



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEODINÂMICA E
GEOFISICA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

GEOLOGIA E PETROGÊNESE DO VULCANISMO ALCALINO MIOCÊNICO DA REGIÃO DE SERRA PRETA, PEDRO AVELINO/RN, NE DO BRASIL

Autora:

JOYCE LORENA OLIVEIRA

Orientador:

PROF. DR. ZORANO SERGIO DE SOUZA

Dissertação nº 264/PPGG

Agosto de 2021

Natal/RN, Brasil

JOYCE LORENA OLIVEIRA

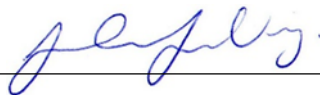
**GEOLOGIA E PETROGÊNESE DO VULCANISMO ALCALINO MIOCÊNICO DA
REGIÃO DE SERRA PRETA, PEDRO AVELINO/RN, NE DO BRASIL**

Dissertação apresentada em 26 agosto de 2021
ao Programa de Pós-Graduação em
Geodinâmica e Geofísica (PPGG) da
Universidade Federal do Rio Grande do Norte
(UFRN) como parte dos requisitos à obtenção
do Título de Mestre em Geodinâmica e
Geofísica, Área de Concentração Geodinâmica.

BANCA EXAMINADORA:



PROF. DR. ZORANO SERGIO DE SOUZA
Presidente e orientador (PPGG-UFRN)



PROF. DR. FREDERICO CASTRO JOBIM VILALVA
Membro interno (PPGG-UFRN)



PROF. DR. ALCIDES NÓBREGA SIAL
Membro externo (CTG-UFPE)

Universidade Federal do Rio Grande do Norte - UFRN
Sistema de Bibliotecas - SISBI
Catalogação de Publicação na Fonte. UFRN - Biblioteca Setorial Prof. Ronaldo
Xavier de Arruda - CCET

Oliveira, Joyce Lorena.

Geologia e petrogênese do vulcanismo alcalino miocênico da região de Serra Preta, Pedro Avelino/RN, NE do Brasil / Joyce Lorena Oliveira. - 2021.

67f.: il.

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Centro de Ciências Exatas e da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica. Natal, 2021.

Orientador: Prof. Dr. Zorano Sergio de Souza.

1. Geodinâmica - Dissertação. 2. Vulcanismo intraplaca - Dissertação. 3. Magma alcalino - Dissertação. 4. Mioceno - Dissertação. 5. Sistema de diques - Dissertação. 6. NE do Brasil - Dissertação. I. Souza, Zorano Sergio de. II. Título.

RN/UF/CCET

CDU 551.2/.3

Sonhos não envelhecem

Milton Nascimento, Lô e Márcio Borges

AGRADECIMENTOS

É uma honra para mim obter o título de Mestre pela Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Estudar aqui sempre foi o meu sonho e o sonho da minha mãe, Márcia, professora da rede municipal formada sob este mesmo teto e principal incentivadora da minha trajetória. À educação pública de qualidade, nossa admiração e meu muito obrigada.

Agradeço ao meu orientador e amigo, Dr. Zorano Sergio de Souza, pelas oportunidades e pelos tantos anos de trabalho juntos. Ao Departamento de Geologia (DGEO-UFRN) e ao Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG) pela infraestrutura e apoio logístico. À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela bolsa concedida. E ao Projeto CNPq 408607/2018-1, coordenado pelo orientador, a partir do qual foi possível a aquisição dos dados geoquímicos apresentados nesta pesquisa.

Agradeço a minha família (mãe, pai, irmão, avós...) por me trazer até aqui pela via da honestidade, me mostrando sempre o que realmente tem valor na vida. Este trabalho é dedicado a vocês, que me deram a oportunidade de buscar aquilo que, como dizia Albert Einstein, ninguém pode tirar da gente.

Agradeço aos meus amigos tão amados, Carlos Ribeiro, Armando Lucas, Vinícius Nogueira, Bárbara Rapozo, Marcos Câmara, Caio Tavares e Khalil Bow-Ltaif pelas tantas memórias que construímos juntos. Agradeço especialmente à Ana Karoliny Medeiros, por colorir meus dias; à minha querida Lavínia Barbalho, por tudo que me ensinou, e às minhas amigas de infância, Thayse Santana e Marília Moura, por serem uma parte tão bonita da minha vida.

RESUMO

O magmatismo Cenozoico intracontinental que ocorre no Rio Grande do Norte é caracterizado por pequenos volumes de rochas basálticas na forma de plugs, necks, diques e derrames. Esse conjunto constitui uma ampla província tectono-magmática, fazendo parte do extremo NW do Alinhamento Macau – Queimadas. Parte desse vulcanismo afeta também rochas sedimentares da Bacia Potiguar, gerando auréolas térmicas de contato e contribuindo para a remobilização e maturação de hidrocarbonetos. À leste de Pedro Avelino/RN, três corpos ígneos de diferentes geometrias em mapa intrudem arenitos e carbonatos cretáceos da Bacia Potiguar. O objetivo dessa pesquisa é caracterizar seus aspectos petrogenéticos e investigar o mecanismo de colocação associado, utilizando dados de mapeamento geológico, petrográficos e geoquímicos de rocha total (elementos maiores, menores e terras raras). A expressão superficial do corpo maior, nomeado Serra Preta, é explicada por alojamento magmático com controle tectônico de um sistema de diques de direções NNW-SSE e NE-SW. Em termos petrográficos, são rochas vulcânicas e subvulcânicas classificadas como olivina basaltos (predominante) e diferenciados tardios de nefelina microgabros. A matriz cripto a microcristalina é composta por micrólitos de augita, plagioclásio (~An₅₀), opacos e vidro intersticial. Os dados litoquímicos mostram a natureza relativamente primitiva e alcalina desses magmas, marcada por altos valores de #mg (65-79), MgO (12-19%) e Ni (>200 ppm), além de baixo SiO₂ (39-43%) e nefelina + olivina ± leucita normativas. Essa composição resulta em basanitos, melanefelinitos e olivina basaltos fortemente insaturados em sílica. A distribuição das amostras em diagramas do tipo Harker e AFM sugere fracionamento de olivina rica em forsterita e clinopiroxênio cálcico. Em diagramas multielementares, mostram enriquecimento em terras raras leves (La_N/Yb_N ~36-18) e em elementos incompatíveis de grande raio iônico, além de anomalias negativas de Rb, K e Hf. Modelamento de fusão parcial em equilíbrio de fonte peridotítica indica baixas taxas de fusão parcial (<10%) de granada lherzolito enriquecido em elementos incompatíveis e com diferentes proporções de flogopita e anfibólio (<4%). Modelamento geoquímico de elementos maiores indica taxa de cristalização fracionada de aproximadamente 80% e cumulado contendo olivina, clinopiroxênio, nefelina, magnetita, apatita, perovskita, leucita e plagioclásio cálcico. O mecanismo de colocação de magmas, interpretado como um sistema de diques e não em derrames/platôs, como assumido na literatura, foi favorecido por abertura de espaço em função de tensões locais no Mioceno, reativando estruturas rúpteis que atuaram como condutos de magmas derivados do manto superior.

Palavras-chave: vulcanismo intraplaca; magma alcalino; Mioceno; sistema de diques; NE do Brasil.

ABSTRACT

Cenozoic intracontinental magmatism in Rio Grande do Norte occurs as small plugs, necks, dikes and flows of basaltic composition. These rocks compose the northwesternmost tip of the Macau-Queimadas Trend, a ca. 200 km long tectono-magmatic province. Part of this volcanism also intrudes the sedimentary rocks of the Potiguar Basin, leading to thermal contact aureoles that contribute to hydrocarbon maturation and remobilization. In the eastern portion of Pedro Avelino/RN, three igneous bodies with different geometries intrude Cretaceous sandstones and carbonates of the Potiguar Basin. The aim of this research is to characterize the petrogenesis and the emplacement mechanism of these rocks through field relationships, petrography, and whole-rock geochemistry (major, trace and rare earth elements). The surface expression of the larger body, namely Serra Preta, was previously interpreted as plateau-type. However, reinterpretation of field data and of remote sensing images suggest the emplacement of NNW-SSE and NE-SW dike sets is tectonically controlled. In terms of petrography, these rocks are predominantly volcanic to subvolcanic olivine basalts, as well as late differentiate nepheline microgabbros. The groundmass is crypto- to microcrystalline and is composed of microlithes of augite, plagioclase (~An₅₀), opaques and interstitial glass. Whole-rock geochemistry show that these rocks are alkaline and relatively primitive, with high Mg# (65-79), MgO (12-19 wt. %) and Ni (>200 ppm), low SiO₂ (39-43%) and have normative nepheline + olivine ± leucite. They are chemically classified as strongly silica-undersaturated basanites, melanephelinites and olivine basalts. The distribution of the samples on AFM and binary plots indicate the fractionation of Fo-rich olivine and Ca-clinopyroxene. Chondrite normalized diagrams show enrichment of light rare earth elements (La_N/Yb_N ~36-18) and enriched in Large Ion Lithophile Elements (LILE), with negative anomalies of Rb, K and Hf. Geochemical modeling indicates that these rocks are the product of low degrees of partial melting (<10%) of a phlogopite-amphibole-bearing garnet-lherzolite source enriched in LILE. Fractional crystallization of ca. 80% is responsible for the most evolved compositions, with a cumulate composed of clinopyroxene, nepheline, magnetite, apatite, perovskite, leucite, and Ca-plagioclase. Miocene local stresses were responsible for the reactivation of brittle structures that acted as conduits for those mantle-derived magmas.

Keywords: intraplate magmatism; alkaline magma; Miocene; dike system; NE Brazil.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1** – Mapa de localização do objeto de estudo (estrela amarela). Distribuição de algumas ocorrências do vulcanismo Cenozoico no extremo nordeste do Brasil, com destaque para o Magmatismo Macau – Queimadas. Base cartográfica da geologia regional simplificada de Angelim et al. (2006). Idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ das rochas vulcânicas de Souza et al. (2003), Silveira (2006) e Knesel et al. (2011). 15
- Figura 2** – Fluxograma explicativo dos métodos e técnicas analíticas empregados 17
- Figura 3** – Contextualização geológica regional. (a) Distribuição do vulcanismo Cenozoico segundo Alinhamento Macau-Queimadas (Sial, 1976a). Símbolos utilizados: 1 – Cobertura sedimentar neógena-quadernária; 2 – Formação Jandaíra; 3 – Formação Açú; 4 – Trend estrutural do embasamento cristalino pré-cambriano; 5 – Corpos vulcânicos oceânicos; 6 – Rochas fonolíticas continentais de Mecejana; 7 – Corpos vulcânicos Cenozoicos do Alinhamento Macau-Queimadas; 8 – Magmatismo Rio Ceará-Mirim. (b) Principais ocorrências do vulcanismo Cenozoico na Província Borborema Setentrional e na Bacia Potiguar. Base cartográfica segundo Silveira (2006), Angelim et al. (2006) e Souza et al. (2019). 31
- Figura 4** – Mapa geológico do vulcanismo de Serra Preta (polígono no centro da imagem). Lineamentos e geologia regional de Vital et al. (2014). Estrela amarela indica localização da área de estudo. 33
- Figura 5** – Unidades geológicas da área de estudo. (a) Formação Açú: arenito estratificado localizado a leste do Serra Preta. A parte metálica do martelo indica o Norte. (b) Formação Jandaíra: calcário com fraturas preenchidas por calcita, a norte do Serra Preta. (c) Porção de topo do corpo Serra Preta: visão panorâmica do conduto sudoeste, cerca de 210 metros de altitude em relação ao nível do mar. d) Olivina basalto microporfirítico. e) Xenólito de rocha ultramáfica (peridotítica?) em olivina basalto microporfirítico. f) Blocos soltos na subida do conduto sudoeste, cerca de 100 metros de altitude em relação ao nível da bacia. 34

Figura 6 – Fotomicrografias sob luz transmitida. (a) e (b) Basalto microporfirítico com xenocristais e fenocristais de olivina e clinopiroxênio em matriz microcristalina. (c) Feições indicativas de duas gerações de basalto marcadas por contato abrupto e inclusões de fácies precoce. (d) Venulação tardia contendo agulhas de apatita, zeólitas, biotita e leucita. (e) e (f) Microgabros porfiríticos com alterações para hidróxido de Fe na matriz e em fenocristais de apatita. (g) e (h) Microgabros com textura glomeroporfirítica composta por augita ± olivina. (a), (g) e (h) nicóis cruzados. (b), (c), (d), (e) e (f) nicóis descruzados. Símbolos utilizados: Ol=olivina; Cpx=clinopiroxênio; Ap=apatita; Nph=nefelina; Pl=plagioclásio.....37

Figura 7 – Diagramas de classificação em séries magmáticas. (a) Diagrama triangular AFM (Kuno, 1968) incluindo curva de Irvine e Baragar (1971). Símbolos utilizados: A = total de álcalis em %peso ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$); F = FeOt em %peso; M = MgO em %peso. (b) Classificação de rochas vulcânicas alcalinas em subséries segundo Middlemost (1975).....40

Figura 8 – Diagramas de classificação química. (a) Diagrama total álcalis vs. sílica em %peso de Le Bas et al. (1986). Em tracejado, distribuição das amostras do Campo Vulcânico Macau (Ngonge et al., 2016), que incluem alguns corpos basálticos Cenozoicos da região: Serrote Preto, Serra Aguda e Pico do Cabugi. (b) Diagrama binário de elementos imóveis de Winchester e Floyd (1977) (TiO_2 em %peso; Zr, Nb e Y em ppm).....40

Figura 9 – Diagramas normativos. (a) e (b) Classificação de rochas basaníticas e nefeliníticas segundo Le Bas (1989). (c) Projeção de faces do tetraedro Nph-Di-Qz-Ol (Yoder e Tilley, 1962) para classificação de séries basálticas. Basanitos, melanefelinitos, nefelinitos e basanitos tefríticos (amostras VD13B e RZ21C; Ol normativa < 10%) projetados no ternário Ne-Di-Ol (domínio alcalino). Basaltos transicionais projetados no ternário Di-Ol-Hyp (domínio olivina toleítico).44

Figura 10 – Diagramas binários para elementos maiores e elementos traços vs. MgO. Óxidos em %peso. Traços em ppm. Setas verdes indicam sentido do fracionamento. Em tracejado, distribuição das amostras do Campo Vulcânico Macau (Ngonge et al.,

2016), que incluem alguns corpos basálticos Cenozoicos da região: Serrote Preto, Serra Aguda e Pico do Cabugi.45

Figura 11 – Diagrama multielementar de elementos terras raras normalizados pelo Condrito C1 (Sun e McDonough, 1989). Anomalia de európio dada por $(Eu/Eu^*)_N$, onde $Eu = Eu_N$ e $Eu^* = [(Sm_N + Gd_N)/2]$46

Figura 12 – Diagrama multielementar de elementos traços normalizados. (a) Nefelinitos, basanitos e basanitos tefríticos. (b) Olivina basaltos alcalinos. Condrito C1 de Sun e McDonough (1989).46

Figura 13 – Distribuição das amostras em diagramas bi-logarítmicos relacionando elementos compatíveis e incompatíveis (eixos Y e X respectivamente, ambos em ppm) segundo Cocherie (1986). (a) Sr vs. Yb. (b) Zr vs. Yb.50

