19,9	13,75	7,43	22,5	15,25	13,05

Nd	41,3	53,6	91,1	82,8	47,6	40,1	53,8	43,4	59,7	44,5	24,7	69,5	44,8	40,5
Sm	6,8	11,3	12,55	11,8	9,46	7,99	8,56	7,96	8,2	6,44	4,45	10,35	7	6,12
Eu	1,97	2,46	2,55	2,13	1,91	1,95	1,2	0,49	1,33	0,88	0,64	1,35	0,8	0,75
Gd	5,19	8,47	7,54	7,79	6,25	6,81	6,16	6,08	5,62	4,48	3,51	7,56	5,29	4,23
Tb	0,73	1,09	1,02	1,03	0,82	0,85	0,89	0,92	0,75	0,64	0,52	0,94	0,81	0,7
Dy	3,78	5,54	5,12	5,19	4,16	4,3	4,5	5,21	3,87	3,58	3,27	5,53	4,19	3,73
Ho	0,64	0,94	0,95	0,98	0,78	0,71	0,88	1,04	0,78	0,61	0,71	1,01	0,9	0,74
Er	1,91	2,79	2,5	2,69	2,09	2,26	2,48	3,32	1,84	1,72	2,06	2,98	2,53	2,11
Tm	0,31	0,46	0,35	0,39	0,37	0,31	0,41	0,57	0,34	0,38	0,39	0,48	0,4	0,4
Yb	1,39	2,59	2,01	1,97	1,76	2,1	2,49	3,4	2,15	1,94	2,24	2,74	2,46	2,54
Lu	0,2	0,35	0,29	0,29	0,28	0,3	0,27	0,41	0,29	0,29	0,29	0,4	0,34	0,36
Hf	5,1	4,7	13,6	12	5,6	5,6	7	8,1	8,3	6,2	4,8	8,8	5,7	6,5
Ta	1	0,7	1,6	1,5	1,4	1,3	2,6	5	1,6	3,6	2,6	3,1	2,7	3,1
Th	3,93	15,7	13,6	19,7	18,1	17,9	25,4	50,6	26	35,6	24,5	26,1	35,8	29,2
U	0,72	2,96	1,94	1,73	4,68	3,13	2,74	11,2	4,03	7,96	3,86	3,85	4,62	5,61

No diagrama Zr+Nb+Ce+Y x FeOt/MgO (Whalen *et al.*, 1987) as rochas estudadas projetam-se no campo apontado por Ligeóis *et al.*, (1998) como característico das rochas shoshoníticas (Figura 78).

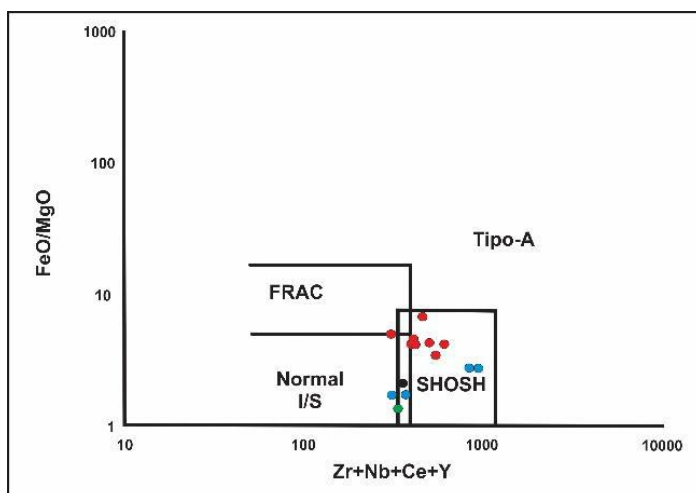


Figura 78 - Zr+Nb+Ce+Y x FeOt/MgO (Whalen *et al.*, 1987).

Símbolos: ● (monzodiorito); ● (monzonito);
● (quartzo-monzonito); ● (sienogranito,
monzogranito e quartzo-sienito)

Nos diagramas de variação de Harker observam-se *trends* lineares positivos para todos os elementos com forte correlação ($r^2 = 0,71 - 0,93$), exceto para o K_2O que apresenta moderada correlação negativa ($r^2 = 0,54$) (Figura 79)

No que se refere aos elementos traço, observam-se *trends* lineares negativos com fraca a forte correlação para Ba, Sr, Y e Zr ($r^2 = 0,08 - 0,79$) e moderada correlação positiva para Rb ($r^2 = 0,69$) (Figura 80). Trends lineares com boa correlação foram atribuídos à cristalização fracionada sem mudança da assembleia fracionante (Cox *et al.*, 1979) e a mistura de magmas (Griffin *et al.*, 1978; Wall *et al.*, 1987).

Castro *et al.*, (1991b) verificaram que a correlação fortemente linear em sistemas de mistura de magmas pode ser quebrada pela ação de um outro processo atuando simultaneamente como a difusão mais rápida de alguns elementos químicos, principalmente os traço.

Campos *et al.*, (2011), através de experimentos laboratoriais, demonstram que o processo de mistura de magmas não é linear, devido às diferentes mobilidades dos elementos químicos durante os processos magmáticos e esse efeito pode ser amplificado em sistemas multicomponentes devido à natureza da difusão química.

Todas as rochas estudadas são enriquecidas nos elementos traço delineando padrões normalizados para o manto primitivo (McDonough & Sun; 1995) fracionados denotando os mais elevados teores nos LILE. Entretanto, os litotipos estudados apresentam padrões diferentes.

