



Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Centro de Tecnologia e Ciências

Faculdade de Geologia

Elaine Batista Gonçalves

**Petrologia dos enclaves alcalinos da formação Trindade, Ilha da Trindade,
Oceano Atlântico Sul**

Rio de Janeiro

2024

Elaine Batista Gonçalves

**Petrologia dos enclaves alcalinos da formação Trindade, Ilha da Trindade, Oceano
Atlântico Sul**

Dissertação apresentada, como requisito parcial para
obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-
Graduação em Geociências, da Universidade do
Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração:
Geologia e Geoquímica.

Orientador: Prof. Dr. Anderson Costa dos Santos

Coorientador: Prof. Dr. Eduardo Reis Viana Rocha Júnior

Rio de Janeiro

2024

CATALOGAÇÃO NA FONTE
UERJ / REDE SIRIUS / BIBLIOTECA CTC/C

G635 Gonçalves, Elaine Batista.
 Petrologia dos enclaves alcalinos da formação Trindade, Ilha da
 Trindade, Oceano Atlântico Sul / Elaine Batista Gonçalves.– 2024.
 79 f. : il.

 Orientador: Anderson Costa dos Santos.
 Coorientador: Eduardo Reis Viana Rocha Júnior.

 Dissertação (Mestrado) – Universidade do Estado do Rio de Janeiro,
 Faculdade de Geologia.

 1. Geologia - Teses. 2. Petrologia – Trindade, Ilha da (ES) – Teses. 3.
 Rochas ígneas alcalinas - Teses. 4. Vulcanismo – Teses. 5. Atlântico Sul,
 Oceano – Teses. I. Santos, Anderson Costa dos. II. Rocha Júnior,
 Eduardo Reis Viana. III. Universidade do Estado do Rio de Janeiro.
 Faculdade de Geologia. IV. Título.

CDU: 551.25(815.2)

Bibliotecária Responsável: Priscila Freitas Araujo/ CRB-7: 7322

Autorizo, apenas para fins acadêmicos e científicos, a reprodução total ou parcial desta dissertação, desde que citada a fonte.

Assinatura

Data

Elaine Batista Gonçalves

**Petrologia dos enclaves alcalinos da formação Trindade, Ilha da Trindade, Oceano
Atlântico Sul**

Dissertação apresentada, como requisito parcial
para obtenção do título de Mestre, ao Programa de
Pós-Graduação em Geociências, da Universidade do
Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração:
Geologia e Geoquímica

Aprovada em 14 de março de 2024.

Banca Examinadora: _____

Prof. Dr. Anderson Costa dos Santos (Orientador)

Faculdade de Geologia - UERJ

Prof. Dr. Eduardo Reis Viana Rocha Júnior (Coorientador)

Faculdade de Geologia - UERJ

Prof.^a Dr.^a. Elisa Soares Rocha Barbosa

Universidade Federal de Goiás - UFG

Prof.^a Dr.^a. Cláudia Sayão Valladares

Faculdade de Geologia - UERJ

Prof. Dr. Felipe Conrrales Fernández Pereira

Faculdade de Geologia - UERJ

Rio de Janeiro

2024

DEDICATÓRIA

Dedico este trabalho à Deus, à minha família, em especial à minha querida e amada mãe por ser minha constante fonte de inspiração, apoio e amor incondicional.

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente ao meu querido Deus, o autor da minha vida que sempre esteve e está presente em todos os momentos da minha vida, me orientando, e me dando sabedoria e forças para vencer todos os obstáculos, e a persistir nessa caminhada para a realização de mais este sonho. Sem a bondade e misericórdia de Deus nada disso seria possível, tão pouco concluiria mais esta etapa da minha vida.

À minha linda família, expresso minha gratidão. À minha mãe, por suas doces e sábias palavras de incentivo e perseverança. À minha querida irmã Andressa, por todo o seu carinho e apoio. Às minhas irmãs Luciana e Daniele, que estiveram sempre presentes em todos os momentos. E à minha sobrinha Thaiara, que sempre acreditou em mim.

Expresso meu agradecimento as minhas melhores amigas, pessoas incríveis que levarei por toda a vida: Sarah e Karine.

Ao meu irmão, amigo e incentivador para fazer o processo seletivo da UERJ, Luis Sérgio, que sempre dizia que estaria presente no dia da minha defesa. Infelizmente, por circunstâncias da vida, ele não está mais entre nós.

Agradeço ao meu orientador, Dr. Professor Anderson Costa, pela oportunidade.

A toda a equipe docente do programa de pós-graduação da Faculdade de Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro, meu sincero agradecimento.

Aos órgãos financiadores, em especial a CAPES, agradeço pelo suporte financeiro.

Por fim, expresso minha gratidão a tantos outros que contribuíram direta ou indiretamente para a conclusão deste trabalho.

Porque para Deus nada é impossível.

Lucas: 1.37

RESUMO

GONÇALVES, Elaine Batista. **Petrologia dos enclaves alcalinos da formação Trindade, Ilha da Trindade, Oceano Atlântico Sul**. 2024. 79 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2024.

A Ilha da Trindade representa o registro mais recente de vulcanismo no território brasileiro, apresentando cinco sucessões vulcanogênicas identificadas: Formação Trindade, Formação Desejado, Formação Valado, Formação Morro Vermelho e Formação Paredão, compreendendo uma associação nefelinítica-fonolítica. A Formação Trindade constitui a porção basal da sucessão vulcanogênica, consistindo em depósitos piroclásticos com aproximadamente 500 metros de espessura. Esses depósitos piroclásticos são intrudidos por *necks* e diques de fonolitos, frequentemente apresentando vesículas carbonatadas e xenólitos de piroxenitos. Análises petrográficas, dados de química mineral, assinaturas geoquímicas e razões La/Yb_N e Sm/La_N , foram empregados para investigar os processos termodinâmicos na câmara magmática que resultou na diversidade composicional observada na Formação Trindade. Os resultados petrográficos revelam uma variedade de texturas, incluindo corrosões magmáticas, zoneamentos, maclas cíclicas, anedrismo e recristalização em macro e fenocristais de enclaves classificados como autólitos. Esses autólitos oferecem informações sobre variações termodinâmicas ao longo do tempo geológico na câmara magmática, proporcionando *insights* sobre os diferentes tipos de magmas envolvidos na atividade vulcânica. Este estudo aprimora e valida algumas suposições anteriores, servindo como uma base para futuras investigações petrogenéticas em ilhas oceânicas.

Palavras-chave: autólitos; rochas alcalinas; petrologia.

ABSTRACT

GONÇALVES, Elaine Batista. **Petrology of the alkaline enclaves of the Trindade Formation, Trindade Island, South Atlantic Ocean**. 2024. 79 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2024.

The Trindade Island represents the most recent record of volcanism in Brazilian territory, featuring five identified volcanic successions: Trindade Formation, Desejado Formation, Valado Formation, Morro Vermelho Formation, and Paredão Formation, comprising a nephelinitic-phonolitic association. The Trindade Formation constitutes the basal portion of the volcanic succession, consisting of approximately 500 meters thick pyroclastic deposits. These pyroclastic deposits are intruded by necks and dikes of phonolites, often presenting carbonate vesicles and xenoliths of pyroxenites. Petrographic analyses, mineral chemistry data, geochemical signatures, and La/Yb_N e Sm/La_N ratios were employed to investigate the thermodynamic processes in the magma chamber that resulted in the observed compositional diversity in the Trindade Formation. Petrographic results reveal a variety of textures, including magmatic corrosion, zoning, cyclical twinning, anhedrality. Recrystallization in phenocrysts (macro and microcrystals) of autoliths can also be observed. These autoliths provide information on thermodynamic variations over geologic time in the magma chamber, giving insights into the different types of magmas involved in volcanic activity. This study enhances and validates some previous assumptions, serving as a foundation for future petrogenetic investigations in oceanic islands.

Keywords: autoliths; alkaline rocks; petrology.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 –	Mapa de localização da Ilha da Trindade.....	18
Figura 2 –	Esboço mapa da região sudeste do Brasil mostrando a sequência de eventos dos impactos da Pluma da Trindade.....	26
Figura 3 –	Deslocamento e abrangência da Cadeia Vitória-Trindade.....	28
Figura 4 –	Coluna Estratigráfica mostrando as sucessões vulcanogênicas.....	29
Figura 5 –	Mapa Geológico da Ilha da Trindade com a localização das 11 amostras de enclaves estudados.....	37
Figura 6 –	Amostra de mão dos enclaves (LTRI 006 A, LTRI 033 e LTRI 006 B) da Formação Trindade.....	38
Figura 7 –	Características petrográficas da amostra do enclave LTRI 024.....	39
Figura 8 –	Características petrográficas da amostra do enclave LTRI 006 A.....	40
Figura 9 –	Fotomicrografia do enclave da amostra LTRI 006 A e a sua rocha hospedeira (Nefenelito).....	40
Figura 10 –	Características petrográficas do enclave, rocha hospedeira e veio feldspático da amostra LTRI 006 B.....	42
Figura 11 –	Fotomicrografia do enclave da amostra LTRI 033.....	43
Figura 12 –	Fotomicrografia da rocha hospedeira (nefelina-fonolito) da amostra LTRI 033.....	44
Figura 13 –	Fotomicrografia do enclave (amostra LTRI 042) mostrando a característica do mineral de clinopiroxênio e do anfibólio.....	45
Figura 14 –	Fotomicrografia do enclave da amostra LTRI 046 A.....	46
Figura 15 –	Fotomicrografia do enclave amostra LTRI 046 A mostrando as características do mineral titanoaugita.....	46
Figura 16 –	Fotomicrografia do enclave (amostra LTRI 046 B) e a sua associação mineralógica.....	47
Figura 17 –	Fotomicrografia da amostra LTRI 046 B mostrando as características petrográficas do clinopiroxênio.....	48
Figura 18 –	Fotomicrografia das amostras LTRI 045 A e B, LTRI 044 A e B.....	50
Figura 19 –	Diagrama ternário demonstrando a variação da composição dos feldspatos	

alcalinos nas amostras dos enclaves LTRI 024, LTRI 006 A, LTRI 033, LTRI 044 B e LTRI 045 A.....	52
Figura 20 – Composição química do clinopiroxênio da amostra LTRI 024.....	53
Figura 21 – Composição química do clinopiroxênio da amostra LTRI 006 A.....	53
Figura 22 – Composição química do clinopiroxênio da amostra LTRI 033.....	54
Figura 23 – Composição química do clinopiroxênio da amostra LTRI 045 A.....	55
Figura 24 – Composição química do clinopiroxênio da amostra LTRI 044 B.....	56
Figura 25 – Gráfico de classificação demonstrando a variação de composição dos anfibólios nas amostras LTRI 033, LTRI 044 B e LTRI 045 A.....	56
Figura 26 – Diagrama TAS (Total Alkali vs. Sílica), proposto por Cox et al., 1979.....	58
Figura 27 – Diagrama de classificação R1 vs. R2 De La Roche et al., (1980) das amostras dos enclaves da FT, Ilha da Trindade.....	58
Figura 28 – Diagrama A/CNK vs. A/NK (SHAND, 1943) mostrando a afinidade metaluminosa.....	59
Figura 29 – Diagrama ternário de Al_2O_3 , Na_2O e K_2O para uma classificação molar.....	60
Figura 30 – Diagrama multielementar de Elementos Terras Raras (ETR) normalizado para o condrito segundo Boynton, (1984) das amostras dos enclaves da FT, Ilha da Trindade.....	61
Figura 31 – Diagrama multielementar de Elementos Traços normalizado para o condrito segundo Sun & McDonough (1989) das amostras dos enclaves da FT, Ilha da Trindade.....	61
Figura 32 – Diagrama A/CNK vs. A/NK (SHAND, 1943) mostrando a afinidade metaluminosa dos enclaves estudados nessa pesquisa e dados compilados.....	66
Figura 33 – Diagrama ternário de Al_2O_3 , Na_2O e K_2O para uma classificação molar dos enclaves estudados e dados compilados.....	67
Figura 34 – Diagrama multielementar de Elementos Terras Raras (ETR) normalizadas para o condrito (BOYTON, 1984) das rochas hospedeiras e dos enclaves (autólitos) da FT, Ilha da Trindade.....	68
Figura 35 – Diagrama multielementar normalizado em relação ao condrito (SUN & MECDONOUGH, 1989) para o condrito das rochas hospedeiras e dos enclaves (autólitos) da FT, Ilha da Trindade.....	69

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 –	Classificação litológica dos enclaves da FT, Ilha da Trindade.....	62
Tabela 2 –	Discriminação das rochas hospedeiras e dos autólitos da FT, Ilha da Trindade em função das Razões La/Yb_N e Sm/La_N	69

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ACTLABS	<i>Activation Laboratories</i>
BSE	<i>Bulk Silicate Earth</i>
BT	Biotita
CB	Carbonato
CER	Crosta Enriquecida Reciclada
CPX	Clinopiroxênio
CVT	Cadeia Vitória-Trindade
FD	Formação Desejado
FSP	Feldspato
FMV	Formação Morro Vermelho
FP	Formação Paredão
FT	Formação Trindade
FV	Formação Valado
HBL	Hornblenda
ICP-AES	<i>Inductively Coupled Plasma - Atomic Emission Spectroscopy</i>
ICP-MS	<i>Inductively Coupled Plasma - Mass Spectrometry</i>
LPETRO	Laboratório de Petrografia
LGPA	Laboratório Geológico de Processamento de Amostras
Nph	Nefelina
OIB	<i>Ocean Island Basalts</i>

SUMÁRIO

	INTRODUÇÃO	17
1	CONSIDERAÇÕES INICIAIS	18
1.1	Localização da área de estudo.....	18
1.2	Justificativa.....	18
1.3	Objetivos	19
1.4	Metodologia	20
1.4.1	<u>Pesquisa e levantamento de dados bibliográficos.....</u>	20
1.4.2	<u>Triagem das amostras</u>	20
1.4.3	<u>Abordagem petrográfica, química mineral e litogeoquímica.....</u>	21
2	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	23
2.1	Vulcanismo intraplaca e seus principais conceitos.....	23
2.2	Contexto geotectônico e geologia local da área de estudo.....	25
2.2.1	<u>Trajectoria da Pluma da Trindade</u>	25
2.2.2	<u>Cadeia Vitória-Trindade (CVT)</u>	27
2.3	Geologia local da área de estudo	29
2.3.1	<u>Formação Trindade (FT).....</u>	30
2.3.2	<u>Formação Desejado (FD).....</u>	31
2.3.3	<u>Formação Morro Vermelho (FMV).....</u>	32
2.3.4	<u>Formação Valado (FV).....</u>	32
2.3.5	<u>Formação Paredão (FP).....</u>	33
2.4	Enclaves da Ilha da Trindade	34
3	RESULTADOS	36
3.1	Características de campo.....	36
3.2	Petrografia	37
3.2.1	<u>Amostra de enclave LTRI 024.....</u>	38
3.2.2	<u>Amostra de enclave LTRI 006 A.....</u>	39
3.2.3	<u>Amostra de enclave LTRI 006 B</u>	41
3.2.4	<u>Amostra de enclave LTRI 033</u>	42
3.2.5	<u>Amostra de enclave LTRI 042</u>	44
3.2.6	<u>Amostra de enclave LTRI 046 A</u>	45

3.2.7	<u>Amostra de enclave LTRI 046 B</u>	47
3.2.8	<u>Amostras de enclaves LTRI 045 A, LTRI 045 B, LTRI 044 A e LTRI 044 B</u>	48
3.3	Química Mineral	51
3.4	Litogeoquímica	57
3.4.1	<u>Classificação dos elementos maiores dos enclaves da Formação Trindade.....</u>	57
3.4.2	<u>Elementos terras raras e traços dos enclaves da Ilha da Trindade</u>	60
4	DISCUSSÃO	62
4.1	Classificação litológica dos enclaves da Formação Trindade	62
4.2	Caracterização petrográfica e evolução magmática da Formação Trindade, Ilha da Trindade.....	63
4.3	Análise petrográfica dos enclaves da Formação Trindade	63
4.4	Litogeoquímica revela: Enclaves da Ilha da Trindade são autólitos na Formação Trindade	65
	CONSIDERAÇÕES FINAIS	70
	REFERÊNCIAS	71

INTRODUÇÃO

A Ilha da Trindade tem sido objeto de estudo desde o trabalho pioneiro de Almeida (1961), que abordou suas feições geomorfológicas e geológicas. Localizada no Atlântico Sul, essa exuberante ilha vulcânica é caracterizada por um magmatismo alcalino Intraplaca do tipo OIB (Ocean Island Basalts).

A Ilha da Trindade apresenta cinco sucessões vulcanogênicas reconhecidas: a Formação Trindade, a Formação Desejado, a Formação Valado, a Formação Morro Vermelho e a Formação Paredão. Estas formam uma associação nefelinítica-fonolítica, ocasionalmente exibindo enclaves alcalinos de diversos litotipos.

A Formação Trindade se destaca como um cenário propício devido à presença de intrusões fonolíticas e enclaves de piroxenitos, que são materiais rochosos de interesse para análises detalhadas dos processos magmáticos.

Esses elementos fornecem uma oportunidade única para investigar a evolução do magmatismo alcalino na Ilha da Trindade. Em termos de parâmetros, a presença dessas intrusões e enclaves é fundamental, pois permite estudos detalhados sobre a composição química, a mineralogia e a história magmática da região. Essas análises podem revelar informações cruciais sobre os processos de formação e evolução do vulcanismo na ilha, contribuindo para uma compreensão mais abrangente da dinâmica geológica local.

Nesse contexto, este estudo busca fornecer uma análise abrangente das características petrográficas e geoquímicas desses enclaves na Formação Trindade, na Ilha da Trindade. Ao abordar os aspectos petrográficos, almeja-se desvendar as texturas observadas nos enclaves, fornecendo *insights* sobre os processos termodinâmicos na câmara magmática ao longo do tempo geológico.

A análise litogeoquímica, por sua vez, desempenha um papel crucial na determinação da origem e evolução desses enclaves classificados como autólitos, relacionando-os às rochas hospedeiras.

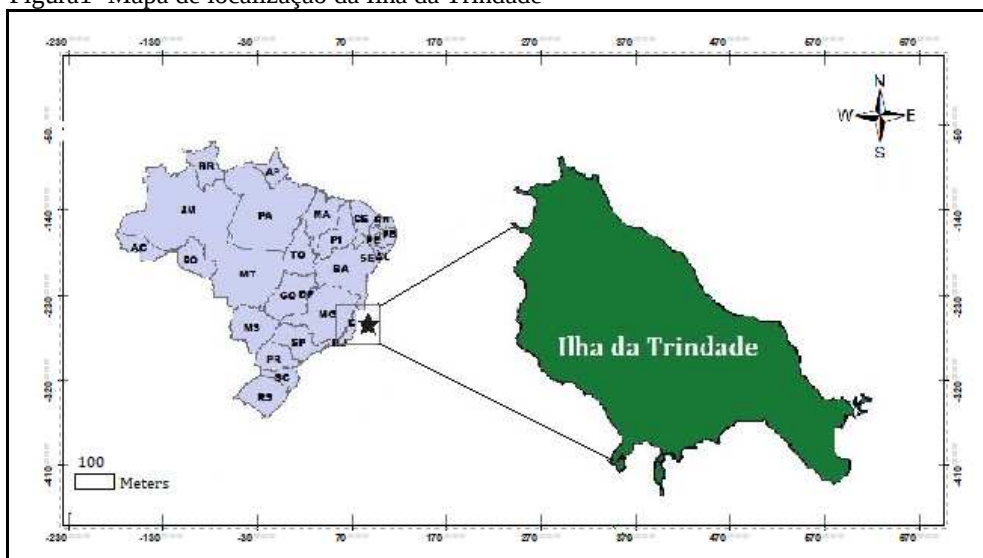
Ao contextualizar essas análises, esta pesquisa busca lançar luz sobre os mecanismos complexos que governam a formação desses enclaves, enriquecendo a compreensão da geologia e a evolução magmática na Formação Trindade, na Ilha da Trindade, consolidando assim um importante avanço no entendimento da dinâmica geológica dessa região singular.

1 CONSIDERAÇÕES INICIAIS

1.1 Localização da área de estudo

A Ilha da Trindade é um exemplo proeminente do vulcanismo Intraplaca que característico do Oceano Atlântico Sul (SANTOS e HACKSPACHER, 2021). Está localizada a cerca de 1.140 km da costa brasileira, ao sul do paralelo de Vitória, Espírito Santo. Com aproximadamente 10,2 km², a Ilha da Trindade está situada no extremo leste da Cadeia Vitória-Trindade (CVT), que é composta por vários montes submarinos. Além disso, a ilha é considerada um dos locais mais isolados do Atlântico Sul (Figura 1), estando situada entre os paralelos 20° 29' e 20° 32' S e os meridianos 29° 17' e 29° 21' W.

Figura1- Mapa de localização da Ilha da Trindade



Fonte: A autora, 2024.

1.2 Justificativa

A Ilha da Trindade é uma área de grande interesse científico para a compreensão da atividade vulcânica no território brasileiro durante o Eoceno-Pleistoceno. Com um cone vulcânico preservado e diferentes estruturas piroclásticas (ALMEIDA, 1961), a ilha oferece

uma oportunidade única para interpretar a história vulcanogênica do vulcanismo mais recente do território brasileiro.

Apesar de ter permanecido desabitada por longos períodos devido à sua distância da costa e dificuldade de embarque e desembarque, a Ilha da Trindade é valorizada atualmente pela grande quantidade de dados que podem ser obtidos a partir do estudo sobre o metassomatismo do manto e a evolução das câmaras magmáticas polibáricas (BONGIOLO et al., 2015; PIRES e BONGIOLO, 2016; PIRES et al., 2016; SANTOS et al., 2015; SANTOS e HACKSPACHER, 2021).

Nos últimos anos, houve avanços significativos em estudos sistemáticos sobre a caracterização do vulcanismo da ilha oceânica brasileira da Trindade. Alguns trabalhos, como Bongiolo et al., (2015), Marques et al., (1999) e Siebel et al., (2000), utilizaram análises isotópicas em rochas da Ilha da Trindade para explicar a mistura de diferentes tipos de mantos com base em dados isotópicos de Sr, Nd e Pb.

No entanto, ainda não existem registros na Ilha da Trindade com base em dados de enclaves que tentam correlacionar os dados petrográficos e litogeoquímicos para investigar as texturas observadas nos enclaves relacionadas aos processos termodinâmicos na câmara magmática ao longo do tempo geológico.

Sendo assim, há uma necessidade de estudos mais aprofundados para compreender melhor a evolução geológica da ilha e sua relação com a atividade vulcânica, e este trabalho pretende apresentar uma análise que correlacione os dados petrográficos e litogeoquímicos para uma possível correlação entre os enclaves e as rochas hospedeiras.

1.3 Objetivos

O presente trabalho tem como objetivo realizar uma análise abrangente das características petrográficas e geoquímicas dos enclaves da Formação Trindade, na Ilha da Trindade, para compreender os processos termodinâmicos na câmara magmática ao longo do tempo geológico e sua relação com a atividade vulcânica na região.

Para isso, serão investigadas as texturas dos enclaves, a origem e evolução destes, correlacionando-os com as rochas hospedeiras, e avaliadas a relação com os processos magmáticos, contribuindo para uma melhor compreensão da evolução geológica da região.

1.4 Metodologia

1.4.1 Pesquisa e levantamento de dados bibliográficos

Na primeira etapa da pesquisa, foi realizada uma análise detalhada da problemática da área de estudo por meio de pesquisas bibliográficas em dissertações de mestrado, teses de doutorado e artigos em periódicos científicos que abordam a evolução das ilhas oceânicas em ambiente Intraplaca, com foco na Ilha da Trindade. Com base nessa revisão bibliográfica, foi elaborada uma síntese do contexto geológico da área de estudo.