Figura 14 – Diagrama multielementar de elementos terras raras normalizados pelo Condrito C1 (Sun e McDonough, 1989) mostrando curvas calculadas para 60-80% de cristalização fracionada (CF) (Rayleigh, 1986). Composição inicial (C_0) = Amostra DCO102 de Ngonge et al. (2016) (menos diferenciada). Composição do líquido fracionado (C_L) = Amostra SP3 de Ngonge et al. (2016) (mais diferenciada). Dados detalhados na Tabela 2. Retas tracejadas sinalizam indisponibilidade de dados de coeficientes de partição para esses elementos na literatura.52

Figura 15 – Resultados do modelamento geoquímico com base na equação de fusão parcial em equilíbrio de Shaw (1970), utilizando as amostras menos diferenciadas para investigar o grau de fusão parcial da fonte. Composição inicial (C_0) = Amostra RS1 de Menzies et al. (1987) ($La=7$ ppm; $Sm=1,9$ ppm; $Yb=0,42$ ppm) representando manto enriquecido. Composição modal de referência = Amostra CA1611 de Liu et al. (2019) (72% olivina; 8% ortopiroxênio; 18% clinopiroxênio; 2% espinélio), acrescida de diferentes proporções de granada (grt), flogopita (phl) e anfibólio (amp) (72–65% olivina; 8% ortopiroxênio; 18% clinopiroxênio; 1% granada; 1-3% espinélio; 2–4% flogopita; 2–4% anfibólio).54

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Concentração de óxidos, elementos traços e terras raras. ^aEsta pesquisa; ^bNgonge et al. (2016); ^cGuimarães et al. (2020); ^dFodor et al. (1998); ^eSial (1978); $f_{mg\#} = 100 * (MgO/40,35) / [(MgO/40,35) + (FeO_t/71,84)]$41

Tabela 2 – Resultados do modelamento geoquímico da cristalização fracionada com base na concentração de óxidos. Símbolos utilizados: C_0 = magma progenitor; C_L = magma fracionado; C_L' = magma calculado; Σr^2 = erro estatístico (sendo o valor ideal igual a zero).....51

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	14
1.1 Justificativa e Objetivos	14
1.2 Localização da Área de Estudo e Vias de Acesso	15
1.3 Material e Métodos.....	16
1.4 Estrutura da Dissertação.....	17
Referências Bibliográficas	19
2 CONTEXTUALIZAÇÃO: GEOLOGIA E SIGNIFICADO TECTÔNICO DO MAGMATISMO BÁSICO PÓS-RIFTE NA BACIA POTIGUAR	21
Referências Bibliográficas	24
3 ARTIGO: GEOLOGIA E GEOQUÍMICA DO VULCANISMO MIOCÊNICO DA REGIÃO DE SERRA PRETA, PEDRO AVELINO/RN, NE DO BRASIL	27
RESUMO	27
ABSTRACT	28
INTRODUÇÃO	29
MATERIAL E TÉCNICAS ANALÍTICAS	30
CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	30
CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL	32
RESULTADOS	35
Petrografia e Texturas	35
Geoquímica de Elementos Maiores e Elementos Traços	38
DISCUSSÕES	47
Petrogênese	47
<i>Contaminação crustal e alterações pós-magmáticas</i>	47
<i>Cristalização fracionada</i>	48
<i>Fusão parcial em equilíbrio</i>	52
Contexto tectônico e mecanismo de colocação.....	54
CONCLUSÕES	55
AGRADECIMENTOS	56
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	56

4 SÍNTESE DA DISSERTAÇÃO	63
 Referências Bibliográficas	65

APÊNDICE A: MAPA GEOLÓGICO DO VULCANISMO DA REGIÃO DE SERRA PRETA, NORDESTE DO BRASIL.....	66
---	-----------

APÊNDICE B: MAPA DE PONTOS DO VULCANISMO DA REGIÃO DE SERRA PRETA, NORDESTE DO BRASIL.....	67
---	-----------

1 INTRODUÇÃO

Pequenos volumes de magma basáltico ocorrem como *plugs*, diques, *necks*, soleiras e derrames no nordeste brasileiro. Essas rochas, de idade cenozoica, afetam tanto a Província Borborema (Almeida et al., 1981) como a Bacia Potiguar (Pessoa Neto et al., 2007) e constituem um extenso conjunto de corpos vulcânicos denominado regionalmente de Magmatismo Macau – Queimadas (Rolf, 1947; Sial, 1976a).

Este trabalho investiga os aspectos petrogenéticos e o controle estrutural de uma dessas ocorrências, selecionada para mapeamento geológico e para caracterização petrográfica e geoquímica. O vulcanismo ocorrido na região de Serra Preta, objeto da pesquisa, é datado em aproximadamente 14 Ma (Silveira, 2006) e ocorre intrusivo em sequências sedimentares cretáceas da Bacia Potiguar.

1.1 Justificativa e Objetivos

O Magmatismo Macau – Queimadas é reportado na literatura desde os anos quarenta por autores como Rolf (1947) e, posteriormente, Sial (1976a). No entanto, após muitas décadas, poucos são os estudos que caracterizam individualmente essas rochas. O alvo dessa pesquisa é parte desse magmatismo e corresponde a um conjunto de três corpos ígneos miocênicos situados a sul da Bacia Potiguar.

O corpo mais expressivo é uma intrusão de geometria retilínea em mapa, descrita em trabalhos anteriores como formada por um platô central e por *plugs* nas extremidades (Silveira, 2006; Vital et al., 2014). Contudo, a integração de dados de campo e de produtos de sensores remotos permite novas interpretações para seu mecanismo de colocação.

Neste trabalho, propõe-se o alojamento magmático de diques controlados tectonicamente por falhas cenozoicas de direção NNW-SSE. Essa interpretação é coerente com a tectônica atuante na época do alojamento, onde os campos de tensões locais reativavam estruturas transcorrentes das rochas encaixantes (Bezerra et al., 2020).

Esse cenário mostra que o vulcanismo ocorrido em Serra Preta ainda não é plenamente conhecido e que mais estudos se fazem necessários. Investigar sua forma de ocorrência, bem como suas características texturais e aspectos

petrogenéticos, é uma oportunidade de compreender sistemas vulcânicos de pequena escala controlados tectonicamente.

Dessa forma, o objetivo geral do trabalho é contribuir para o avanço das pesquisas sobre a atividade vulcânica meso-cenozoica no nordeste do Brasil. Já os objetivos específicos incluem: i) analisar o controle tectônico e estrutural das intrusões ígneas; ii) descrever petrografia e texturas das rochas vulcânicas/subvulcânicas e; iii) caracterizar os aspectos petrogenéticos fundamentais da evolução dessas rochas.

1.2 Localização da Área de Estudo e Vias de Acesso

A área estudada localiza-se na mesorregião central do estado do Rio Grande do Norte, extremo nordeste brasileiro (Figura 1). Em relação a capital Natal, distancia-se em 160 km à oeste, podendo ser acessada pelas rodovias BR-304 no sentido Natal-Lajes e, em seguida, pela BR-104 no sentido Lajes-Macau. O município que compreende a área de estudo é Pedro Avelino, situado na Microrregião de Angicos.

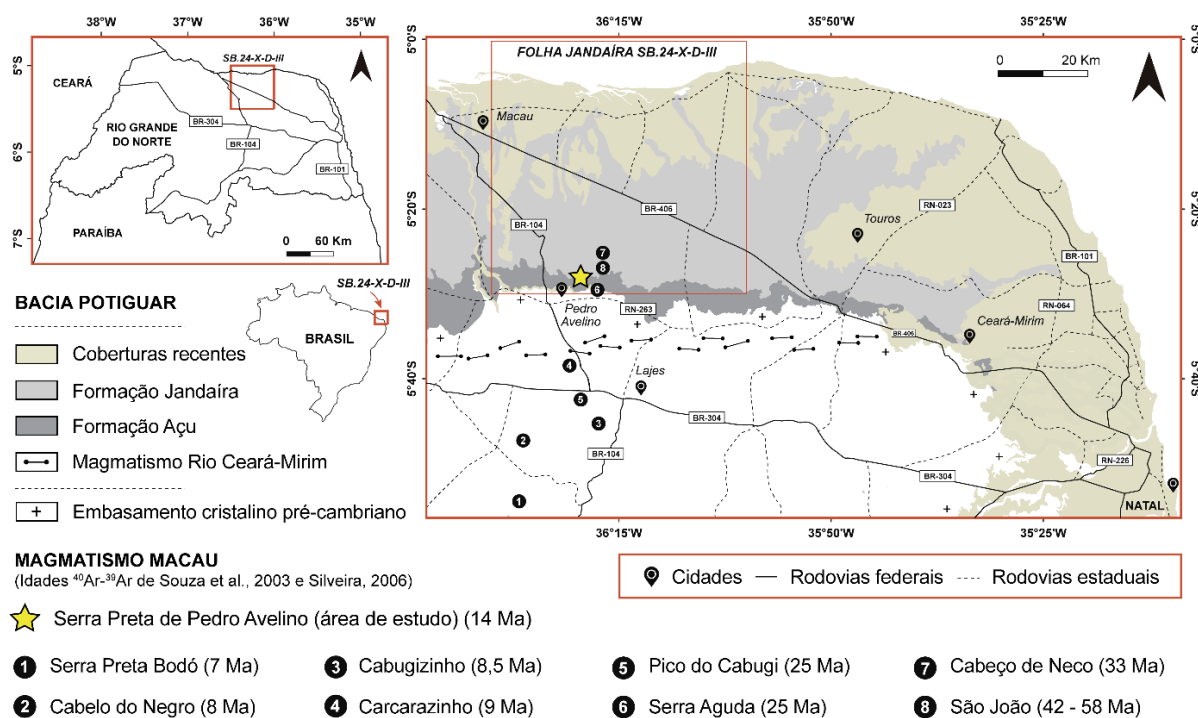


Figura 1 – Mapa de localização do objeto de estudo (estrela amarela). Distribuição de algumas ocorrências do vulcanismo Cenozoico no extremo nordeste do Brasil, com destaque para o Magmatismo Macau – Queimadas. Base cartográfica da geologia regional simplificada de Angelim et al. (2006). Idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ das rochas vulcânicas de Souza et al. (2003), Silveira (2006) e Knesel et al. (2011).

1.3 Material e Métodos

Esta pesquisa foi desenvolvida em quatro etapas, sumarizadas no fluxograma da Figura 2. A primeira etapa compreendeu o levantamento dos dados obtidos durante o Trabalho de Conclusão de Curso da autora. Nessa fase, foram compilados dados de campo e petrográficos adquiridos a partir de mapeamento geológico realizado em 2018 (coordenadas geográficas, descrição de afloramentos, amostras de rochas, lâminas delgadas), que serviram de base para a Dissertação.

Na segunda etapa, foi feita revisão bibliográfica sobre o magmatismo Cenozoico no nordeste do Brasil e os sistemas vulcânicos de pequena escala que ocorrem no mundo. Foram enfatizados trabalhos que abordassem petrografia e geoquímica de rochas basálticas alcalinas, como as que ocorrem na área estudada.

Ainda nessa etapa, foram descritas lâminas delgadas através de microscopia de luz transmitida (microscópio tipo OLYMPUS BX41, do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio Grande do Norte). O estudo petrográfico envolveu a descrição mineralógica e textural das rochas ígneas e foi utilizado para selecionar amostras representativas para posterior análise química de rocha total.

Na terceira etapa, de posse de base teórica e petrográfica, foram compilados dados geoquímicos de rocha total de trabalhos anteriores (Sial, 1978 (n=1); Fodor et al., 1998 (n=2); Ngonge et al., 2016 (n=9); Guimarães et al., 2020 (n=1)). Em seguida, foram adicionadas 7 novas análises químicas apresentadas por esta pesquisa, resultando em um conjunto de 20 análises.

Os dados litoquímicos aqui apresentados foram obtidos no Laboratório Comercial ALS Brasil Limitada (www.alsglobal.com). Foram utilizadas as técnicas ICP-AES (inductively coupled plasma – atomic emission spectrometry) para determinação da concentração de óxidos e ICP-MS (inductively coupled plasma – mass spectrometry) para determinação da concentração de traços, após tratamento com metaborato de lítio e determinação de perda ao fogo a 1025° C. Os erros analíticos associados são de até 5% para óxidos e 10% para elementos traços e terras raras.

Na quarta etapa, foram integrados e interpretados os dados de campo, de microscopia de luz transmitida e litoquímicos reunidos ao longo da pesquisa. Os

resultados obtidos culminaram na elaboração da presente Dissertação de Mestrado e no artigo científico, apresentado no Capítulo III.

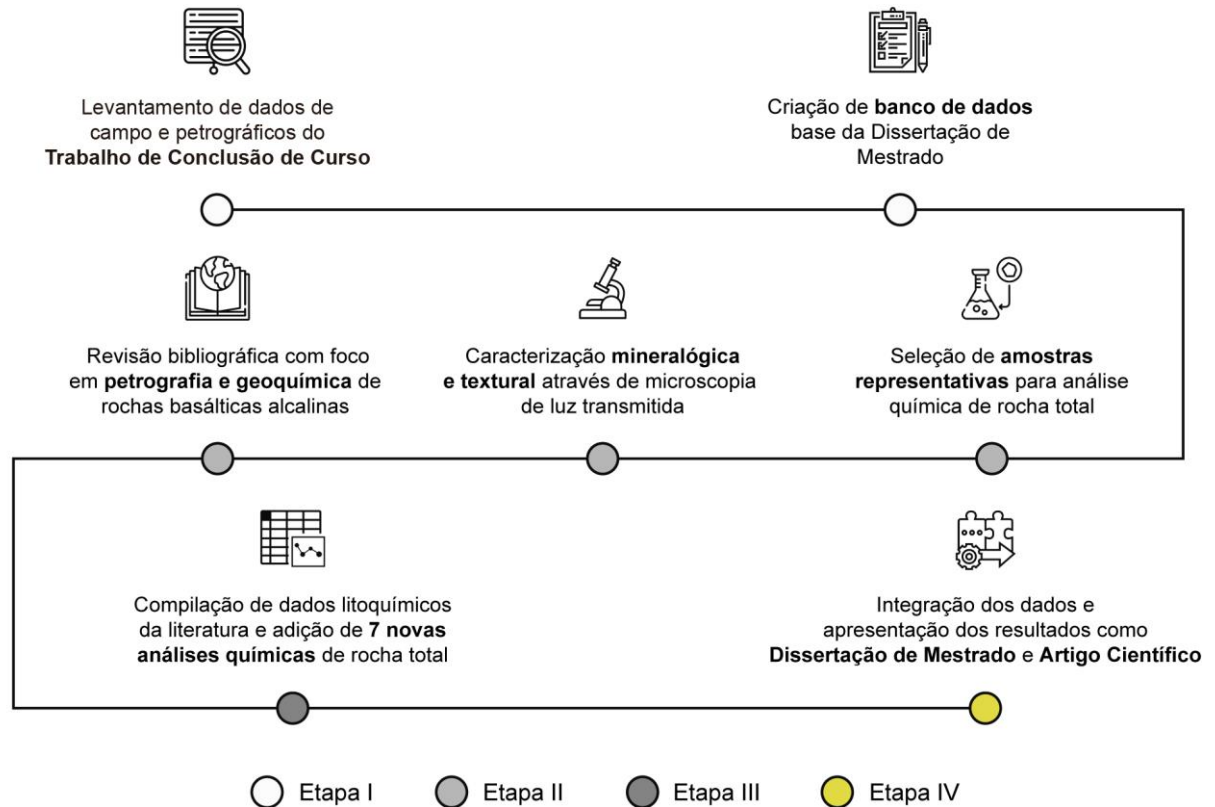


Figura 2 – Fluxograma explicativo dos métodos e técnicas analíticas empregados

1.4 Estrutura da Dissertação

Este trabalho é requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Geodinâmica pelo Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica da Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Sua estrutura é constituída por quatro capítulos e dois apêndices, conforme descrito abaixo. As referências bibliográficas citadas no texto estão listadas em ordem alfabética ao final de cada capítulo.