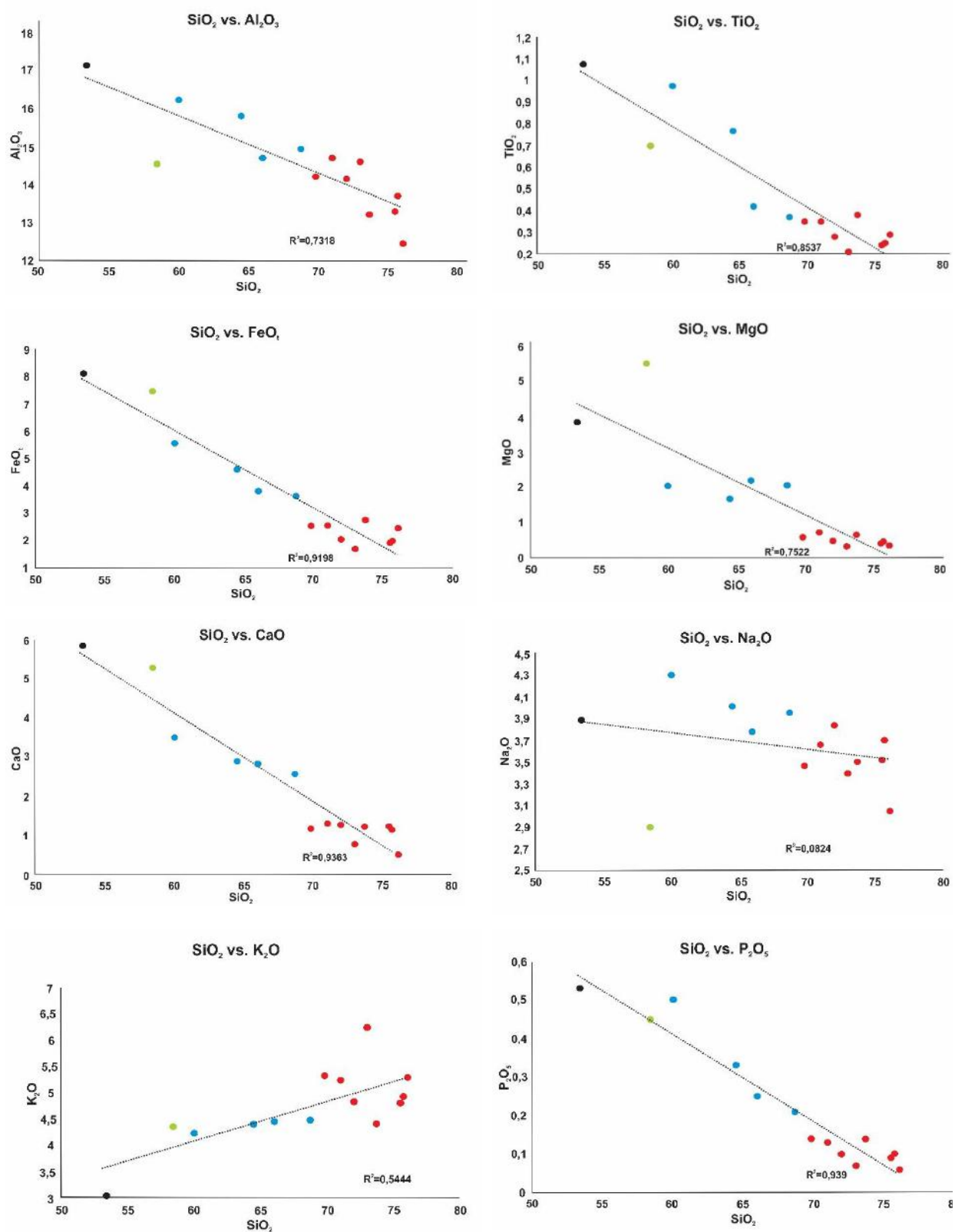


Figura 79 – Diagramas de Variação de Harker para elementos maiores.

Símbolos: ● (monzodiorito); ● (monzonito); ● (quartzo-monzonito); ● (sienogranito, monzogranito e quartzo-sienito)

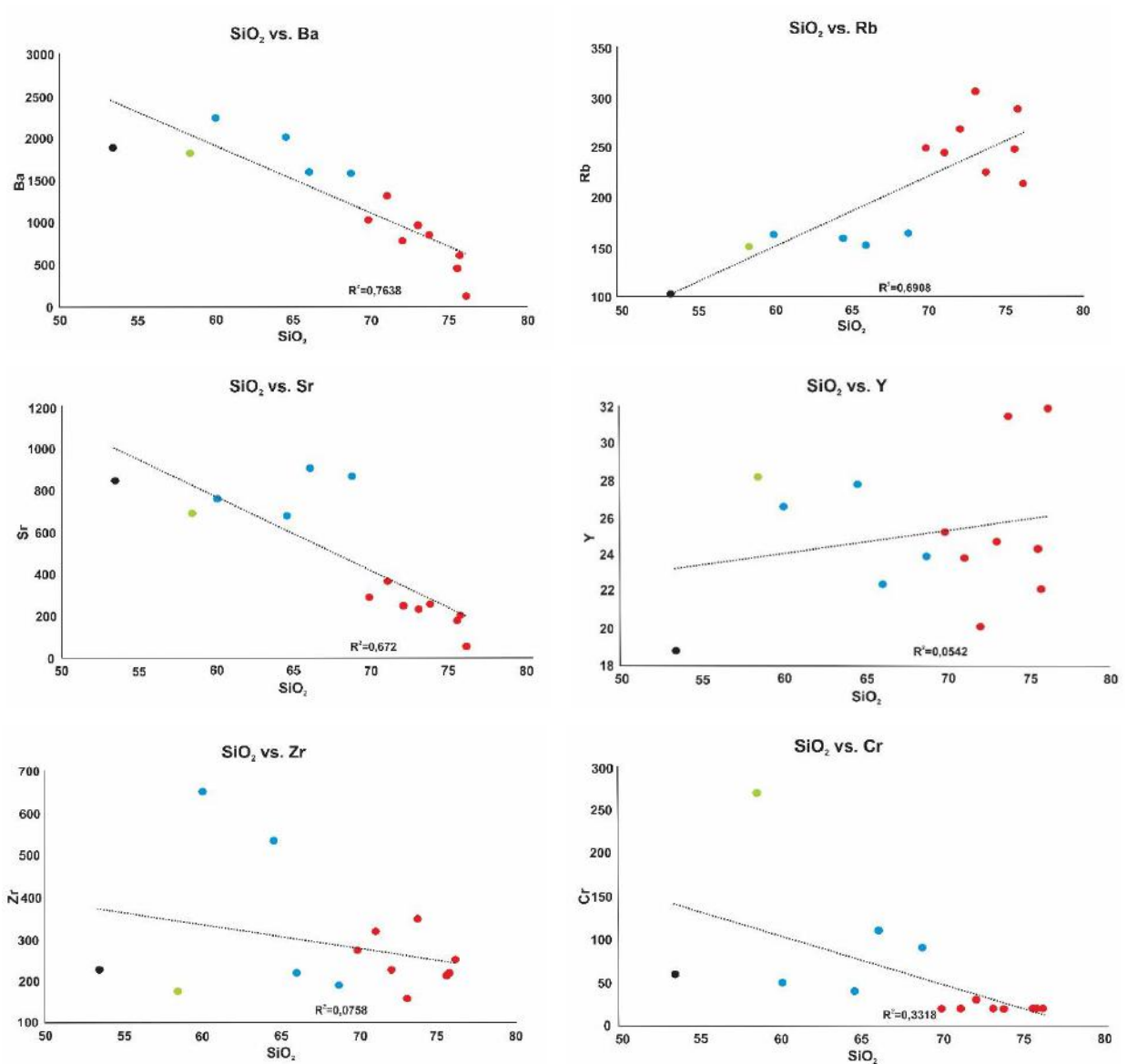


Figura 80 – Diagramas de Variação de Harker para elementos traço.

Símbolos: ● (monzodiorito); ● (monzonito); ● (quartzo-monzonito); ● (sienogranito, monzogranito e quartzo-sienito)

Os padrões normalizados para monzonito e quartzo-monzonitos apresentam picos em K e Ba e depressões em Rb, Sr e Ti, feições essas sempre mais proeminentes no quartzo-monzonito que é levemente mais enriquecido nos elementos traço (Figura 81). O padrão da amostra 43-A (quartzo-monzonito) destaca-se pelos mais elevados teores nos elementos radioativos U e Cs e menor teor em Zr, refletindo trocas Zr-U em zircão e K-Cs ou Rb-Cs em anfibólio, mica e feldspato.

Os padrões normalizados para monzogranitos, sienogranitos e quartzo-sienito caracterizam-se por moderados picos em K e Rb e proeminentes depressões em Ba, Sr, P e Ti (Figura 81). O padrão normalizado para o monzodiorito difere dos demais pela ausência de picos ou depressões em Sr e P e proeminentes picos em K e Ba. Os padrões para todos os litotipos apresentam depressão Ta-Nb e ressaltos La-Ce.