Essa revisão bibliográfica foi fundamental para identificar os principais trabalhos científicos realizados anteriormente sobre a Ilha da Trindade, e permitiu obter informações detalhadas sobre a geologia, petrologia, geoquímica e geocronologia dessas formações vulcânicas.

A partir dessa revisão bibliográfica, foram identificadas lacunas de pesquisa e áreas que necessitam de uma análise mais detalhada. Foram compiladas informações relevantes sobre a história geológica da ilha, sua origem vulcânica, características petrográficas e composição química das rochas, bem como os principais processos geológicos que atuaram na formação e evolução desta ilha ao longo do tempo geológico.

Além disso, a revisão bibliográfica também permitiu identificar possíveis metodologias e abordagens analíticas, como análises petrográficas e litogeoquímicas que foram efetivamente utilizadas nas etapas subsequentes da pesquisa.

1.4.2 Triagem das amostras

Na segunda etapa da metodologia, foi realizada a seleção das amostras de rochas provenientes da coleção do Professor Doutor Anderson Costa dos Santos, da ilha oceânica da Trindade. Além disso, também foram incluídas amostras de enclaves coletados durante uma expedição científica à Ilha da Trindade pelo geólogo Lucas Monteiro.

A seleção criteriosa das amostras é uma etapa crucial para garantir a representatividade e qualidade dos dados obtidos na pesquisa. A escolha adequada das

amostras, levando em consideração a origem, o contexto geológico e as características das rochas, é fundamental para as análises petrográficas e geoquímicas que serão realizadas nas etapas subsequentes.

1.4.3 Abordagem petrográfica, química e litogeoquímica

Na etapa de petrografia, os enclaves selecionados passaram por processos de serragem, para a confecção dos slabs e foram preparadas em forma de lâminas delgadas no Laboratório Geológico de Preparação de Amostras (LGPA) da UERJ. Em seguida, utilizou-se o microscópio petrográfico de luz transmitida AXIO Zeiss, disponível no Laboratório de Petrografia (LabPetro) da UERJ, para a descrição das lâminas e a caracterização petrográfica dos enclaves. Foram observadas e registradas as texturas, minerais presentes, estruturas para a compreensão da composição e origem das rochas estudadas.

As análises de química mineral foram conduzidas no Laboratório de Difração de Raios X e Microsonda Eletrônica, conhecido como LABSONDA, localizado nas instalações do Instituto de Geociências da UFRJ.

Para realizar os procedimentos, as amostras foram preparadas com dimensões pré-determinadas (44 mm x 25 mm e espessura aproximada de 2 mm), passaram por um processo de metalização e foram marcadas em pontos específicos para posterior análise.

A etapa de metalização foi executada utilizando a máquina Jeol Jee-420 Vacuum Evaporator. As condições analíticas adotadas durante as análises na microsonda Jeol JXA-8230 foram as seguintes: uma voltagem de 20kV para minerais opacos e 15kV para minerais translúcidos, com uma corrente elétrica de 20 μ A. Os dados obtidos pelo software foram utilizados para gerar mapas e tabelas que foram exportados para planilhas Excel® para posterior tratamento e interpretação.

O software integrado ao equipamento Jeol JXA-8230 Electron Probe Microanalyzer gera uma tabela que exibe a composição percentual em peso dos principais óxidos presentes nas amostras. Esses valores são então representados graficamente em planilhas específicas, disponibilizadas pelo site Gabbrosoft®, adaptadas para cada tipo de mineral encontrado nas amostras analisadas. Com base nessas representações gráficas, foram realizados cálculos para determinar os componentes principais (*end-members*) e, por fim, aplicados parâmetros de classificação de acordo com as metodologias propostas por Deer et al., (1981) para o

plagioclásio, Leake et al., (1997) para os anfibólios e Morimoto et al. (1988) para os piroxênios.

A preparação física das amostras dos enclaves para a análise litogeoquímica envolveu várias etapas no Laboratório Geológico de Preparação de Amostras (LGPA) da UERJ. A primeira etapa foi a serragem, seguida pela britagem manual com auxílio da bigona para, posteriormente, serem reduzidas ao pó no moinho de bolas.

O moinho de bolas, modelo 80000 Mixer/Mill, continha dois recipientes cilíndricos com bases e tampas rosqueadas, quatro tampas, quatro roscas de vedação e oito bolinhas de aproximadamente 1 cm de diâmetro feitas de uma liga de tungstênio. A mesa de suporte foi forrada com papel, e o manejo das amostras foi realizado com pinças e espátulas lavadas e higienizadas.

As primeiras amostras foram processadas por 5 minutos, e posteriormente, descartadas com o único objetivo de descontaminar o recipiente de tungstênio. Após a contaminação, cada amostra foi pulverizada por 15 minutos, quarteada, inserida em recipiente e etiquetada. Em seguida, o pó para análise litogeoquímica foi encaminhado para o laboratório especializado, ACTLABS (*Activation Laboratories*) no Canadá.

No laboratório ACTLABS, a análise dos elementos maiores foi realizada por meio do ICP-AES (*Inductively Coupled Plasma - Atomic Emission Spectroscopy*) e os elementos traços e terras raras foram analisados por ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma - Mass Spectrometry*).

O tratamento de dados da litogeoquímica foi feito através de gráficos utilizando o software Geochemical - Data Toolkit (GCDKIT) e o Excel.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Vulcanismo intraplaca e seus principais conceitos

Desde a aceitação da teoria da tectônica de placas em 1965, sabe-se que a atividade vulcânica está relacionada com os limites das placas litosféricas, bem como com o seu interior. Existem três tipos de limites de placas: convergentes, divergentes e transformantes, cada um dos quais está associado a diferentes tipos de atividades vulcânicas (MORGAN 1968; WILSON 1965).

Na presente pesquisa, o vulcanismo que ocorre nas zonas convergentes, divergentes e transformantes não será o foco, o que é de nosso interesse, é o vulcanismo que ocorre afastado dos limites de placas que é conhecido como vulcanismo intraplaca.

O vulcanismo que ocorre em crosta oceânica formando montes submarinos e as ilhas oceânicas é um fenômeno geológico que ocorre no interior das placas tectônicas, longe das zonas de convergência ou divergência de placas (WILSON, 1965). As atividades vulcânicas em ilhas oceânicas intraplaca, em geral, estão relacionadas aos *hotspots* que podem estar associados a plumas mantélicas ou localizado sobre zonas de fraturas (ANDERSON 1998, 2000; COURTILLOT et al., 2003; MORGAN 1972, 1981).

O termo *hotspot* foi introduzido por Tuzo Wilson, um geofísico canadense, em 1963. Wilson observou que certas áreas do planeta, como o arquipélago havaiano, apresentava atividade vulcânica contínua por períodos geológicos longos. Ele teorizou que sob essas áreas, uma anomalia térmica positiva chamada *hotspot* ou em português, ponto quente, deveria estar presente.

Essa anomalia seria estacionária e teria dado origem ao arquipélago havaiano, à medida que a crosta oceânica lentamente passava sobre ela, resultando em ilhas cada vez mais jovens na direção sudeste. Ainda de acordo com Wilson (1963), os *hotspots* são fontes de magma que se formam em profundidades no interior da Terra e sobem até a superfície através de fraturas na crosta terrestre. Como as placas tectônicas estão em movimento constante, o *hotspot* permanece estacionário enquanto a placa se move sobre ele, criando uma cadeia de ilhas vulcânicas.

O surgimento do *hotspot* no manto é um tema que gera muita discussão e divergência de opiniões. De acordo com a proposta de Courtillot et al., (2003), esses *hotspots* podem ter

origem em diferentes camadas do manto, que estão relacionadas com mudanças na convecção de material que se movimenta em direções opostas no manto inferior. Courtillot et al., (2003), propõe dois conceitos para explicar a origem do *hotspot*.

O primeiro conceito é baseado na região mais profunda da zona de transição entre o manto e o núcleo da Terra, onde plumas mantélicas frias podem se formar devido a diferenças de densidade e viscosidade do material. Essas plumas podem ascender e atingir a litosfera, resultando em atividade vulcânica.

O segundo conceito proposto por Courtillot et al., (2003) está relacionado à fratura da litosfera, que é a camada rígida da Terra composta pela crosta e parte do manto superior. A fratura da litosfera pode criar condições para a fusão parcial do material na astenosfera, que é uma camada do manto terrestre mais próxima da superfície e com maior potencial de fusão. Essa fusão parcial pode gerar plumas mantélicas quentes que ascendem até a superfície, formando *hotspots* e causando atividade vulcânica.

Morgan (1972, 1981) colaborou significativamente para a evolução do conhecimento sobre este tema e também apresentou em seus estudos a hipótese de um tipo de *hotspot*, sugerindo que as plumas mantélicas que vêm do manto inferior são a fonte desses *hotspots*. Essas plumas geram correntes horizontais na base das placas litosféricas, afetando seu movimento.

Estudos posteriores como de Anderson (1998, 2000), alegam que o modelo original de plumas profundas de Morgan pode ser contestado e todo o vulcanismo que não está relacionado a limites de placas pode ser explicado por tensões rasas causadas por fraturas litosféricas relacionadas à convecção no manto superior (QUARESMA et al., 2022).

Os conceitos de *hotspots* e plumas mantélicas estão interligados para explicar o vulcanismo Intraplaca. A pluma mantélica é considerada como uma anomalia térmica no manto, onde uma região quente e menos densa do manto sobe em forma de uma coluna. Essa coluna de material quente e menos denso é capaz de atravessar a litosfera rígida da Terra, chegando até a crosta continental ou o fundo oceânico, onde pode causar atividade vulcânica e o surgimento de montes submarinos vulcânicos e ilhas (CAMPBELL, 2005).

Davaille et al. (2002) exploram o conceito de plumas mantélicas frias ao longo do tempo. Eles sugerem que as plumas podem permanecer ativas por centenas de milhões de anos, mesmo após se formarem na interface entre camadas com densidades diferentes no manto terrestre.

Outra proposta para explicar a origem das plumas é o modelo de *underplating* magmático. De acordo com este modelo, o material quente e ascendente das plumas

mantélicas pode fundir-se parcialmente enquanto atravessa a litosfera, formando uma camada de magma debaixo da crosta. Esse magma pode então solidificar e se acumular sob a litosfera como uma câmara magmática, exercendo pressão sobre a crosta e eventualmente dando origem a erupções vulcânicas (WHITE et al., 1989).

Esses estudos destacam a complexidade e a evolução do conceito de plumas mantélicas e *hotspots* ao longo dos anos. A compreensão das propriedades e comportamentos desses processos é fundamental para explicar o magmatismo intraplaca e a atividade vulcânica em áreas distantes dos limites de placas tectônicas, e as abordagens propostas por diversos autores têm contribuído para avanços nesse campo de pesquisa.

Os *hotspots* são pontos na superfície terrestre caracterizados por atividade magmática, que estão associadas a porções ascendentes de material quente proveniente de diferentes profundidades do manto, conhecidas como plumas mantélicas. Essas plumas mantélicas são responsáveis pela geração de magmas e de vulcanismo em locais específicos, formando ilhas vulcânicas ou cadeias de montanhas submarinas. Nesse sentido, é possível identificar diversos *hotspots* e plumas mantélicas em diferentes regiões do mundo, como a Pluma de Tristão da Cunha, a Pluma de Fernando de Noronha e a Pluma da Trindade no Atlântico Sul.

2.2 Contexto geotectônico e geologia local da área de estudo

2.2.1 Trajetória da Pluma da Trindade

A Pluma de Trindade é um fenômeno geológico que começou a se manifestar na crosta oceânica do Atlântico Sul há cerca de 40-50 milhões de anos, possivelmente onde hoje se localiza a Plataforma e o arquipélago de Abrolhos (CORDANI e BLAZEKOVIĆ, 1970).

Alguns estudos como de Gibson et al., 1995a, b, 1997, 1999; Santos e Hackspacher, 2021; Thompson et al., 1998; Ulbrich e Gomes, 1981, sugerem que as províncias alcalinas brasileiras são resultados do impacto da Pluma de Trindade sob a Placa Sul-Americana.

Além disso, como Fodor et al., (2000) e Siebel et al. (2000), demonstraram, os processos vulcânicos que originaram a Cadeia Vitória-Trindade estão relacionados à Pluma Mantélica da Trindade, que foi controlada pela reativação das zonas de fraturas oceânicas em

É importante ressaltar que uma anomalia rasa foi identificada na margem do Cráton São Francisco, a profundidades entre 100 e 250 km, correlacionada com as zonas de cinturão de dobras e com as Províncias Ígneas Alcalinas (Iporá, Poxoréo, Alto Paranaíba e Serra do Mar), e assim sendo, relacionada à Pluma da Trindade (GIBSON et al., 1995, 2006; ESCALANTE et al., 2002; FENG et al., 2004; FENG et al., 2007 SCHIMMEL et al., 2003; THOMPSON et al., 1998).

A porção média da cabeça da pluma está relacionada com o magmatismo alcalino do Banco de Abrolhos que apresenta idades entre 52 e 41 Ma (CORDANI et al., 1970). O Banco de Abrolhos na margem continental que coincide com a porção da litosfera afinada relacionada à Bacia do Espírito Santo, reflete o magmatismo da Pluma da Trindade, pois indica a tendência do material das plumas de migrar para áreas com litosfera afinada (SLEEP, 1997; THOMPSON e GIBSON, 1991).

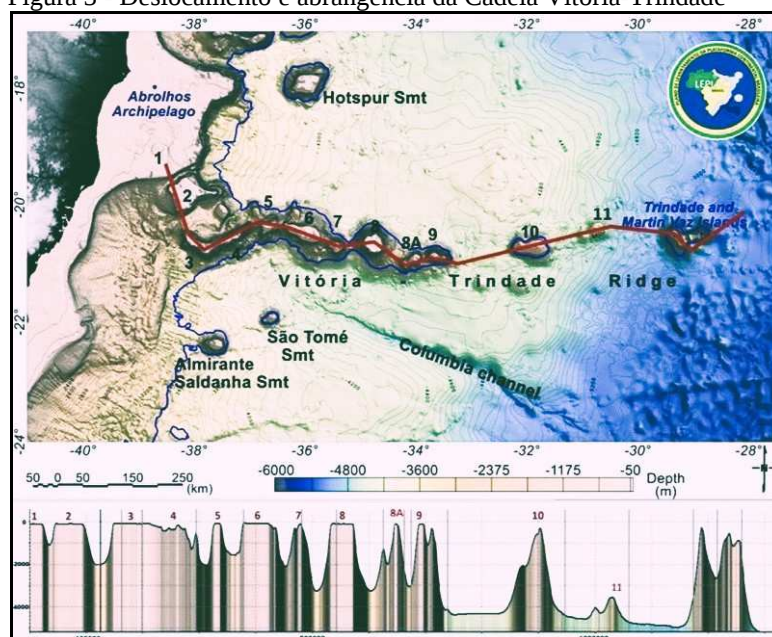
Já a porção distal da Pluma da Trindade, compreende o vulcanismo do Monte Submarino Colúmbia com idades aproximadamente de 10 Ma e das ilhas de Trindade e o Arquipélago de Martin Vaz com idades a partir de 3 Ma até 0,5 Ma aproximadamente. Cordani (1970), propôs idades $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ para a Ilha da Trindade entre 3,69 Ma e 0,30 Ma.

Pires et al., (2016) apresentaram novas idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e idades $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ corrigidas entre 3,22 Ma a 0,13 Ma e 0,25 Ma a 0,1 Ma. Santos (2013) e Santos et al., (2015) através do método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ propõem idades mais jovens de 0,49 Ma a 0,08 Ma e 0,64 Ma a 0,08 Ma com amostras de Martin Vaz.

2.2.2 Cadeia Vitória-Trindade (CVT)

A Cadeia Vitória-Trindade (CVT), Figura 3, se estende por cerca de 1200 km da linha da Costa na margem leste brasileira no estado do Espírito Santo. É composta por mais de 30 montes submarinos que ocorrem em direção W-E, (ALMEIDA, 1961; ALVES et al., 2006). As ilhas vulcânicas da CVT são Martin Vaz e Trindade, são os destaques da CVT (ALMEIDA, 2006; MOTOKI et al., 2012).

Figura 3 - Deslocamento e abrangência da Cadeia Vitória-Trindade



Fonte: SANTOS; HACKSPACHER, 2021.

O processo de magmatismo que ocorre na estrutura da Cadeia Vitória-Trindade (CVT) é alvo de discussão entre a comunidade científica. Contudo, o modelo mais aceito atualmente é o da passagem da Placa Sul-Americana sob o *hotspot* da Trindade, (CORDANI, 1970; PIRES et al., 2016; SANTOS et al., 2015; SANTOS, 2016; SKOLOTNEV et al., 2011; SKOLOTNEV e PEIVE, 2017), o qual é reforçado pela presença de crosta espessada da cadeia (AGUIAR, 1997). Isso se reflete no arcabouço da CVT, que apresenta relevos de um vulcanismo progressivo de leste a oeste (CORDANI, 1970; PIRES et al., 2016; SANTOS et al., 2015; SANTOS, 2016; SKOLOTNEV et al., 2011; SKOLOTNEV e PEIVE, 2017).

De acordo com Carvalho e Guazelli (1978), o alinhamento dos relevos vulcânicos da CVT com picos e desnivelamentos do embasamento em direção à cordilheira meso-oceânica permitiu a sua caracterização como uma zona de fratura. Esta zona de fratura é denominada Zona de Fratura Vitória-Trindade e pode ser mapeada até o meridiano 19° W, cerca de 1000 km a leste da Ilha de Martin Vaz, segundo os mesmos autores, Carvalho e Guazelli, 1981.

O controle estrutural é de extrema importância para a formação destes relevos vulcânicos (BARÃO et al., 2020; FERRARI et al., 1999; MOHRIAK et al., 2003), devido ao papel das zonas de fratura como conduto da ascensão do magma (ALVES et al., 2006).

Além disso, Skolotnev et al., (2010, 2011) realizaram análises petrográficas e químicas preliminares em amostras de rochas basálticas da Ilha da Trindade, e os resultados destas apontaram que as rochas tratam-se de tefritos evoluídos, em contraste com os outros

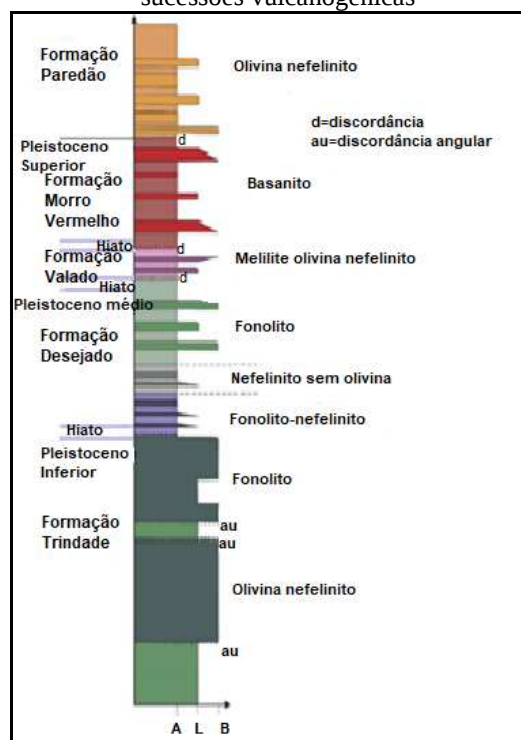
montes submarinos da CVT, que são principalmente compostos por rochas nefeliníticas (SANTOS, 2013, 2016).

2.3 Geologia local da área de estudo

A ilha oceânica de Trindade está localizada a 1.200 km da costa no estado brasileiro do Espírito Santo e apresenta uma conceituação geológica atrelada à Zona de Fratura de Vitória Trindade, formada durante a abertura do Oceano Atlântico (BONGIOLO et al., 2015; PIRES e BONGIOLO, 2016; PIRES et al., 2016; SANTOS et al., 2015).

Estratigraficamente, na Ilha de Trindade, são reconhecidas cinco sucessões vulcânicas que juntas formam uma associação nefelinítica-fonolítica com lamprófiros associados (Figura 4) e estão limitadas por superfícies discordantes divididas em idade decrescente: Formação Trindade (FT), Formação Desejado (FD), Formação Valado (FV), Formação Morro Vermelho (FMV) e Formação Paredão (FP) (ALMEIDA, 1961; PIRES e BONGIOLO, 2016; SANTOS E HACKSPACHER, 2021).

Figura 4 - Coluna Estratigráfica mostrando as sucessões vulcanogênicas



Fonte: SANTOS; HACKSPACHER, 2021.

2.3.1 Formação Trindade (FT)

A Formação Trindade (FT) compreende a parte basal da sucessão vulcanogênica composta por depósitos piroclásticos que correspondem a uma sucessão de aproximadamente 500 m de espessura. Os depósitos piroclásticos ocorrem intrudidos por *necks* e diques de fonolitos, localmente com vesículas carbonatadas e xenólitos de piroxenitos (BONGIOLO et al., 2015).

Os depósitos piroclásticos na Formação Trindade são compostos por lapilli maciço e tufos de composição nefelinítica, brechas piroclásticas, tufos-brechas e lapilitos de composição fonolítica, além de brechas de tufos de rochas plutônicas. Essas rochas são formadas a partir de material vulcânico expelido durante erupções vulcânicas, que se acumulou ao redor do vulcão em forma de depósitos piroclásticos. Esses depósitos são intrudidos por *necks* e diques de fonolitos, que são rochas ígneas intrusivas formadas a partir do resfriamento e solidificação do magma em fissuras na crosta terrestre, (ALMEIDA, 1961; PIRES et al., 2016).

Além dos depósitos piroclásticos, a Formação Trindade é cortada por diques e soleiras de nefelinito, basanito e analcíticos. Essas rochas intrusivas são compostas por diferentes tipos de minerais e apresentam variações na composição química e mineralógica. Por exemplo, algumas dessas rochas são ricas em olivina, enquanto outras são livres desse mineral. Também são descritas litologias que são compostas por blocos de fonolito e piroxenitos (por exemplo, bebedouritos e jacupiranguitos; ALMEIDA, 1961; PIRES e BONGIOLO, 2016; SANTOS E HACKSPACHER, 2021).

Outra característica marcante da Formação Trindade são as intrusões fonolíticas, que são intrusões ígneas em forma de colunas elípticas de até 400 metros de altura. Essas intrusões apresentam juntas colunares. As intrusões fonolíticas são porfiríticas, o que significa que apresentam cristais grandes (fenocristais) imersos em uma matriz fina. Os fenocristais são compostos por minerais como nefelina e sanidina, (ALMEIDA, 1961; PIRES e BONGIOLO, 2016; SANTOS E HACKSPACHER, 2021).

Além disso, a matriz afanítica das intrusões fonolíticas na Formação Trindade é composta por uma grande quantidade de vesículas preenchidas com carbonato e xenólitos subarrendados de piroxenito, que são fragmentos de rochas de origem ultramáfica, (ALMEIDA, 1961; PIRES e BONGIOLO, 2016; SANTOS E HACKSPACHER, 2021).

2.3.2 Formação Desejado (FD)

A Formação Desejado (FD) é uma sequência de rochas que ocorrem como uma intercalação de 300 metros de espessura de depósitos efusivos e piroclásticos e se sobrepõe à Formação Trindade através de uma discordância como mostra a Figura 4. Essa formação foi identificada em três episódios vulcânicos distintos, cada um com características geológicas e composições diferentes (ALMEIDA, 1961; PIRES e BONGIOLO, 2016; SANTOS E HACKSPACHER, 2021).

O primeiro episódio vulcânico da Formação Desejado é uma intercalação de depósitos efusivos de fonolitos e tufos subordinados, lapilli e brechas piroclásticas, com cerca de 90 metros de espessura. Os fonolitos efusivos são predominantemente afaníticos, ou seja, possuem uma textura fina e apresentam xenólitos subarredondados de piroxenitos. Esses depósitos efusivos exibem localmente juntas colunares, que são estruturas prismáticas formadas pelo magma durante o resfriamento. Além disso, os fluxos individuais mostram morfologia em blocos e vesículas abundantes cheias de carbonato em suas zonas superiores (ALMEIDA, 1961; PIRES e BONGIOLO, 2016; SANTOS E HACKSPACHER, 2021).