Capítulo I – Introdução

Apresentação do trabalho, justificativa, delimitação dos objetivos (geral e específicos), localização geográfica da área de estudo e descrição dos materiais e métodos.

Capítulo II – Contextualização: Geologia e significado tectônico do magmatismo básico pós-rifte na Bacia Potiguar

Descrição do contexto geológico, em escala regional, no qual se encontra os alvos do estudo.

Capítulo III – Artigo: Geologia e geoquímica do vulcanismo miocênico da região de Serra Preta, Pedro Avelino/RN, NE do Brasil

Conteúdo do artigo científico elaborado a partir da pesquisa desenvolvida, submetido ao Periódico Geologia USP – Série Científica.

Capítulo IV – Síntese da Dissertação

Sumarização dos principais resultados e conclusões obtidos durante o desenvolvimento da pesquisa.

Apêndices A e B – Mapa geológico e de pontos do vulcanismo da região de Serra Preta, nordeste do Brasil.

Referências Bibliográficas

- Almeida, F. F. M., Brito Neves, B. B., Fuck, R. (1981). Brazilian structural provinces: An introduction. *Earth Science Reviews*, 17(1-2), 1-29. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(81\)90003-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(81)90003-9)
- Angelim, L. A. A., Medeiros, V. C., Nesi, J. R. (2006). *Programa Geologia do Brasil – PGB. Projeto Geologia e Recursos Minerais do Estado do Rio Grande do Norte. Mapa geológico do Estado do Rio Grande do Norte. Escala. 1:500.000*. Recife: CPRM/FAPERN.
- Bezerra, F. H., Castro, D. L., Maia, R. P., Sousa, M. O. L., Lima, E. N. M., Rossetti, D. F., Bertotti, G., Souza, Z. S., Nogueira, F. C. C. (2020). Postrift stress field inversion in the Potiguar Basin, Brazil—Implications for petroleum systems and evolution of the equatorial margin of South America. *Marine and Petroleum Geology*, 111, 88-104. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.08.001>
- Fodor, R. V., Mukasa, S. B., Sial, A. N. (1998). Isotopic and trace-element indications of lithospheric and asthenospheric components in Tertiary alkalic basalts, northeastern Brazil. *Lithos*, 43(4), 197-217. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00012-7](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00012-7)
- Guimarães, A. R., Fitton, J. G., Kirstein, L. A., Barfod, D. N. (2020). Contemporaneous intraplate magmatism on conjugate South Atlantic margins: A hotspot conundrum. *Earth and Planetary Science Letters*, 536, 116147. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116147>
- Knesel, K. M., Souza, Z. S., Vasconcelos, P. M., Cohen, B. E., Silveira, F. V. (2011). Young volcanism in the Borborema Province, NE Brazil, shows no evidence for a trace of the Fernando de Noronha plume on the continent. *Earth and Planetary Science Letters*, 302(1-2), 38-50. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.11.036>
- Pessoa Neto, O. C., Soares, U. M., Silva, J. G. F., Roesner, E. H., Florencio, C. P., Souza, C. A. V. (2007). Bacia Potiguar. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15, 357-369.
- Sial, A. N. (1976a). The post-Paleozoic volcanism of north-east Brazil and its tectonic significance. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 48, 299-311.
- Sial, A. N. (1978). Major and trace chemistry of the Tertiary basaltic suite of Rio Grande do Norte and Paraíba, northeast Brazil. *Jornal de Mineralogia*, 7, 119-128.
- Silveira, F. V. (2006). Magmatismo cenozóico da porção central do Rio Grande do Norte, NE do Brasil. Tese (Doutorado). Natal: Departamento de Geologia – UFRN.
- Souza, Z. S., Vasconcelos, P. M., Nascimento, M. A. L., Silveira, F. V., Paiva, H. S., Dias, L. G. S., Thied, D., Carmo, I.O. (2003). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of Mesozoic and Cenozoic magmatism in NE Brazil. *IV South American Symposium on Isotope Geology*, 4, 691-694. Salvador.

Ngonge, E. D., Hollanda, M. H. B. M., Pimentel, M. M., Oliveira, D. C. (2016). Petrology of the alkaline rocks of the Macau Volcanic Field, NE Brazil. *Lithos*, 266, 453-470. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.10.008>

Rolff, P. A. M. A. (1947). Notas sobre os basaltos da Borborema. *Revista da Escola de Minas*, Ouro Preto, Ano XII, p. 5.

Vital, H., Tabosa, W. F., Souza, Z. S., Farias, P. R. C., Lima, Z. M. C., Araújo, P. C., Córdoba, V. C., Sousa, D. C. (2014). *Geologia e recursos minerais da Folha Jandaíra SB. 24-XD-III: estado do Rio Grande do Norte*. Escala: 1:100.000. Recife: Serviço Geológico do Brasil/CPRM.

2 CONTEXTUALIZAÇÃO: GEOLOGIA E SIGNIFICADO TECTÔNICO DO MAGMATISMO BÁSICO PÓS-RIFTE NA BACIA POTIGUAR

A Província Borborema, principal unidade tectônica do nordeste do Brasil (Almeida et al., 1981), é um conjunto de blocos crustais delimitados por zonas de cisalhamento de alta temperatura. Sua estratigrafia é formada por núcleos arqueanos, complexos gnáissico-migmatíticos paleoproterozoicos, metasupracrustais neoproterozoicas e intenso plutonismo ediacarano (Van Schmus et al., 2003; Souza et al., 2007).

A Bacia Potiguar é uma bacia cretácea do tipo margem passiva, formada a partir da reativação de estruturas NE-SW da Província Borborema (Françolin e Szatmari, 1987). Semelhante à outras bacias da Margem Equatorial Brasileira, a Bacia Potiguar foi afetada por eventos de magmatismo ao longo da sua evolução tectono-estratigráfica (Pessoa Neto et al., 2007).

Três unidades magmáticas cronologicamente distintas são reconhecidas (Almeida et al., 1988). Mizusaki et al. (2002), reavaliando dados geocronológicos K/Ar, mostram que duas dessas unidades, as mais antigas, são bem definidas temporalmente, com picos estimados em 130 Ma e 90 Ma. Esses eventos representam estágios diferentes da evolução da margem equatorial, relacionados aos contextos tectônicos de início de rifte (Bellieni et al., 1992) e de consolidação desta ruptura (Mizusaki et al., 1998), respectivamente.

No entanto, Knesel et al. (2011), utilizando a geocronologia pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, destacam a variação temporal e espacial da unidade mais recente, que apresenta idades no intervalo entre 54-7 Ma para diferentes ocorrências. Esse magmatismo pode ter sido originado a partir de correntes de convecção de pequena escala, formadas devido a variação de espessura da litosfera na margem de um cráton ou no limite continente – oceano (Knesel et al., 2011; Guimarães et al., 2020).

O Magmatismo Rio Ceará Mirim (Almeida et al., 1988) é a unidade mais antiga, ocorrendo como enxames de diques E-W com encurvamento para NE-SW conforme adentram ao continente. São rochas vulcânicas a hipoabissais toleíticas provenientes da atuação dos primeiros esforços de abertura do atlântico, com idade $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em anfibólio de $132,2 \pm 1$ Ma (Souza et al., 2003). Segundo Holanda et al. (2019), a ampla distribuição dos diques é interpretada como uma Grande Província Ígnea (LIP) na Margem Atlântica Equatorial.

O segundo evento corresponde a pequenos derrames localizados na zona limítrofe entre o embasamento cristalino e a Bacia Potiguar. O Magmatismo Serra do Cuó é formado por olivina basaltos de textura fina a média, com idade $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em rocha total mais provável posicionada em $93,1 \pm 0.8$ Ma (Souza et al., 2003). Esse magmatismo marca o rompimento efetivo da crosta continental e a evolução de uma margem passiva na Bacia Potiguar (Mizusaki et al., 1998).

A unidade mais recente é o Magmatismo Macau – Queimadas (Rolff, 1947; Sial, 1976a), que agrupa um conjunto de corpos vulcânicos oligo-miocênicos, incluindo o objeto deste estudo. Essas rochas representam um período de vulcanismo ativo na Província Borborema após uma longa fase de quietude, iniciada no cretáceo superior (Almeida et al., 1988). Ocorrem ao longo de uma faixa NNW-SSE com cerca de 200 km de extensão, sendo descritas como olivina basaltos, basanitos e ankaratritos.

O Magmatismo Macau – Queimadas reúne sistemas vulcânicos de pequena escala possivelmente associados à reativação de estruturas rúpteis presentes nas encaixantes. As rochas estudadas neste trabalho são um dos exemplos mais representativos de vulcanismo controlado tectonicamente na Província Borborema, evidenciado por sua geometria em forma de diques orientados NNW-SSE e NE-SW (Bezerra et al., 2020).

Diques são corpos ígneos de geometria planar interpretados como fraturas de extensão (direção de dilatação ortogonal à direção de fratura). São formados principalmente por rochas basálticas (Halls, 1982), encontradas em diversas escalas e contextos geotectônicos. Geralmente estão associados a episódios de magmatismo importantes, como plumas do manto e ruptura continental (Buck, 2006).

Ainda há controvérsias sobre os mecanismos que controlam o alojamento de diques na crosta. As duas principais premissas defendem i) o preenchimento magmático de falhas e fraturas pré-existent em níveis crustais rasos (e.g. Jourdan et al., 2007) e; ii) a abertura de espaço sincrônico à ascensão magmática, causada por tensões de fluido suficientemente altas para fraturar a rocha hospedeira (Atkinson, 1987).

Apesar disso, o significado tectônico do alojamento de diques ao redor do mundo é objeto de estudo desde meados do século XX, com as importantes contribuições do geólogo britânico Arthur Holmes (1890-1965). No livro *Principles of Physical Geology* (Holmes, 1944), Holmes trouxe conceitos pioneiros no

reconhecimento de magmatismos fissurais dessa natureza como precursores de processos de distensão crustal. Desde então, a investigação da ocorrência de diques vem se justificando em termos de:

- (i) serem a principal via de acesso de material mantélico à níveis crustais rasos, viabilizando análises petrográficas, geoquímicas e isotópicas em xenólitos do manto e em basaltos hospedeiros (*e.g.* Holmes, 1944);
- (ii) estarem estritamente relacionados à regimes rúpteis, dispondo-se preferencialmente normais à direção do esforço mínimo e evidenciando as condições de paleotensões;
- (iii) contribuírem para a reconstrução de histórias de tectonismo relacionadas à circulação magmática em zonas de cisalhamento (*e.g.* Gomes et al., 1998);
- (iv) atuarem como marcadores de etapas precoces de processos de ruptura crustal (*e.g.* Barbosa et al., 2012);
- (v) permitirem quantificar a extensão crustal ocorrida durante o alojamento, fornecendo dados sobre as relações entre magmatismo e deformação (*e.g.* Le Gall, 2005; Stephens et al., 2018).

Referências Bibliográficas

- Almeida, F. F. M., Brito Neves, B. B., Fuck, R. (1981). Brazilian structural provinces: An introduction. *Earth Science Reviews*, 17(1-2), 1-29. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(81\)90003-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(81)90003-9)
- Almeida, F. F. M., Dal Ré Carneiro, C., Machado Jr., D. L., Dehira, L. K. (1988). Magmatismo pós-Paleozoico no nordeste oriental do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 18(4), 451-462.
- Atkinson, B. K. (1987). *Fractures mechanics of rocks*. London: Academic Press.
- Barbosa, J. S. F., Mascarenhas, J. F., Gomes, L. C. C., Dominguez, L. M., Santos de Souza, J. (2012). *Geologia da Bahia, Pesquisa e Atualização*. Salvador: Série Publicações Especiais.
- Bellieni, G., Macedo, M. H. F., Petrini, R., Piccirillo, E. M., Cavazzini, G., Comin Chiaramonti, P., Ernesto, M., Macedo, J. W. P., Martins, G., Melfi, A. J., Pacca, I. G., Min, A. (1992). Evidence of magmatic activity related to Middle Jurassic and Lower Cretaceous rifting from northeastern Brazil (Ceará-Mirim): K/Ar age, palaeomagnetism, petrology and Sr/1bNd isotope characteristics. *Chemical Geology*, 97(1-2), 9-32. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(92\)90133-P](https://doi.org/10.1016/0009-2541(92)90133-P)
- Bezerra, F. H., Castro, D. L., Maia, R. P., Sousa, M. O. L., Lima, E. N. M., Rossetti, D. F., Bertotti, G., Souza, Z. S., Nogueira, F. C. C. (2020). Postrift stress field inversion in the Potiguar Basin, Brazil—Implications for petroleum systems and evolution of the equatorial margin of South America. *Marine and Petroleum Geology*, 111, 88-104. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.08.001>
- Buck, W. R., Einarsson, P., Brandsdóttir, B. (2006). Tectonic stress and magma chamber size as controls on dike propagation: Constraints from the 1975–1984 Krafla rifting episode. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B12). <https://doi.org/10.1029/2005JB003879>
- Françolin, J. B. L., Szatmari, P. (1987). Mecanismo de rifteamento da porção oriental da margem norte brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, 17(2), 196-207.
- Gomes, L. C. C., Oliveira, E. P., Barbosa, J. F. S., Oliveira, M. A. F. T. (1998). Circulação magmática em zonas de cisalhamento: os diques alcalinos neoproterozóicos da zona de cisalhamento de Itabuna-Itaju do Colônia, SSE do estado da Bahia, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 28(4), 459-466.
- Guimarães, A. R., Fitton, J. G., Kirstein, L. A., Barfod, D. N. (2020). Contemporaneous intraplate magmatism on conjugate South Atlantic margins: A hotspot conundrum. *Earth and Planetary Science Letters*, 536, 116147. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116147>
- Halls, H. C. (1982). The importance and potential of mafic dyke swarms in studies of geodynamic processes. *Geoscience Canada*, 9(3), 145-154.

Hollanda, M. H. B. M., Archanjo, C. J., Macedo Filho, A. A., Fossen, H., Ernst, R. E., Castro, D. L., Melo, A. C., Oliveira, A. L. (2019). The Mesozoic Equatorial Atlantic Magmatic Province (EQUAMP). In: Srivastava R.K., Ernst R.E., Peng P. (ed.) *Dyke Swarms of the World: A Modern Perspective*. 87-110. Singapore: Springer Geology. https://doi.org/10.1007/978-981-13-1666-1_3

Holmes, A. (1944). *Principles of physical geology*. Edinburgh: Thomas Nelson & Sons.

Jourdan, F., Bertrand, H., Schärer, U., Blichert-Toft, J., Féraud, G., Kampunzu, A. B. (2007). Major and trace element and Sr, Nd, Hf, and Pb isotope compositions of the Karoo large igneous province, Botswana–Zimbabwe: lithosphere vs mantle plume contribution. *Journal of Petrology*, 48(6), 1043-1077. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm010>

Knesel, K. M., Souza, Z. S., Vasconcelos, P. M., Cohen, B. E., Silveira, F. V. (2011). Young volcanism in the Borborema Province, NE Brazil, shows no evidence for a trace of the Fernando de Noronha plume on the continent. *Earth and Planetary Science Letters*, 302(1-2), 38-50. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.11.036>

Le Gall, B., Tshoso, G., Dymont, J., Kampunzu, A.B., Jourdan, F., Féraud, G., Bertrand, H., Aubourg, C., Vétel, W. (2005). The Okavango giant mafic dyke swarm (NE Botswana): its structural significance within the Karoo Large Igneous Province. *Journal of Structural Geology*, 27(12), 2234-2255. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2005.07.004>

Mizusaki, A. M. P., Thomaz Filho, A., Cesero, P. (1998). Ages of the magmatism and the opening of the South Atlantic Ocean. *Pesquisas em Geociências*, 25(2), 47-57. <https://doi.org/10.22456/1807-9806.21166>

Mizusaki, A. M. P., Thomaz Filho, A., Milani, E. J., Césero, P. (2002). Mesozoic and Cenozoic igneous activity and its tectonic control in northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(2), 183-198. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00014-7](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00014-7)

Pessoa Neto, O. C., Soares, U. M., Silva, J. G. F., Roesner, E. H., Florencio, C. P., Souza, C. A. V. (2007). Bacia Potiguar. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15, 357-369.