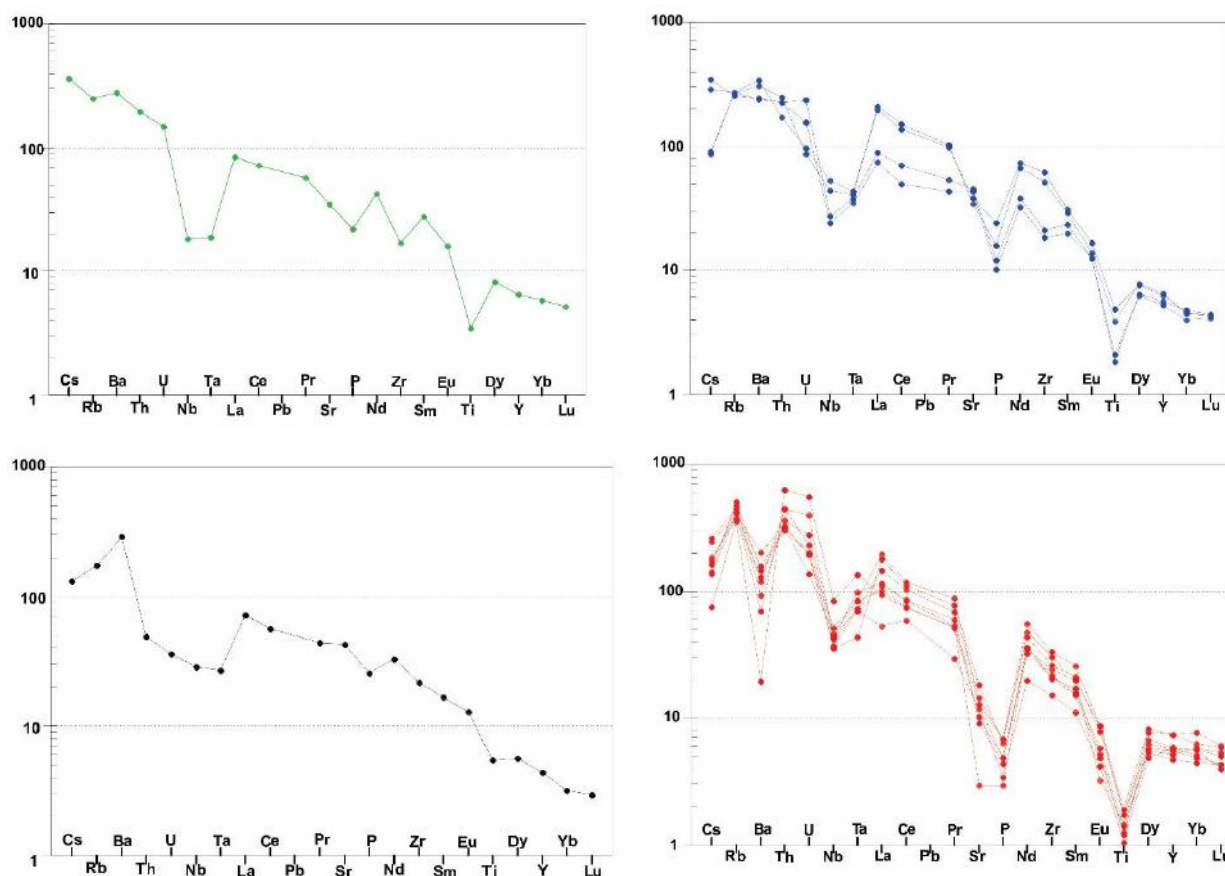


Figura 81 – Diagramas multielementares normalizados para manto primitivo (McDonough and Sun, 1995).

Símbolos: ● (monzodiorito); ● (monzonito); ● (quartzo-monzonito); ● (sienogranito, monzogranito e quartzo-sienito)

Todos os litotipos estudados também apresentam elevados teores nos ETRs com maior enriquecimento nos ETRL em relação aos ETRP. Os padrões normalizados de ETR para o condrito (Boynnton, 1984) são distintos. Os padrões de monzodiorito e quartzo-monzonitos são similares, moderadamente fracionados (Ce_N/Yb_N entre 25,4 – 49,0) e exibindo pequenas anomalias negativas de Eu ($Eu^* = 0,7 - 0,8$); os padrões dos monzogranitos e sienogranitos mostram-se fortemente fracionados (Ce_N/Yb_N entre 17,0 – 28,0) e exibindo proeminentes anomalias negativas de Eu (Eu^* entre 0,21 – 0,59); o padrão do monzodiorito apresentou razão Ce_N/Yb_N igual a 25,9 e ausência de anomalia de Eu (Figura 82).

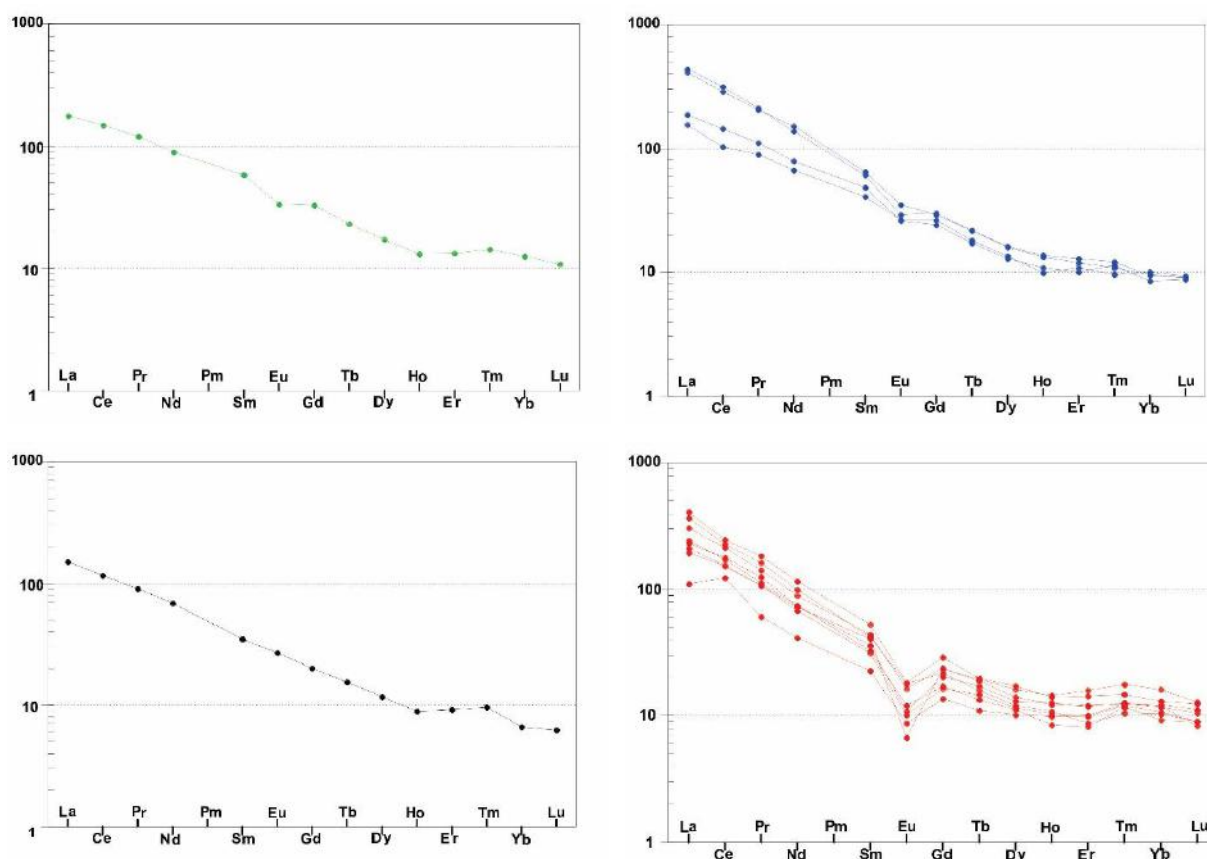


Figura 82 – Diagramas de ETR normalizados para condrito (Boynton, 1984).

Símbolos: ● (monzodiorito); ● (monzonito); ● (quartzo-monzonito); ● (sienogranito, monzogranito e quartzo-sienito)

No diagrama R1-R2 (Batchelor & Bowden, 1985) (Figura 83) monzodiorito, monzonito e quartzo-monzonitos projetam-se no campo dos granitos pós a tardi-colisionais, enquanto os sieno-granitos projetam-se no campo sin-orogênico que se refere aos granitos Tipo-S (Chappel & White, 1974)

No diagrama $Y + Nb \times Rb$ (Pearce *et al*, 1984; Pearce, 1996) (Figura 84) todas as rochas estudadas projetam-se no campo dos granitoides pós-colisionais e no diagrama $Hf \times Rb/30 \times 3Ta$ (Harris *et al.*, 1986), predominantemente no campo dos granitoides tardi a pós-colisionais, enquanto que os demais litotipos, no campo de granitoides de arco vulcânico (Figura 85).