O segundo episódio vulcânico da Formação Desejado é uma intercalação de fluxos de lava nefelinítica isenta de olivina, com tufos, lapilli e brechas piroclásticas da mesma composição, com cerca de 40 metros de espessura. Nesse episódio, os depósitos efusivos predominam sobre os piroclásticos, ou seja, são mais abundantes (ALMEIDA, 1961; PIRES e BONGIOLO, 2016; SANTOS E HACKSPACHER, 2021).

O terceiro episódio vulcânico da Formação Desejado é uma intercalação de fluxos de lava fonolítica, com grande predominância de tufos, lapilli e brechas piroclásticas, com cerca de 170 metros de espessura. Os fonólitos efusivos são predominantemente afaníticos e mostram uma predominância de rochas mal classificadas nos depósitos piroclásticos, com repetição de ciclos ascendentes compostos por piroclásticos basais ou tufos e brechas graduando-se em pedras lapilli e pequenas quantidades de tufos (ALMEIDA, 1961; PIRES e BONGIOLO, 2016; SANTOS E HACKSPACHER, 2021).

A Formação Desejado é marcada por uma sequência complexa de depósitos efusivos e piroclásticos, que indicam a atividade vulcânica ocorrida na região em diferentes momentos geológicos, (ALMEIDA, 1961; PIRES e BONGIOLO, 2016; SANTOS E HACKSPACHER, 2021).

2.3.3 Formação Morro Vermelho (FMV)

A Formação Morro Vermelho (FMV) é uma sequência de rochas vulcânicas que compreende uma intercalação de depósitos efusivos e piroclásticos. Essa formação é encontrada em ilhas e planaltos e é caracterizada pela presença de nefelinitos ricos em olivina, especialmente a variedade ankaratrito, que apresentam uma cor avermelhada devido à intemperização. A FMV se sobrepõe à Formação Desejado, indicando que a atividade vulcânica na região ocorreu em diferentes períodos geológicos (ALMEIDA, 1961).

A FMV inclui depósitos piroclásticos e depósitos efusivos. Os depósitos piroclásticos ocorrem como lentes intercaladas com as lavas efusivas e são compostos principalmente de tufos e brechas, que são rochas formadas por fragmentos de rochas juvenis e materiais piroclásticos cimentados por uma matriz fina. Esses depósitos piroclásticos podem gradar para cima em direção a lapilli e tufos, que são rochas compostas por fragmentos de tamanhos intermediários, indicando variações nas condições de erupção ao longo do tempo (PIRES e BONGIOLO, 2016).

2.3.4 Formação Valado (FV)

A Formação Valado (FV) é uma sucessão vulcânica composta por uma intercalação de depósitos efusivos e piroclásticos que ocorrem em proporções iguais. A FV tem uma espessura média de cerca de 60 metros e é composta principalmente por rochas nefeliníticas, que são ricas em olivina (ALMEIDA, 1961).

Os depósitos efusivos nefeliníticos são caracterizados por sua riqueza em olivina e apresentam em média 5 metros de espessura. Eles são geralmente afaníticos, ou seja, possuem uma matriz fina e compacta, e podem cobrir os depósitos piroclásticos. A morfologia desses depósitos efusivos varia de núcleos afaníticos a extremamente vesiculares, com brechas na parte basal e o topo em morfologias de blocos (ALMEIDA, 1961; PIRES e BONGIOLO, 2016; SANTOS E HACKSPACHER, 2021).

Os depósitos piroclásticos na FV consistem principalmente em tufos e brechas nefeliníticas, ou seja, rochas piroclásticas compostas por fragmentos angulosos e vesiculares, com pequenas quantidades de lapilli e tufos e brechas piroclásticas dispostas em ciclos

normais de gradação. Esses depósitos piroclásticos são intercalados com os depósitos efusivos e epiclásticos anteriores, indicando uma complexa história de atividade vulcânica na região (ALMEIDA, 1961; PIRES e BONGIOLO, 2016; SANTOS E HACKSPACHER, 2021).

Acredita-se que a origem dos depósitos efusivos e piroclásticos da Formação Valado esteja relacionada a um conduto vulcânico localizado ao norte da ilha, que descarregava material em direção ao litoral leste/sudeste. As lavas nefeliníticas ricas em olivina foram extrudidas a partir desse conduto e formaram os depósitos efusivos intemperizados que são observados na formação. A intercalação com os depósitos piroclásticos indica variações na atividade vulcânica ao longo do tempo, com períodos de erupções efusivas seguidos por erupções explosivas que produziram os depósitos piroclásticos intercalados (ALMEIDA, 1961; PIRES e BONGIOLO, 2016; SANTOS E HACKSPACHER, 2021).

2.3.5 Formação Paredão (FP)

A Formação Paredão (FP), localizada no sudeste da ilha, é composta por uma sucessão vulcânica de aproximadamente 250 metros de espessura, constituída principalmente por depósitos piroclásticos intercalados com depósitos efusivos menores. Um aspecto notável dessa formação é a presença de um cone vulcânico, o único preservado em território brasileiro, que possui cerca de 200 metros de altura e uma forma semicircular. Esse cone é composto por intercalações entre lapilli e tufo, brechas-tufos e pequenas quantidades de brechas e aglomerados piroclásticos (ALMEIDA, 1961).

Os depósitos efusivos na Formação Paredão são ricos em cristais de olivina e consistem em rochas nefeliníticas. Esses depósitos efusivos podem ser observados principalmente a nordeste do cone em que os níveis superiores são extremamente vesiculares que contêm xenólitos de fonolitos (ALMEIDA, 1961; PIRES e BONGIOLO, 2016).

Além dos depósitos efusivos, os depósitos piroclásticos da Formação Paredão são representados principalmente por lapilli-tufos, tufos-brechas e tufos. Esses depósitos são bem expostos no cone vulcânico e também no vale entre o Morro das Tartarugas na praia dos Andradas, onde representam depósitos distais. Também são encontrados depósitos piroclásticos, como brechas e diamictitos (ALMEIDA, 1961; PIRES e BONGIOLO, 2016; SANTOS E HACKSPACHER, 2021).

2.4 Enclaves da Ilha da Trindade

O termo enclave é utilizado para descrever fragmentos de rochas incorporados em outras rochas magmáticas. Eles são reconhecidos tanto em rochas vulcânicas, especialmente alcalinas, quanto em rochas plutônicas, sendo nestas últimas mais frequentes (BARBARIN, 1988, 2005; BULLOCK et al., 2019; YOSHIDA et al., 2022).

A origem dos enclaves é algo muito debatido na literatura e alguns modelos são propostos para explicar os diferentes processos de sua formação, sendo assim para este trabalho temos a seguir três classificações de acordo com a origem desses elementos, lembrando que esta classificação é a mais abrangente, porém não será toda apresentada.

Por exemplo, xenólitos é uma nomenclatura utilizada para descrever fragmentos de rochas que não tem relação com a rocha hospedeira. Esses fragmentos são “capturados”, ou seja, podem ser incorporados nas rochas ígneas ou agregados ao longo do caminho quando os magmas ascendem (DONAIRE et al., 2005; MAAS et al., 1997). Também podem ser “arrancados” de bordas dos dutos ou das rochas encaixantes e são envolvidos pelo magma da intrusão (HALL, 1991; WHITE, 1966; WINGE, 2001).

Uma outra designação para estes xenólitos é nódulos mantélicos, terminologia utilizada para destacar a sua origem no manto (WHITE, 1966). Os tipos de rocha mais comum são dunito, harzburgito, espinélio lherzolito e eclogito. Essas rochas são trazidas à superfície por basaltos, geralmente basanitos ou basaltos alcalinos (WHITE, 1996).

Por último, na classificação dos enclaves temos os autólitos que são fragmentos de rocha magmáticas que se solidificaram previamente e foi envolvido por novos influxos magmáticos do mesmo processo intrusivo em eventos ou pulsos magmáticos sucessivos. Esses fragmentos são geralmente incorporados às bordas frias da intrusão ou ao duto de acesso magmático (WINGE, M. 2001). A diferença entre autólito e xenólito (ou rocha estranha) é que o primeiro é um fragmento da própria rocha magmática, enquanto o segundo é um fragmento de qualquer outro tipo de rocha que foi arrancado das bordas dos dutos ou encaixantes e foi posteriormente envolvido pelo magma da intrusão (WINGE, 2001; HALL, 1991).

A partir dessas definições de nomenclaturas para os enclaves, são necessárias algumas considerações a respeito dos enclaves da área de estudo com base na literatura.

Na Ilha da Trindade foram reconhecidos xenólitos cumulatos de jacupiranguito, piroxenito, bebedourito e xenólitos de fonolito, (BONGIOLO et al., 2015; PIRES et al.,

2016). Além de clinopiroxenitos, ijolito, malignito, biotita-melteigueito, (MARQUES et al., 1999), e lamprófiros classificados como monchiquito (ALMEIDA, 1961) e sannaitos (BONGIOLO et al., 2015).

Por definição, Le Maitre (1989) relacionou o nome bebedourito a uma região (Bebedouro, Minas Gerais, Brasil) para a ocorrência de um cumulado de biotita piroxenito composto essencialmente de perovskita e clinopiroxênio (aegirina-augita), biotita e opacos. Estudos de Troger (1928, 1935) estabeleceu bebedourito como um clinopiroxenito rico em biotita e perovskita, que contém tipicamente 54% de diopsídio-aegirina, 21% de biotita, 14% de perovskita, 10% de minerais opacos e apatita, além de K-feldspato e olivina.

Em relação à nomenclatura de jacupiranguito foi reconhecido pela primeira vez por Derby (1981), que propôs esta classificação para rochas alcalinas compostas essencialmente de titano-augita, magnetita, nefelina e biotita, associadas a depósitos carbonatitos. Na ilha da Trindade foi identificado xenólito de jacupiranguito modalmente composto de titano-augita, Ti-magnetita, apatita, perovskita e carbonatos.

3 RESULTADOS

3.1 Características de campo

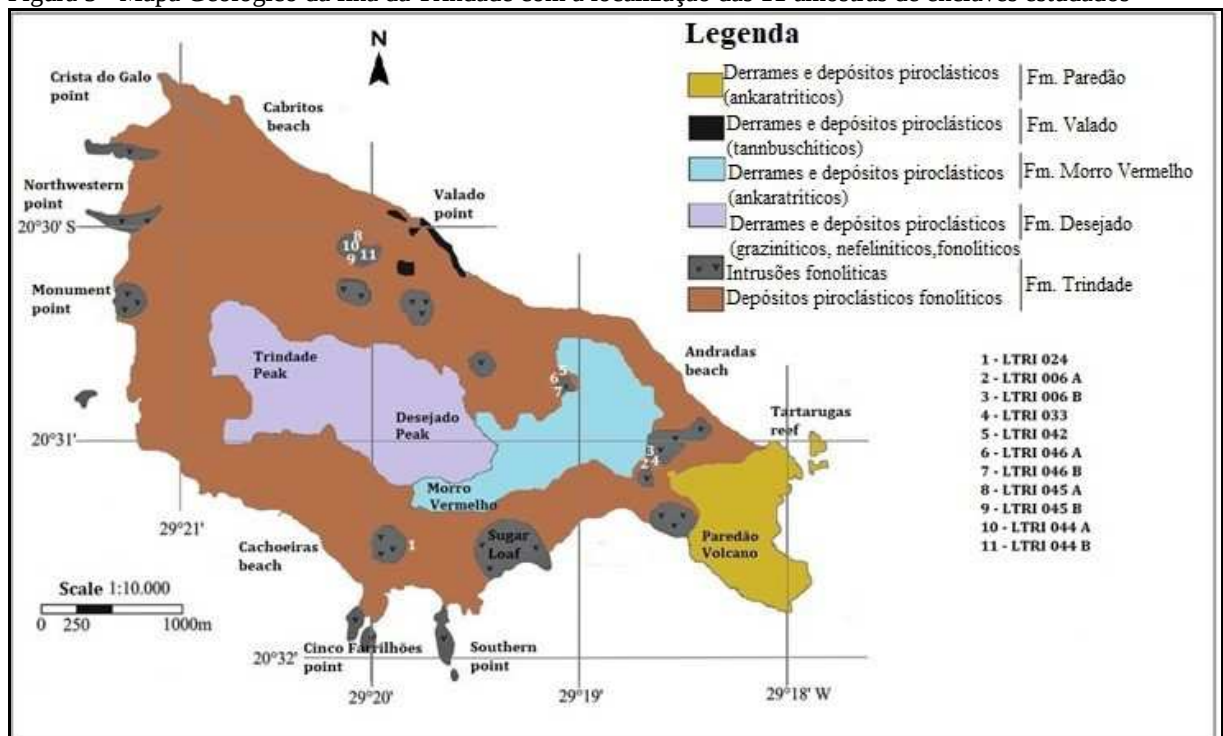
As 11 amostras estudadas da Ilha da Trindade fazem parte da sucessão vulcanogênica da Formação Trindade (FT), conforme ilustrado no mapa geológico da Figura 5.

Na área estudada, onde foram coletadas as 11 amostras de enclaves, nenhum afloramento apresentou feições ou litotipos que sugerissem a ocorrência de processos de mistura magmática (*mingling*). No entanto, é importante ressaltar que essas amostras correspondem a enclaves coletados em blocos de rochas nas áreas proximais e distais dos imensos *necks* de fonolitos de composição nefelinítica.

Com base nas observações registradas na cardeneta de campo do geólogo Lucas Monteiro, destaca-se que os blocos não são representativos de depósitos piroclásticos, mas sim de afloramentos rochosos associados a intrusões fonolíticas e, possivelmente, nefeliníticas.

Embora com limitações de acesso à área, as amostras de enclaves coletadas nesses blocos revelam-se com composição e texturas distintas, evidenciando claramente feições de enclaves. Essas feições observadas nos afloramentos dos blocos são notáveis em amostras de mão específicas, como LTRI 006 A, LTRI 006 B e LTRI 033 (Figura 6), as quais exibem tanto o enclave quanto a rocha hospedeira, fortalecendo a evidência de sua natureza enclave.

Figura 5 - Mapa Geológico da Ilha da Trindade com a localização das 11 amostras de enclaves estudados



Fonte: Modificado de Almeida, (1961).

3.2 Petrografia

Com o intuito de classificar as rochas petrograficamente, procedeu-se à identificação tanto dos aspectos macroscópicos quanto microscópicos, incluindo a constituição mineralógica, classificação modal, texturas, estruturas e produtos de alteração.

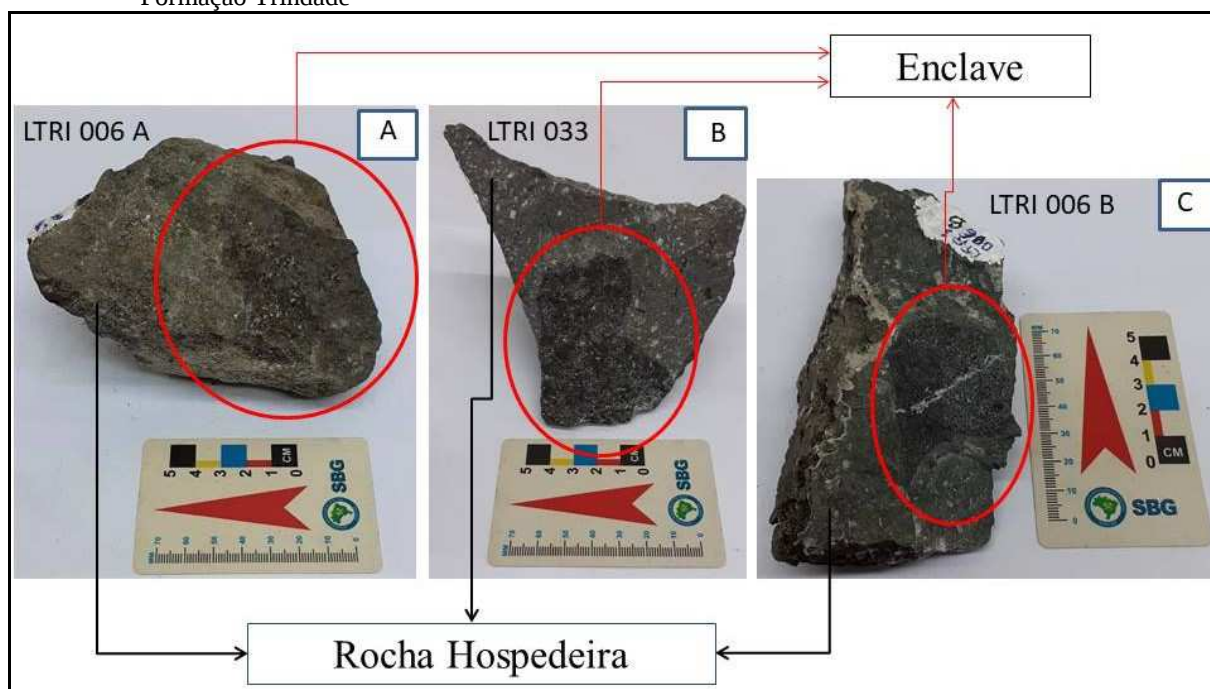
Para analisar a composição modal dos respectivos enclaves, utilizou-se as definições petrográficas em relação ao tamanho dos cristais, seguindo as descrições de Winter (2009).

Tamanho do Cristal:

- a) Matriz ($\varphi \leq 0,1$ mm);
- b) Microfenocristal ($0,2 < \varphi \leq 0,5$ mm);
- c) Fenocristal ($0,5 < \varphi \leq 2,0$ mm);
- d) Macrofenocristal ($2,0 < \varphi \leq 10,0$ mm).

As onze amostras de enclaves estudados da Formação Trindade são macroscopicamente semelhantes, com formatos semicirculares ou angulosa, com dimensões em escala de centímetros (aproximadamente 5 cm), apresentando uma textura porfírica e uma matriz afanítica, como ilustrado na Figura 6 A-B-C.

Figura 6 - Amostra de mão dos enclaves e as rochas hospedeiras (LTRI 006 A, LTRI 033 e LTRI 006 B) da Formação Trindade



Fonte: A autora, 2024.

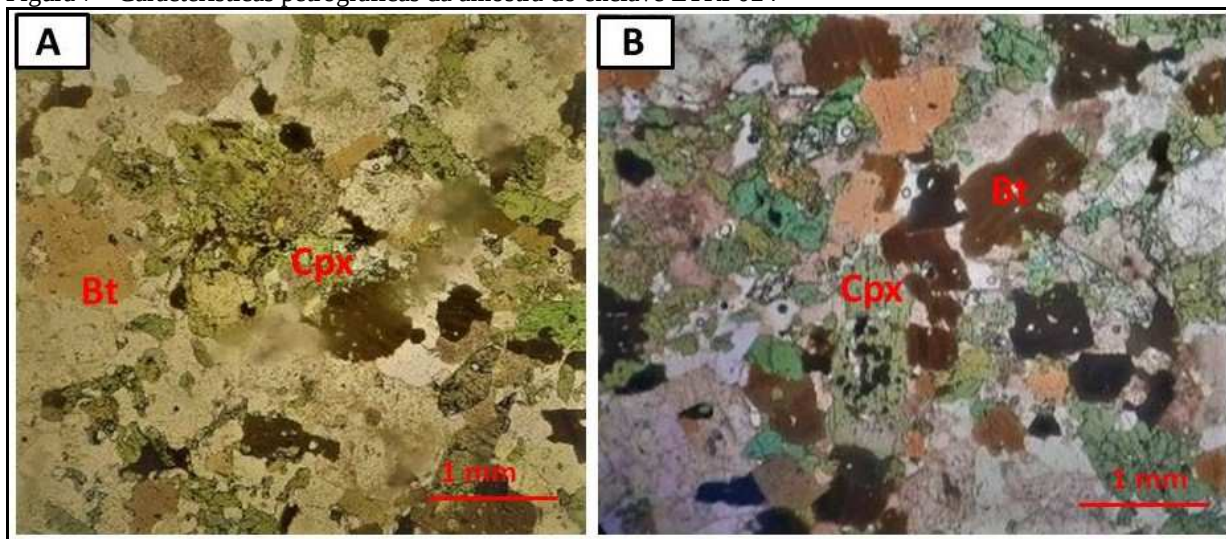
Na observação através das lâminas delgadas, todos os enclaves apresentam uma matriz de feldspato que, ocasionalmente, se apresenta alterado em contato com os fenocristais de clinopiroxênio, anfibólio, biotita, titanita, apatita e minerais opacos. A seguir, vamos descrever as principais características dos macro e fenocristais observadas em cada uma das amostras dos enclaves.

3.2.1 Amostra de enclave LTRI 024

Os fenocristais de clinopiroxênio da amostra LTRI 024 têm forma prismática curta, achatada, exibindo acentuado pleocroísmo verde sem zoneamento (7-A e 7-B). As inclusões são predominantemente compostas por magnetita, conforme ilustrado na Figura 7-B.

A mica presente nessa amostra de enclave é uma variedade de muito acentuado pleocroísmo e absorção, com tons de castanho a marrom escuro, relevo baixo, em contato com os cristais de clinopiroxênio. Já os cristais de titanita possuem um hábito losangular.

Figura 7 - Características petrográficas da amostra do enclave LTRI 024



Legenda: (A) Fotomicrografia da parágênese principal com a ocorrência de clinopiroxênio com pleocroísmo verde, ausência de zoneamento, acompanhados por biotita e inclusões de magnetita, visualizados com nicóis cruzados; (B) Parágênese principal com nicóis paralelos, destacando a presença de clinopiroxênio e biotita; clinopiroxênio (Cpx) e biotita (Bt).

Fonte: A autora, 2023.

3.2.2 Amostra de enclave LTRI 006 A

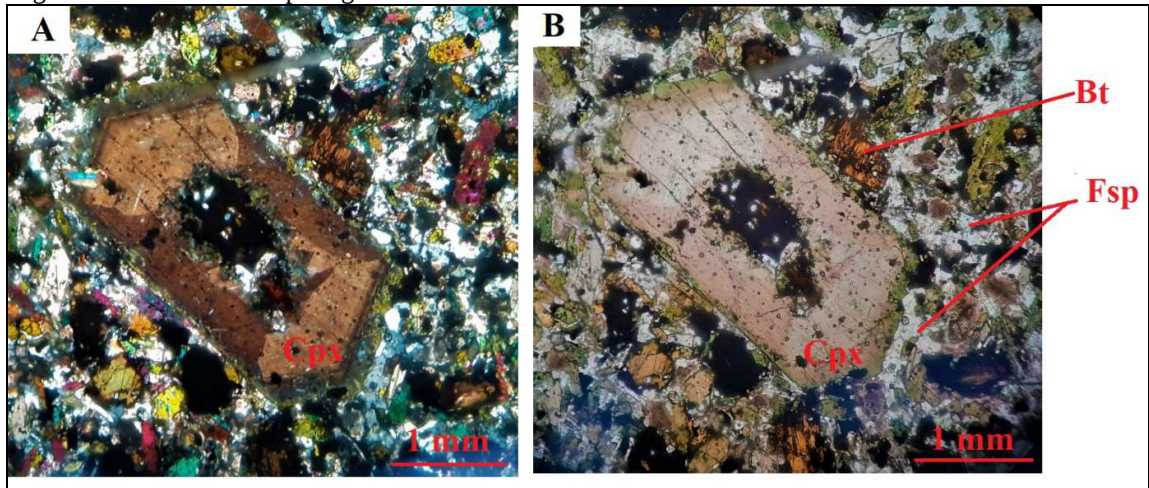
A amostra de enclave LTRI 006 A é composta de clinopiroxênio, feldspato, mica, titanita, apatita e opacos.