Rolff, P. A. M. A. (1947). Notas sobre os basaltos da Borborema. *Revista da Escola de Minas*, Ouro Preto, Ano XII, p. 5.

Sial, A. N. (1976a). The post-Paleozoic volcanism of north-east Brazil and its tectonic significance. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 48, 299-311.

Souza, Z. S., Vasconcelos, P. M., Nascimento, M. A. L., Silveira, F. V., Paiva, H. S., Dias, L. G. S., Thied, D., Carmo, I.O. (2003). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of Mesozoic and Cenozoic magmatism in NE Brazil. *IV South American Symposium on Isotope Geology*, 4, 691-694. Salvador.

Souza, Z. S., Martin, H., Peucat, J. J., Jardim de Sá, E. F., Macedo, M. H. F. M. (2007). Calc-alkaline magmatism at the archean–proterozoic transition: the caicó complex basement (NE Brazil). *Journal of Petrology*, 48(11), 2149-2185. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm055>

Stephens, T. L., Walker, R. J., Healy, D., Bubeck A., England, R. W. (2018). Mechanical models to estimate the paleostress state from igneous intrusions. *Solid earth*, 9, 847-858. <https://doi.org/10.5194/se-2018-17>

Van Schmus, W. R., Brito Neves, B. B., Williams, I. S., Hackspacher, P. C., Fetter, A. H., Dantas, E. L., Babinski, M. (2003). The Serido Group of NE Brazil, a late Neoproterozoic pre- to syn-collisional basin in West Gondwana: insights from SHRIMP U-Pb detrital zircon ages and Sm-Nd crustal residence (TDM) ages. *Precambrian Research*, 127(4), 287-327. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(03\)00197-9](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(03)00197-9)

3 ARTIGO: GEOLOGIA E GEOQUÍMICA DO VULCANISMO MIOCÊNICO DA REGIÃO DE SERRA PRETA, PEDRO AVELINO/RN, NE DO BRASIL

RESUMO

Na Província Borborema, nordeste do Brasil, sistemas vulcânicos de pequena escala constituem uma ampla província cenozoica tectono-magmática, o Alinhamento Macau – Queimadas, caracterizado por rochas alcalinas máficas e ultramáficas. O objetivo da pesquisa é caracterizar os aspectos petrogenéticos e o mecanismo de colocação associado à uma dessas ocorrências, localizada a sul da Bacia Potiguar. Para isso, são apresentados dados de mapeamento geológico, petrográficos e geoquímicos de rocha total, incluindo elementos maiores, menores e terras raras. Na área estudada, são reportados três corpos vulcânicos com diferentes geometrias, o mais expressivo de idade miocênica. O corpo maior (nomeado Serra Preta) tem alojamento magmático controlado tectonicamente, gerando um sistema de diques: o principal de direção NNW-SSE e os secundários de direção NE-SW. Petrograficamente, o conjunto mostra feições vulcânicas e subvulcânicas, constituídas por olivina basaltos e nefelina microgabros microporfiríticos, estes últimos como diferenciados tardios. A matriz tem textura cripto a microcristalina, composta por augita, plagioclásio (~An₅₀), minerais opacos e vidro intersticial. São reportadas também amígdalas e venulações interdigitadas, contendo carbonato, apatita acicular, zeólita, feldspatoide e clinopiroxênio. Em termos litoquímicos, são magmas relativamente primitivos (#mg=65-79), caracterizados por baixo SiO₂ (39-43%) e elevados MgO (12-19%) e Ni (>200 ppm). Diagramas do tipo Harker e AFM sugerem diferenciação controlada principalmente por fracionamento de olivina forsterítica e clinopiroxênio cálcico. As amostras apresentam enriquecimento em terras raras leves (La_N/Yb_N ~36-18) e em elementos incompatíveis de grande raio iônico em diagramas multielementares, destacando-se anomalias negativas de Rb, K e Hf. Equação de fusão parcial em equilíbrio sugere taxa de fusão menor que 10% de uma fonte enriquecida em elementos incompatíveis, representada por granada-lherzolito contendo anfibólio e/ou flogopita como fases acessórias. Modelamento geoquímico com base em equações de balanço de massa sugere taxa de cristalização fracionada entre 80-82%, deixando olivina, clinopiroxênio, nefelina, magnetita, apatita, perovskita, leucita e plagioclásio cálcico no cumulado. As diferentes fácies petrográficas observadas indicam resfriamento final em nível crustal raso de magmas basálticos alcalinos fortemente insaturados em sílica, gerando basanitos, melanafelinitos e olivina basaltos. O mecanismo de colocação dessas rochas é associado à instabilidade do campo de tensões local atuante no Mioceno, que reativou estruturas das unidades encaixantes favorecendo abertura de canais para fluxo de magmas.

Palavras-chave: vulcanismo intraplaca; magma alcalino; Mioceno; sistema de diques.

ABSTRACT

In the Borborema Province, NE of Brazil, small scale volcanic systems constitute a ca. 200 km long tectono-magmatic province: the Macau-Queimadas Trend, composed of alkaline basic and ultrabasic rocks. The aim of this research is to characterize the petrogenesis and emplacement mode of one of these occurrences in the southern portion of the Potiguar Basin through field relationships, petrography, and whole-rock geochemistry (major, trace and rare earth elements). In the study area outcrop three volcanic bodies with contrasting geometries. The larger intrusion, namely Serra Preta, has Miocene age, and is composed of a set of NNW-SSE and NE-SW dikes. Volcanic and subvolcanic olivine basalts predominate, with minor evolved late microporphyrific nepheline microgabbros. The matrix is crypto- to microcrystalline and is composed of augite, plagioclase (~An50), opaques and interstitial glass. Amygdales and late veins are filled with carbonates, acicular apatite, zeolites, feldspathoid and clinopyroxene. These magmas are relatively primitive (Mg# = 65-79) with low SiO₂ (39-43%) and high MgO (12-19%) and Ni (>200 ppm). Primitive mantle normalized diagrams show enrichment in LILE and LREE (La_N/Yb_N ~ 36-18), with negative anomalies of Rb, K and Hf. Batch melting modelling indicate that these rocks are the product of low degrees (<10%) of partial melting of a phlogopite-amphibole-bearing garnet-lherzolite source. Mass balance modelling of major elements suggest 80-82% of fractional crystallization for the most evolved sample, with a cumulate composed of olivine, clinopyroxene, nepheline, magnetite, apatite, perovskite, leucite, and Ca-plagioclase. The observed texture diversity is the product of slow cooling rates in shallow magma reservoirs. Instabilities of local stress fields during the Miocene reactivated pre-existing structures that channelling mantle-derived magma and favoured their emplacement in high-crustal levels or even in the surface.

Keywords: intraplate magmatism, alkaline magma, Miocene, dike system.

INTRODUÇÃO

Sistemas vulcânicos de pequena escala são comuns ao longo do Cenozoico em muitos locais ao redor do mundo (e.g. Ali e Ntaflos, 2011; Di Giuseppe et al., 2017; Zhao et al., 2020). Em geral, são caracterizados por pequenos volumes de magma basáltico que ocorrem como *plugs*, diques, *necks*, soleiras e derrames. Podem ser encontrados em contextos tectônicos diversos, tais como bacias marginais (Morishita et al., 2020), próximos a zonas de subducção (Haller et al., 2020) e em domínios de tectônica extensional (Oyan, 2018).

No nordeste brasileiro, basaltos alcalinos Cenozoicos correspondem a atividade vulcânica mais importante desde a formação do oceano atlântico equatorial. São corpos isolados, de ampla distribuição geográfica, que afloram desde o norte do Cráton São Francisco até a região do Rifte Potiguar. O conjunto constitui o Magmatismo Macau – Queimadas (Rolf, 1947; Sial, 1976a), um dos eventos magmáticos intracontinentais mais jovens do Brasil (Silveira, 2006).

No domínio da Bacia Potiguar, contexto geológico da pesquisa, essa unidade é associada à formação de auréolas térmicas de contato, principalmente em arenitos e carbonatos cretáceos (Santos et al., 2014; Terra et al., 2016; Souza et al., 2019). Esse fenômeno, descrito em Grapes (2011) como pirometamorfismo, tem papel importante nos processos de maturação de matéria orgânica, contribuindo para a geração de hidrocarbonetos.

Embora o Magmatismo Macau – Queimadas seja um termo utilizado para agrupar uma série de basaltos temporal e espacialmente distintos, estudos de detalhe que caracterizem aspectos petrogenéticos desses magmas ainda são escassos. Portanto, nessa pesquisa, são apresentados dados de mapeamento geológico, petrográficos e geoquímicos de rocha total para uma dessas ocorrências, localizada a sul da Bacia Potiguar.

O vulcanismo ocorrido em Serra Preta, selecionado para o presente estudo, é composto por três corpos basálticos alcalinos, o mais expressivo datado pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em $14,1 \pm 0,7$ Ma (Silveira, 2006). O objetivo dessa pesquisa é integrar os novos dados aqui apresentados com dados disponíveis na literatura, buscando investigar a evolução petrogenética desses magmas e sua forma de ocorrência tectono-controlada.

MATERIAL E TÉCNICAS ANALÍTICAS

Os dados geológicos apresentados neste trabalho foram coletados em mapeamento geológico no qual vinte e cinco afloramentos de rochas vulcânicas foram visitados. Amostras representativas, livres de intemperismo, foram coletadas para estudo microscópico sob luz transmitida e para análise química de rocha total.

Dez amostras foram selecionadas para confecção de lâminas delgadas no Laboratório de Laminação do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Posteriormente, foram examinadas por microscopia de luz transmitida utilizando microscópio OLYMPUS 41BX da mesma universidade. Com base em suas características mineralógicas e texturais, sete amostras foram selecionadas para análise química de rocha total.

Os novos dados litoquímicos (n=7) foram obtidos no Laboratório Comercial ALS Brasil Limitada (www.alsglobal.com). Para determinação da concentração de óxidos foram utilizadas as técnicas ICP-AES (inductively coupled plasma – atomic emission spectrometry). Para determinação da concentração de traços, foram utilizadas as técnicas ICP-MS (inductively coupled plasma – mass spectrometry), após tratamento com metaborato de lítio e determinação de perda ao fogo a 1025° C. Os erros analíticos são <5% para óxidos e <10% para elementos traços e terras raras.

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A área de estudo está inserida no domínio *onshore* da Bacia Potiguar (Figura 3), um rifte intracontinental cretáceo associado à fragmentação do Gondwana Oeste (Bertani et al., 1987). Depósitos siliclásticos e carbonáticos preenchem grábens assimétricos profundos, formados pela reativação de estruturas pré-cambrianas da Província Borborema, principal unidade tectônica do nordeste do Brasil (Almeida et al., 1981; Françolin e Szatmari, 1987).

A Bacia Potiguar tem evolução tectonossedimentar compartimentada nos estágios Rifte (fases I e II), Pós-Rifte e Drifte, que se relacionam aos processos de afinamento crustal, subsidência e sedimentação (Matos, 1992; Pessoa Neto et al., 2007). Sua estratigrafia é agrupada nas sequências Rifte, Transicional, Drifte Transgressiva e Progradacional, onde foram depositados sedimentos fluvio-deltaicos, lacustres e marinhos (Pessoa Neto et al., 2007).

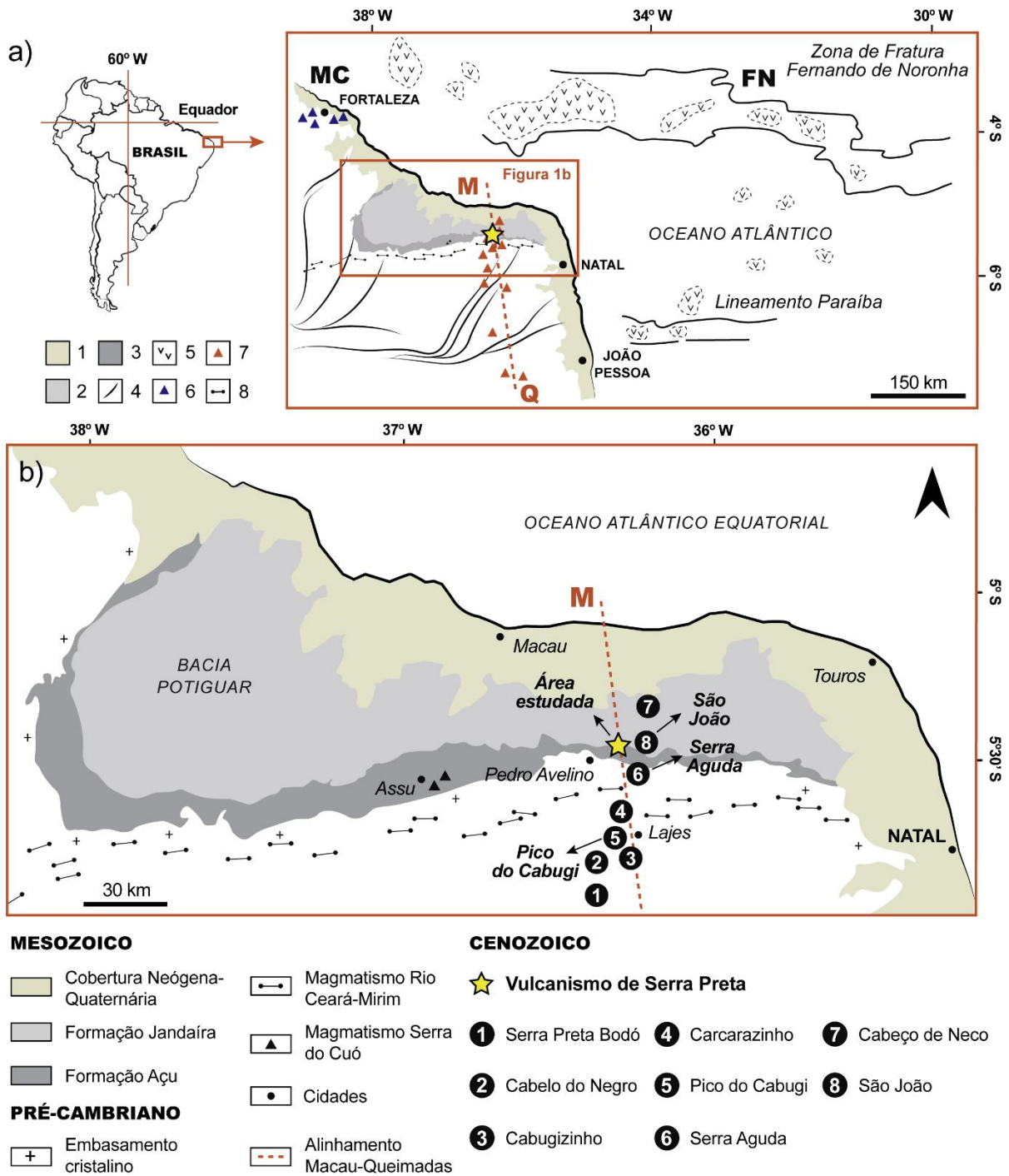


Figura 3 – Contextualização geológica regional. (a) Distribuição do vulcanismo Cenozoico segundo Alinhamento Macau-Queimadas (Sial, 1976a). Símbolos utilizados: 1 – Cobertura sedimentar neógena-quaternária; 2 – Formação Jandaíra; 3 – Formação Açú; 4 – *Trend* estrutural do embasamento cristalino pré-cambriano; 5 – Corpos vulcânicos oceânicos; 6 – Rochas fonolíticas continentais de Mecejana; 7 – Corpos vulcânicos Cenozoicos do Alinhamento Macau-Queimadas; 8 – Magmatismo Rio Ceará-Mirim. (b) Principais ocorrências do vulcanismo Cenozoico na Província Borborema Setentrional e na Bacia Potiguar. Base cartográfica segundo Silveira (2006), Angelim et al. (2006) e Souza et al. (2019).