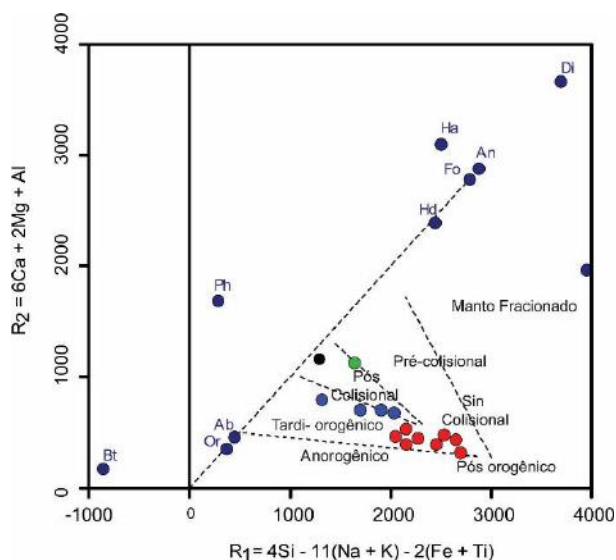


Figura 83 - Diagrama R1 x R2 (Batchelor & Bowden, 1985).

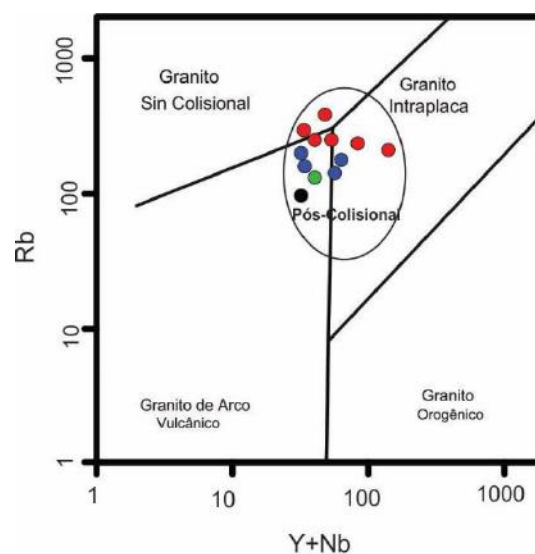


Figura 84 - Diagrama Rb x Y+Nb (Pearce *et al.*, 1984).

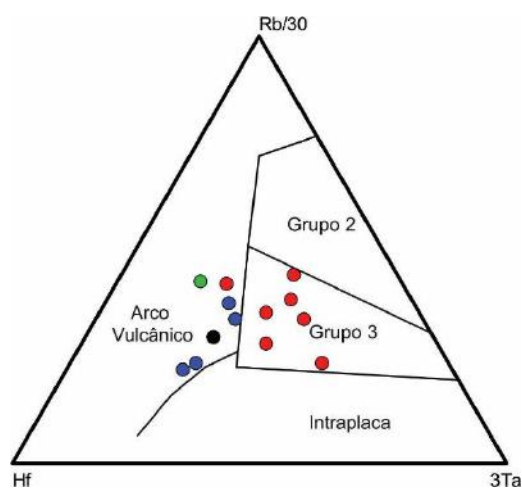


Figura 85 - Diagrama Hf x Rb/30 x 3Ta (Harris *et al.*, 1986). (Grupo 2 - Tardi a pós-colisional; Grupo 3 - Sin-colisional).

Símbolos: ● (monzodiorito); ● (monzonito); ● (quartzo-monzonito); ● (sienogranito, monzogranito e quartzo-sienito)

4. DISCUSSÕES

4.1 Classificação Geoquímica (Série Magmática)

Ainda que a maioria das rochas analisadas tenham-se projetado no campo das séries subalcalinas no diagrama TAS (Figura 72), elas descrevem o trend da série monzonítica (Lameyre & Bowden, 1984) e seu caráter mais potássico apontam a possibilidade dessas rochas possuírem assinaturas shoshonítica ou alcalina. Contudo, as características predominantemente magnesianas, cálcicas a álcali-cálcicas do **PCH** são observadas em granitoides calcioalcalinos e shoshoníticos

pós-colisionais (Frost *et al.*, 2001). Os granitos do tipo-A (Loiselle & Wones, 1979; Collins *et al.*, 1982) são ferrosos segundo essa classificação.

A distinção entre as séries calcioalcalina de alto-K e shoshonítica não é simples, devido ao fato da série shoshonítica apresentar um caráter transicional entre as séries calcioalcalina e alcalina (Nardi, 1986), conforme observado para as rochas do **PCH** no diagrama AFM (Figura 73).

Morrison (1980) apresenta as características químicas para rochas vulcânicas shoshoníticas as quais tem sido utilizada como parâmetros para distinguir granitoides pertencentes a essa série, haja vista, as similaridades observadas principalmente em rochas intermediárias e Nardi (1986) discute detalhadamente o caráter geoquímico de granitoides shoshoníticos. Segundo esse autor, granitoides shoshoníticos são caracterizados por teores de TiO_2 menores que 1,3% e mais elevados teores de Rb, Sr e Ba e menores teores em Nb e Zr quando comparados a granitoides calcioalcalinos.

Os elevados valores para $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ e razões $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 1,0$ na maioria das rochas (Figura 74) aponta uma assinatura shoshonítica para as rochas do PCH. Além disso, apresentam teores mais elevados de Rb, Sr e Ba em relação a granitoides calcioalcalinos; no entanto os teores de Y são mais similares aos observados na série calcioalcalina de alto-K, enquanto os teores de Zr são mais característicos da série alcalina (Tabela 3), denotando o caráter transicional de magmas shoshoníticos. Entretanto a soma elevada dos teores dos elementos incompatíveis e mais baixas razões FeO/MgO são próprios da série shoshonítica.

Os moderados picos em K e Ba e as moderadas depressões em Sr, P e Ti de observadas nos padrões normalizados monzonito e quartzo-monzonitos são característicos de alguns granitoides da série shoshonítica (por ex. Jiang *et al.*, 2002; Guimarães *et al.*, 2004; Campbell *et al.*, 2014; Jia *et al.*, 2019). Contudo nos sienogranitos e monzogranitos essas mesmas feições tornam-se mais proeminentes, como também a anomalia negativa de Eu, tendo sido verificado características similares no Pluton Tismana (Duchesne *et al.*, 1998) o qual é considerado como padrão de granitoide shoshonítico por Ligeóis *et al.* (1998b).

Tabela 3 – Teores de TiO₂ e elementos traço em granitoides alcalinos ferrosos, shoshoníticos, calcioalcalinos de alto-K e no PCH

	Granitoides ferrosos alcalinos	Granitoides shoshoníticos	Granitoides alto-K	PCH
Rb (ppm)	110-320	127-330	80-170	152-269
Sr (ppm)	(17) 70-1730	(165) 711-1810	500-1100	58-908
Ba (ppm)	390-7345	367-2475	1300-3500	128-2250
Y (ppm)	(13) 77-85	17-23	15-30	22,4-31,5
Zr (ppm)	150-650	190-550	230-600	180-650
TiO₂ (%)	(0,03) 0,2-1,3	0,3-1,2	0,4-1,3 (até 2% em dioritos)	0,2-1,0

*Compilado de: Aydogan et al. (2008); Campbell et al. (2014); Dall Agnol et al. (2005); Duchesne et al. (1998); Guimarães & Da Silva Filho (1993); Guimarães et al. (2004); Jia et al. (2019); Mariano & Sial (1990); Mariano et al. (1999).

4.2. Petrogênese

Os diagramas de Harker (Figura 79) apresentam boa correlação linear negativa para Al₂O₃, TiO₂, Fe₂O_{3t}, MgO, CaO e P₂O₅ e fracas correlações negativa e positiva para Na₂O e K₂O, respectivamente.

Conforme anteriormente citado esses *trends* indicam que monzonito, quartzo-monzonitos, monzo e sienogranitos podem ter evoluído por fracionamento de apatita, plagioclásio, clinopiroxênio, anfibólio e biotita (+ óxidos de Fe-Ti e titanita) sem mudança de assembleia fracionante. Os *trends* negativos para Ba, Sr, Zr e Cr reforçam a possibilidade de fracionamento de clinopiroxênio, plagioclásio, biotita, titanita, apatita e zircão, entretanto, os *trends* positivos para K e Rb podem indicar que anfibólio não participou do processo.

Os padrões normalizados de monzonito, quartzo-monzonito, sieno e monzogranitos aproximadamente paralelos com aumento na intensidade dos picos de K e Rb e nas depressões de Ba, Sr, P, Ti e Eu são também indicativos de fracionamento dos minerais anteriormente citados. A diminuição nos teores dos ETRs do monzonito aos granitos pode ser explicada pelo fracionamento de apatita, zircão e allanita (Liz *et al.*, 2009).