A análise em lâmina delgada mostra que os macrofenocristais e os fenocristais de clinopiroxênio apresentam características distintas. Os macrofenocristais de clinopiroxênio por vezes exibem um zoneamento em forma de ampulheta (Figuras 8-A e 8-B), com núcleo corroído e inclusões de magnetita e mica. Enquanto os fenocristais de clinopiroxênio podem ser observados tanto em forma subédricas como euédricas e, por vezes, os grãos são achatados e curtos, com acentuado pleocroísmo verde sem zoneamento. Observa-se que o clinopiroxênio ocorre em contato com a mica e a magnetita.

A mica, por sua vez, ocorre em tabletes, os fenocristais exibem cores fortes em tom castanho e marrom-avermelhado; ocasionalmente, alguns cristais têm contorno arredondado devido à corrosão magmática.

A rocha hospedeira é um Nefelito e apresenta uma textura glomeroporfírica com macrofenocristais de nefelina imersos, juntamente com fenocristais de clinopiroxênio, biotita e noseana (Figura 9).

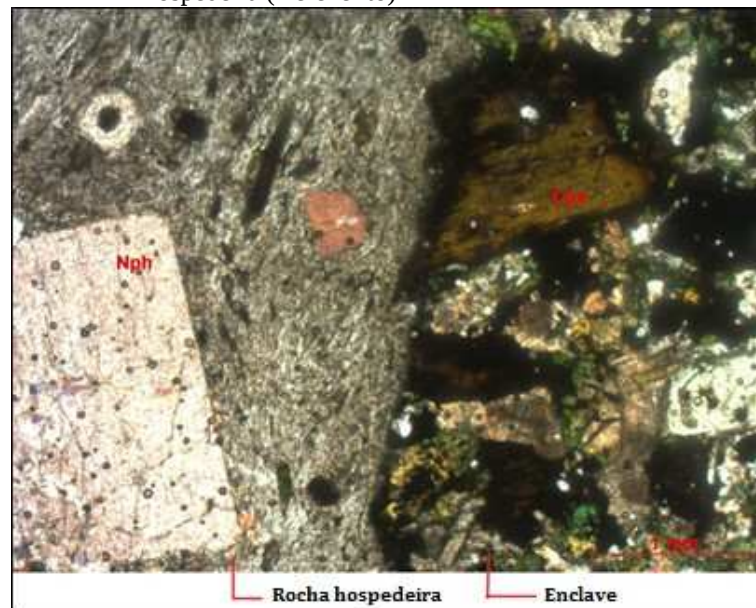
Figura 8 - Características petrográficas da amostra do enclave LTRI 006 A



Legenda: (A) Fotomicrografia do macrofenocristal de clinopiroxênio apresentando zoneamento ampulheta com núcleo corroído e inclusões de outros minerais félsicos e máficos com nicóis cruzados. (B) macrofenocristal de clinopiroxênio apresentando zoneamento ampulheta com núcleo corroído e preenchido por outros minerais félsicos e máficos, acompanhados pela paragénese principal representada pelos minerais biotita e feldspato com nicóis paralelos; clinopiroxênio (Cpx), feldspato (Fsp) e biotita (Bt).

Fonte: A autora, 2024.

Figura 9 - Fotomicrografia do enclave LTRI 006 A e a sua rocha hospedeira (Nefenelito)



Legenda: Fotomicrografia mostrando a rocha hospedeira (Nefenelito) com macrofenocristal de nefelina euédrico; o enclave mostra um macrofenocristal de clinopiroxênio em contato com a rocha hospedeira com nicóis cruzados; clinopiroxênio (Cpx) e nefelina (Nph).

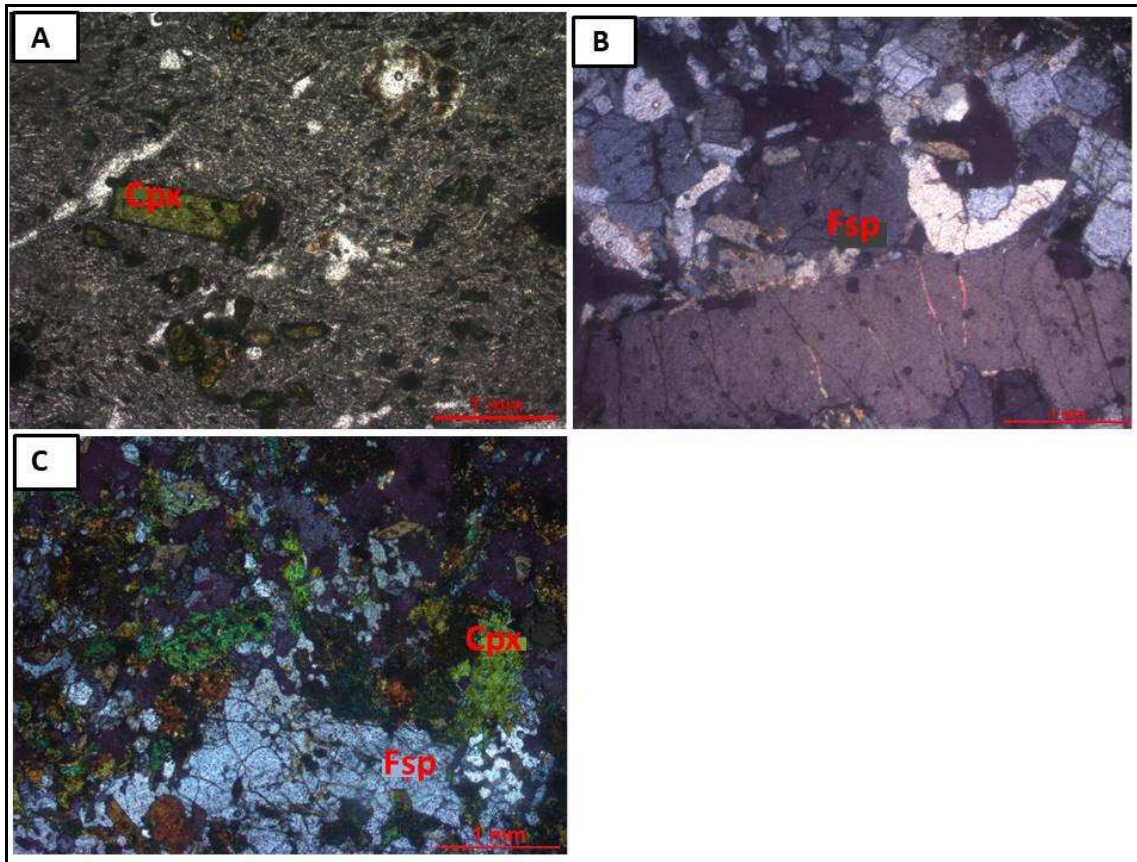
Fonte: A autora, 2024.

3.2.3 Amostra de enclave LTRI 006 B

A amostra de enclave LTRI 006 B (Figura 6-C) está dividida em várias partes: a rocha hospedeira classificada como fonolito (A), um veio feldspático (B) e o enclave (C):

- a) A rocha hospedeira, classificada como um fonolito apresenta uma matriz microlítica traquítica (Figura 10-A). Nela, são observados microfenocristais de feldspato e feldspatóide noseana além de fenocristais euédricos e subédricos de clinopiroxênio com pleocroísmo verde sem zoneamento e inclusões de titanita, bem como vestígios de carbonato;
- b) O veio é composto por agregados de grãos feldspáticos que ocorre circundante a um imenso grão de feldspato (Figura 10-B). Nesse veio, uma parte encontra-se fraturada e outra parte ressurgiu recristalizada. A composição desse veio é predominantemente feldspática e, por vezes, apresenta inclusões de carbonato;
- c) O enclave é composto por uma matriz feldspática na qual estão imersos minerais de clinopiroxênio, opacos, titanita, apatita e carbonato, conforme ilustrado na Figura 10-C. Os fenocristais de clinopiroxênio exibem pleocroísmo verde, apresentando formatos tanto alongados como curtos e achatados; eventualmente, os grãos são prismáticos ou subédricos, sem exibir zoneamento. A titanita mostra um hábito losangular, enquanto os minerais opacos têm formas tanto anédrica quanto subédrica. O feldspato é uma variedade de sanidina-anortoclásio, que se apresentam como fenocristais de clinopiroxênio e como na matriz. Os microfenocristais de feldspato têm hábitos prismáticos alongados e achatados e que por vezes encontram-se fraturados.

Figura 10 – Características petrográficas do enclave, rocha hospedeira e veio feldspático da amostra LTRI 006 B



Legenda: (A) Rocha hospedeira um fonolito porfirítico que apresenta microfenocristais e fenocristais de clinopiroxênio imersos em uma matriz microlítica visualizados com nicóis paralelos; (B) Veio feldspático, evidenciando um imenso grão de feldspato contendo inclusões de carbonato. Adjacente a esse grão, observam-se outros cristais de feldspato fraturados, visualizados com nicóis cruzados; (C) Enclave com os fenocristais de clinopiroxênio em formatos subédricos e prismáticos alongados, sem zoneamento com nicóis cruzados. Feldspato (Fsp), clinopiroxênio (Cpx).

Fonte: A autora, 2024.

3.2.4 Amostra de enclave LTRI 033

Essa amostra de enclave LTRI 033 apresenta minerais como, clinopiroxênio, anfibólio, mica, feldspato, titanita, opacos e apatita.

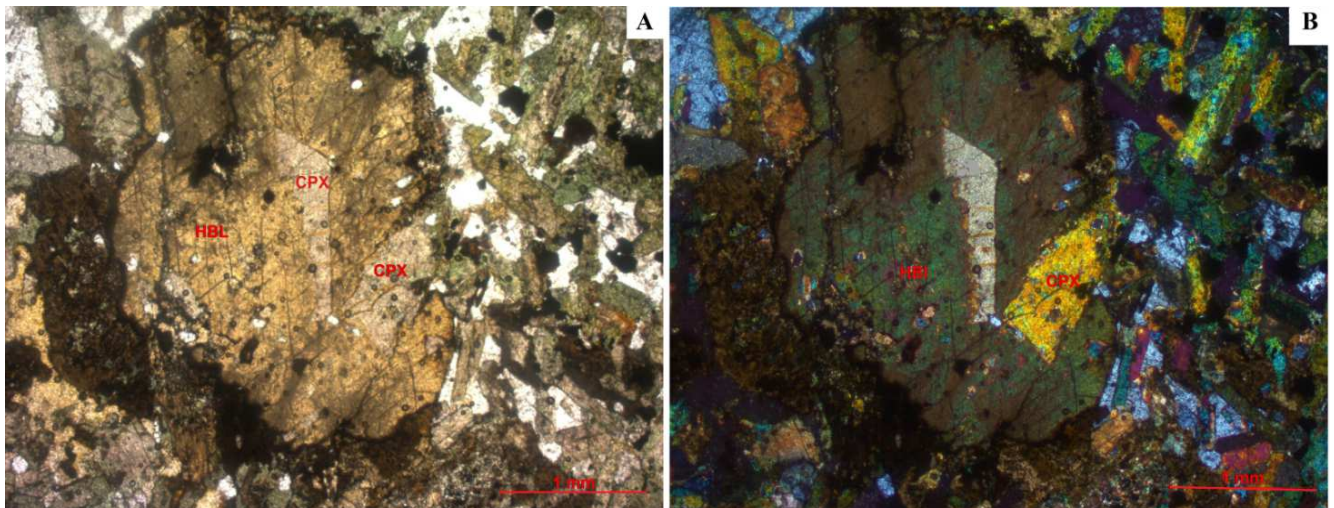
Uma observação desse enclave são as evidências de alterações e corrosões nos minerais de anfibólios presente, como mostra a Figura 11 – A e B. Além disso, o anfibólio exibe preenchimento por venulações, que são planos de clivagem ou fratura contendo minerais opacos. Esses minerais estão passando por um processo de recristalização, levando à formação de magnetita dentro das venulações.

Os cristais de clinopiroxênio identificados como diopsídio por vezes mostram hábito prismático longo, fibroso em cores de birrefringência intensa e com pleocroísmo em tons de verde, cinza e marrom. Esses fenocristais de diopsídio, ocasionalmente, ainda são vistos com uma aureóla de anfibólio, conforme ilustrado na Figura 11 – A e B.

As micas apresentam cores fortes em tom castanho e marrom-avermelhado, e eventualmente, alguns cristais têm contornos arredondados devido à corrosão magmática.

O nefelina-fonolito, que constitui a rocha hospedeira desta amostra, apresenta uma textura microtraquítica quando examinada em lâmina petrográfica. Na matriz dessa rocha, podem ser identificados macrofenocristais de nefelina, bem como fenocristais de clinopiroxênio, titanita e minerais opacos, conforme ilustrado na Figura 12.

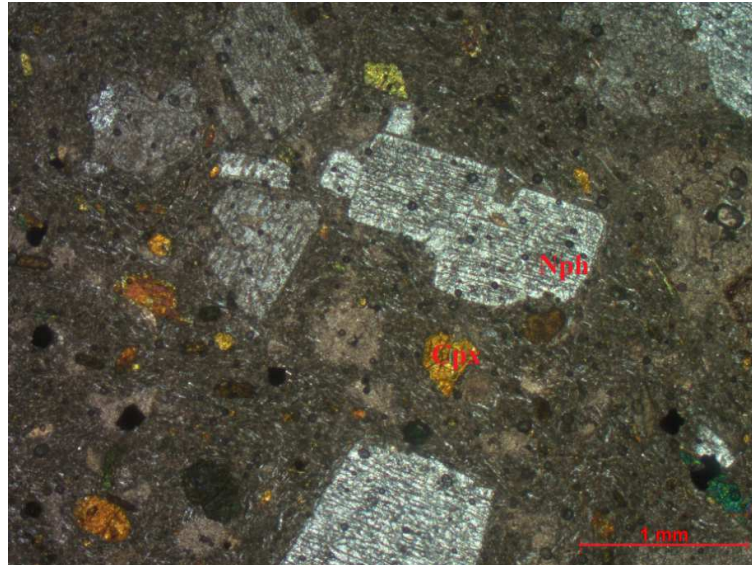
Figura 11 - Fotomicrografia do enclave da amostra LTRI 033



Legenda: (A) Macrofenocristal de anfibólio com alteração envoltos em uma matriz de feldspato e inclusões de clinopiroxênio, observado com nicóis paralelos e (B) visualizados com nicóis cruzados. Cpx (clinopiroxênio) e Hbl (hornblenda).

Fonte: A autora, 2024.

Figura 12 - Fotomicrografia da rocha hospedeira (nefelina-fonolito) da amostra LTRI 033



Legenda: Fotomicrografia mostrando a rocha hospedeira (nefelina-fonolito) que apresenta macrofenocristais de nefelina e fenocristais de clinopiroxênio envolvidos em uma matriz microlítica visualizados com nicóis cruzados; clinopiroxênio (Cpx) e nefelina (Nph).

Fonte: A autora, 2024.

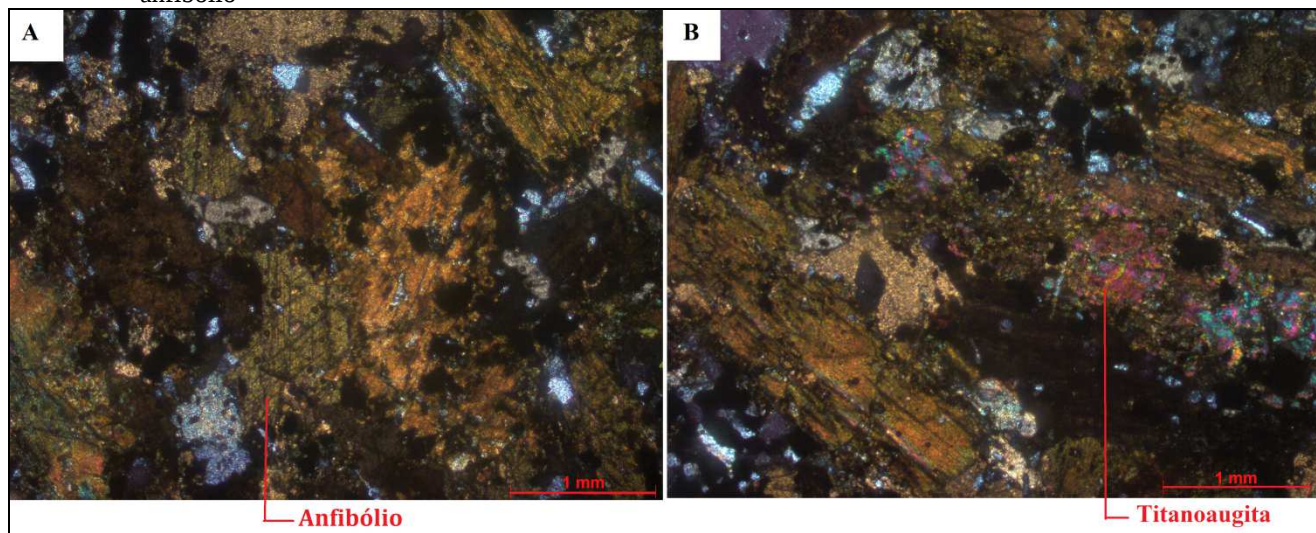
3.2.5 Amostra de enclave LTRI 042

A análise em lâmina delgada da amostra LTRI 042 mostra uma composição essencial de anfibólio acompanhado de minerais opacos e clinopiroxênio.

O anfibólio apresenta pleocroísmo intenso, em tons de marrom pálido amarelado, marrom forte avermelhado e um cinza-verde. Adicionalmente, por vezes, o anfibólio apresenta clivagem perfeita em duas direções de clivagem (Figura 13-A).

Já o clinopiroxênio presente foi classificado como titanaugita. Esse clinopiroxênio ocorre como macrofenocristais em contato com o anfibólio, conforme mostra a Figura 13-B.

Figura 13 - Fotomicrografia do enclave (amostra LTRI 042) mostrando a característica do mineral de clinopiroxênio e do anfibólio



Legenda: (A) Fotomicrografia mostrando fenocristal de anfibólio com clivagem perfeita visualizados com nicóis paralelos; (B) macrofenocristais de titanoaugita que ocorrem em contato com o anfibólio, como se estivessem sendo substituídos pela mesma, visualizado com nicóis cruzados.

Fonte: A autora, 2023.

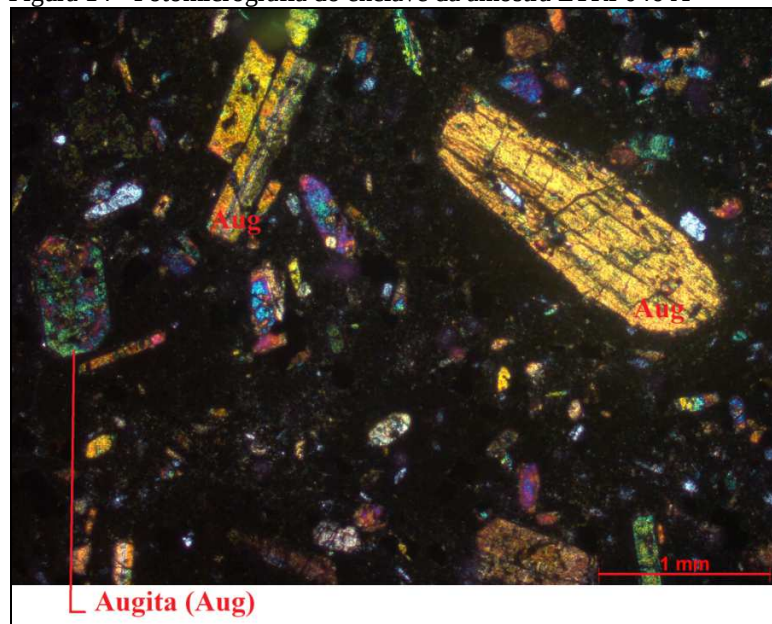
3.2.6 Amostra de enclave LTRI 046 A

Na observação em lâmina delgada, o enclave (amostra LTRI 046 A) apresenta uma composição mineralógica composta essencialmente de clinopiroxênio e minerais opacos, envoltos em uma matriz de granulação fina de mesma composição.

O clinopiroxênio identificado como augita por vezes ocorre em formas prismáticas alongadas e outras vezes em forma subédrica a anédrica, e quando em seção basal com oito lados, como mostra a Figura 14. Os fenocristais de titanoaugita eventualmente ocorrem em formas prismáticas alongadas e anédricas com pleocroísmo forte em tons de marrom pálido e marrom avermelhado. Além disso, ocasionalmente esses cristais apresentam maclas, conforme mostra a Figura 15.

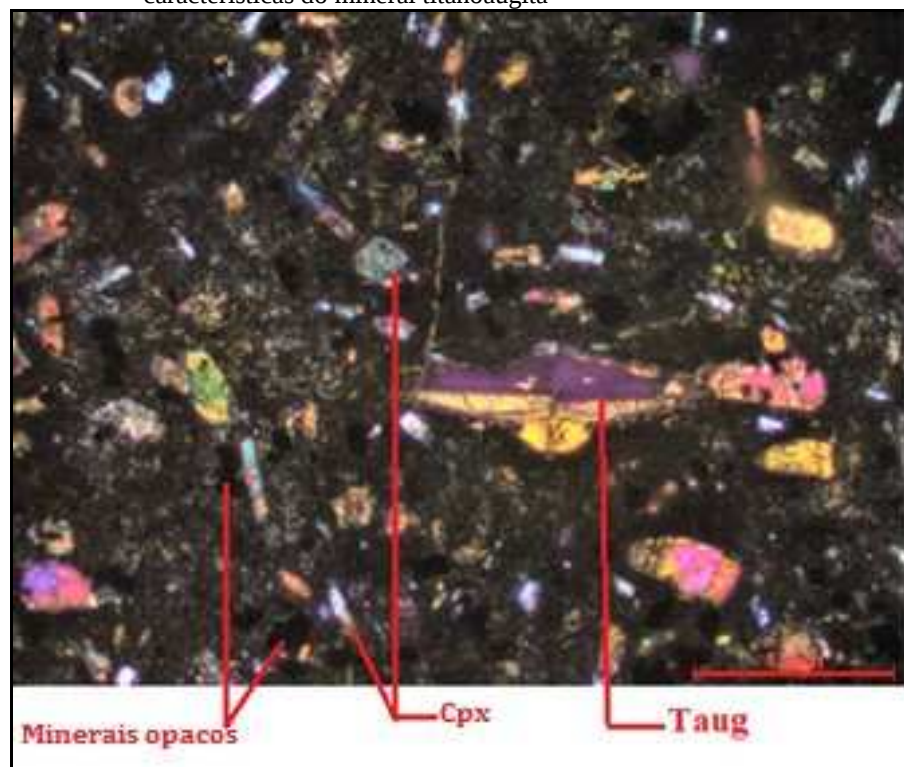
Os minerais opacos identificados são magnetitas perceptíveis normalmente em sua forma xenomórfica (anédrica), como mostra a Figura 15, mas também são vistos microfenocristais tendendo a formatos idiomórficos.

Figura 14 - Fotomicrografia do enclave da amostra LTRI 046 A



Legenda: Fotomicrografia mostrando macro e fenocristais de augita (Aug) na sua forma prismática alongada, subédrica, e em seção basal destacado pela reta vermelha, nicóis cruzados.
 Fonte: A Autora, 2024.

Figura 15 - Fotomicrografia do enclave amostra LTRI 046 A mostrando as características do mineral titanoaugita



Legenda: Fotomicrografia com fenocristal de titanoaugita com macla visualizados com nicóis paralelos; (Cpx) clinopiroxênio; (Taug) titanoaugita.
 Fonte: A autora, 2024.