A instalação das bacias da Margem Equatorial Brasileira foi acompanhada e sucedida por episódios de vulcanismo desde o cretáceo inferior até o fim do mioceno (Almeida et al., 1996). Nesta região, a literatura reconhece três eventos magmáticos cronologicamente distintos, com afinidade geoquímica variando de toleítica a alcalina.

O Magmatismo Rio Ceará Mirim, com idade $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em anfibólio de $132,2 \pm 1$ Ma (Souza et al., 2003), é o episódio mais antigo, ocorrendo como enxames de diques toleíticos. Esse magmatismo é associado aos primeiros esforços de abertura do oceano atlântico equatorial e, seu alcance, de escala regional, é interpretado em Hollanda et al. (2019) como uma Grande Província Ígnea (LIP).

Na transição para o cretáceo superior, duas unidades marcam a consolidação do rifte cretáceo e a formação de margens passivas nas bacias marginais. Na Bacia de Pernambuco ocorrem as rochas máficas, intermediárias e ácidas da Província Magmática do Cabo. Em paralelo, na Bacia Potiguar, ocorre o magmatismo basáltico Serra do Cuó (Sial et al., 1981), datado em $93,1 \pm 0,8$ Ma (Souza et al., 2003).

No Cenozoico ocorre o evento mais recente, o Magmatismo Macau – Queimadas ou, ainda, Alinhamento Macau – Queimadas (Rolff, 1947; Sial, 1976a). Essa unidade agrupa dezenas de basaltos alcalinos, incluindo o vulcanismo de Serra Preta (área estudada) e o *neck* subvulcânico Pico do Cabugi. Ainda no Cenozoico, são reportadas rochas fonolíticas no entorno da cidade de Fortaleza, associadas às ocorrências continentais do Alinhamento Mecejana – Fernando de Noronha (Rao e Sial, 1972; Guimarães, 1982).

CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL

O vulcanismo máfico alcalino ocorrido em Serra Preta está localizado à sul da Bacia Potiguar, sendo constituído por três corpos basálticos de diferentes geometrias em mapa (Figura 4). O mais expressivo (nomeado Serra Preta), foi datado pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em rocha total em $14,1 \pm 0,7$ Ma (Silveira, 2006).

As unidades encaixantes são sequências sedimentares cretáceas de composição siliciclástica e carbonática (Figuras 5a e 5b). Apresentam modificações texturais na região de contato devido ao efeito térmico causado pelos corpos ígneos, que incluem fraturamento, compactação, recristalização estática e até fusão parcial (Santos et al., 2014; Terra et al., 2016; Souza et al., 2019).

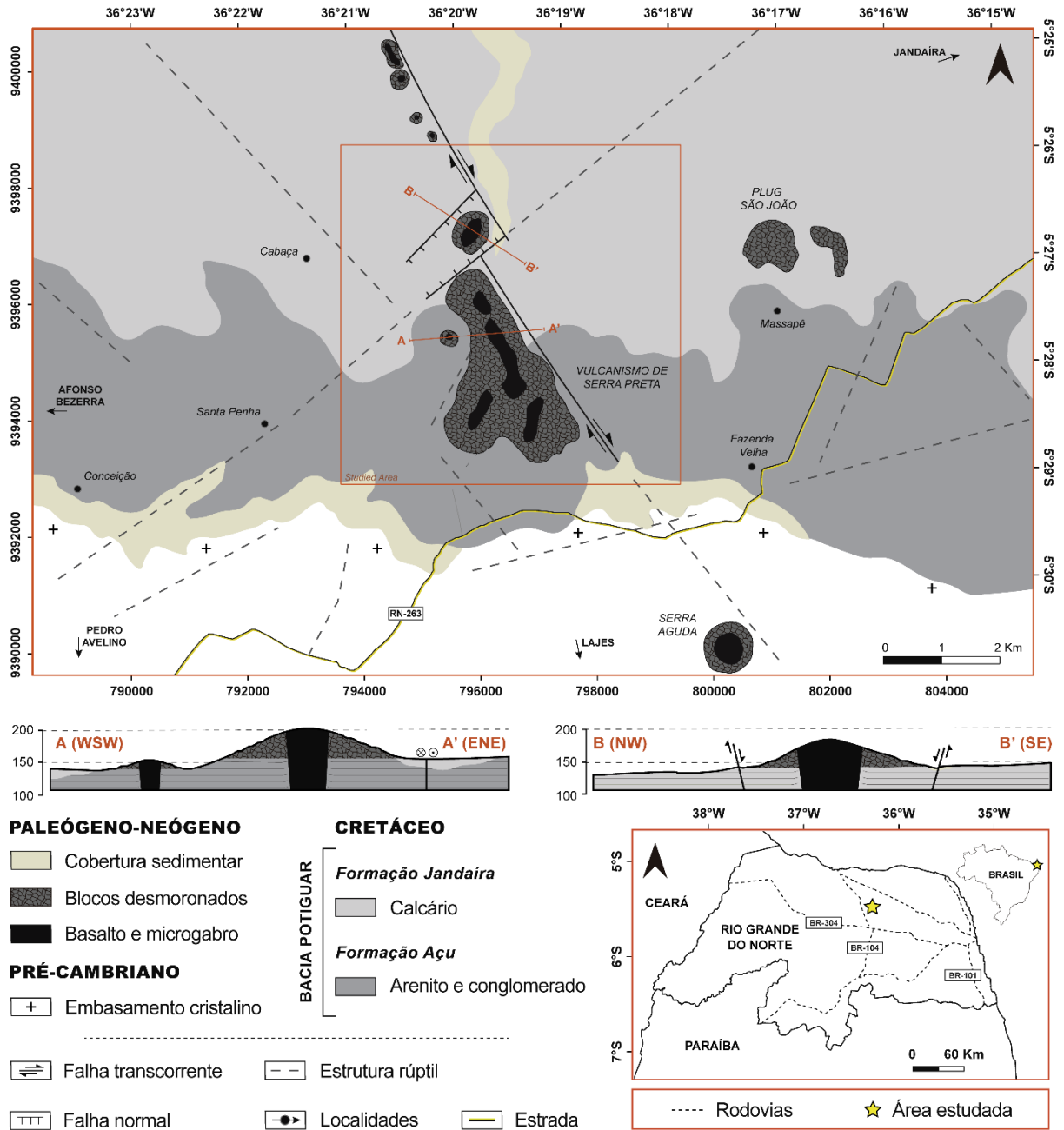


Figura 4 – Mapa geológico do vulcanismo de Serra Preta (polígono no centro da imagem). Lineamentos e geologia regional de Vital et al. (2014). Estrela amarela indica localização da área de estudo.

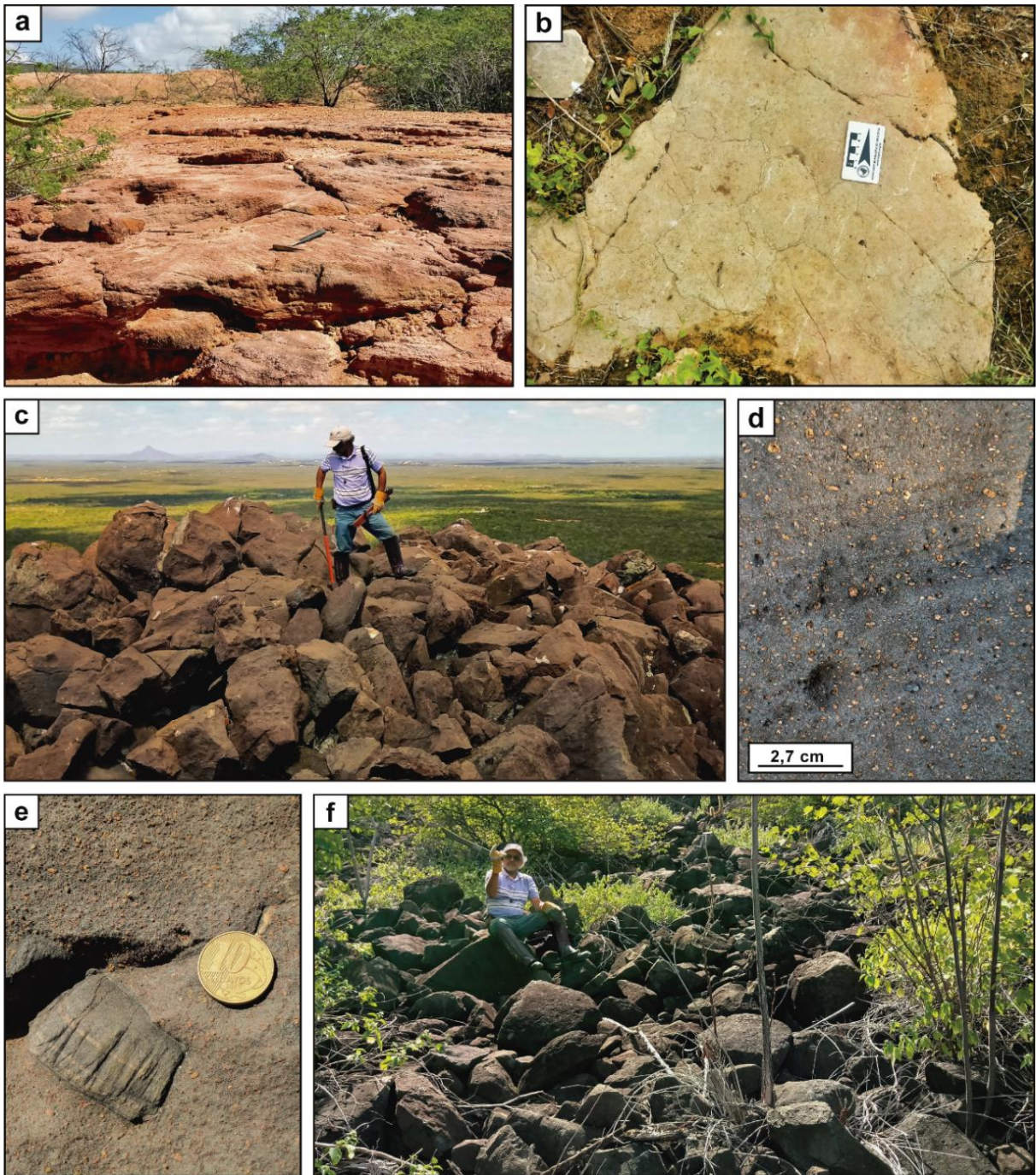


Figura 5 – Unidades geológicas da área de estudo. (a) Formação Açú: arenito estratificado localizado a leste do Serra Preta. A parte metálica do martelo indica o Norte. (b) Formação Jandaíra: calcário com fraturas preenchidas por calcita, a norte do Serra Preta. (c) Porção de topo do corpo Serra Preta: visão panorâmica do conduto sudoeste, cerca de 210 metros de altitude em relação ao nível do mar. (d) Olivina basalto microporfirítico. (e) Xenólito de rocha ultramáfica (peridotítica?) em olivina basalto microporfirítico. (f) Blocos soltos na subida do conduto sudoeste, cerca de 100 metros de altitude em relação ao nível da bacia.

A Formação Açú, de idade albo-cenomaniana, é composta principalmente por arenitos e arenitos conglomeráticos quartzo-feldspáticos (Figura 5a). Apresenta estratificações cruzadas típicas de sistemas fluviais, além de juntas, falhas silicificadas e bandas de deformação. A Formação Jandaíra, de idade turo-campaniana, ocorre como calcários microfossilíferos em afloramentos arrasados, onde é comum a presença de gretas de contração, feições do tipo *birds eyes* e fraturas pós-diagenéticas (Figura 5b).

As rochas ígneas dispõem-se em três corpos adjacentes. O corpo principal ocorre como cristas alongadas formadas por blocos rolados e raros afloramentos preservados (Figuras 5c e 5f). Macroscopicamente, são olivina basaltos de textura afanítica muito fina à microporfirítica, com microgabros subordinados. Podem apresentar xenólitos ultramáficos (peridotíticos?) [Figuras 5d e 5e], amígdalas, vesículas e venulações submilimétricas.

Os dois corpos menores são circulares a elipsoidais em superfície e apresentam litologia muito semelhante aos condutos principais. Ocorrem como blocos rolados e escassos afloramentos *in situ* de olivina basaltos, onde também se reconhecem estruturas de fluxo magmático e resquícios de disjunções colunares.

Produtos de sensores remotos, junto à dados de campo, mostram que a geometria do corpo maior se assemelha a um Y invertido, sugerindo alojamento controlado por falhas principais e fraturas de segunda ordem. Nesse caso, o eixo mais alongado, com cerca de 3 km de extensão, ocorre em conformidade com lineamentos regionais NNW-SSE, interpretados como falhas transcorrentes dextróginas. Os eixos menores, com 1 km cada, constituem uma dupla de fraturas secundárias NE-SW. Já os corpos circulares teriam alojamento facilitado pela abertura de espaço nas terminações de falhas, como sugerem os perfis esquemáticos da Figura 4.

RESULTADOS

Petrografia e Texturas

Um conjunto de dez lâminas delgadas foram analisadas por microscopia de luz transmitida. Nesta seção são descritas mineralogia e texturas das rochas ígneas, priorizando as amostras analisadas para óxidos e elementos traços.

Duas fácies petrográficas foram reconhecidas. A fácies vulcânica microporfírica é o litotipo predominante. São olivina basaltos caracterizados por microfenocristais (<1 mm) e xenocristais (<5 mm) de olivina e clinopiroxênio (20%). A matriz (80%) é cripto a microcristalina, composta por clinopiroxênio, plagioclásio, minerais opacos, olivina e raro vidro vulcânico.

Nestas lâminas, os xenocristais de olivina ocorrem como cristais anédricos de até 5 mm que apresentam bordas de reação e extinção ondulante. Já os microfenocristais têm hábito subédrico a euédrico (<1 mm), por vezes com feições de engolfamento, onde parte do cristal é reabsorvido pelo líquido em resfriamento. Alterações tardi-magmáticas por hidratação, com formação de iddingsita e serpentina, são comuns nos cristais desse mineral.

O clinopiroxênio (Figura 6b) apresenta cor castanha a esverdeada, ocorrendo como microfenocristais e como micrólitos na matriz; reconhecidos pelo ângulo de extinção oblíquo (>35°) e pelo alto ângulo ótico ($2V \cong 60^\circ$). O plagioclásio tem hábito ripiforme a acicular, por vezes em textura traquitoide, sendo o principal constituinte da matriz.