A presença abundante de *clots* de anfibólio em todos os litotipos e de enclaves magmáticos máficos em monzodiorito e de diques máficos sugerem que mistura de magmas também pode ter atuado durante a gênese dessas rochas.

Clots de anfibólios são corpos subarredondados, elípticos e prismáticos com dimensões entre 1,0 – 8,0mm constituídos principalmente por agregados de anfibólio ± clinopiroxênio ± biotita ± pirita e comumente observados em granitos tipo-I e tipo-S e em enclaves magmáticos máficos (Castro *et al.*, 1992; Sial *et al.*, 1998). Os processos associados à sua origem ainda não estão devidamente esclarecidos, e várias propostas consideradas foram sumarizadas por Castro *et*

al. (1992): restito de fusão parcial (Pesnall & Bateman, 1973; Chappell *et al.* 1987); cumulados de cristais; desagregação mecânica de enclaves magmáticos máficos (EMM); origem pseudomórfica atribuída principalmente aos *clots* prismáticos e angulosos Vernon, 1983; Mazzone *et al.* 1987).

Sial *et al.* (1988) reconheceram quatro tipos distintos de *clots* de anfibólio em granitoides e enclaves magmáticos máficos associados na Província Borborema:

a) Tipo-I: composto predominantemente de anfibólios com zoneamento reverso (tremolita no núcleo e hornblenda na borda), \pm clinopiroxênio e biotita intersticial exibindo textura granoblástica em seu interior e geralmente são blindados por uma zona externa composta por hornblenda + biotita. Os anfibólios são metamórficos segundo os critérios de Leake (1971); b) Tipo II - composto por agregados de anfibólio e biotita que cristalizaram do magma fonte, geralmente são de tamanho milimétrico, distribuídos uniformemente em enclaves microgranulares; c) Tipo III – são angulosos com formato externo similar ao de uma seção de piroxênio euédrico e são interpretados como pseudomorfos de cristais cristalizados inicialmente ou restitos de piroxênio; d) Tipo IV, que é similar texturalmente e mineralogicamente ao Tipo I, mas contém pequenos e euédricos cristais de pirita.

De acordo com esses autores, os tipos I, III e IV são fragmentos de minerais cristalizados precocemente ou restitos de fusão anidra de uma fonte anfibolítica. O tipo II teria origem magmática, cristalizados do granitoide hospedeiro, conforme havia sido sugerido por Castro & Stevens (1992). Há consenso que *clots* presentes em enclaves magmáticos máficos representam pseudomorfos de fenocristais de piroxênio precocemente cristalizados (Castro & Stevens, 1992; Barbarin, 2005).

Enclaves magmáticos máficos (Didier & Barbarin, 1991) são considerados porções de magmas máficos intrudidos simultaneamente aos granitoides hospedeiros e a interação entre esses pode gerar a formação de granitoides híbridos produzidos pela mistura de dois componentes (Didier, 1973; Vernon, 1983; Barbarin, 2005).

Analisando-se os *clots* observados em rochas do Pluton Colina do Horto, observou-se similaridades com o Tipo I descrito por Sial *et al.*, (1998), devido à semelhança mineralógica, textura granoblástica e ausência de núcleos reliquiares de clinopiroxênio que, se presentes, seriam indicativos de substituição de um cristal original através do processo descrito pela reação: piroxênio + líquido = anfibólio + opacos + água (Deer, Howie & Zussman., 1970).

Diques máficos caracterizados pela presença de xenocristais de K-feldspato, feldspato com textura rapakivi, quartzo ocelar e margens resfriadas, similarmente a feições observadas nos enclaves magmáticos máficos são também considerados como produtos de mistura. Essas feições foram observadas em monzodiorito preenchendo fraturas no PCH e segundo Barbarin (2005) são

formados quando magma máfico é introduzido em faturas precoces do granitoide em elevado estado de cristalização.

Dessa forma, considera-se que:

- a) Monzonito, quartzo-monzonito, monzogranito e sienogranito podem ter evoluído de um mesmo magma parental através de cristalização fracionada;
- b) Mistura de magmas máficos com os magmas que geraram os granitos gerou quartzo-monzodiorito de origem híbrida.

4.3. Ambiência Tectônica e Fonte

Vários autores apontam que magmatismo potássico (calcioalcalinos de alto-K e shoshonítico) é gerado em ambientes pós-colisionais durante a fase de adelgaçamento crustal promovida pela mudança de regime compressional para extensional (Nardi, 1986; Duchesne *et al.*, 1998; Ligéois *et al.*, 1998a; Pe-Piper *et al.*, 2009; Goswami & Bhattacharyya, 2014, entre outros).

Os diagramas de ambientes tectônicos indicam que o PCH está associado a um ambiente tardi a pós-colisional. A preservação da foliação magmática e feições magmáticas nos minerais (zoneamento composicional, textura rapakivi, quartzo ocelar), incipiente deformação dúctil e prevalência de estruturas rúpteis sugerem que o alojamento do PCH ocorreu em condição extensional, provavelmente na transição de regime rúptil-dúctil.

O período pós-colisional de um orógeno engloba, talvez, a maior variabilidade em química, *links* tectônicos e origem de magmatismo em um único cenário geodinâmico e granitoides associados trazem assinatura de fontes mantélica enriquecidas e em menor proporção de fontes crustais (Duchesne *et al.*, 1998; Pearce, 1996). Dessa forma várias fontes são consideradas na origem de magmas shoshoníticos:

- a) manto litosférico ou astenosférico (lherzolito), ambos previamente enriquecidos em elementos incompatíveis por um evento anterior de subducção (Morrison 1980; Edgar & Arima 1985; Foley & Peccerillo 1992; Aoki *et al.* 1981; Jiang *et al.* 2002; Peccerillo, 1990; Turner *et al.* 1996; entre outros);
- b) crosta inferior anfibolítica (metabasalto) extraída do manto metassomatizado (Küster & Harms 1998; Piper *et al.*; 2009);
- c) crosta continental inferior espessada composta por metassedimentos poderia produzir os membros graníticos (Jiang *et al.* 2002; Campbel *et al.*, 2014).

De acordo com Pe-Piper *et al.* (2009) magmas shoshoníticos com La_N atingindo 400x não podem ser formados por fusão parcial do manto, pois requereria 1% de fusão parcial de granada lherzolito extremamente enriquecido. Entretanto, 15% de fusão anidra de anfibolitos basálticos enriquecidos (2,5% K_2O) gerariam magmas shoshoníticos (60% SiO_2 , 4,5% K_2O).

Os baixos teores de MgO e Cr registrados nas rochas do PCH não são conciliáveis à fusão direta de uma fonte mantélica, sugerindo fracionamento precoce de olivina e clinopiroxênio, sendo assim favorável a uma fonte anfibolítica enriquecida em crosta inferior.

Segundo diversos autores, as temperaturas requeridas para produzir fusão parcial de crosta inferior anfibolítica em ambiente extensional requer ascensão de manto astenosférico produzido por delaminação litosférica (Kay & Kay, 1993; Duchesne *et al.*, 1998; Pe-Piper, 2007, entre outros).

Os monzogranitos e sienogranitos do PCH, devido ao seu caráter peraluminoso, também poderiam ter sido gerados por fusão de uma fonte metassedimentar, entretanto, a ausência de xenólitos metassedimentares não favorece essa hipótese.

Recomenda-se para um melhor estabelecimento de fontes e processos petrogenéticos: modelamentos de fusão parcial a partir de fontes mantélicas enriquecidas, crosta inferior anfibolítica enriquecida e metassedimetos; cristalização fracionada diorito-sienito/monzonito-sienogranito; mistura de magmas diorito e sienogranito; geoquímica isotópica.