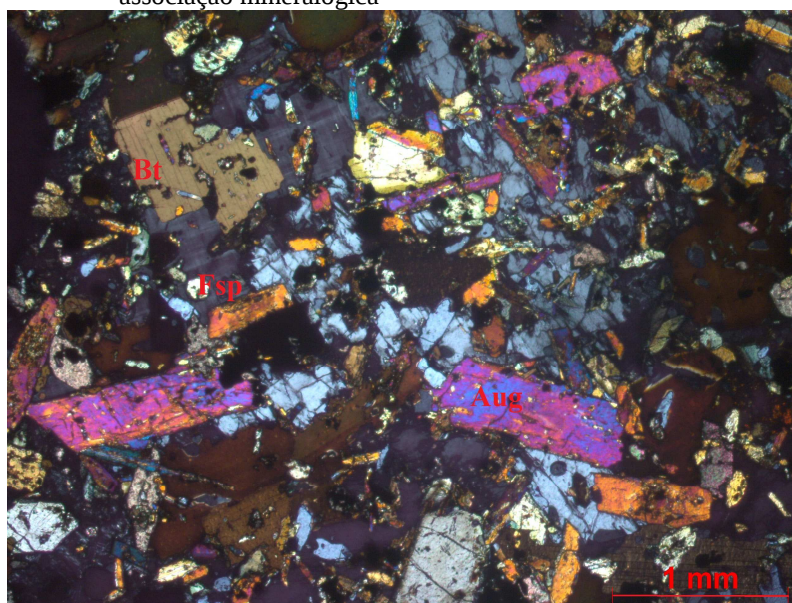
3.2.7 Amostra de enclave LTRI 046 B

A amostra LTRI 046 B é composta de clinopiroxênio, anfibólio, feldspato, biotita, opacos e apatita.

O clinopiroxênio identificado como augita apresenta formas subédrica a anédrica, sendo ocasionalmente prismático alongado (Figura 16). Os fenocristais de augita, de hábito prismático, exibem pleocroísmo com o núcleo na cor marrom pálido e as bordas verdes, como mostrado na Figura 17.

O feldspato presente na amostra tem hábito prismático alongado e achatado. Em menor proporção exibe sutilmente geminação múltipla, como mostra a Figura 16.

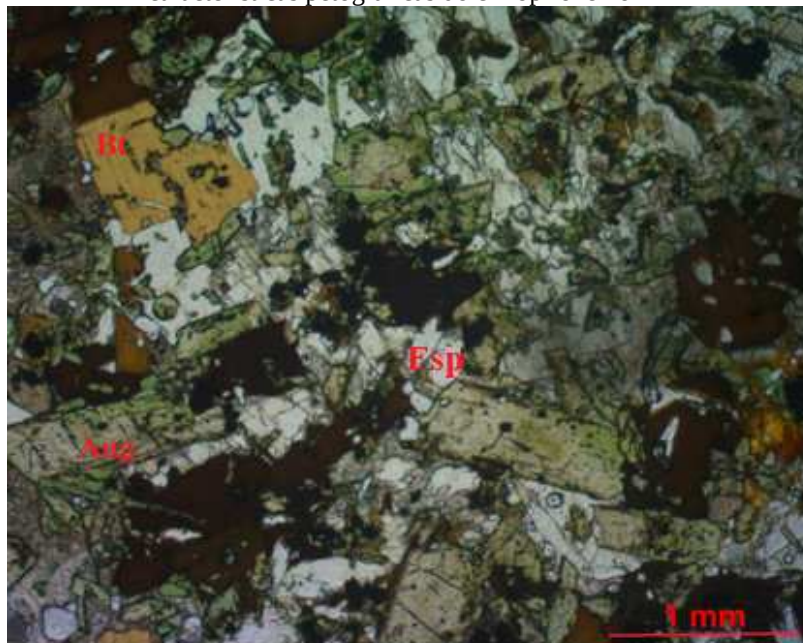
Figura 16 - Fotomicrografia do enclave (amostra LTRI 046 B) e a sua associação mineralógica



Legenda: Fotomicrografia que exibe os fenocristais de augita em sua forma prismática alongada; feldspato alcalino com sutil presença de geminação múltipla, visualizados com nicóis cruzados. Augita (Aug); Biotita (Bt); (Fsp) feldspato.

Fonte: A autora, 2024.

Figura 17 - Fotomicrografia da amostra LTRI 046 B mostrando as características petográficas do clinopiroxênio



Legenda: Fotomicrografia que exhibe os fenocristais de augita em sua forma prismática alongada e pleocroísmo com o núcleo na cor marrom pálido e as bordas verdes, visualizados com nicóis paralelos. Augita (Aug); Biotita (Bt); (Fsp) feldspato.

Fonte: A autora, 2024.

3.2.8 Amostras de enclaves LTRI 045 A, LTRI 045 B, LTRI 044 A e LTRI 044 B

As amostras LTRI 045, LTRI 045 B, LTRI 044 A e LTRI 044 B são enclaves que possuem associações mineralógicas com as características dos macro e fenocristais semelhantes. São reconhecidos macrofenocristais de clinopiroxênio, mica, anfibólio e opacos, envoltos em uma matriz de feldspato. Além desses cristais maiores, também estão presentes microfenocristais de titanita e apatita.

Os cristais de clinopiroxênio identificados como augita exibem zoneamento e maclas cíclicas (Figuras 18-A e 18-B), formas anédrica a subédrica (Figuras 18-A;B;C;D;E;F), além de hábito prismático alongado (Figuras 18-C e 18-D). Uma observação em relação a esse mineral, quanto a sua forma, é que os microfenocristais estão nas formas subédrica e prismática, enquanto os macrofenocristais se encontram em formas anédricas, por vezes com corrosões nas bordas ou nos núcleos, e apresentam fraturas (Figuras 18-E e 18-F). Estes últimos ainda têm inclusões de minerais como kaersutita e opacos.

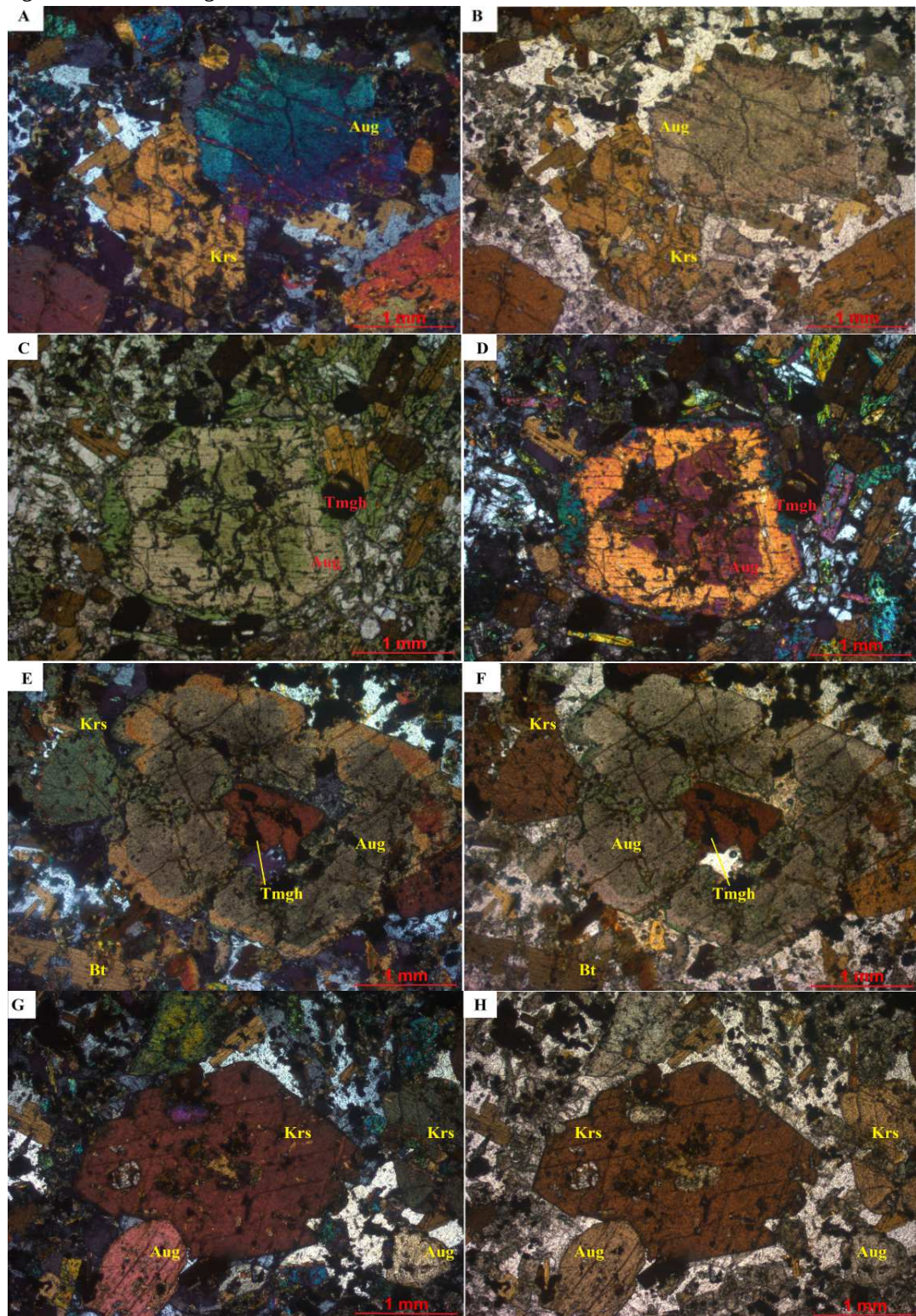
Também é relevante mencionar a evidência de alterações nos macrofenocristais de augita, o que resulta em sua substituição pela kaersutita. Adicionalmente, a augita exhibe pleocroísmo verde pálido acinzentado (Figuras 18-C e 18-F) sendo que em alguns macrofenocristais somente o núcleo e as bordas são verdes (Figura 18-E), além de cores intensas de birrefringência de primeira ordem superior à segunda ordem, tais como cinza, rosa e azul (Figuras 18-A;D;E;G).

O anfibólio identificado como kaersutita apresenta-se como macrofenocristais e fenocristais que ocorrem em contato com a augita e têm inclusões de opacos (Figuras 18-A;G;H). Nos macrofenocristais, é evidente a presença de clivagem perfeita, resultando em duas direções de clivagem (Figuras 18-A;B;G). A kaersutita apresenta pleocroísmo intenso, em tons de marrom pálido amarelado e marrom forte avermelhado (Figuras 18-A;B;G).

O feldspato forma uma matriz que atua como uma massa agregadora para todos os minerais, incluindo clinopiroxênio, kaersutita, biotita, titanomagnetita, titanita e apatita. Em algumas amostras, os cristais de magnetita podem exhibir bordas embaiadas.

De forma geral, diante da associação mineralógica complexa, não foi possível classificar os tipos petrográficos somente com base na petrografia. Essa classificação será discutida após a análise de química mineral e dos dados de litogeoquímica.

Figura 18 - Fotomicrografia das amostras LTRI 045 A e B, LTRI 044 A e B



Legenda: LTRI 045A - (A) macrofenocristal de Aug com maclas cíclicas; (B) macrofenocristal de Aug com forma anédrica e subédrica; LTRI 044A - (C) macrofenocristal de Aug com núcleo e as bordas verdes; (D) macrofenocristal de Aug com maclas; LTRI 045B- (E) Cpx com forma anédrica e o núcleo corroído com inclusões de krs e opacos; (F) macrofenocristal de Aug com alterações que resulta em sua substituição pela krs; LTRI 044B - (G) macrofenocristal de krs com clivagem perfeita; (H) macrofenocristal de krs com inclusões de opacos. Nicóis cruzados (A,D,E,G); Nicóis paralelos (B,C,F,H); Augita (Aug); kaersutita (krs), titanomagnetita (Tmgh).

Fonte: A autora, 2024.

3.3 Química Mineral

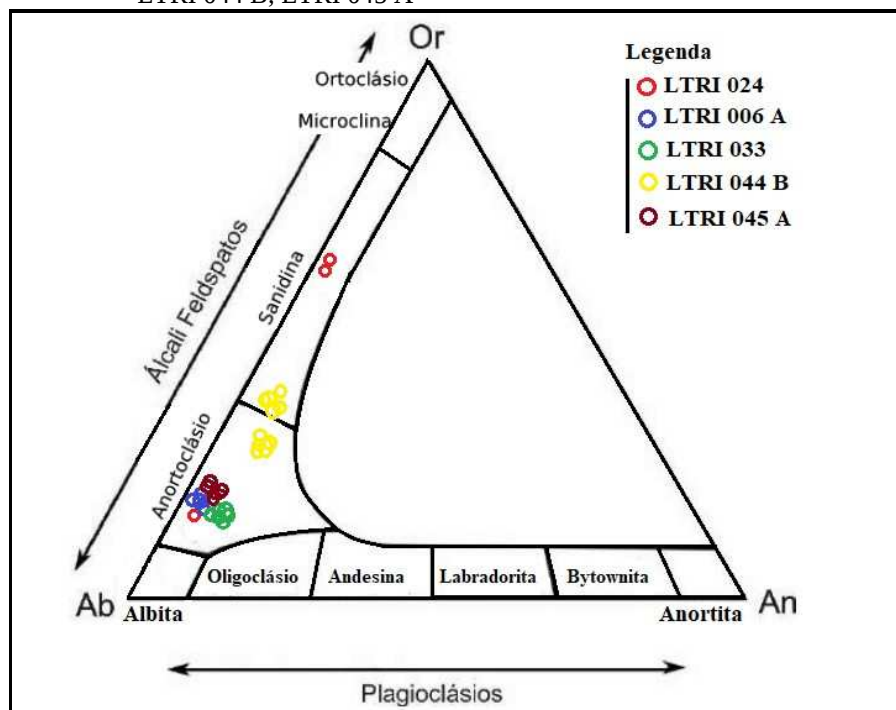
Para a análise da química mineral, foram selecionadas cinco amostras dos enclaves (LTRI 0006 A, LTRI 033, LTRI 024, LTRI 045 A e LTRI 044 B). Essa escolha foi orientada pela associação mineral predominante nestas amostras, que incluem as características mineralógicas do clinopiroxênio, mica, anfibólio, feldspato e opacos.

No entanto, é crucial destacar a presença de variações significativas entre essas amostras, tanto no tipo de clinopiroxênio quanto na presença ou ausência de mica, na diversidade de feldspato e na composição do anfibólio. Essas variações mineralógicas foram um critério fundamental para a seleção das amostras destinadas às análises de química mineral.

As análises químicas realizadas nos macro e fenocristais das cinco amostras revelam uma composição de feldspatos alcalinos, conforme representado na Figura 19, classificados de acordo com Deer et al., (1981) como anortoclásio $(\text{Na}, \text{K})\text{AlSi}_3\text{O}_8$ e sanidina $(\text{K}, \text{Na})(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_8$.

Os feldspatos alcalinos encontrados nas cinco amostras dos enclaves foram identificados como anortoclásio, conforme demonstrado no gráfico da Figura 19. Adicionalmente, verificou-se a presença de sanidina em duas dessas amostras, especificamente nas amostras LTRI 024 e LTRI 044 B (Figura 19). A composição do anortoclásio nas respectivas amostras varia entre Or_{16} e Or_{40} , enquanto a sanidina varia entre Or_{41} e Or_{64} .

Figura 19 – Diagrama ternário demonstrando a variação da composição dos feldspatos alcalinos nas amostras dos enclaves LTRI 024, LTRI 006 A, LTRI 033, LTRI 044 B, LTRI 045 A



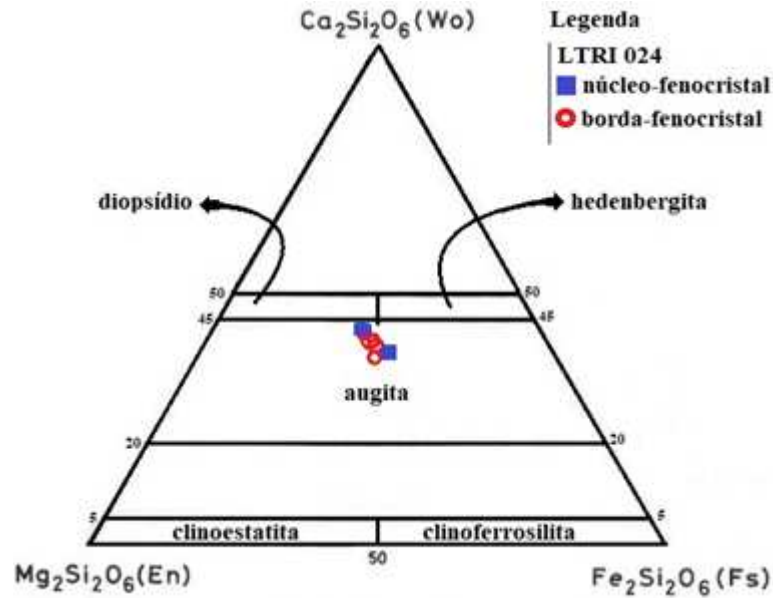
Fonte: Modificado de Deer et al., (1981).

Os resultados da química mineral dos macro e fenocristais de clinopiroxênios, de acordo com a classificação de Morimoto et al., (1988), para as amostras (LTRI 024, LTRI 006 A, LTRI 033, LTRI 045 A, LTRI 044 B), revelam que são classificados como augita e diopsídio. A seguir vamos descrever cada amostra em detalhes.

A amostra LTRI 024 é predominantemente composta por fenocristais de augita (Figura 20) com baixos teores de TiO_2 e Al_2O_3 ($\text{Wo}_{44}\text{En}_{29}\text{Fs}_{26}$). A média varia de 0,47 Wt.% para TiO_2 e 2,13 Wt.% para o Al_2O_3 , tanto nas bordas quanto no núcleo. Quanto aos teores de MgO e CaO são compatíveis com a composição química esperada para os minerais de augita.

Na amostra LTRI 006 A, a análise mineral revela uma predominância de clinopiroxênios identificados como augita e diopsídio, conforme ilustra a Figura 21. A composição da augita é $\text{Wo}_{31}\text{En}_{41}\text{Fs}_{28}$, enquanto a do diopsídio é de $\text{Wo}_{48}\text{En}_{37}\text{Fs}_{15}$. Os fenocristais de diopsídio apresentam teores de TiO_2 entre 2,9 wt.% e 1,3 wt.%, e teores de Al_2O_3 entre 10,4 wt.% e 4,0 wt.%. Por outro lado, os macrofenocristais de augita têm teores de TiO_2 variando de 5,2 wt.% a 0,6 wt.%, e para o Al_2O_3 , a variação é de 12,9 wt.% a 2,6 wt.%. A respeito dos teores de MgO e CaO, eles são compatíveis com a composição química esperada para o diopsídio e augita.

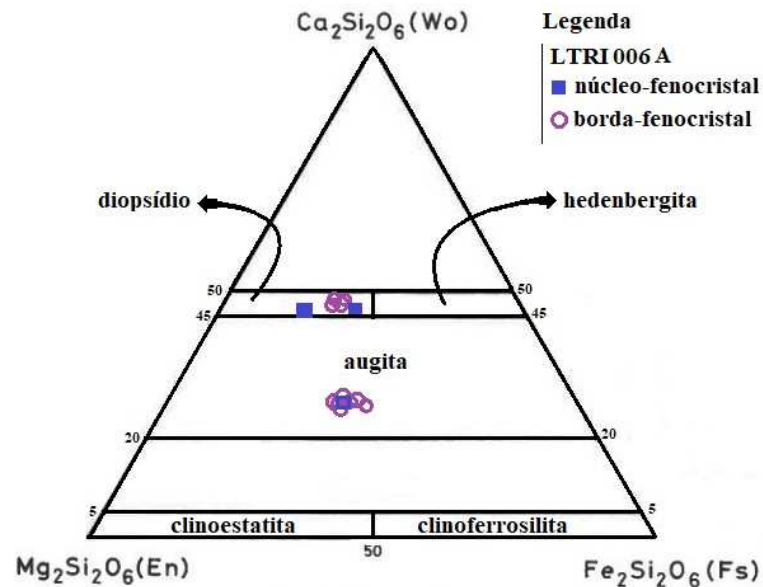
Figura 20 – Composição química do clinopiroxênio da amostra LTRI 024



Legenda: Diagrama de classificação dos clinopiroxênios segundo definições de Morimoto et al., (1988).

Fonte: A autora, 2024.

Figura 21 – Composição química do clinopiroxênio da amostra LTRI 006 A



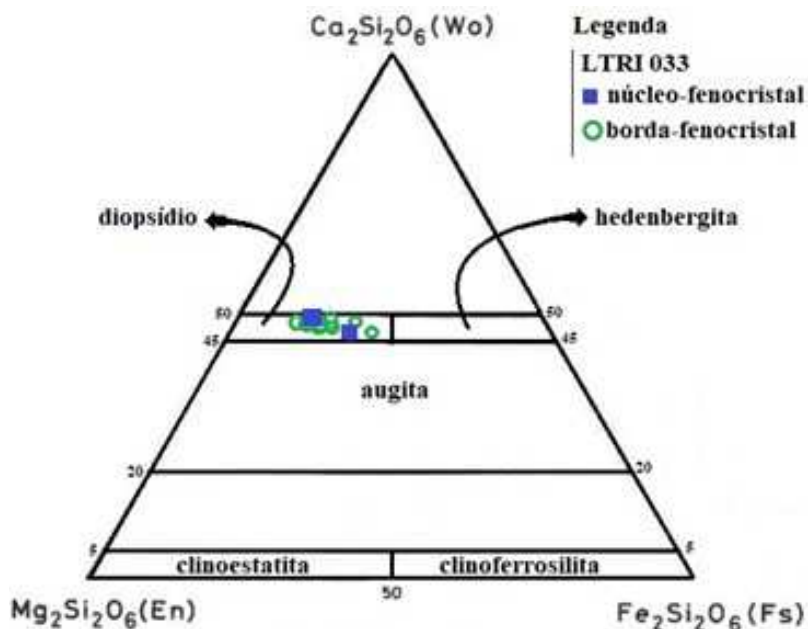
Legenda: Diagrama de classificação dos clinopiroxênios segundo definições de Morimoto et al., (1988).

Fonte: A autora, 2024.

A amostra LTRI 033 é caracterizada por clinopiroxênios, que foram classificados como diopsídio, de acordo com a classificação de Morimoto et al., (1988), conforme a representação da Figura 22. Esses fenocristais de diopsídio apresentam uma composição de TiO_2 variando entre 0,5 wt.% a 3,3 wt.%, e o teor de Al_2O_3 oscila no intervalo de 2,6 wt.%

(mínimo) a 7,2 wt.% (máximo). Em relação aos teores de CaO e MgO, eles se encontram dentro da faixa esperada para a composição em diopsídio, com o CaO apresentando valores entre 20,3 wt.% e 23,0 wt.% e o MgO registrando uma faixa de 13,4 wt.% à 8,8 wt.%.

Figura 22 – Composição química do clinopiroxênio da amostra LTRI 033



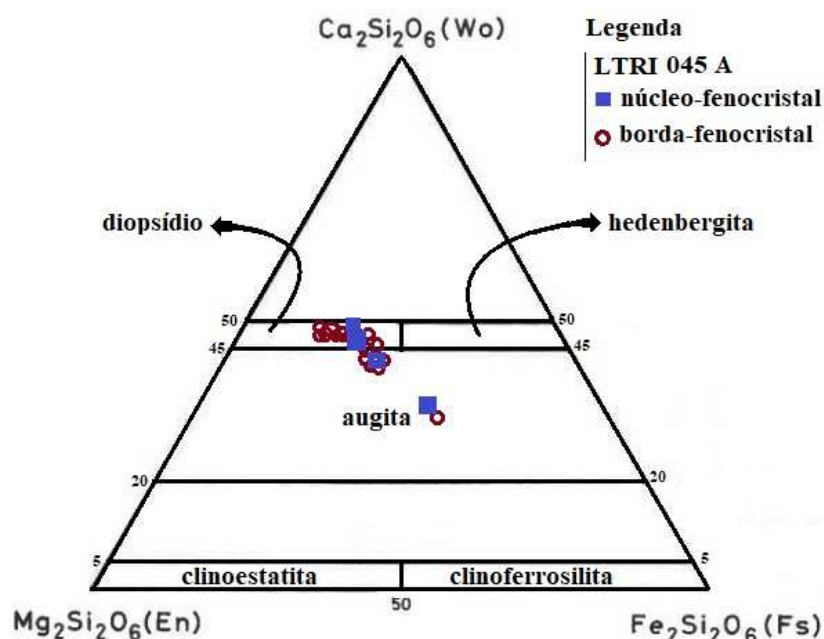
Legenda: Diagrama de classificação dos clinopiroxênios segundo definições de Morimoto et al., (1988).