Também foram observadas feições que sugerem a injeção de pulsos de magma durante o resfriamento, como pequenos bolsões que contrastam em relação a textura (Figura 6c). Além disso, a presença de amígdalas e venulações sugerem resfriamento final em nível crustal raso, ocorrendo a cristalização de zeólitas, carbonatos, apatita acicular, biotita, leucita e clinopiroxênio no interior dessas cavidades (Figura 6d).

A fácies subvulcânica é restrita à algumas ocorrências de textura fina (equigranular) a média (porfírica), provavelmente cristalizadas nas zonas centrais dos condutos vulcânicos. São holocristalinas, mesocráticas e de mineralogia semelhante à fácies anterior, composta pelos minerais clinopiroxênio, olivina, plagioclásio, feldspatoide, apatita e minerais opacos (Figuras 6e, f, g, h). Foi modal e texturalmente classificada como nefelina microgabros (Streckeisen, 1976).

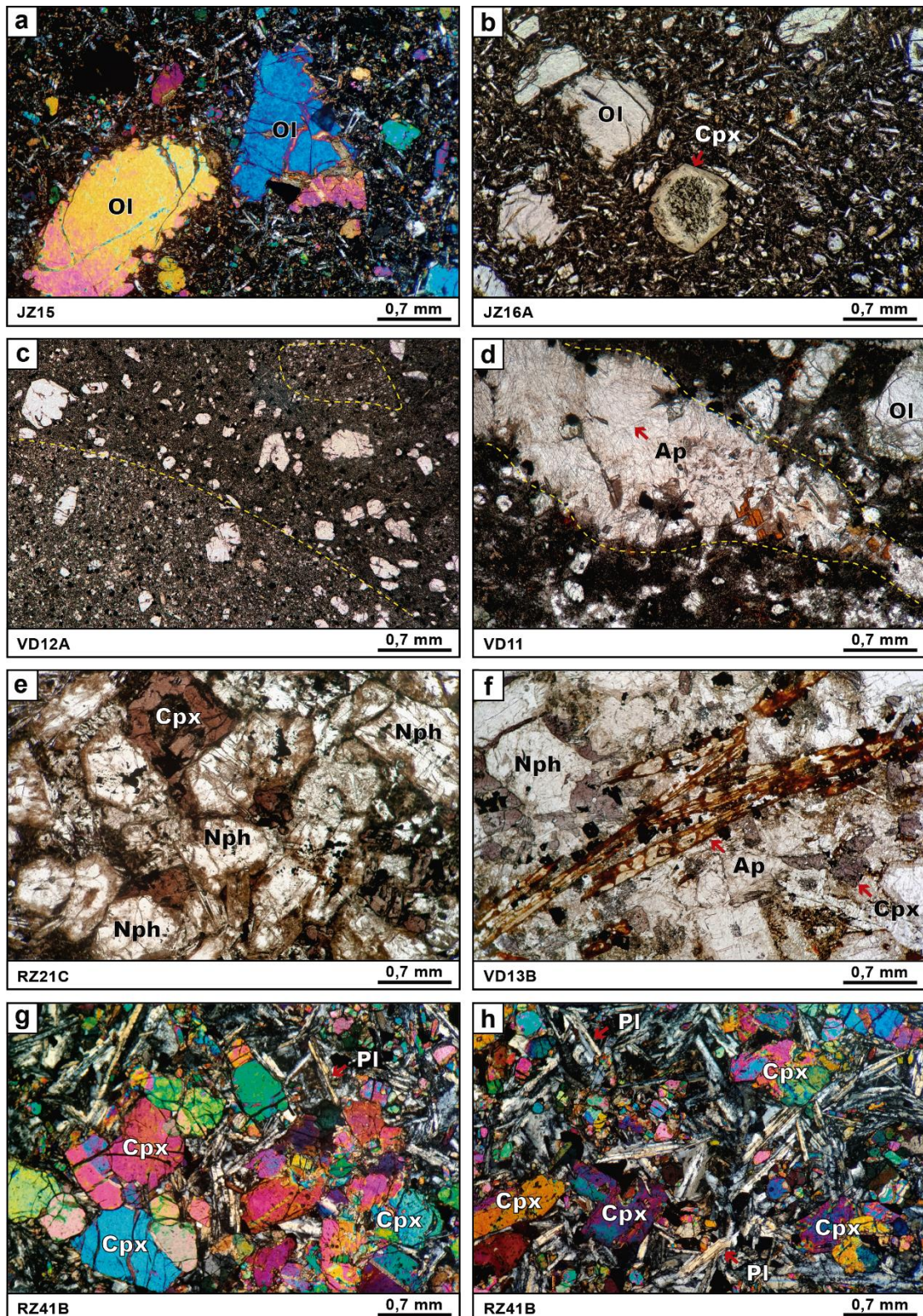


Figura 6 – Fotomicrografias sob luz transmitida. (a) e (b) Basalto microporfirítico com xenocristais e fenocristais de olivina e clinopiroxênio em matriz microcristalina. (c) Feições indicativas de duas gerações de basalto marcadas por contato abrupto e inclusões de fácies precoce. (d) Venulação tardia contendo agulhas de apatita, zeólitas, biotita e leucita. (e) e (f) Microgabros porfiríticos com alterações para hidróxido de Fe na matriz e em fenocristais de apatita. (g) e (h) Microgabros com textura glomeroporfirítica composta por augita ± olivina. (a), (g) e (h) nicóis cruzados. (b), (c), (d), (e) e (f) nicóis descruzados. Símbolos utilizados: Ol=olivina; Cpx=clinopiroxênio; Ap=apatita; Nph=nefelina; Pl=plagioclásio.

O clinopiroxênio foi descrito como augita ou Ti-augita com base nas características óticas. Ocorrem como cristais róseos bem desenvolvidos, zonados e com hábito tabular euédrico a subédrico (<2 mm). Apresentam geminação simples e extinção em ampulheta à nicóis cruzados. É a fase predominante dentre os fenocristais, por vezes em texturas glomeroporfiríticas e/ou rosetas.

A olivina ocorre como cristais anédricos finos (<1 mm) em quantidade subordinada em relação ao clinopiroxênio, diferente do observado nos basaltos típicos. Os minerais opacos (<1,5 mm) são subédricos a euédricos e ocorrem associados principalmente aos clinopiroxênios. O feldspatoide é nefelina e atesta a natureza insaturada em sílica das rochas estudadas.

A nefelina ocorre como cristais euédricos (<3mm) de hábito prismático alongado, reconhecidas principalmente devido à figura ótica uniaxial negativa. O plagioclásio ocorre tanto como cristais ripiformes em textura ofítica/subofítica (<1,5 mm), como em cristais fibrorradiados na matriz microcristalina (<1,0 mm).

Geoquímica de Elementos Maiores e Elementos Traços

Um conjunto de vinte análises químicas de rocha total, incluindo elementos maiores e elementos traços, são apresentados na Tabela 1. São novos dados apresentados por esta pesquisa, integrados a dados publicados em trabalhos regionais sobre o vulcanismo Cenozoico na Província Borborema (este trabalho (n=7); Sial, 1978 (n=1); Fodor et al., 1998 (n=2); Ngonge et al., 2016 (n=9); Guimarães et al., 2020 (n=1)).

A litoquímica de elementos maiores mostra teores de SiO₂ e MgO entre 39-48% e 12-22% para a maioria das amostras, respectivamente. A soma dos álcalis varia entre 3,4-6,3%, ao passo que a razão Na₂O/K₂O varia entre 2-5%. As amostras VD13B e RZ21C se diferenciam das demais em relação a estes óxidos. Os valores de SiO₂ e MgO são de ~44% e ~4%, respectivamente, enquanto a soma dos álcalis é ~8%.

No diagrama triangular AFM (Figura 7a), a distribuição desses dados é compatível com etapas iniciais da evolução de suítes basálticas alcalinas, marcada pelo enriquecimento em FeO_t (Schwarzer e Rogers, 1974). Assim, correspondem a

magmas máficos relativamente primitivos, com #mg=65-79, associados à Série Sódica de Middlemost (1975) (Figura 7b).

No diagrama TAS (total de álcalis vs. sílica) (Le Bas et al., 1986), as amostras concentram-se no campo dos nefelinitos, havendo também basanitos e basanitos tefríticos subordinados. Duas amostras plotam entre basaltos alcalinos e subalcalinos (Figura 8a). Considerando elementos imóveis segundo Winchester e Floyd (1977), as amostras se distribuem entre basaltos alcalinos e basanitos/nefelinitos (Figura 8b).

A composição normativa CIPW reflete a subsaturação em sílica dessas rochas. Os nefelinitos, basanitos e basanitos tefríticos indicados na Figura 8a são olivina (~19%) e nefelina (~13%) (\pm leucita ~3-6%) normativos, enquanto os basaltos são hiperstênio normativos (6-12%), considerados transicionais ($Qz + Ne$ normativos = 0).

Em binários normativos Ol vs. (Ne + Le) e Ab vs. Ne (Le Bas, 1989) (Figuras 9a e 9b), adequados para classificação de rochas alcalinas básicas e ultrabásicas, as amostras classificam-se principalmente como basanitos, melanefelinitos e nefelinitos. Olivina basaltos alcalinos e basanitos tefríticos (olivina normativa <10%) ocorrem de forma secundária. No tetraedro Nph-Di-Qz-Ol (Yoder e Tilley, 1962), plotam no volume definido por Nph-Di-Pl-Ol, corroborando a afinidade alcalina desses magmas (basaltos plotam em Di-Pl-Ol-Hyp) (Figura 9c).

A variação de elementos maiores e elementos traços foi comparada com a variação de MgO, como mostram os diagramas da Figura 10. Dentre os óxidos, Al_2O_3 apresenta correlação negativa mais expressiva. SiO_2 , TiO_2 e CaO , apesar de alguma dispersão, também tendem a aumentar com o decréscimo de MgO. FeO_t e demais óxidos (K_2O , Na_2O e P_2O_5) não apresentam correlação direta. A razão CaO/Al_2O_3 decresce com a diferenciação, assim como os traços Ni, Cr e Sr, que mostram comportamento compatível.

No que se refere aos elementos terras raras, as amostras apresentam valores relativamente elevados para os elementos terras raras leves. A razão $(La/Yb)_N = 34,98$ para os nefelinitos/basanitos e $(La/Yb)_N = 16,75$ para os basanitos tefríticos reflete o alto grau de fracionamento em relação aos terras raras pesados. Olivina basaltos alcalinos possuem valores inferiores a este grupo para a maioria dos traços, além da razão $(La/Yb)_N = 17,7$. Nenhuma das amostras apresenta anomalia de európio $[(Eu/Eu^*)_N \cong 1]$ (Figura 11).

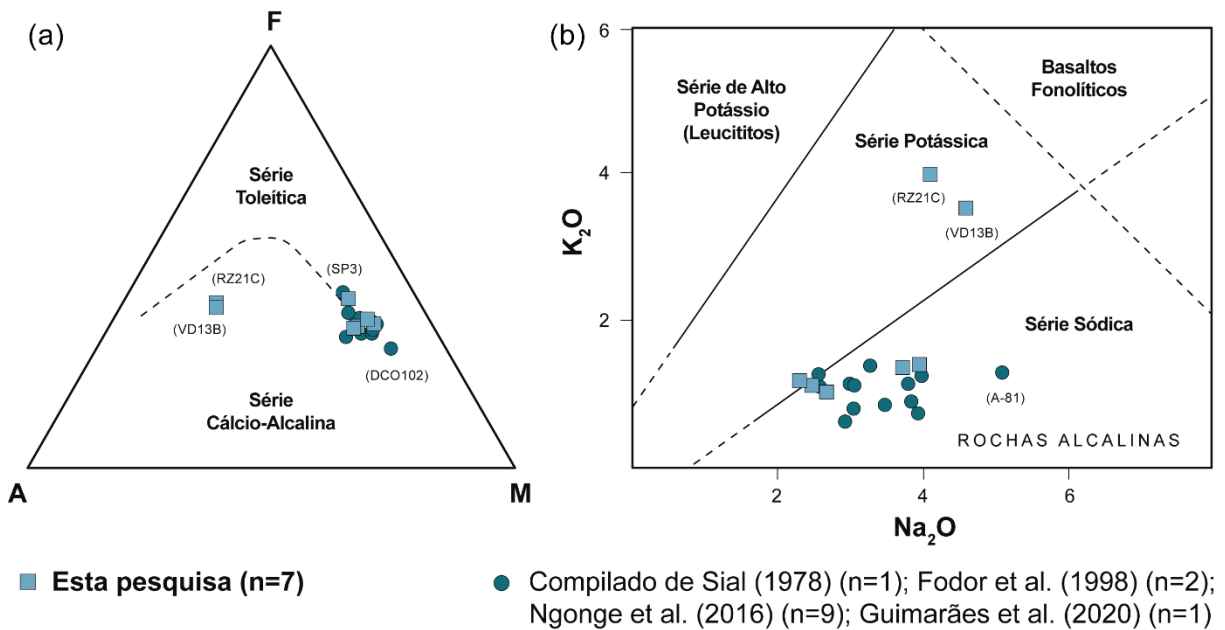


Figura 7 – Diagramas de classificação em séries magmáticas. (a) Diagrama triangular AFM (Kuno, 1968) incluindo curva de Irvine e Baragar (1971). Símbolos utilizados: A = total de álcalis em %peso ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$); F = FeOt em %peso; M = MgO em %peso. (b) Classificação de rochas vulcânicas alcalinas em subséries segundo Middlemost (1975).

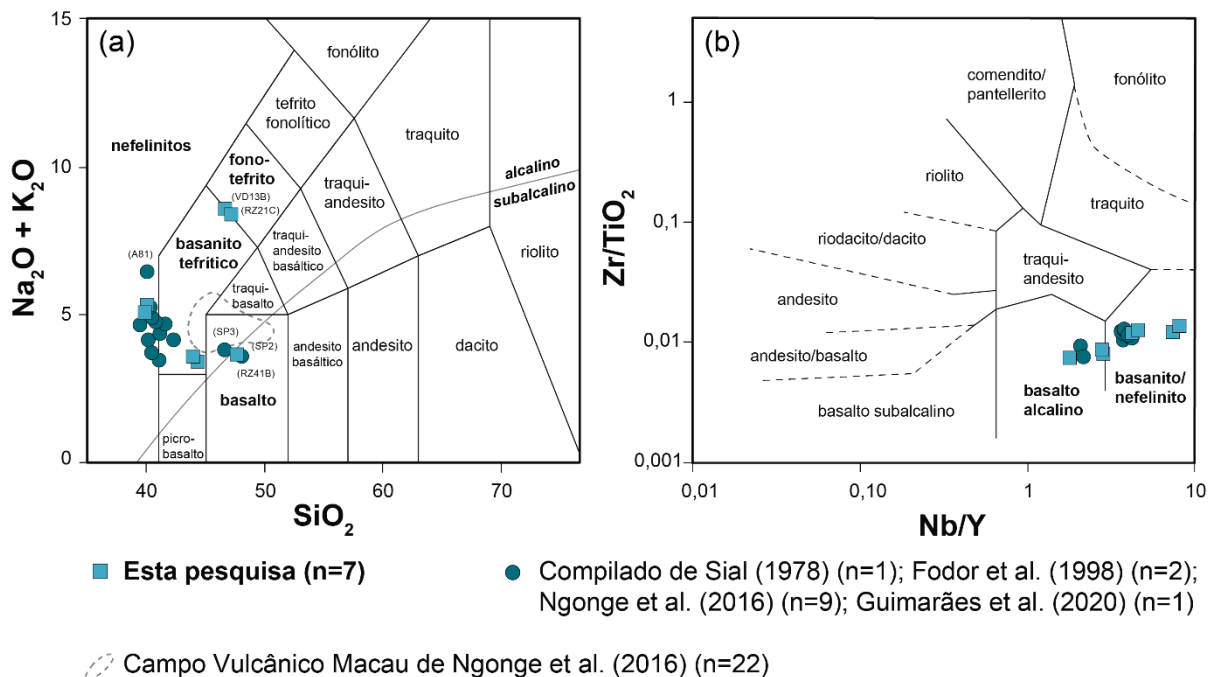


Figura 8 – Diagramas de classificação química. (a) Diagrama total álcalis vs. sílica em %peso de Le Bas et al. (1986). Em tracejado, distribuição das amostras do Campo Vulcânico Macau (Ngonge et al., 2016), que incluem alguns corpos basálticos Cenozoicos da região: Serrote Preto, Serra Aguda e Pico do Cabugi. (b) Diagrama binário de elementos imóveis de Winchester e Floyd (1977) (TiO_2 em %peso; Zr, Nb e Y em ppm).