5. CONCLUSÕES

Com base no mapeamento geológico, petrografia e análises litogeoquímicas foi possível concluir que: a) O Plúton Colina do Horto é composto por seis litotipos: sienogranito, monzogranito, quartzo-sienito, quartzo-mozonito, monzonito e monzodiorito; b) As rochas deste corpo possuem caráter magnésiano, são metaluminosas a peraluminosas e apresentam assinatura geoquímica correspondente a série shoshonítica; c) As fácies predominantes seriam produto do processo de cristalização fracionada sem mudança da assembléia fracionante e o membro híbrido teria sido gerado pela mistura de magmas máficos com o magma granítico. d) Os diagramas de discriminação tectônica apontam que o magmatismo teria ocorrido em um contexto pós-colisional; e) A presença de fraturas de cisalhamento observadas em afloramento e em lâmina petrográfica indicam que o alojamento do Pluton Colina do Horto ocorreu na transição de regime dúctil-ruptil; f) Os *clots* observados nas litotipos estudados, compostos por anfibólio, clinopiroxênio, biotita e opacos, assemelham-se ao Tipo I da classificação de Sial (1988) e seriam restitos de fusão parcial de uma fonte anfibolítica; g) O Plúton Colina do Horto se enquadra nos granotides shoshoníticos

da Província Borborema descritos por Guimarães *et al.*, (2004) e, portanto, provavelmente esteja inserido em um intervalo de idade entre 580 a 590 Ma.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ACCIOLY, A. C. A. **Geologia, Geoquímica e Significado Tectônico do Complexo Metanortosítico de Passira – Província Borborema-Nordeste Brasileiro**. 2001. 168 p. Tese (Doutorado em Ciências) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 2001.

ACCIOLY, A. C. A.; SANTOS, C. A.; SANTOS, E. J.; BRITO NEVES, B. B.; RODRIGUES, J. B.; McREATH, I. Geochronology and Geochemistry of the meta-volcanic rocks from Riacho do Tigre Complex, Borborema Province-Northeastern Brazil. In: **Annals of the VII South American Symposium on Isotope Geology**, 2010. Brasília. CD-ROM.

ALMEIDA, Cícera Neysi de; GUIMARÃES, Ignez de Pinho; FILHO, Francisco da Silva. A-Type Post-Collisional Granites in the Borborema Province - NE Brazil: The Queimadas Pluton. **Gondwana Research**, v. 5, ed. 3, p. 667-681, Julho 2002.

ALMEIDA, C.N.; Beurlen, H.; GUIMARÃES, I.P.; SAMPAIO, A.S. High pressure metamorphosed Fe-Ti ore hosting island-arc tholeiites at Itatuba (Paraíba) as an indication of a Proterozoic suture in the Pajeú-Paraíba Fold Belt, Borborema Province, north-eastern Brazil. **International Geology Review**. 30, 578-588, 1997.

ALMEIDA, C. N.; GUIMARÃES, I. P.; SILVA FILHO, A. F. Petrogênese de rochas plutônicas félsicas e máficas na província Borborema, NE do Brasil: o complexo cálcio alcalino de Alto-K de Campina Grande. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 32, p. 205-216, 2002.

AMORIM, José Victor Antunes de Amorim. **Magmatismo ferroso na Zona Transversal da Província da Borborema: petrogênese e implicações geodinâmicas**. 2018. Dissertação (Mestrado em Geoquímica, Geofísica e Evolução Crustal) - Curso de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2018.

ARCHANJO, C.J., VIEGAS, L.G.F., HOLLANDA, M.H.B.M., SOUZA, L.C., LIU, D. Timing of the HT/LP transpression in the Neoproterozoic Seridó Belt (Borborema Province, NE Brazil): constraints from U-Pb (SHRIMP) geochronology and implications for the connections between NE Brazil and West Africa. **Gondwana Research**, v. 23, p. 701-714, 2013.

BARBARIN, B., Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: nature, origin and relations with the hosts. **Lithos**, v. 80, p. 155-177, 2005.

BEURLEN, H., SILVA, A. F. Da, GUIMARÃES, I. P.; BRITO, S. B. Proterozoic C-type eclogites hosting unusual Ti-Fe-Cr-Cu mineralization in northeastern Brazil. **Precambrian Research**, v. 58, p. 195–214, 1992.

BRASILIANO, R.G., SIAL, A.N., FERREIRA, V.P., PIMENTEL, M.M. Bulk rock and mineral chemistries and ascent rates of high-K calc-alkalic epidote-bearing magmas, Northeastern Brazil. **Lithos**, v. 127, ed. 3-4. p. 441-454, 2011.

BRITO NEVES, B. B. de B.; VAN SCHMUS, W. R.; KOZUCH, M.; SANTOS, E. J. dos; PETRONILHO, L. A zona tectônica Teixeira Terra Nova - ZTTN: fundamentos da geologia regional e isotópica. **Geologia USP. Série Científica**, v. 5, ed. 1, p. 57-80, 2005.

BRITO NEVES, B.B., CAMPOS NETO, M.C., VAN SCHMUS, W.R., FERNANDEZ, T.M.G., SOUZA, S.L. O terreno Alto Moxotó no leste da Paraíba (“Maciço Caldas Brandão”). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 31, 185-194, 2001.

BRITO NEVES, B.B., CAMPOS NETO, M.C., VAN SCHMUS, W.R., SANTOS, E. J. O Sistema Pajeú-Paraíba e o Maciço São Jose de Campestre no leste da Borborema. **Revista Brasileira de Geociências**, vol. 31, p. 173-184, 2001.

BROWN, G.C. Space and Time in granite plutonism. **Philosophical Transactions of the Royal Society of London**. Series A, Mathematical and Physical Sciences, v. 301, ed. 1461, p. 321-336, maio, 1981.

CAMPBELL, I. H., STEPANOV A. S., LIANG H. -Y., ALLEN C. M., NORMAN M. D., ZHANG Y.-Q., XIE Y.-W. The origin of shoshonites: new insights from the Tertiary high-potassium intrusions of eastern Tibet. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 167, 2014. DOI <https://doi.org/10.1007/s00410-014-0983-9>

CASTRO, A., STEPHENS, W. E., Amphibole-rich polycrystalline clots in calc-alkaline granitic rocks and their enclaves. **Canadian Mineralogist**, v. 30, p. 1093-1112, 1992.

CAVALCANTE, José Carvalho. **Limites e evolução geodinâmica do Sistema Jaguaribeano, Província Borborema, Nordeste do Brasil**. Dissertação (Mestrado em Geodinâmica e Geofísica) - Curso de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 1999.

COLLINS, W. J; BEAMS, S. D; WHITE, A. J. R; CHAPPELL, B. W. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 80, p. 189-200, 1982.

DA SILVA FILHO, A. F; GUIMARÃES, I. P; THOMPSON, R.N. Shoshonitic and ultrapotassic Proterozoic intrusive suites in the Cachoeirinha-Salgueiro belt, NE Brazil: a transition from collisional to post-collisional magmatism. **Precambrian Research**, v. 62, ed. 3, p. 323-342, Junho, 1993.

DANTAS, E. L; SOUZA, Z. S; WERNICK, E; HACKSPACHER, P. C; MARTIN, H; XIAODONGE, D; LI, J. W. Crustal growth in the 3.4–2.7 Ga São José de Campestre Massif, Borborema Province, NE Brazil. **Precambrian Research**, v. 227, p. 120–156, 2013.

DANTAS, E.L; VAN SCHMUS, W.R; HACKSPACHER, P.C; FETTER, A.H; BRITO NEVES, B.B; CORDANI, U.G; NUTMAN, A.P; WILLIAMS, I.S. The 3.4-3.5 Ga Sao Jose do Campestre massif, NE Brazil: remnants of the oldest crust in South America. **Precambrian Research** v. 130, ed. 1-4, p. 113–137, 2004.

DANTAS, Elton Luiz. **Geocronologia U–Pb e Sm–Nd de Terrenos Arqueanos e Paleoproterozóicos do Maciço Caldos Brandão, NE do Brasil**. 1997. Tese (Doutorado em Geocronologia física) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1997.