Fonte: A autora, 2024.

A amostra LTRI 045 A também contém clinopiroxênios, especificamente augita e diopsídio, conforme ilustrado na Figura 23, em consonância com a classificação de Morimoto et al., (1988). Os fenocristais de augita exibem teores de TiO_2 em torno de aproximadamente 0,8 wt.%, enquanto os teores de Al_2O_3 se mantêm em 2,0 Wt.%.

Por sua vez, os fenocristais de diopsídio apresentam teores de TiO_2 em torno de 0,8 wt.%, com a variação dos teores de Al_2O_3 situando-se entre 1,1 wt.% e 3,5 wt.%. No que tange aos teores de MgO e CaO, eles estão em conformidade com a composição química esperada para os minerais de augita e diopsídio, com um valor de 19 wt.% para o CaO na augita e 22 wt.% no diopsídio. O MgO, por sua vez, está presente em teores de 10 wt.% no diopsídio e 14 wt.% na augita.

Figura 23 – Composição química do clinopiroxênio da amostra LTRI 045 A



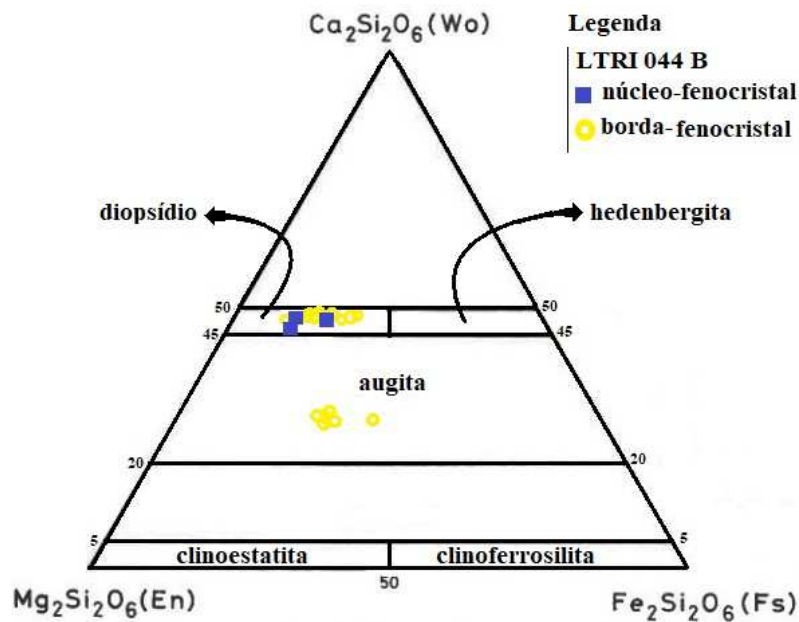
Legenda: Diagrama de classificação dos clinopiroxênios segundo definições de Morimoto et al., (1988).

Fonte: A autora, 2024.

Por fim, a amostra LTRI 044 B é caracterizada por clinopiroxênios, que foram identificados como augita e diopsídio com base na classificação de Morimoto et al., (1988), conforme ilustrado na Figura 24. A composição da augita é caracterizada por uma proporção de $\text{Wo}_{31}\text{En}_{45}\text{Fs}_{20}$, enquanto a do diopsídio é representada por $\text{Wo}_{48}\text{En}_{39}\text{Fs}_{12}$.

Os fenocristais de diopsídio apresentam teores de TiO_2 , abrangendo uma faixa que vai de 1,6 wt.% a 7,5 wt.%, enquanto os teores de Al_2O_3 oscilam entre 4,5 wt.% e 13,8 wt.%. Por outro lado, os macrofenocristais de augita possuem teores de TiO_2 aproximadamente de 6,5 wt.%, enquanto os teores de Al_2O_3 atingem aproximadamente 13 wt.%. Quanto aos teores de MgO e CaO, eles estão em conformidade com a composição química esperada para os minerais de diopsídio e augita.

Figura 24 – Composição química do clinopiroxênio da amostra LTRI 044 B

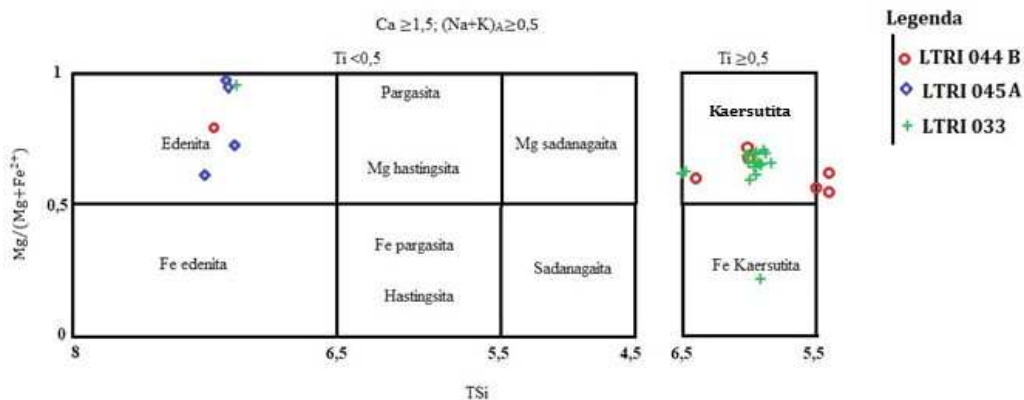


Legenda: Diagrama de classificação dos clinopiroxênios segundo definições de Morimoto et al., (1988).

Fonte: A autora, 2024.

Os anfibólios presentes nas análises químicas das amostras (LTRI 033, LTRI 044 B, LTRI 045 A) dos enclaves, foram identificados e classificados com base no diagrama proposto por Leake et al., (1997). De acordo com essa classificação, eles se enquadram nos campos da kaersutita ($\text{NaCa}_2\text{Mg}_4\text{TiSi}_6\text{Al}_2(\text{O}+\text{OH})_{24}$) e da edenita ($\text{NaCa}_2\text{Mg}_5\text{Si}_7\text{O}_{22}(\text{OH})_2$), conforme ilustrado na Figura 25. O teor de sílica (TSi) presente nesses anfibólios varia dentro das seguintes faixas: 7,1 wt.% a 5,8 wt.% (LTRI 033); 7,4 wt.% a 5,4 wt.% (LTRI 044 B); 7,6 wt.% a 7,0 wt.% (LTRI 045 A).

Figura 25 - Gráfico de classificação demonstrando a variação de composição dos anfibólios nas amostras LTRI 033, LTRI 044 B e LTRI 045 A



Fonte: Modificado de Leake et al., (1997).

3.4 Litogeoquímica

O estudo dos enclaves da FT, Ilha da Trindade, revelou uma variedade de rochas com características litogeoquímicas distintas.

3.4.1 Classificação dos elementos maiores dos enclaves da Formação Trindade

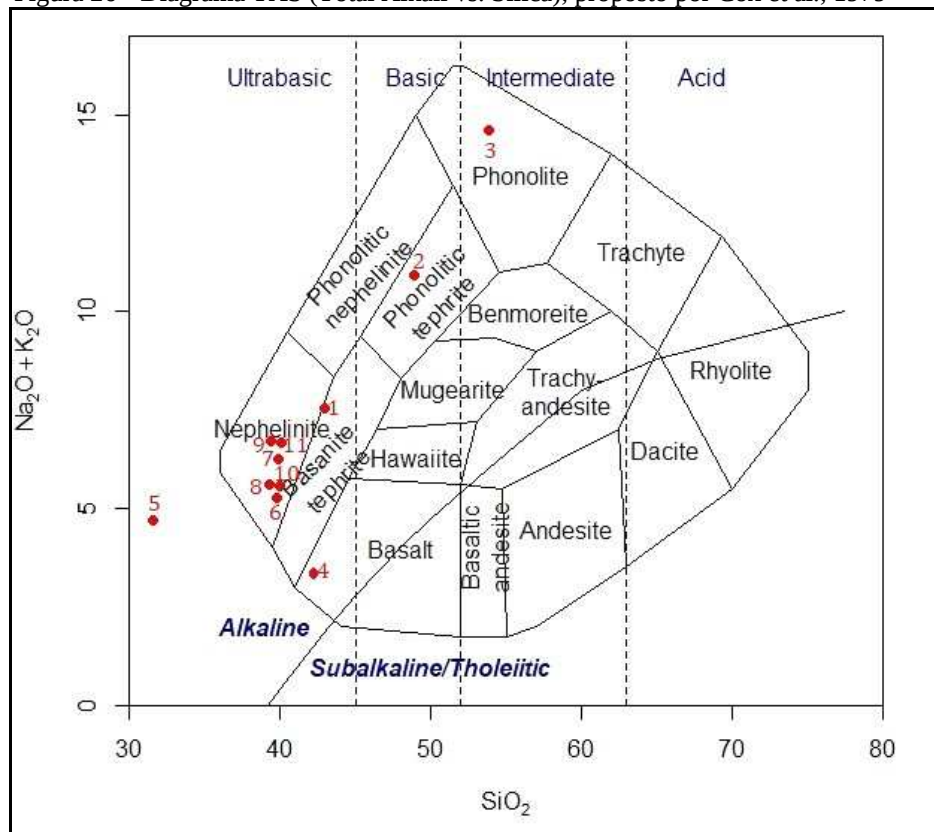
A classificação geoquímica dos enclaves foi conduzida utilizando o diagrama TAS (Total Alkali vs. Sílica), proposto por Cox et al., (1979), conforme apresentado na Figura 26. As composições químicas observadas neste diagrama foram identificadas no campo das rochas alcalinas. Este campo é caracterizado por uma predominância de rochas com teores significativos de álcalis, como sódio e potássio, além de sílica.

Adicionalmente, observa-se que as composições químicas desses enclaves compreendem magmas ultrabásicos, (amostras LTRI 024, LTRI 033, LTRI 042, LTRI 046 A, LTRI 046 B, LTRI 045 A, LTRI 045 B, LTRI 044 A e LTRI 044 B), magma básico (LTRI 006 A) e intermediário (LTRI 006 B), conforme ilustrado na Figura 26.

Dada a natureza alcalina das rochas e a presença de minerais como feldspato alcalino (rico em sódio e potássio) e clinopiroxênio (rico em ferro e magnésio) nas amostras, optou-se por empregar o diagrama de classificação R_1 versus R_2 De La Roche et al., (1980) para classificar as rochas com base em dados de litogeoquímica. Este diagrama oferece uma classificação com base em relações químicas específicas, incluindo a relação R_1 ($4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$) e a relação R_2 ($6Ca + 2Mg + Al$), além da relação álcali-sílica, que é a relação entre o teor total de álcalis ($Na_2O + K_2O$) e o teor de sílica (SiO_2) nas rochas.

Os resultados revelam que as amostras de enclaves LTRI 024, LTRI 042, LTRI 046 A, LTRI 046 B e LTRI 045 A apresentam padrões evoluídos nos teores totais de álcalis ($Na_2O + K_2O$) e no teor de sílica (SiO_2), onde os litotipos representativos dos magmas estão plotados no campo das rochas tefríticas e basaníticas. Enquanto as amostras LTRI 006 A e LTRI 006 B estão plotadas no campo de fonolito e a amostra LTRI está classificada como álcali-basalto, conforme mostra a Figura 27.

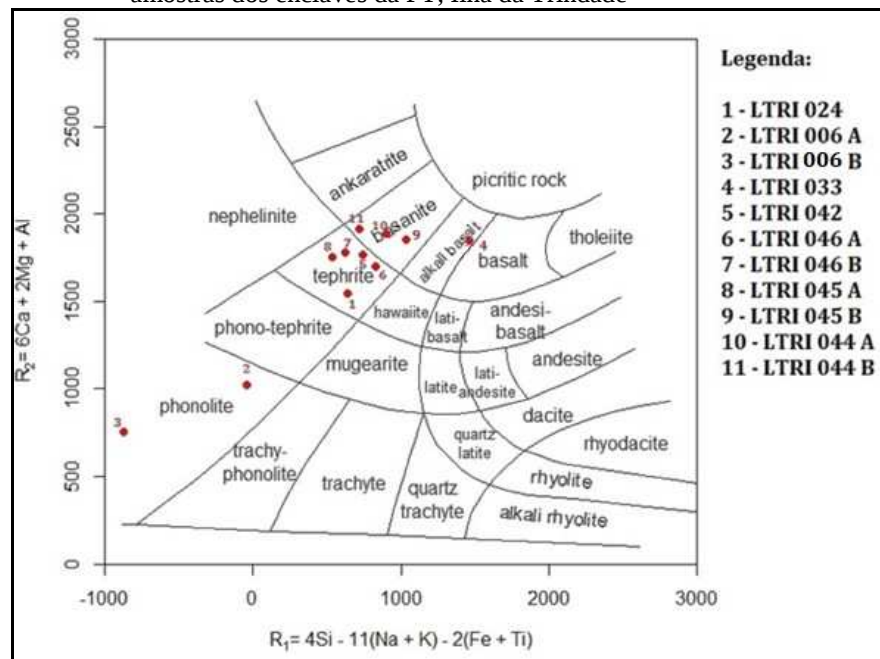
Figura 26 - Diagrama TAS (Total Alkali vs. Sílica), proposto por Cox et al., 1979



Legenda: Enclaves da FT, Ilha da Trindade. 1-LTRI 024; 5-LTRI 042; 6-LTRI 046 A; 7-LTRI 046 B; 8-LTRI 045 A; 9-LTRI 045 B; 10-LTRI 044 A; 11-LTRI 044 B.

Fonte: Modificado de Cox et al., 1979.

Figura 27 - Diagrama de classificação R1 vs. R2 De La Roche et al., (1980) das amostras dos enclaves da FT, Ilha da Trindade



Fonte: Modificado De La Roche et al., 1980.

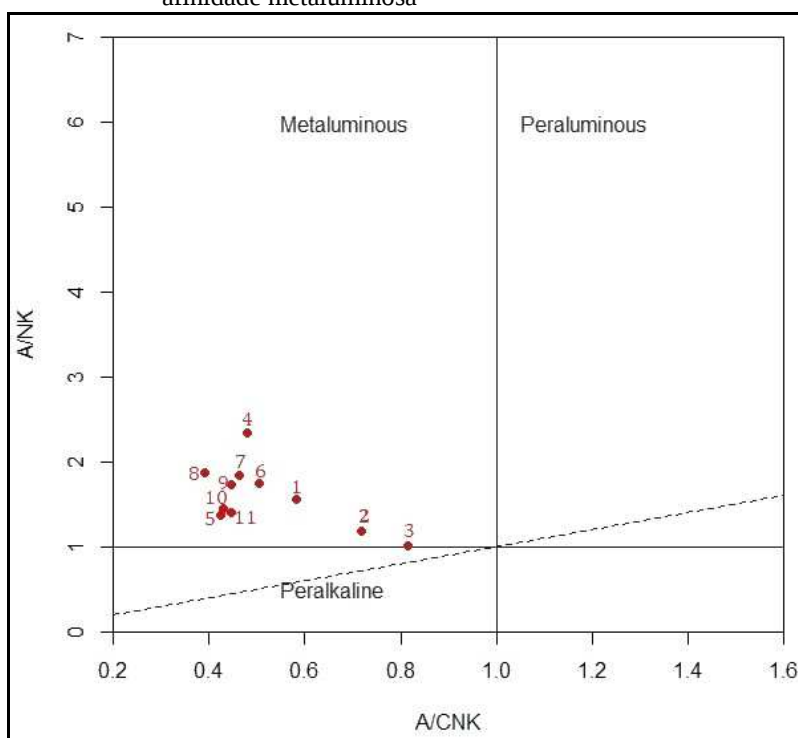
O diagrama A/CNK vs. A/NK Shand, 1943 foi utilizado para verificar o índice de alumina-saturação (IAS) ou índice de alumina-saturação total (IAST) que é uma relação entre a proporção molar de Al_2O_3 e a soma das proporções molares de Na_2O , K_2O e CaO (WERNICK, 2004).

Esses óxidos têm naturezas químicas distintas, sendo Na_2O e K_2O os óxidos formados por elementos alcalinos e CaO um óxido formado por um elemento alcalino-terroso. Por isso, também é comum utilizar o índice de alumina-saturação parcial (IASP), que é a relação entre a proporção molar de alumina e os óxidos alcalinos (WERNICK, 2004).

Dessa forma, o diagrama A/CNK vs. A/NK Shand, 1943 (figura 28) mostra que esses enclaves da Formação Trindade (FT) possuem afinidade metaluminosas que tem $\text{IAST} < 1$ e $\text{IASP} > 1$, ou seja, a razão entre alumina e o somatório de Na_2O , K_2O e CaO são menores que 1.

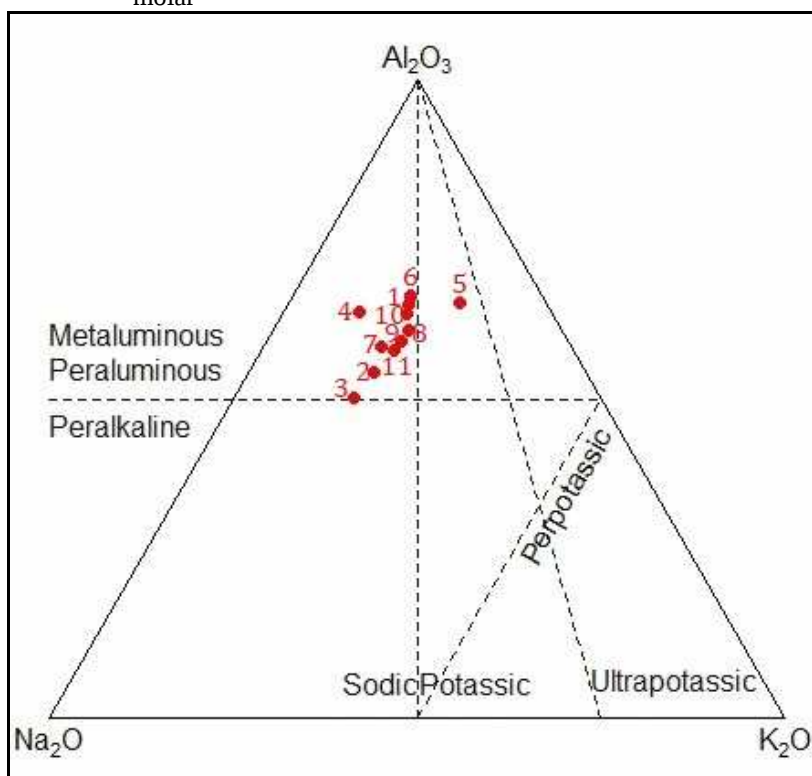
Por outro lado, o diagrama ternário de Al_2O_3 , Na_2O e K_2O para uma classificação molar (Figura 29) mostra que apenas uma amostra é classificada como potássica (LTRI 042), enquanto as demais amostras de enclaves estudados nesta pesquisa são classificadas como sódicas. Isso indica que a proporção de Na_2O é alta em relação a K_2O e Al_2O_3 nessas amostras (COX, 2015).

Figura 28 - Diagrama A/CNK vs. A/NK (SHAND, 1943) mostrando a afinidade metaluminosa



Legenda: Círculo vermelho = Enclaves da FT, Ilha da Trindade.
Fonte: Modificado de Shand, 1943.

Figura 29 - Diagrama ternário de Al_2O_3 , Na_2O e K_2O para uma classificação molar



Fonte: Modificado de Shand, 1943.

3.4.2 Elementos terras raras e traços dos enclaves da Ilha da Trindade

Os dados geoquímicos foram também representados em diagramas multielementares para investigar os Elementos Terras Raras (ETR) e os elementos traços.

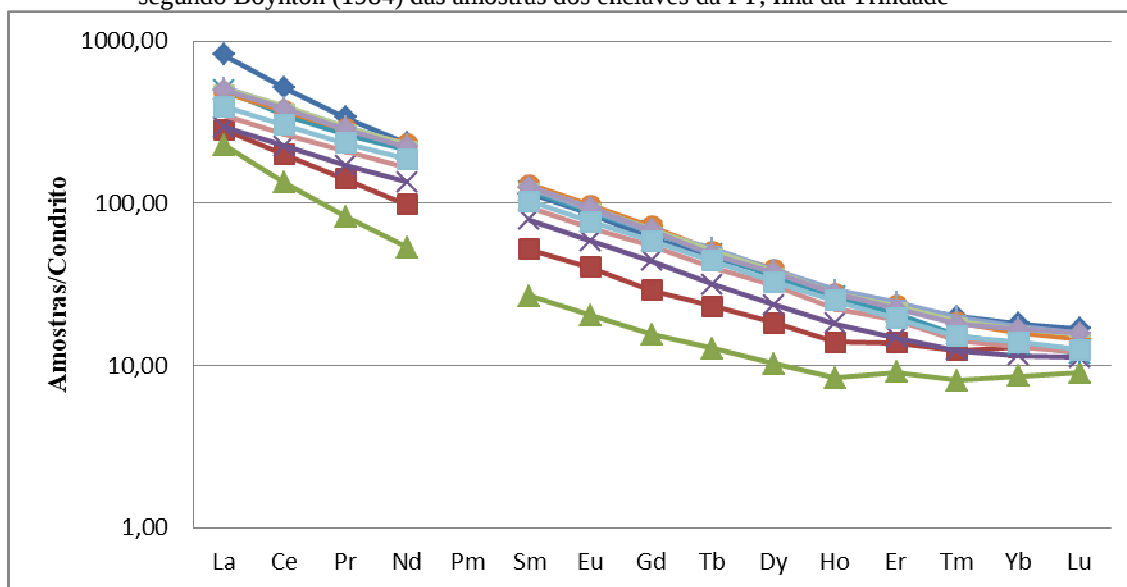
Para os ETR, foi elaborado o diagrama normalizado em relação ao condrito, conforme proposto por Boynton, (1984) como ilustra a Figura 30. Para os elementos traços, também normalizados ao condrito de Sun & McDonough (1989) como ilustra a Figura 31, foram utilizadas as amostras dos enclaves estudados.

Os resultados obtidos nos diagramas multielementares ETR revelaram um padrão de comportamento semelhante entre as amostras dos enclaves da FT, Ilha da Trindade.

Na Figura 30, é possível observar um padrão paralelo e convexo entre os tipos petrográficos, com uma inclinação acentuada em uma linha que indica um enriquecimento consistente dos elementos terras raras leves (ETR_L), como La, Ce, Pr e Nd, em comparação com os elementos terras raras pesados (ETR_P), que incluem Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Yb e Lu.