Tabela 1 – Concentração de óxidos, elementos traços e terras raras. ^aEsta pesquisa; ^bNgonge et al. (2016); ^cGuimarães et al. (2020); ^dFodor et al. (1998); ^eSial (1978); ^f $mg\# = 100 * (MgO/40,35) / [(MgO/40,35) + (FeO/71,84)]$.

<i>Latitude</i>	-5,477435	-5,476699	-5,476708	-5,463371	-5,463553	-5,477399	-5,466835
<i>Longitude</i>	-36,330049	-36,329141	-36,329132	-36,333403	-36,333772	-36,329995	-36,322007
Amostra	VD12A^a	VD13B^a	J33^a	JZ15^a	JZ16A^a	RZ21C^a	RZ41B^a
<i>Óxidos (% peso)</i>							
SiO₂	39,3	43,3	39,58	43,2	43,8	44,7	46,9
TiO₂	2,43	2,06	2,49	2,06	2,06	2,4	1,89
Al₂O₃	9,64	18	10,07	10,4	10,55	17,65	11,85
Fe₂O₃	12	8,39	11,9	11,4	11,2	8,37	11,25
MnO	0,19	0,12	0,19	0,17	0,17	0,13	0,16
MgO	16,45	3,69	16,18	15,25	15,75	3,75	11,65
CaO	12	8,2	11,74	11,35	10,75	8,71	10,8
Na₂O	3,65	4,5	3,88	2,43	2,28	4,02	2,58
K₂O	1,36	3,53	1,39	1,13	1,17	3,98	1,04
P₂O₅	1,39	1,14	1,35	0,78	0,7	1,08	0,42
LOI	0,68	5,22	0,4	2,46	2,11	5,46	1,16
Total	99,09	98,15	99,17	100,87	100,78	100,72	99,9
mg#^f	73,06	46,53	72,90	72,58	73,56	46,99	67,20
<i>Elementos traços (ppm)</i>							
Ba	782	1445	668	487	535	1830	529
Co	63	22	101	58	59	22	57
Cr	710	30	629	600	590	20	470
Cs	0,48	0,46	0,4	0,29	0,27	0,34	0,5
Hf	6,3	4,4	6,5	3,9	4,1	4,9	3,5
Nb	145	229	126	62,5	59	206	35,3
Ni	491	37	482	482	513	37	283
Pb		8	4,2				
Rb	35,5	112	19,8	25,6	25,4	113,5	29,3
Sc	20	4	22	18	18	3	23
Sr	1250	1835	1182	804	766	2180	573
Ta	6,7	9,9	6,5	3,2	3,1	9,9	2,2
Th	13,75	13,3	13,1	7,34	6,71	15,85	3,27
U	3,9	3,21	3,5	2,22	1,95	10,4	0,9
V	213	177	218	168	166	173	193
Y	31,6	28,4	30	22,4	20,9	27,8	19,7
Zr	309	282	293	176	167	291	140
La	107,5	125	94,8	59,2	52,6	127	27,8
Ce	187	206	184,3	109	97,1	223	56,6
Pr	19,7	19,5	19,62	11,85	10,55	21,9	6,78
Nd	75,9	69,7	73,9	42,7	39,2	70	27,1
Sm	12,95	11	12	8,17	7,52	11,4	5,85
Eu	3,75	3,25	3,59	2,39	2,18	3,4	1,78
Gd	9,63	8,01	10,11	6,93	6,26	7,95	5,54
Tb	1,39	1,13	1,4	1	0,89	1,17	0,79
Dy	6,66	5,94	6,56	5,28	4,83	6,39	4,78
Ho	1,26	1,05	1,07	0,88	0,77	1,04	0,81
Er	2,75	2,55	2,57	2,3	2,08	2,71	1,97
Tm	0,37	0,32	0,34	0,24	0,24	0,35	0,26
Yb	2,05	1,92	1,93	1,5	1,4	2,38	1,69
Lu	0,28	0,24	0,28	0,21	0,19	0,29	0,2

Tabela 1 – Continuação.

<i>Latitude</i>	-5,333333						
<i>Longitude</i>	-36,400000						
Amostra	SP1^b	SP2^b	SP3^b	DCO101^b	DCO102^b	HD-31^b	HD41B^b
<i>Óxidos (% peso)</i>							
SiO₂	41,67	47,7	46,01	39,53	39,7	39,02	40,8
TiO₂	2,33	1,55	2,37	2,41	2,06	2,39	2,78
Al₂O₃	9,75	11,63	12,53	9,37	7,92	8,84	10,85
Fe₂O₃	11,55	10,93	12	11,65	11,56	12,15	12,07
MnO	0,17	0,15	0,15	0,18	0,18	0,19	0,19
MgO	17,31	14,54	11,4	17,33	22,11	18,77	13,97
CaO	10,69	8,6	9,98	11,29	10,13	11,74	11,89
Na₂O	2,93	2,54	2,49	3,91	2,98	3,21	3,86
K₂O	1,15	1,08	1,26	1,25	1,14	1,39	0,75
P₂O₅	0,93	0,47	0,51	1,2	1,15	1,28	1,07
LOI	2,02	0,95	1,27	2,02	1,13	1,4	1,84
Total	100,71	100,32	100,1	100,14	100,06	100,38	100,19
mg#^f	74,78	72,47	65,27	74,64	79,10	75,35	69,61
<i>Elementos traços (ppm)</i>							
Ba	630	436	458	551	571	646	703
Co	61,7	53,3	51,7	98	105	64	73
Cr	739	773	486	739	1040	823	404
Cs							
Hf	5,6	3	4,7	6,1	5,3	5,7	8,3
Nb	88,9	37,8	48,7	106	102	106	112,6
Ni	496,4	492,6	244,9	591	941	582	260,3
Pb	2,6	2,1	2				4,9
Rb	19,2	24,1	42,2	19	19	26	9,7
Sc							
Sr	931,6	584,3	947,5	1010	940	1100	1059,8
Ta	4,4	1,8	3	6,2	5,6	5,8	6,6
Th	9,3	6,4	4,5	13,3	12,9	13,6	10,6
U	2,3	1,2	0,9	3,5	3,3	3,6	3
V							
Y	23,7	18,1	22,5	29	27	28	27,6
Zr	242,8	145,8	179,6	301	263	280	310,1
La	76,5	43,4	33,4	88,6	85,5	90,4	89,4
Ce	137,7	74,9	63,7	162	154	165	164
Pr	15,12	8,33	7,87	17,6	16,6	17,5	18,23
Nd	56,5	32,5	33,6	62	59,7	61,9	68,1
Sm	9,46	5,77	7,38	11,5	10,8	11,4	11,68
Eu	2,8	1,84	2,27	3,28	3,07	3,2	3,34
Gd	8,15	5,38	6,8	7	6,6	6,8	9,37
Tb	0,99	0,7	0,89	1,1	1	1,1	1,27
Dy	5,31	3,99	5,09	5,9	5,4	5,7	6,19
Ho	0,88	0,67	0,81	1	1	1	1,09
Er	1,98	1,82	2,2	2,5	2,4	2,5	2,69
Tm	0,27	0,23	0,25	0,29	0,27	0,28	0,35
Yb	1,59	1,42	1,56	1,6	1,5	1,5	1,88
Lu	0,19	0,19	0,23	0,22	0,21	0,21	0,25

Tabela 1 – Continuação.

<i>Latitude</i>			-5,478889			
<i>Longitude</i>			-36,331944			
Amostra	HD-43^b	HD-44^b	BP7.15^c	3A^d	3B^d	A-81^e
<i>Óxidos (% peso)</i>						
SiO₂	40,3	39,92	40,12	41,52	41,07	39
TiO₂	2,61	2,57	2,49	2,67	2,64	1,95
Al₂O₃	10,25	10,19	9,85	10,15	11,27	9,92
Fe₂O₃	11,88	11,85	12,04	11,89	12,2	11,51
MnO	0,18	0,19	0,2	0,2	0,2	0,19
MgO	15,24	15,4	16,15	17,11	16,91	16,58
CaO	12,16	11,86	12,11	12,6	12,15	11,2
Na₂O	3,41	3,77	3,73	2,88	2,99	5
K₂O	0,86	0,91	1,14	0,63	0,81	1,3
P₂O₅	1,15	1,34	1,33	1,47	1,42	0,8
LOI	2,13	1,48	0,73	2,4	2,64	1,41
Total	100,17	99,48	99,89	99,93	100,44	98,86
mg#^f	71,74	72,00	72,63	74,01	73,28	74,03
<i>Elementos traços (ppm)</i>						
Ba	903	737	692,22	839	900	
Co	91	137	58,24			100
Cr	620	682	605,24			200
Cs						
Hf	6,6	6,7	6,49	6,62		
Nb	112	128	131,8	127	124	
Ni	790	494	445,73	425	458	500
Pb			3,65			
Rb	39	26	23,71	17	22	
Sc			22	21		
Sr	1170	1200	1224,11	1330	1485	
Ta	6,4	7,4	6,51			
Th	12,6	15,6	13,68	13,7		
U	5,9	4	3,86			
V			220,9			250
Y	31	34	34,89	30	31	
Zr	318	328	319,22	291	303	
La	91,8	108	100,14	106	95	
Ce	172	197	182,76	202		
Pr	18,9	20,8	20,08			
Nd	67,1	74,7	76,02	83,7		
Sm	12,4	13,8	12,74	13,1		
Eu	3,58	3,99	3,76	3,88		
Gd	7,7	8,6	10,68			
Tb	1,2	1,4	1,41	1,37		
Dy	6,4	7	7,13			
Ho	1,1	1,2	1,19			
Er	2,8	3	2,91			
Tm	0,31	0,34	0,38			
Yb	1,8	1,9	2,09	2,42		
Lu	0,23	0,27	0,27	0,35		

De forma semelhante, o padrão de elementos traços normalizados ao Manto Primitivo (Sun e McDonough, 1989) mostra enriquecimento de elementos tipo LILE em relação a elementos tipo HFSE em todas as amostras. Além disso, ocorrem anomalias negativas expressivas de Rb, K e Hf (Figuras 12a e 12b), que são mais atenuadas nos olivina basaltos alcalinos.

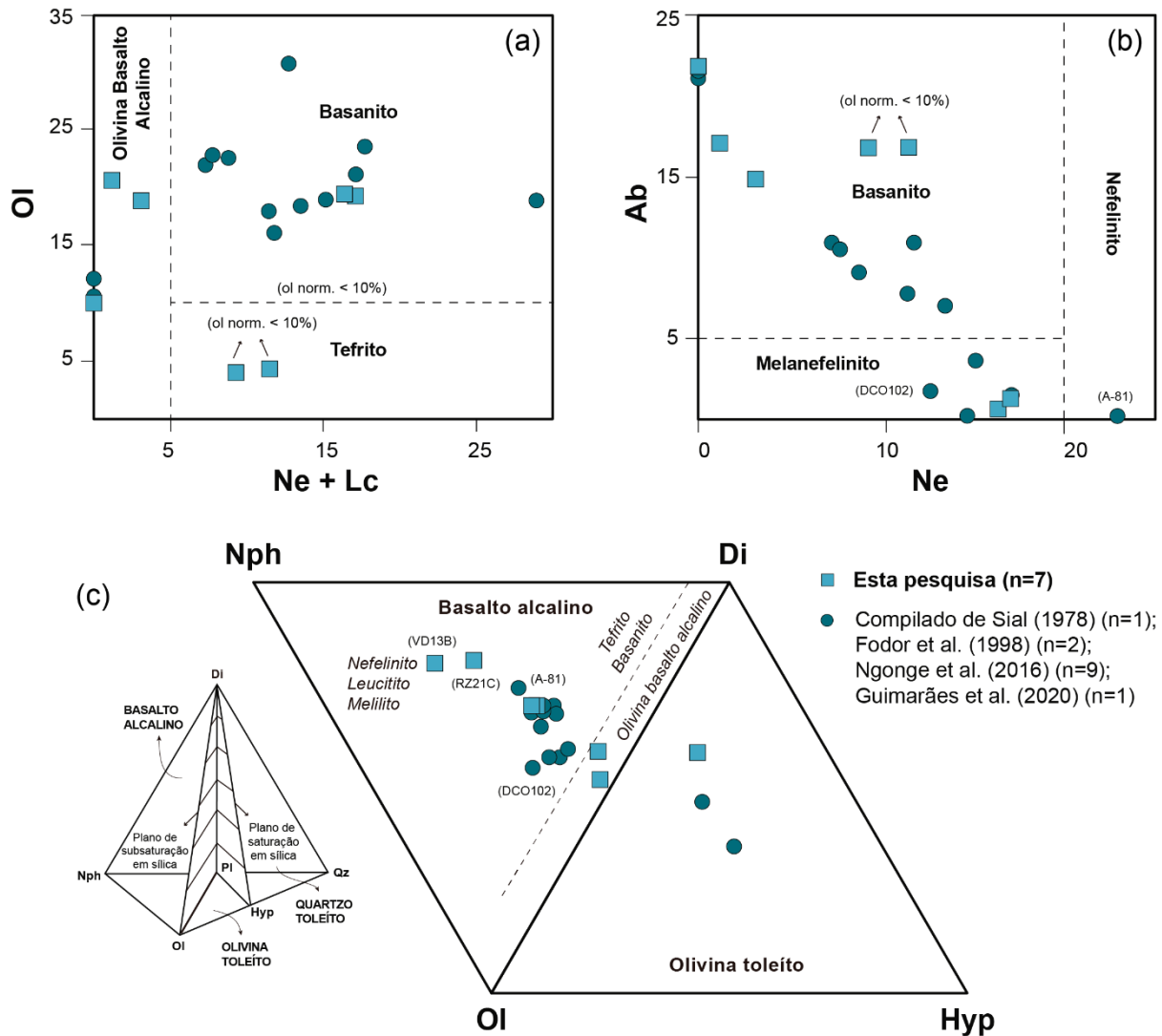


Figura 9 – Diagramas normativos. (a) e (b) Classificação de rochas basaníticas e nefeliníticas segundo Le Bas (1989). (c) Projeção de faces do tetraedro Nph-Di-Qz-Ol (Yoder e Tilley, 1962) para classificação de séries basálticas. Basanitos, melanefelinitos, nefelinitos e basanitos tefríticos (amostras VD13B e RZ21C; Ol normativa < 10%) projetados no ternário Ne-Di-Ol (domínio alcalino). Basaltos transitacionais projetados no ternário Di-Ol-Hyp (domínio olivina toleítico).