DE WIT, M., JEFFERY, M., BERGH, H., NICOLAYSEN, L. Geological map sectors of Gondwana reconstructed to their disposition ca. 150 Ma. **American Associations of petroleum Geologists**, Tulsa, 1988.

DIAS, Luiz Gustavo da Silveira. **Caracterização Geológica, Geoquímica e Geocronológica da Suíte Plutônica Neoproterozóica da Região de Serrinha, Porção Centro-leste do Maciço São José de Campestre, Sudeste do RN.** 2006. Dissertação (Mestrado em Geodinâmica e Geoquímica) - Curso de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal. 2006.

DIDIER, J. Granites and Their Enclaves. The bearing of enclaves on the origin of granites. (Developments in petrology). Elsevier Scientific Publishing Company. **Geological Magazine**, v. 111, ed. 5, 1974.

FERREIRA, V. P; SIAL, A. N; PIMENTEL, M. M; MOURA, C. Intermediate to acidic magmatism and crustal evolution in the Transversal Zone, northeastern Brazil. In: **Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida.** Universidade de São Paulo, capítulo 12, p. 189-201, 2004.

FARIAS, D. J. S; GUIMARÃES, I. P. Caracterização geoquímica, química mineral e geocronologia do pluton Itambé, extremo leste do Domínio Central da Província Borborema. **Comunicações Geológicas**, v. 101, Especial I, p. 75-79, 2014.

FERREIRA, V. P; SIAL, A. N; SÁ, E. F. J. de. Geochemical and isotopic signatures of proterozoic granitoids in terranes of Borborema structural province, northeast Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 11, p. 439 – 455, 1998.

FERREIRA, V. P; SIAL, A. N; WHITNEY, J. A. Large-scale silicate liquid immiscibility: a possible example from northeastern Brazil. **Lithos** v. 33, p. 285-302, 1994.

FETTER, A.H., VAN SCHMUS, W.R., SANTOS, T.J.S., ARTHAUD, M., NOGUEIRA NETO, J. U–Pb and Sm–Nd geochronological constraints on the crustal evolution and basement architecture of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the existence of the Paleoproterozoic supercontinent “Atlantica”. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, 2000.

FROST, B. R., BARNES, C. G., COLLINS, W. J., ARCULUS, R. J., ELLIS, D. J., FROST, A. D. A geochemical classification of granitic rocks. **Journal of Petrology**, v. 42, p. 2033-2048, 2001.

GALINDO, A.C., SOUZA, Z.S., DANTAS, E.L. Geocronologia U-Pb de granitoides tipos Itaporanga (Monte das Gameleiras e Serrinha), Maciço São Jose de Campestre, NE do Brasil. In: Proceeding of the 21st Symposium Geology of Northeastern, **Abstract**, 21, 2005. p. 150-152.

GOSWAMI, B., BHATTACHARYYA, C. Petrogenesis of shoshonitic granitoids, eastern India: Implications for the late Grenvillian post-collisional magmatism. **Geoscience Frontiers**, v. 5, ed. 6, p. 821-843, 2014.

GUIMARÃES, I. P.; SILVA, E. G.; ALMEIDA, C. N.; FILHO, A. F. S; DANTAS, E. Caracterização Geoquímica e Geocronologia do magmatismo Riáciano na subprovíncia transversal da província Borborema. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA NO NORDESTE, 2019, Aracaju. **Anais do XXVII Simpósio de Geologia do NE.** Aracaju, 2019. p. 499.

GUIMARÃES, I.P; SILVA FILHO, A.F; ALMEIDA, C.N; VAN SCHMUS, W.R; ARAUJO, J. M. M; MELO, S. C; MELO, E.B. Brasiliano (Pan-African) granitic magmatism in the Pajeú-Paraíba belt, Northeast Brazil: an isotopic and geochronological approach. **Precambrian Research**, v. 135, ed. 1-2, p. 23-53, 2004.

GUIMARÃES, Ignez De Pinho; FILHO, Adejardo F. Da Silva. Nd and Sr-Isotopic and U-Pb Geochronologic Constraints for Evolution of the Shoshonitic Brasiliano Bom Jardim and Toritama Complexes: Evidence for a Trans Amazonian Enriched Mantle Under Borborema Tectonic Province, Brazil, **International Geology Review**, v. 40, ed.6, p. 500-527, 1998.

HACKSPACHER, P.C., VAN SCHMUS, W.R., DANTA, E.L. Um embasamento Transamazônico na Província Borborema. In: 36th Congresso Brasileiro de Geologia, **Anais 6**. Natal, 1990. p. 2683–2696.

IRVINE, T. N., BARAGAR, W. R. A. A guide to chemical classification of the common volcanic rocks. **Canadian Journal of Earth Sciences**. v. 8, p. 523-548, 1971.

KOZUCH, M. **Isotopic and trace element geochemistry of Early Neoproterozoic gneissic and metavolcanic rocks in the Cariris Velhos orogen of the Borborema Province, Brazil, and their bearing on tectonic setting**. 2003. 199 f. Thesis (PhD) - Department of Geology, University of Kansas, Lawrence, 2003.

KING, B.C. The nature of basic igneous rocks and their relations with associated acid rocks: part 4. **Science Progress**, v. 52, p. 282–292, 1964.

LAGES, G. A. L; MARINHO, M.S; NASCIMENTO, M. A. L; MEDEIROS, V. C; DANTAS, E. L. Geocronologia e aspectos estruturais e petrológicos do Pluton Bravo, Domínio Central da Província Borborema, Nordeste do Brasil: um granito transalcalino precoce no estágio pós-colisional da Orogênese Brasileira. **Brazilian Journal of Geology**, v. 46, ed. 1. p. 41-61, Mar, 2016.

LIÉGEOIS, J. P., NAVEZ, J., HERTOGEN, J. BLACK, R. Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliding normalization. **Lithos**, v. 45, ed. 3-4, p. 1-28, 1998.

LIZ, J. D., DE LIMA, E. F., NARDI, L. V. S. Avaliação de fontes magmáticas de séries shoshoníticas pós-colisionais com base na normalização pela Associação Shoshoníticas

LOISELLE, M. C; WONWA, D. S. Characteristics and origin of anorogenic granites. **Geological Society of America Abstracts with Programs**. v. 11. p. 468, 1979.

MCMURRY, J; LONG, L; SIAL, A.N. Evolution of a Heterogeneous, continentally derived granite: Dona Inês pluton, Northeastern Brazil. **The Journal of Geology** v. 95, ed. 1, p. 107-117, 1987.

MEDEIROS, V.C. **Evolução geodinâmica e condicionamento estrutural dos terrenos Piancó-Alto Brígida e Alto Pajeú, Domínio da Zona Transversal, NE do Brasil**. 2001. 200p. Tese (Doutorado em Ciências), Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 2004.

MEDEIROS, V.C; GALINDO, A.C; NASCIMENTO, M. A. L. Litogeoquímica do Batólito de Catolé do Rocha (RN-PB), porção W do Domínio Rio Grande do Norte da Província Borborema. **Estudos Geológicos**, v. 18, ed. 1, p. 26-44, 2008.

MEDEIROS, V.C; JARDIM DE SÁ, E. F. O Grupo Cachoeirinha (Zona Transversal, NE do Brasil): redefinição e proposta de formalização. **Revista de Geologia**, v. 22, p. 124–136, 2009.

NEVES, S. P. Proterozoic history of the Borborema province (NE Brazil): Correlations with neighbouring cratons and Pan-African belts and implications for the evolution of western Gondwana. **Tectonics**, v. 22, ed. 4, p. 1031-1044, 2003.

NEVES, S. P., BRUGUIER, O., VAUCHEZ, A., BOSCH, D., DA SILVA, J. M. R., MARIANO, G. Timing of crust formation, deposition of supracrustal sequences, and Transamazonian and Brasiliano metamorphism in the East Pernambuco belt (Borborema Province, NE Brazil): Implications for western Gondwana assembly, **Precambrian Research**, v. 149, ed. 3–4, p. 197-216, 2006

NEVES, S. P., VAUCHEZ, A., FERAUD, G. Tectono-thermal evolution, magma emplacement, and shear zone development in the Caruaru area (Borborema Province, NE Brazil). **Precambrian Research**, v. 99, ed. 1-2, p. 1-32, 2000.