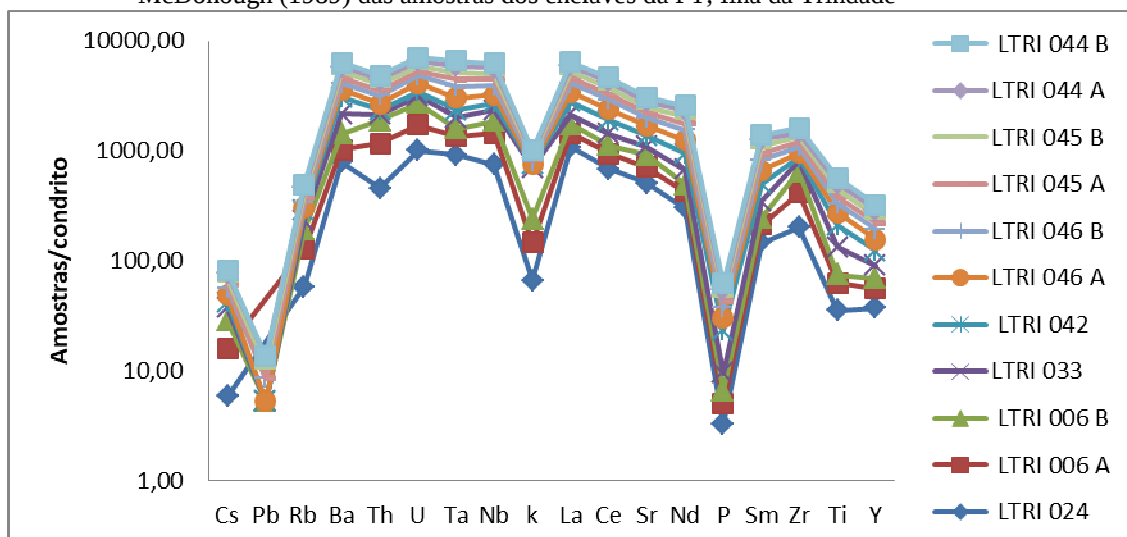
Já a Figura 31, representa o diagrama multielementar normalizado ao condrito segundo Sun & McDonough (1989), onde observa-se um enriquecimento nos elementos Ba, Th, U, Ta, Nb, La, Ce, Sr e Nd, enquanto ocorre um empobrecimento nos elementos Cs, Sm, Zr, Ti e Y. Além disso, são evidentes depressões expressivas nos elementos Pb, K e P.

Figura 30 - Diagrama multielementar de Elementos Terras Raras (ETR) normalizado para o condrito segundo Boynton (1984) das amostras dos enclaves da FT, Ilha da Trindade



Fonte: Modificado de Boynton, 1984.

Figura 31 - Diagrama multielementar de Elementos Traços normalizado para o condrito segundo Sun & McDonough (1989) das amostras dos enclaves da FT, Ilha da Trindade



Fonte: Modificado de Sun & McDonough, 1989.

4 DISCUSSÃO

4.1 Classificação litológica dos enclaves da Formação Trindade

As análises das onze amostras de enclaves pertencentes à sucessão vulcanogênica da Formação Trindade da Ilha da Trindade englobam aspectos petrográficos, químicos minerais e litogeoquímicos.

Inicialmente, a classificação litológica das amostras baseou-se na descrição da mineralogia, conforme detalhado no Capítulo Quatro, e também foram utilizadas as classificações químicas de De La Roche (Figura 27).

Seguindo as definições de nomenclatura de Derby (1981), Le Maitre (1989) e Streckeisen (1979), as amostras de enclaves foram identificadas como fonolito e piroxenito, conforme detalhado na Tabela 1.

Tabela 1- Classificação litológica dos enclaves da FT, Ilha da Trindade.

Amostras		Litologia
1	LTRI 024	Piroxenito
2	LTRI 006 A	Fonolito
3	LTRI 006 B	Fonolito
4	LTRI 033	Piroxenito porfirítico
5	LTRI 042	Anfibólio piroxenito
6	LTRI 046 A	Piroxenito
7	LTRI 046 B	Piroxenito
8	LTRI 045 A	Piroxenito
9	LTRI 045 B	Piroxenito
10	LTRI 044 A	Piroxenito
11	LTRI 044 B	Piroxenito

Fonte: A autora, 2024

4.2 Caracterização petrográfica e evolução magmática da Formação Trindade, Ilha da Trindade

O conjunto de rochas da Formação Trindade, abrangendo os enclaves piroxeníticos e fonolíticos, proporciona revelações profundas e elucidativas.

Embora muitas dessas características não se manifestem de maneira imediatamente evidente no campo, sua compreensão se aprimora consideravelmente por meio de uma análise microscópica detalhada.

Ao considerar os distintos processos envolvidos na formação dos enclaves, é crucial reconhecer que os enclaves são inclusões de rochas mais antigas incorporadas ao magma durante o processo de ascensão. Essa distinção fundamental demanda uma análise separada, visando aprofundar o entendimento sobre os eventos geológicos que moldaram essa formação.

As nuances e complexidades desses processos só se revelam completamente quando se adota uma abordagem analítica mais refinada. A presença de enclaves piroxeníticos e fonolíticos sugere interações magmáticas complexas, indicando momentos de coexistência de magmas distintos ao longo do tempo geológico.

Diante disso, os próximos tópicos destacarão as evidências que revelam a evolução magmática das rochas examinadas nesta pesquisa. Inicialmente, serão abordadas as características petrográficas encontradas nos enclaves, mergulhando nas interações complexas entre diferentes magmas e as variações termodinâmicas que moldaram essas inclusões rochosas.

Em seguida, será direcionada a atenção para as evidências que mostram que os respectivos enclaves são autólitos.

4.3 Análise petrográfica dos enclaves da Formação Trindade

As amostras de enclaves estudadas nesta pesquisa da Formação Trindade revelam uma notável diversidade de texturas, como corrosão magmática, maclas cíclicas, zoneamento, anedrismo, além de recristalização. Esses elementos fornecem informações cruciais sobre as

variações termodinâmicas e os processos que ocorreram na câmara magmática ao longo do tempo geológico.

O aspecto de corrosão magmática, exemplificada pelo enclave fonolítico (LTRI 006 A, Figura 8 A-B) e nos enclaves piroxeníticos (LTRI 033, Figura 11 A-B e LTRI 045 B, Figura 18 E-F) sugerem interações dinâmicas entre diferentes magmas ao longo do tempo, indicando possíveis momentos de influxo de magma novo na câmara magmática.

Outra característica distintiva nos enclaves é a presença de zoneamento ampulheta no clinopiroxênio, observado no enclave fonolítico (LTRI 006 A, Figura 8 A-B) e o zoneamento e as maclas cíclicas no clinopiroxênio, designado como augita, nos enclaves piroxeníticos, conforme observado nas amostras LTRI 045 A, LTRI 045 B e LTRI 044 B (Figura 18 A-B). Essas texturas também são resultantes de mudanças nas condições termodinâmicas, como já evidenciado pela corrosão magmática.

O anedrismo nas amostras de enclaves, notadamente no enclave fonolítico LTRI 006 B (Figura 10-C) e nos enclaves piroxeníticos (LTRI 033, Figura 11 A-B; LTRI 045 A, LTRI 045 B, LTRI 044 A e LTRI 044 B, Figuras 18 A-B-C-D-E-F), sugerem que os fenocristais não tiveram espaço suficiente para um crescimento completo de seus hábitos.

Essas características ressaltam a possibilidade de que ao longo do tempo geológico, uma conjunção de fatores tenha propiciado condições críticas de desequilíbrio entre o magma e os cristais, culminando na formação de zoneamentos, das maclas cíclicas, das corrosões e do anedrismo.

A corrosão magmática, o zoneamento, as maclas cíclicas e o anedrismo podem ser interpretados como resultados das mudanças nas condições termodinâmicas, potencialmente causadas por magmas mais quentes ou quimicamente distintos que entram em contato com a rocha existente, levando a processos de mistura (BARNES, 1986; EWART et al., 1973; FREI et al., 2009; HART e DUNN, 1993; LUNDSTROM et al., 1998; SCHONEVELD, 2017).

A entrada desse novo magma pode ter sido um processo crucial na formação desses enclaves, alterando provavelmente a temperatura e a pressão na câmara magmática. E a coexistência de fenocristais de feldspatos alcalinos, como sanidina e anortoclásio, nessas amostras, também corrobora para evidenciar uma mudança de temperatura.

Adicionalmente, ressalta-se a característica observada no enclave piroxenítico da amostra LTRI 033, em que o clinopiroxênio exibe uma aureóla de anfibólio. Esta característica aponta para a presença de fenocristais de diopsídio como remanescentes do macrocristal original que deu origem ao anfibólio, conforme ilustrado na Figura 11 A-B.

Essa observação oferece uma evidência notável de possíveis processos metassomáticos na câmara magmática, indicando que, em algum momento da evolução magmática, a composição do magma pode ter experimentado alterações significativas (CHEN et al., 2023).

O metassomatismo na câmara magmática pode ter sido originado pela entrada de fluidos externos, como água, vapor d'água ou outros fluidos hidrotermais. Esses fluidos podem conter íons que reagem com os minerais da rocha, promovendo mudanças em sua composição (PILET et al., 2005).

A associação mineralógica hidratada desses enclaves é uma evidência adicional de que, em determinado período geológico, houve a entrada de fluidos na câmara magmática. A água presente nesses fluidos pode ter sido incorporada nas estruturas cristalinas, resultando na formação de minerais hidratados.

Em síntese, a análise petrográfica desses enclaves na Formação Trindade demonstra um panorama dinâmico envolvendo várias reações e processos ocorridos na câmara magmática ao longo do tempo geológico, alterando constantemente as condições termodinâmicas e os processos envolvidos.

4.4 Litogeoquímica revela: Enclaves da Ilha da Trindade são autólitos na Formação Trindade

Primeiramente é fundamental ressaltar que, com base nos resultados obtidos na pesquisa, as onze amostras de enclaves da Formação Trindade, Ilha da Trindade foram categorizadas como autólitos.

O termo autólito se refere a fragmentos de rochas que se solidificaram previamente e foram subsequentemente envolvidos por novos influxos magmáticos do mesmo processo intrusivo em eventos ou pulsos magmáticos sucessivos (WINGE, M. 2001). É importante ressaltar que, em muitos casos, esses autólitos compartilham uma relação genética com o magma que originou as rochas hospedeiras (JEFFERY et al., 2017; SHELLNUTT et al., 2010; WINTER, 2001;).

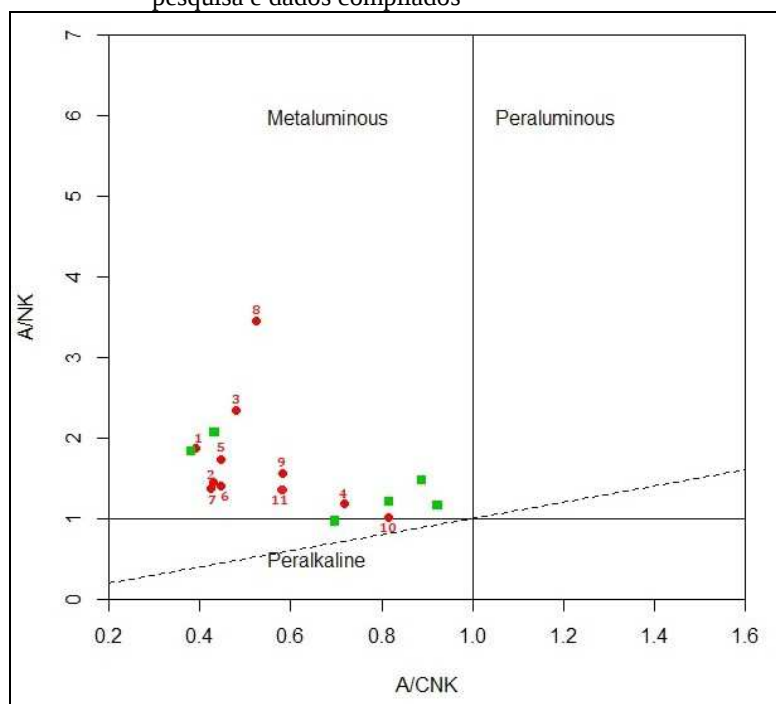
Além das observações petrográficas previamente discutidas, a classificação dos autólitos também envolve uma análise de sua origem relacionada à genética, a qual desempenha um papel crucial na caracterização dessas amostras. Uma das ferramentas

utilizadas para ratificar essa classificação e aprofundar a compreensão da origem genética do magma que potencialmente deu origem a essas rochas é o uso de dados geoquímicos (CHEN et al. 2023; JEFFERY et al., 2017; SHELLNUTT et al., 2010).

Nessa análise, foram empregados dados compilados a partir dos diversos tipos petrográficos das rochas hospedeiras identificadas na Formação Trindade, Ilha da Trindade. A fonte para esses dados é o estudo conduzido por Bongiolo et al., (2015), que proporcionou um conjunto abrangente de informações sobre a composição química das rochas na região.

Os diagramas A/CNK vs. A/NK, propostos por Shand em 1943 (Figura 32), e o diagrama ternário de Al_2O_3 , Na_2O e K_2O para uma classificação molar, mostram que os enclaves estudados nesta pesquisa, assim como as rochas hospedeiras da FT investigados por outros autores (Bongiolo et al., 2015), apresentam afinidade metaluminosa e caráter sódico (Figura 33).

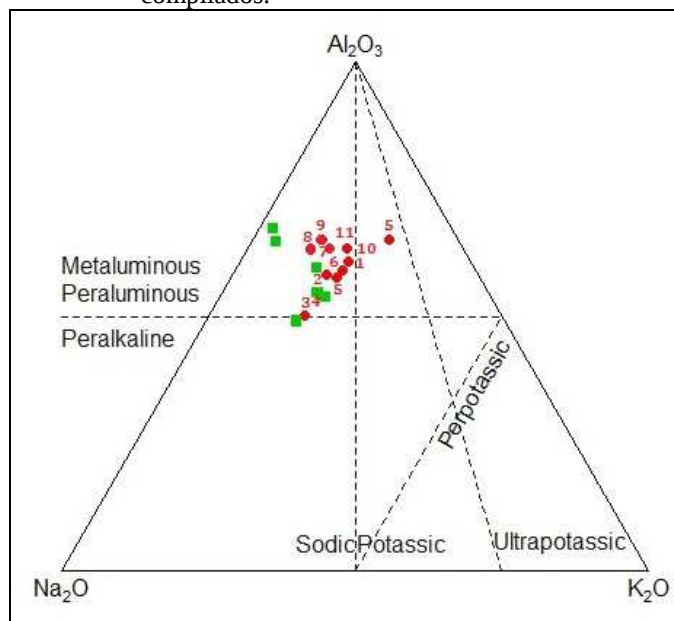
Figura 32 - Diagrama A/CNK vs. A/NK (SHAND, 1943) mostrando a afinidade metaluminosa dos enclaves estudados nessa pesquisa e dados compilados



Legenda: círculo vermelho = amostras dos enclaves estudados nessa pesquisa; quadrados verde = rocha hospedeira da FT, Ilha da Trindade analisados por Bongiolo et al., (2015).

Fonte: Modificado de Shand, 1943.

Figura 33 - Diagrama ternário de Al_2O_3 , Na_2O e K_2O para uma classificação molar dos enclaves estudados e dados compilados.



Legenda: Legenda para símbolos como na figura 32.

Fonte: Modificado de Shand, 1943.

Nas figuras 34 e 35, são apresentados os dados das rochas hospedeiras e dos enclaves em relação aos elementos terras raras (ETR), proposto por Boynton (1984).

É possível observar que esses dados seguem o mesmo padrão identificado no diagrama normalizado em relação ao condrito, também baseado no trabalho de Boynton (1984) como ilustra a Figura 30, quando aplicado às onze amostras de enclaves desta pesquisa. As rochas hospedeiras exibem um padrão paralelo e convexo entre os diferentes tipos petrográficos, com uma inclinação acentuada ao longo de uma linha que indica um enriquecimento consistentes nos elementos terras raras leves (ETRL) em relação aos elementos terras raras pesados (ETRP), como pode ser visto nas Figuras 30 e 34.

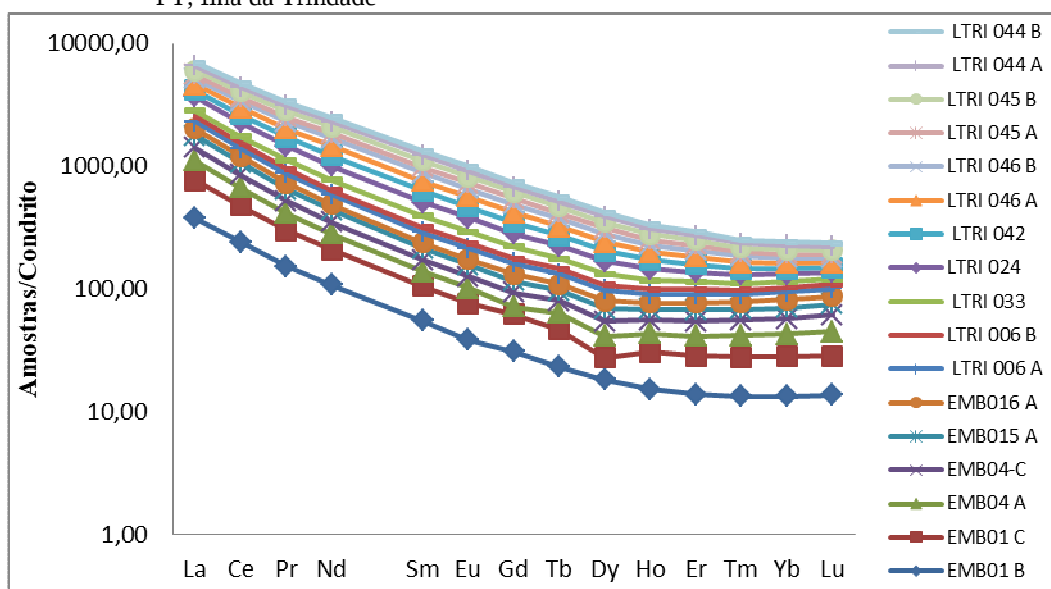
O mesmo padrão se repete no diagrama multielementar normalizado em relação ao condrito, proposto por Sun & McDonough (1989), apresentado na Figura 35. Nesse caso, também é observado um enriquecimento nos elementos Ba, Th, U, Ta, Nb, La, Ce, Sr e Nd, ao passo que ocorre um empobrecimento nos elementos Cs, Sm, Zr e Y. Além disso, são evidentes depressões expressivas nos elementos Pb, K, P e Ti. Essas mesmas tendências podem ser observadas nas onze amostras de enclaves estudadas nesta pesquisa, como representado nas Figuras 31 e 35.

Para ressaltar o paralelismo evidenciado nos diagramas multielentares, foram calculadas as razões $(\text{La}/\text{Sm})_N$ e $(\text{La}/\text{Yb})_N$, normalizadas para o condrito proposto por Boynton (1984).

Os resultados das razões (La/Sm) e (La/Yb) para as rochas hospedeiras e os enclaves apresentam uma consistência notável, como ilustra a tabela 2. Apesar de algumas variações, os valores geralmente se encontram dentro de uma faixa próxima entre as rochas hospedeiras e os enclaves. Essa proximidade sugere uma cogeneticidade entre essas rochas.

Dessa forma, essas análises geoquímicas e multielementares oferecem uma compreensão fundamental das características das rochas hospedeiras e dos enclaves. A notável similaridade substancial nos diagramas ternários, nas assinaturas geoquímicas, e nos cálculos das razões fortalece de maneira robusta a interpretação de que as onze amostras estudadas da Formação Trindade, Ilha da Trindade são autólitos.

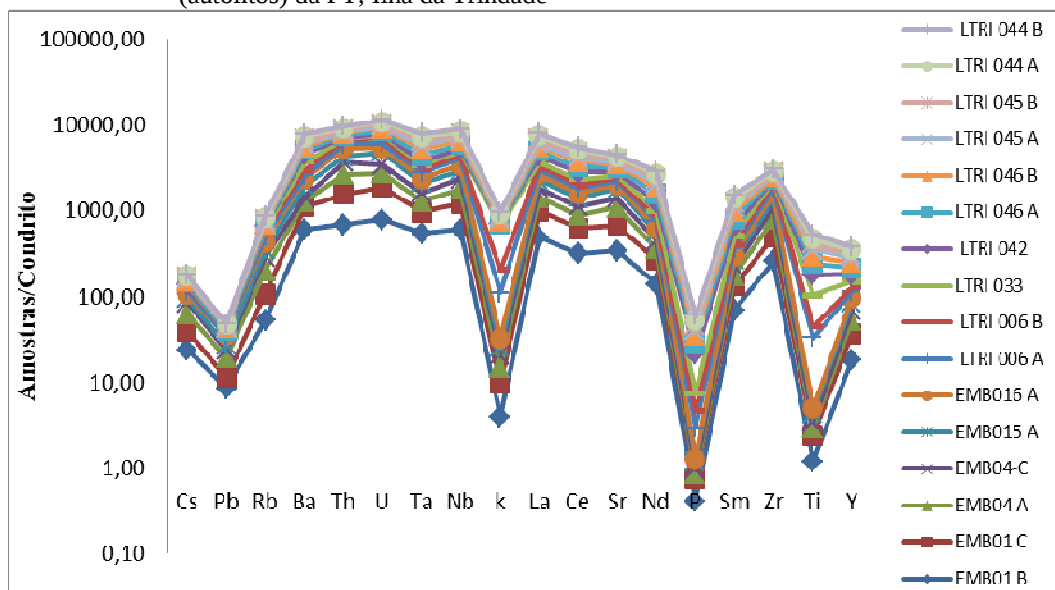
Figura 34 - Diagrama multielementar de Elementos Terras Raras (ETR) normalizadas para o condrito (BOYNTON, 1984) das rochas hospedeiras e dos enclaves (autólitos) da FT, Ilha da Trindade



Legenda: Dados das rochas hospedeiras da Ilha da Trindade compilados do trabalho de Bongioiolo et al., (2015). Fonolito (EMB01 B; EMB01 C; EMB04 A; EMB04 C; EMB15 A; EMB16 A; Bebedourito (XEN 04-A, XEN 04-B, XEN 04-C, XEN 04-D).

Fonte: Modificado de Boynton, 1984.

Figura 35 - Diagrama multielementar normalizado em relação ao condrito (SUN & MECDONOUGH, 1989) para o condrito das rochas hospedeiras e dos enclaves (autólitos) da FT, Ilha da Trindade



Legenda: Para símbolos como na figura 34.

Fonte: Modificado de Sun & McDonough, 1989.

Tabela 2 - Discriminação das rochas hospedeiras e dos autólitos da FT, Ilha da Trindade em função das Razões La/Yb_N e Sm/La_N .

Rochas Hospedeiras	EMB01 B	EMB01 C	EMB04 A	EMB04-C	EMB015 A	EMB016A
La/Yb_N	2,83	2,62	2,40	2,10	2,71	2,27
Sm/La_N	0,15	0,13	0,10	0,11	0,12	0,09
Enclaves	LTRI 024	LTRI 006 A	LTRI 006 B	LTRI 033	LTRI 042	LTRI 046 A
La/Yb_N	4,57	2,22	2,67	2,59	3,75	3,08
Sm/La_N	0,14	0,18	0,12	0,27	0,24	0,27
Enclaves	LTRI 046 B	LTRI 045 A	LTRI 045 B	LTRI 044 A	LTRI 044 B	
La/Yb_N	3,03	2,74	3,10	3,00	2,85	
Sm/La_N	0,24	0,27	0,25	0,25	0,26	

Legenda: Dados das rochas hospedeiras da Ilha da Trindade compilados do trabalho de Bongiorno et al., (2015). Fonolito (EMB01 B; EMB01 C; EMB04 A; EMB04 C; EMB15 A; EMB16 A; Bebedourito (XEN 04-A, XEN 04-B, XEN 04-C, XEN 04-D).

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Ao término desta dissertação, emergem contribuições substanciais para a compreensão dos complexos processos magmáticos e vulcânicos que esculpiram a Formação Trindade, na Ilha da Trindade. A investigação aprofundada de onze amostras, abrangendo enclaves piroxeníticos e fonolíticos, trouxe à tona uma riqueza de informações para desvendar os eventos geológicos que deram origem a essa formação vulcanogênica.

As conclusões desta pesquisa apontam para a complexidade dos processos magmáticos e vulcânicos na Formação Trindade. A interação entre os diferentes magmas ao longo do tempo geológico, as variações termodinâmicas na câmara magmática e a influência de processos metassomáticos emergem como fatores-chave na evolução magmática dessas rochas vulcânicas.

A interpretação dos enclaves como autólitos, fundamentada em observações petrográficas e análises geoquímicas, apresentadas nesta pesquisa destacam a importância de considerar a relação genética entre esses fragmentos e o magma circundante. A similaridade substancial nas assinaturas geoquímicas e nos cálculos de razões fortalece a interpretação de que esses enclaves são cogenéticos e estão ligados ao magma formador das rochas hospedeiras.