PEARCE, J. A., HARIS, N. B. W, TINDLE, A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. **Journal of Petrology**. v. 25. p. 956-983, 1984.

PECERILLO, A., TAYLOR, S. R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Jastamomu area, Northern Turkey. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 58, p. 63-81, 1976

SÁ, J. M; LETERRIER, J; BERTRAND, J. M; SILVA, E. R. Augen gnaisses vs augen gnaisses da Faixa Jaguaribean, NE do Brasil: estratigrafia, geoquímica e idades U -Pb. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 17., Fortaleza, CE. 1997. **Resumos Expandidos**. p.113-117.

SÁ, J. M; SOUZA, L. C; LEGRAND, J. M; GALINDO, A. C; MAIA, H; FILLIPPI, R. R. U-Pb and Sm-Nd data of the Rhyacian and Statherian Orthogneisses from Rio Piranhas-Seridó and Jaguaribeano Terranes, Borborema Province, Northeast of Brazil. **Geologia USP, Série Científica**, São Paulo, v. 14, n. 3, p. 97-110, Setembro 2014.

SANTOS, E. J., BRITO NEVES, B. B. Província Borborema. In: Almeida, F. F. M, HASUI, Y (Eds.). **O Pré-Cambriano do Brasil**. Edgard Blucher, p. 123-186. 1984.

SANTOS, E. J.; MEDEIROS, V. Constraints from granitic plutonism on Proterozoic crustal growth of the Zona Transversal domain, Província Borborema, NE Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 29, p. 73-84, 1999.

SANTOS, E. J.; OLIVEIRA, R. G.; PAIVA, I.P. Terrenos do domínio da Zona Transversal da Província Borborema: controles sobre acreção e retrabalhamentos crustais ao sul do Lineamento Patos. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA NO NORDESTE, 17., Fortaleza, CE, 1997. **Resumos Expandidos**, p. 41-44.

SANTOS, E.J., VAN SCHMUS, W.R., KOZUCH, M., BRITO NEVES, B.B. The Cariris Velhos tectonic event in northeast Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 29, ed. 1, p. 61-76, 2010.

Sial, A.N., Granite-types of Northeast Brazil: current knowledge. **Revista Brasileira de Geociências**. v. 16, ed. 1. p. 54-72, 1986.

SIAL, A.N; FERREIRA, V.P. Magma associations in Ediacaran granitoids of the Cachoeirinha-Salgueiro and Alto Pajeú terranes, northeastern Brazil: Forty years of studies. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 68, p. 113-133, 2016.

TOTEU, S.F., MACAUDIÈRE, J., BERTRAND, J.M., DAUTEL, D. Metamorphic zircons from North-Cameroon: implications for the Pan-African evolution of Central Africa. **Geologische Rundschau**, v. 79, p. 777-788, 1990.

TOTEU, S.F., VAN SCHMUS, W.R., PENAYE, J., NYOBE, J.B. U-Pb and Sm-Nd evidence for Eburnean and Pan-African high-grade metamorphism in cratonic rocks of Southern Cameroon. **Precambrian Research**, v. 67, p. 321-347, 1994.

TURNER, S., ARNAUD, N., LIU, J., ROGERS, N., HAWKESWORTH, C. J., HARRIS, N., KELLEY, S. P., VAN CALSTEREN, P., DENG, W. Post-collisional, shoshonitic volcanism on the Tibetan plateau: implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts. **Journal of Petrology** v. 37, p. 45-71, 1996.

VAN SCHMUS, W, R., BRITO NEVES, B. B., HACKSPACHER, P. C., BABINSKI, M. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, Northeast Brazil: initial conclusions. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 8, ed. 3-4, p. 267-288, 1995.

VAN SCHMUS, W, R., KOZUCH, M., BRITO NEVES, B. B. Precambrian History of the Zona Transversal of the Borborema Province, NE Brazil: Insights from Sm-Nd and U-Pb Geochronology. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 31, p. 227-252. 2011. DOI 10.1016/j.jsames.2011.02.010.

VAN SCHMUS, W.R., OLIVEIRA, E. P., DA FILHO, A. F., TOTEU, S. F., PENAYE, J., GUIMARÃES, I. P. Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brasil, and the Central African Fold Belt. **Geological Society**, London, Special Publications, v. 294, p. 69-99, 2008.

VAUCHEZ, A., NEVES, S.P., CABY, R., CORSINI, M., EGYDIO-SILVA, M., ARTHAUD, M. H., AMARO, V. The Borborema shear zone system, NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 8, p. 247-266, 1995.

VERNON, R. H. Restite, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites. **Journal & Proceedings, Royal Society of New South Wales**, v. 116, ed. 3-4, p. 11-103, 1983

VIEIRA, Daniella Soares Cavalcanti. **Geocronologia U-Pb e Geoquímica Isotópica Hf-Nd dos ortognaisses e granitoides da região Granjeiro-Várzea Alegre (CE), domínio Rio Grande do Norte**. 2019. Dissertação (Mestrado em Geologia e Geoquímica) - Curso de Geologia, Universidade Federal do Pará, Belém, 2019.

WIEBE, Robert A. Plagioclase stratigraphy: A record of magmatic conditions and events in a granite stock. **American Journal of Science**, v. 266, ed 8. p.690-703, 1968.

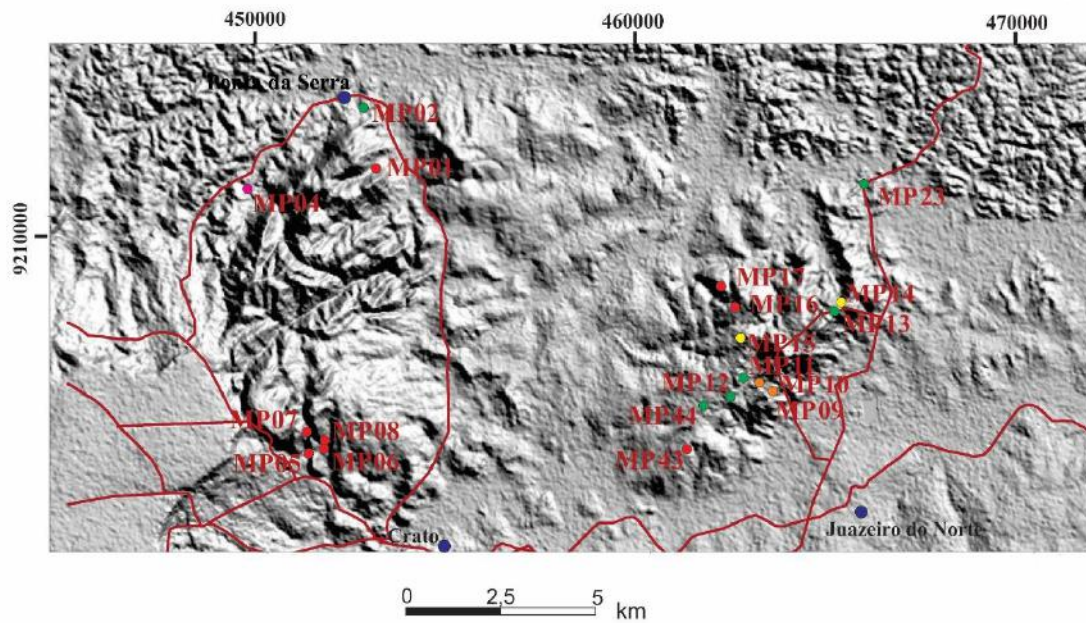
7. ANEXOS

ANEXO I - Mapa de Pontos do Pluton Colina do Horto

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

Projeto Alagoas
2021

Autores: Maiza Silva e Daniel Silva
Orientadora: Cícera Neysi de Almeida



LEGENDA

Plúton Colina do Horto

● sienogranito, ● monzogranito, ● quartzo-sienito ● quartzo-monzonito, ● monzonito, - monzodiorito

⇌ Falha Transcorrente — Rodovias ● Cidade