Assim, esta pesquisa não apenas lança luz sobre a evolução geológica da Formação Trindade na Ilha da Trindade, mas também destaca a importância de adotar uma abordagem integrada para desvendar processos geológicos complexos.

REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F.F. M. Ilhas oceânicas brasileiras e suas relações com a tectônica atlântica: Terrae didática, *IG-UNICAMP*, v. 2, n. 1, p. 3-18, 2006.
- ALMEIDA, F.F.M. Geologia e petrologia da Ilha da Trindade. *DNPM, Divisão de Geologia e Mineralogia*, Monografia 18,p.197, 1962.
- AMANTE, Christopher; EAKINS, Barry W. ETOPO1 arc-minute global relief model: procedures, data sources and analysis. 2009.
- ANDERSON, Don L. The EDGES of the mantle. *The Core–Mantle Boundary Region*, v. 28, p. 255-271, 1998.
- ANDERSON, Don L. The thermal state of the upper mantle; no role for mantle plumes. *Geophysical Research Letters*, v. 27, n. 22, p. 3623-3626, 2000.
- BARNES, Stephen J. The distribution of chromium among orthopyroxene, spinel and silicate liquid at atmospheric pressure. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 50, n. 9, p. 1889-1909, 1986.
- BIZZI, L. A. et al. Heterogeneous enriched mantle materials and Dupal-type magmatism along the SW margin of the São Francisco Craton, Brazil. *Journal of Geodynamics*, v. 20, n. 4, p. 469-491, 1995.
- BONGIOLO, Everton Marques et al. Geochemical modeling and Nd–Sr data links nephelinite–phonolite successions and xenoliths of Trindade Island (South Atlantic Ocean, Brazil). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 306, p. 58-73, 2015.
- BOYNTON, William V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. *In: Developments in geochemistry. Elsevier*, 1984. p. 63-114.
- CAMPBELL, Ian H.; GRIFFITHS, Ross W. Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 99, n. 1-2, p. 79-93, 1990.
- CAXITO, F. A. et al. Integration of elemental and isotope data supports a Neoproterozoic Adamastor Ocean realm. *Geochemical Perspectives Letters*, p. 6-10, 2021..
- CHAUVEL, C. et al. Contrasting old and young volcanism in Rurutu Island, Austral chain. *Chemical Geology*, v. 139, n. 1-4, p. 125-143, 1997.
- CHEN, Peijia et al. Cogenetic Origin of Magmatic Enclaves in Peralkaline Felsic Volcanic Rocks from the Sanshui Basin, South China. *Minerals*, v. 13, n. 5, p. 590, 2023.
- CHENG, Yanbo et al. Granite, gabbro and mafic microgranular enclaves in the Gejiu area, Yunnan Province, China: a case of two-stage mixing of crust-and mantle-derived magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 164, p. 659-676, 2012.

CORDANI, Umberto G. Idade do vulcanismo no oceano Atlântico Sul. *Boletim IGA*, v. 1, p. 09-75, 1970.

COURTILLOT, Vincent et al. Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 205, n. 3-4, p. 295-308, 2003.

DAN, Wei et al. Overlapping Sr–Nd–Hf–O isotopic compositions in Permian mafic enclaves and host granitoids in Alxa Block, NW China: Evidence for crust–mantle interaction and implications for the generation of silicic igneous provinces. *Lithos*, v. 230, p. 133-145, 2015.

DAVAILLE, Anne; GIRARD, Fabien; LE BARS, Michael. How to anchor hotspots in a convecting mantle?. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 203, n. 2, p. 621-634, 2002.
DePaolo, D.J., Wasserburg, G.J., 1979. Neodymium isotopes in flood basalts from the Siberian Platform and inferences about their mantle sources. *Proceed Nat Acad Sci* 76 (6), 3056–3060.

DERBY, Stephen L.; KEENEY, Ralph L. Risk analysis: Understanding “how safe is safe enough?”. In: *Readings in Risk*. RFF Press, 2013. p. 43-50.

DUPUY, C.; LIOTARD, J. M.; DOSTAL, J. Zr/Hf fractionation in intraplate basaltic rocks: carbonate metasomatism in the mantle source. *Geochimica et cosmochimica acta*, v. 56, n. 6, p. 2417-2423, 1992.

EWART, Anthony; BRYAN, W. B.; GILL, J. B. Mineralogy and geochemistry of the younger volcanic islands of Tonga, SW Pacific. *Journal of Petrology*, v. 14, n. 3, p. 429-465, 1973.

FERRARI, André Luiz; RICCOMINI, Cláudio. Campo de esforços plio-pleistocênico na Ilha de Trindade (Oceano Atlântico Sul, Brasil) e sua relação com a tectônica regional. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 29, n. 2, p. 195-202, 1999.

FREI, Dirk et al. Trace element partitioning between orthopyroxene and anhydrous silicate melt on the lherzolite solidus from 1.1 to 3.2 GPa and 1,230 to 1,535° C in the model system Na₂O–CaO–MgO–Al₂O₃–SiO₂. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 157, p. 473-490, 2009.

FODOR, R. V.; HANAN, B. B. Geochemical evidence for the Trindade hotspot trace: Columbia seamount ankaramite. *Lithos*, v. 51, n. 4, p. 293-304, 2000.

FODOR, R. V. et al. Ti-rich Eocene basaltic rocks, Abrolhos platform, offshore Brazil, 18° S: petrology with respect to South Atlantic magmatism. *Journal of Petrology*, v. 30, n. 3, p. 763-786, 1989.

FODOR, R. V.; MCKEE, E. H.; ASMUS, H. E. K-Ar ages and the opening of the South Atlantic Ocean: basaltic rock from the Brazilian margin. *Marine geology*, v. 54, n. 1-2, p. M1-M8, 1983.

GIBSON, S. A. et al. The limited extent of plume-lithosphere interactions during continental flood-basalt genesis: geochemical evidence from Cretaceous magmatism in southern Brazil. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 137, p. 147-169, 1999.

GIBSON, S. A. et al. Late Cretaceous rift-related upwelling and melting of the Trindade starting mantle plume head beneath western Brazil. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 126, p. 303-314, 1997.

GIBSON, S. A. et al. The Late Cretaceous impact of the Trindade mantle plume: evidence from large-volume, mafic, potassic magmatism in SE Brazil. *Journal of Petrology*, v. 36, n. 1, p. 189-229, 1995.

GROTZINGER, John; JORDAN, Tom. *Para Entender a Terra-6*. Bookman Editora, 2013.

GURENKO, A. A. et al. Major, trace element and Nd–Sr–Pb–O–He–Ar isotope signatures of shield stage lavas from the central and western Canary Islands: insights into mantle and crustal processes. *Chemical Geology*, v. 233, n. 1-2, p. 75-112, 2006.

GURENKO, Andrey A.; CHAUSSIDON, Marc; SCHMINCKE, Hans-Ulrich. Magma ascent and contamination beneath one intraplate volcano: evidence from S and O isotopes in glass inclusions and their host clinopyroxenes from Miocene basaltic hyaloclastites southwest of Gran Canaria (Canary Islands). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 65, n. 23, p. 4359-4374, 2001.

GURENKO, Andrey A.; HANSTEEN, Thor H.; SCHMINCKE, Hans-Ulrich. Evolution of parental magmas of Miocene shield basalts of Gran Canaria (Canary Islands): constraints from crystal, melt and fluid inclusions in minerals. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 124, n. 3, p. 422-435, 1996.

HART, Stanley R.; DUNN, Todd. Experimental cpx/melt partitioning of 24 trace elements. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 113, n. 1, p. 1-8, 1993.

HART, Stanley R. Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 90, n. 3, p. 273-296, 1988.

HAURI, Erik H.; WAGNER, Thomas P.; GROVE, Timothy L. Experimental and natural partitioning of Th, U, Pb and other trace elements between garnet, clinopyroxene and basaltic melts. *Chemical Geology*, v. 117, n. 1-4, p. 149-166, 1994.

HAURI, Erik H.; HART, Stanley R. ReOs isotope systematics of HIMU and EMII oceanic island basalts from the south Pacific Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 114, n. 2-3, p. 353-371, 1993.

HAWKESWORTH, C. J. et al. Evidence from the Parana of south Brazil for a continental contribution to Dupal basalts. *Nature*, v. 322, n. 6077, p. 356-359, 1986.

HEILBRON, Monica et al. Geochemical and temporal provinciality of the magmatism of the eastern Parnaíba Basin, NE Brazil. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 472, n. 1, p. 251-278, 2018.

HEILBRON, Monica et al. Tectonic genealogy of a miniature continent. São Francisco Craton, eastern Brazil: *tectonic genealogy of a miniature continent*, p. 321-331, 2017.

HEILBRON, Monica et al. The Serra da Bolívia complex: the record of a new Neoproterozoic arc-related unit at Ribeira belt. *Precambrian Research*, v. 238, p. 158-175, 2013.

HEINE, Christian; ZOETHOUT, Jasper; MÜLLER, R. Dietmar. Kinematics of the South Atlantic rift. *Solid Earth*, v. 4, n. 2, p. 215-253, 2013.

HOFMANN, A. W. Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: isotopes and trace elements. *Treatise on geochemistry*, v. 2, p. 568, 2003.

HOFMANN, Albrecht W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature*, v. 385, n. 6613, p. 219-229, 1997.

JACKSON, Matthew G.; DASGUPTA, Rajdeep. Compositions of HIMU, EM1, and EM2 from global trends between radiogenic isotopes and major elements in ocean island basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 276, n. 1-2, p. 175-186, 2008.

JEFFERY, A. J. et al. Petrogenesis of the peralkaline ignimbrites of Terceira, Azores. *Journal of Petrology*, v. 58, n. 12, p. 2365-2402, 2017.

KOGARKO, L.; KURAT, G.; NTAFLS, T1. Carbonate metasomatism of the oceanic mantle beneath Fernando de Noronha Island, Brazil. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 140, p. 577-587, 2001.

LE MAITRE, Roger Walter. A classification of igneous rocks and glossary of terms. *Recommendations of the international union of geological sciences subcommission on the systematics of igneous rocks*, v. 193, 1989.

LUNDSTROM, C. C. et al. Crystal chemical control of clinopyroxene-melt partitioning in the Di-Ab-An system: implications for elemental fractionations in the depleted mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 62, n. 16, p. 2849-2862, 1998.

MAGALHÃES, Joana Tiago Reis. Petrogênese das rochas máficas alcalinas do litoral entre São Sebastião, SP e Parati, RJ. 2014. Tese de Doutorado.

MARQUES, L. S. et al. Elemental and Sr-Nd-Pb isotope geochemistry of the Florianópolis Dyke Swarm (Paraná Magmatic Province): crustal contamination and mantle source constraints. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 355, p. 149-164, 2018

MARQUES, Leila S. et al. Petrology, geochemistry and Sr-Nd isotopes of the Trindade and Martin Vaz volcanic rocks (southern Atlantic Ocean). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 93, n. 3-4, p. 191-216, 1999.

MACDONALD, R. The role of fractional crystallization in the formation of the alkaline rocks. *The alkaline rocks*, p. 442-459, 1974.

MCDONOUGH, W. F. Partial melting of subducted oceanic crust and isolation of its residual eclogitic lithology. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A: Physical and Engineering Sciences*, v. 335, n. 1638, p. 407-418, 1991.

MCDONOUGH, William F.; SUN, S.-S. The composition of the Earth. *Chemical geology*, v. 120, n. 3-4, p. 223-253, 1995.

MCKENZIE, D. A. N.; O'NIONS, R. KEITH. The source regions of ocean island basalts. *Journal of petrology*, v. 36, n. 1, p. 133-159, 1995.

MCKENZIE, D. A. N.; BICKLE, M. J. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. *Journal of petrology*, v. 29, n. 3, p. 625-679, 1988.

MEIBOM, Anders; ANDERSON, Don L. The statistical upper mantle assemblage. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 217, n. 1-2, p. 123-139, 2004.

MOHRIAK, Webster Ueipass; TORRES, Luiz Carlos. Levantamentos geofísicos para a delimitação da margem continental brasileira. *Revista USP*, n. 113, p. 59-80, 2017

MOHRIAK, Webster Ueipass et al. Interpretação geológica e geofísica da Bacia do Espírito Santo e da região de Abrolhos: Petrografia, datação radiométrica e visualização sísmica das rochas vulcânicas. *Bol. Geocienc. Petrobras*, v. 14, n. 1, p. 133-142, 2005.

MOHRIAK, W. U. et al. Salt tectonics and structural styles in the deep-water province of the Cabo Frio region, Rio de Janeiro, Brazil. 1995.

MORGAN, W. Jason. Hotspot tracks and the early rifting of the Atlantic. In: *Developments in geotectonics*. Elsevier, 1983. p. 123-139.

MORGAN, W. Jason. Plate motions and deep mantle convection. *Geological Society of America Memoirs*, v. 132, p. 7-22, 1972.

MORGAN, W. Jason. Rises, trenches, great faults, and crustal blocks. *Journal of Geophysical Research*, v. 73, n. 6, p. 1959-1982, 1968.

MOTOKI, Akihisa; MOTOKI, Kenji Freire; DE MELO, Dean Preira. Caracterização da morfologia submarina da Cadeia Vitória-Trindade e áreas adjacentes, ES, com base na batimetria predita do TOPO versão 14.1. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 13, n. 2, 2012.

MOULIN, Maryline; ASLANIAN, Daniel; UNTERNEHR, Patrick. A new starting point for the South and Equatorial Atlantic Ocean. *Earth-Science Reviews*, v. 98, n. 1-2, p. 1-37, 2010.

TATSUMOTO, Mitsunobu; NAKAMURA, Yoichi. DUPAL anomaly in the Sea of Japan: Pb, Nd, and Sr isotopic variations at the eastern Eurasian continental margin. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 55, n. 12, p. 3697-3708, 1991.

NIU, Yaoling et al. A trace element perspective on the source of ocean island basalts (OIB) and fate of subducted ocean crust (SOC) and mantle lithosphere (SML). *Episodes Journal of International Geoscience*, v. 35, n. 2, p. 310-327, 2012.

NIU, Yaoling; O'HARA, Michael J. MORB mantle hosts the missing Eu (Sr, Nb, Ta and Ti) in the continental crust: new perspectives on crustal growth, crust–mantle differentiation and chemical structure of oceanic upper mantle. *Lithos*, v. 112, n. 1-2, p. 1-17, 2009.

O'CONNOR, John et al. Hotspot tracks in the South Atlantic located above bands of fast flowing asthenosphere driven by waning pulsations from the African LLSVP. *Gondwana Research*, v. 53, p. 197-208, 2018.

O'HARA, M. J. Imperfect melt separation, finite increment size and source region flow during fractional melting and the generation of reversed or subdued discrimination of incompatible trace elements. *Chemical geology*, v. 121, n. 1-4, p. 27-50, 1995.

PANG, Chong-Jin et al. Pyroxenite-derived Cenozoic basaltic magmatism in central Inner Mongolia, eastern China: Potential contributions from the subduction of the Paleo-Pacific and Paleo-Asian oceanic slabs in the Mantle Transition Zone. *Lithos*, v. 332, p. 39-54, 2019.

PEARSON, D. G.; CANIL, D.; SHIREY, S. B. Mantle samples included in volcanic rocks: xenoliths and diamonds. *Treatise on geochemistry*, v. 2, p.

PILET, Sébastien et al. Monte Carlo simulations of metasomatic enrichment in the lithosphere and implications for the source of alkaline basalts. *Journal of Petrology*, v. 52, n. 7-8, p. 1415-1442, 2011.

PILET, Sébastien; BAKER, Michael B.; STOLPER, Edward M. Metasomatized lithosphere and the origin of alkaline lavas. *Science*, v. 320, n. 5878, p. 916-919, 2008.

PIRES, Gustavo Luiz Campos; BONGIOLO, Everton Marques. The nephelinitic–phonolitic volcanism of the Trindade Island (South Atlantic Ocean): Review of the stratigraphy, and inferences on the volcanic styles and sources of nephelinites. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 72, p. 49-62, 2016.

PIRES, Gustavo LC et al. New $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and revised $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}^*$ data from nephelinitic–phonolitic volcanic successions of the Trindade Island (South Atlantic Ocean). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 327, p. 531-538, 2016.

RICCOMINI, Claudio; SANT'ANNA, Lucy Gomes; FERRARI, André Luiz. Evolução geológica do rift continental do sudeste do Brasil. *Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, CDR*, p. 383-405, 2004.

ROCHA-JÚNIOR, E. R. V. et al. A telltale signature of Archean lithospheric mantle in the Paraná continental flood basalts genesis. *Lithos*, v. 364, p. 105519, 2020.

ROCHA-JÚNIOR, Eduardo RV et al. Sr–Nd–Pb isotopic constraints on the nature of the mantle sources involved in the genesis of the high-Ti tholeiites from northern Paraná Continental Flood Basalts (Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, v. 46, p. 9-25, 2013.

SANTOS, Anderson Costa; HACKSPACHER, Peter Christian (Ed.). *Meso-Cenozoic Brazilian Offshore Magmatism: Geochemistry, Petrology, and Tectonics*. Academic Press, 2021.

SANTOS, Anderson C. et al. Pleistocene alkaline rocks of Martin Vaz volcano, South Atlantic: low-degree partial melts of a CO_2 -metasomatized mantle plume. *International Geology Review*, v. 61, n. 3, p. 296-313, 2019.

SANTOS, Anderson Costa et al. Compiled potential field data and seismic surveys across the Eastern Brazilian continental margin integrated with new magnetometric profiles and stratigraphic configuration for Trindade Island, South Atlantic, Brazil. *International Geology Review*, v. 61, n. 14, p. 1728-1744, 2019.

SANTOS, A. C. Petrology of Martin Vaz Island and Vitoria-Trindade Ridge seamounts: Montague, Jaseur, Davis, Dogaressa and Columbia. Trace elements, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating and Sr and Nd isotope analysis related to the Trindade Plume evidences. *Faculdade de geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro*, 2016.

SANTOS, A. C. Petrography, Lithogeochemistry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Dating of the Seamounts and Martin Vaz Islands-Vit'oria-Trindade Ridge. *Universidade do Estado do Rio de Janeiro*, 2013.

SCHONEVELD, Louise Elizabeth. *Partitioning of trace elements between plagioclase, clinopyroxene and melt*. 2018. Tese de Doutorado. The Australian National University (Australia).

SHELLNUTT, J. G.; JAHN, B.-M.; DOSTAL, J. Elemental and Sr–Nd isotope geochemistry of microgranular enclaves from peralkaline A-type granitic plutons of the Emeishan large igneous province, SW China. *Lithos*, v. 119, n. 1-2, p. 34-46, 2010.

SIAL, A. N. The Tertiary Alkaline Province of Fortaleza, State of Ceará, Brazil: Oxygen Isotopes and Rb–Sr Geochemistry. *Geochimica Brasiliensis*, v. 1, n. 1, p. 41-51, 1987.

SIEBEL, W. et al. Trindade and Martin Vaz Islands, South Atlantic: Isotopic (Sr, Nd, Pb) and trace element constraints on plume related magmatism. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 13, n. 1-2, p. 79-103, 2000.

SOBOLEV, N. V. et al. Petrogenetic significance of minor elements in olivines from diamonds and peridotite xenoliths from kimberlites of Yakutia. *Lithos*, v. 112, p. 701-713, 2009.

SOBOLEV, Alexander V. et al. A quantitative link between recycling and osmium isotopes. *Science*, v. 321, n. 5888, p. 536-536, 2008

SOBOLEV, Alexander V. et al. The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts. *science*, v. 316, n. 5823, p. 412-417, 2007.

SOBOLEV, Alexander V. et al. An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts. *Nature*, v. 434, n. 7033, p. 590-597, 2005.

STRECKEISEN, A.; LE MAITRE, R. W. A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks. 1979.

SUN, S.-S.; MCDONOUGH, William F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 42, n. 1, p. 313-345, 1989

SUN, S.-S. Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, v. 297, n. 1431, p. 409-445, 1980.

THOMAZ FILHO, Antonio; MIZUSAKI, Ana Maria Pimentel; ANTONIOLI, Luzia. Magmatismo nas bacias sedimentares brasileiras e sua influência na geologia do petróleo. *Brazilian Journal of Geology*, v. 38, n. 2, p. 128-137, 2008.

THOMAZ FILHO, Antonio et al. Rifting and magmatism associated with the South America and Africa break up. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, n. 1, p. 017-019, 2000.

THOMPSON, R. N. et al. Migrating cretaceous–eocene magmatism in the serra do mar alkaline province, SE Brazil: melts from the deflected trindade mantle plume?. *Journal of Petrology*, v. 39, n. 8, p. 1493-1526, 1998.

THOMPSON, R. N. et al. An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, v. 310, n. 1514, p. 549-590, 1984

ULBRICH, Mabel NC; MARQUES, Leila Soares; LOPES, Rosana Peporine. As ilhas vulcânicas brasileiras: Fernando de Noronha e Trindade. *GEOLOGIA DO CONTINENTE SUL-AMERICANO: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, Editora Becca, p. 554-571, 2004.

ULBRICH, H. H. G. J.; GOMES, C. de B. Alkaline rocks from continental Brazil. *Earth-Science Reviews*, v. 17, n. 1-2, p. 135-154, 1981.

WEAVER, David Hugh; WILHOIT, G. Cleveland. *The American journalist: A portrait of US news people and their work*. Indiana University Press, 1991.

WHITE, Thomas G.; POWER, Michael A.; WHITE, Sheida. Morphological analysis: Implications for teaching and understanding vocabulary growth. *Reading research quarterly*, p. 283-304, 1989.

WHITE, William M.; DUPRÉ, Bernard; VIDAL, Philippe. Isotope and trace element geochemistry of sediments from the Barbados Ridge-Demerara Plain region, Atlantic Ocean. *Geochimica et cosmochimica acta*, v. 49, n. 9, p. 1875-1886, 1985.

WHITE, William M.; PATCHETT, Jonathan. HfNdSr isotopes and incompatible element abundances in island arcs: implications for magma origins and crust-mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 67, n. 2, p. 167-185, 1984.

WHITE, William M.; HOFMANN, Albrecht W. Sr and Nd isotope geochemistry of oceanic basalts and mantle evolution. *Nature*, v. 296, n. 5860, p. 821-825, 1982.

WILSON, J. Tuzo. A new class of faults and their bearing on continental drift. *Nature*, v. 207, n. 4995, p. 343-347, 1965.

WINGE, Manfredo et al. Glossário geológico ilustrado. *Publicado na Internet*, 2001.

WINTER, Ohn D. An introduction to igneous and metamorphic petrology. United States of America, 2001.

WOODHEAD, Jon D. Extreme HIMU in an oceanic setting: The geochemistry of Mangaia Island (Polynesia), and temporal evolution of the Cook—Austral hotspot. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 72, n. 1-2, p. 1-19, 1996.

WORKMAN, Rhea K.; HART, Stanley R. Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). *Earth and Planetary Science Letters*, v. 231, n. 1-2, p. 53-72, 2005.

YANG, Ting et al. Contrasted East Asia and South America tectonics driven by deep mantle flow. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 517, p. 106-116, 2019.

ZHANG, Shuan-Hong; ZHAO, Yue. Cogenetic origin of mafic microgranular enclaves in calc-alkaline granitoids: The Permian plutons in the northern North China Block. *Geosphere*, v. 13, n. 2, p. 482-517, 2017.

ZINDLER, Alan; JAGOUTZ, Emil; GOLDSTEIN, Steven. Nd, Sr and Pb isotopic systematics in a three-component mantle: a new perspective. *Nature*, v. 298, n. 5874, p. 519-523, 1982.

ZINDLER, Alan; HART, Stan. Chemical geodynamics. *IN: Annual review of earth and planetary sciences. Volume 14 (A87-13190 03-46). Palo Alto, CA, Annual Reviews, Inc.*, 1986, p. 493-571., v. 14, p. 493-571, 1986.