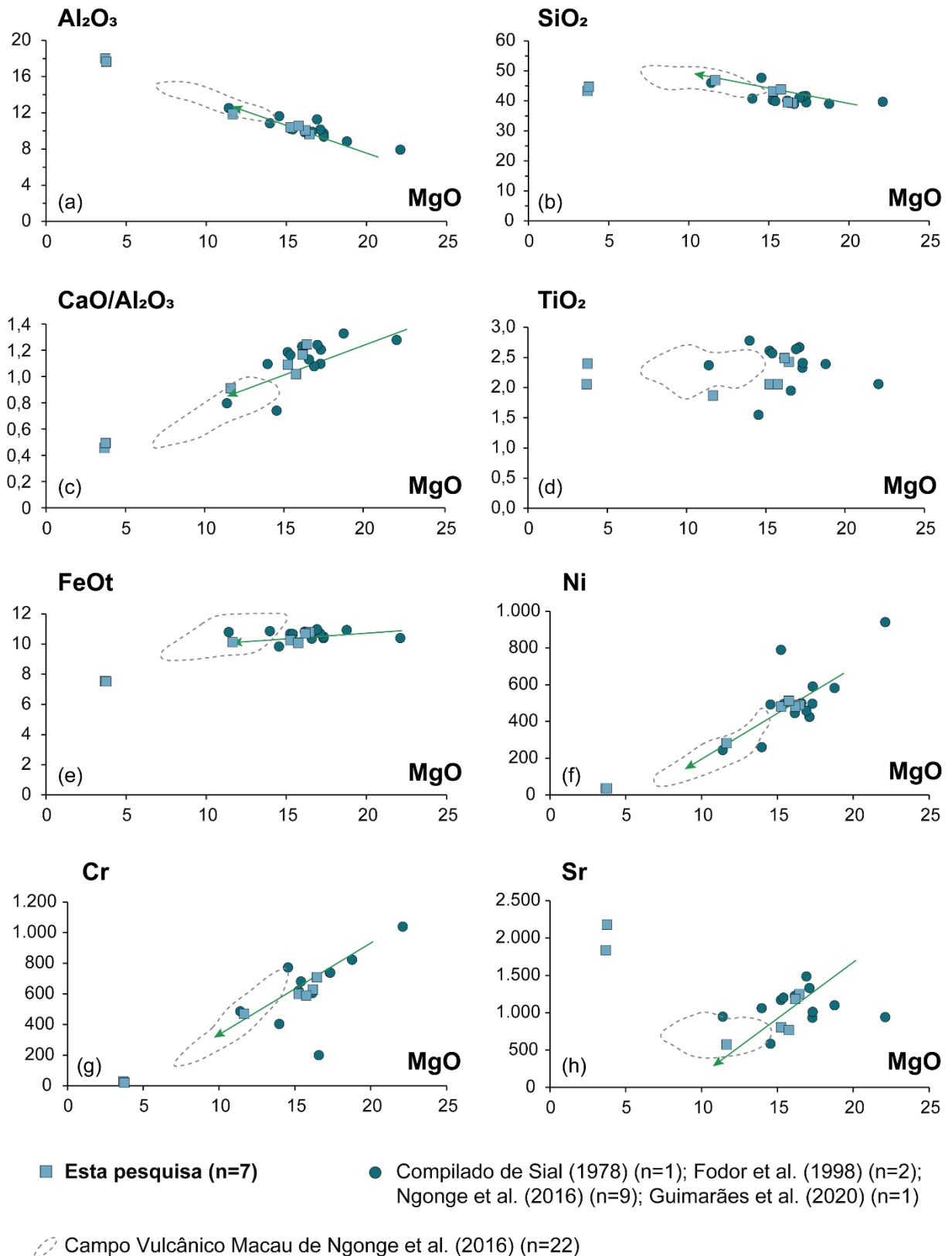


Figura 10 – Diagramas binários para elementos maiores e elementos traços vs. MgO. Óxidos em %peso. Traços em ppm. Setas verdes indicam sentido do fracionamento. Em tracejado, distribuição das amostras do Campo Vulcânico Macau (Ngongé et al., 2016), que incluem alguns corpos basálticos Cenozoicos da região: Serrote Preto, Serra Aguda e Pico do Cabugi.

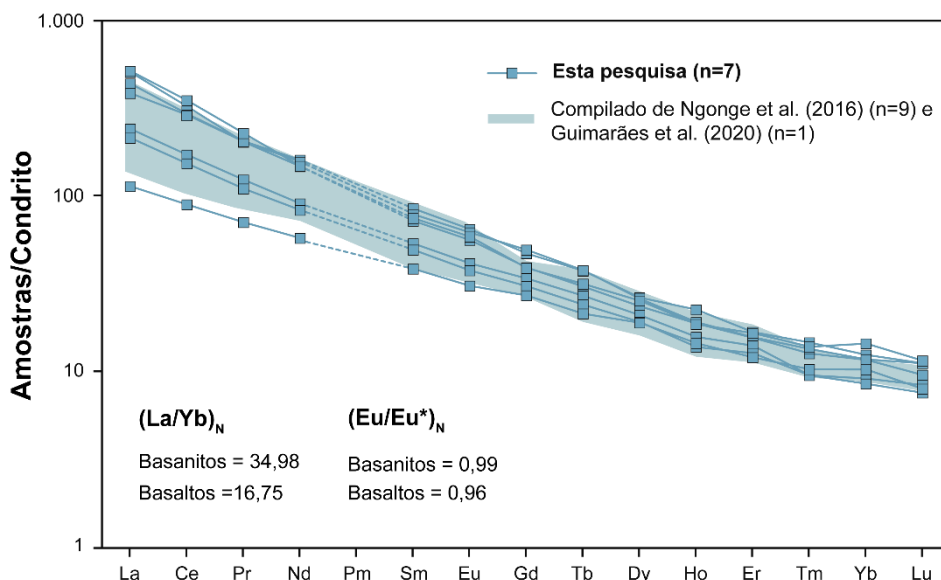


Figura 11 – Diagrama multielementar de elementos terras raras normalizados pelo Condrito C1 (Sun e McDonough, 1989). Anomalia de európio dada por $(Eu/Eu^*)_N$, onde $Eu = Eu_N$ e $Eu^* = [(Sm_N + Gd_N)/2]$.

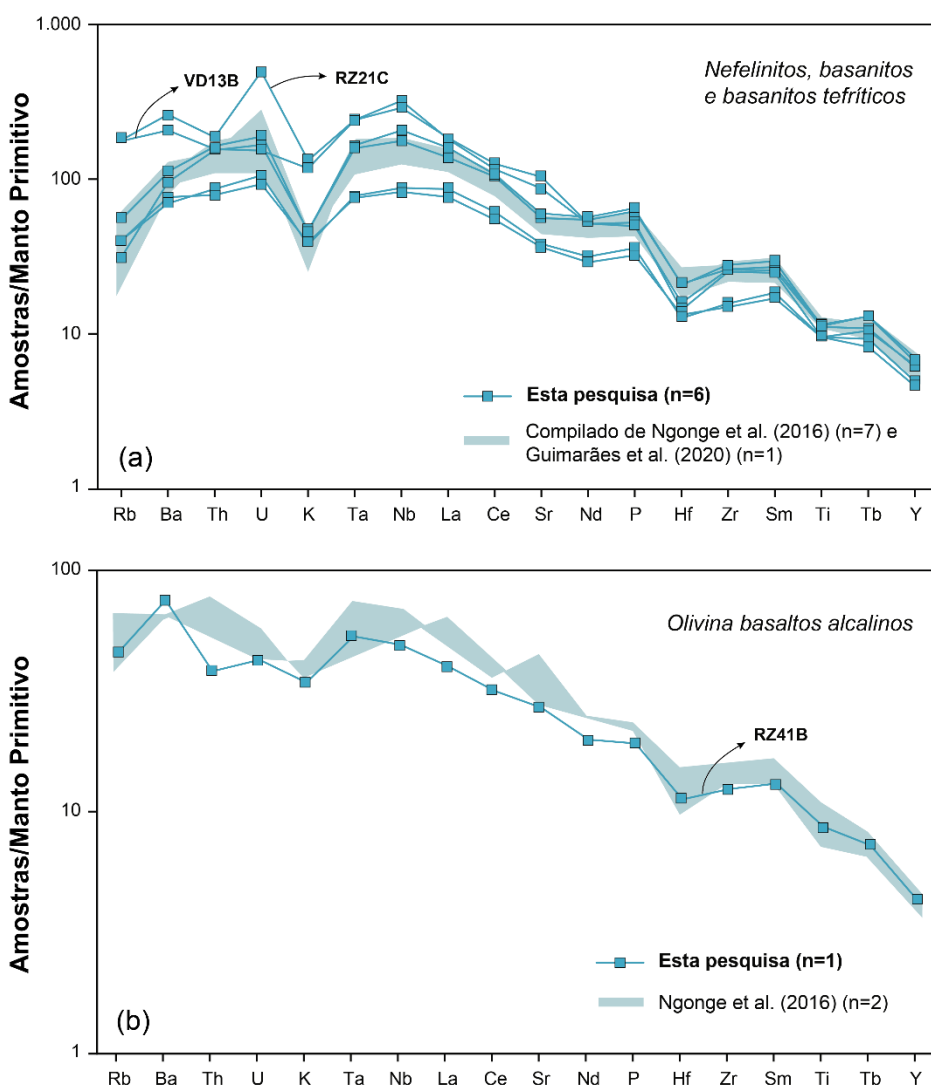


Figura 12 – Diagrama multielementar de elementos traços normalizados. (a) Nefelinitos, basanitos e basanitos tefríticos. (b) Olivina basaltos alcalinos. Condrito C1 de Sun e McDonough (1989).

DISCUSSÕES

Petrogênese

A variação de elementos traços do vulcanismo básico/ultrabásico ocorrido em Serra Preta possibilita investigar as características da fonte e dos processos magmáticos envolvidos na evolução de basanitos e basaltos alcalinos intracontinentais. Com base em diagramas de classificação (Le Bas et al., 1986; Le Bas, 1989), as rochas estudadas foram divididas em três grupos: I) basanitos, melanefelinitos e nefelinitos; II) olivina basaltos alcalinos; III) basanitos tefríticos.

De forma geral, basanitos, melanefelinitos e nefelinitos do Grupo I apresentam MgO entre 15-22%, Ni entre 260-940 ppm e mg#=70-79, muito próximos da composição esperada para magmas primitivos derivados do manto superior (Frey et al., 1978; Wilson, 1989). Olivina basaltos alcalinos do Grupo II possuem valores inferiores ao primeiro grupo, com MgO entre 11-15%, Ni entre 245-490 e mg#=65-72. O Grupo III reúne basanitos tefríticos com fortes variações composicionais (MgO ~4%; Na₂O+K₂O ~8%; mg# ~47) em relação às demais amostras, possivelmente devido a alterações pós-magmáticas.

Contaminação crustal e alterações pós-magmáticas

Aspectos petrográficos indicam contaminação crustal pouco expressiva. Tanto os basanitos como os basaltos hospedam xenólitos ultramáficos (peridotíticos) em escala microscópica e macroscópica (Figura 5e). Além disso, não apresentam xenocristais de minerais comuns na crosta, como quartzo e feldspatos, sugerindo transporte magmático relativamente rápido através da litosfera.

Duas amostras (VD13B e RZ21C) apresentam alterações pós-magmáticas significativas. Nessas rochas, partes da matriz microcristalina e fenocristais de apatita (principalmente) ocorrem com variados graus de alteração para hidróxido de ferro (Figuras 6e e 6f). Em termos geoquímicos, diferem das demais amostras em todos os diagramas apresentados.

Dentre os óxidos, apresentam teores mais elevados de álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 8,5\%$; $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1,14\%$), de Al_2O_3 ($\text{Al}_2\text{O}_3=18\%$) e de perda ao fogo ($\text{LOI}=5,34\%$), além de menor MgO ($\text{MgO}=4\%$). No diagrama TAS (Le Bas et al., 1986), plotam entre os campos de basanitos e fono-tefritos.

Em diagrama multielementar normalizado ao Manto Primitivo, são ainda mais enriquecidas em elementos tipo LILE (Figura 12a) do que as demais amostras. Em termos normativos, destacam-se por terem olivina normativa $<10\%$, característica de basanitos tefríticos de acordo com Le Bas e Streckeisen (1991).

A influência de fluidos tardios causando enriquecimento em elementos solúveis (a exemplo dos LILE) e alterações por hidratação é uma alternativa para explicar as diferenças composicionais. A presença de amígdalas indicando fases voláteis e venulações poliminerálicas (Figura 6d) contendo carbonato, zeólita, apatita acicular e leucita revelam os efeitos de fluidos residuais ricos em CO_2 , H_2O e álcalis.

Rochas com essa assinatura geoquímica e textura gabroide são descritas por Silveira (2006) em corpos ígneos no entorno do Serra Preta, como no Pico do Cabugi (a sul) e no Serra Aguda (a sudeste). Alterações por hidratação e carbonatação são reportadas também por Terra et al. (2016) em microgabros Cenozoicos do *plug* São João, à leste da área, associadas a eventos pirometamórficos em sistema aberto.

Cristalização fracionada

As rochas estudadas são, em maioria, texturalmente microporfiríticas. Isso significa que, além da matriz cripto a microcristalina (tardia), foram cristalizados microfenocristais ao longo de sua evolução magmática. Esses microfenocristais representam o fracionamento de dois minerais principais: olivina e clinopiroxênio.

Subordinadamente, algumas rochas são texturalmente mais grossas, classificadas como microgabros. Nesses casos, além de olivina e clinopiroxênio, foram cristalizados ainda microfenocristais de nefelina, apatita e plagioclásio. Essas diferenças texturais refletem também o grau de fracionamento, onde as rochas mais finas são mais primitivas e as rochas mais grossas são mais evoluídas.

Além dos critérios petrográficos referidos acima, os efeitos da cristalização fracionada na evolução desses magmas são observados em suas características químicas, considerando as relações entre MgO, elementos maiores e elementos traços em diagramas binários (Figura 10).

O fracionamento de olivina é corroborado por forte correlação positiva entre Ni e MgO (Figura 10f). De forma semelhante, o fracionamento de clinopiroxênio é representado pela correlação positiva entre CaO/Al₂O₃ e MgO, com diminuição de CaO ao longo da diferenciação (Figura 10c). Consequentemente, o aumento de Al₂O₃ mostra que o fracionamento de plagioclásio não foi significativo, o que é corroborado pela ausência de anomalia de Eu [(Eu/Eu*)_N ≅ 1] (Figura 11).

A quantificação da cristalização fracionada nas rochas estudadas partiu da interpretação de diagramas bi-logarítmicos, relacionando elementos traços incompatíveis e elementos compatíveis (Cocherie, 1986). Nos exemplos da Figura 13, Sr e Zr são os elementos compatíveis e Yb o elemento incompatível, constatados em diagramas binários vs. MgO (não mostrados). A distribuição das amostras sugere o predomínio do mecanismo de cristalização fracionada.

O modelamento dos elementos maiores (óxidos) foi realizado com base em equações de balanço de massa segundo algoritmo de Störmer Jr. e Nicholls (1978), utilizando a ferramenta PetroMode de Christiansen (2020). As amostras DCO102 e SP3 foram selecionadas como as amostras menos e mais evoluídas, respectivamente. A composição química dos minerais utilizados no modelamento são de Mitchell (1972) para perovskita e Deer et al. (1992) para as demais fases.

Os resultados obtidos indicam que o magma progenitor, representado pela amostra DCO102, fracionou aproximadamente 80% para gerar a composição mais diferenciada (amostra SP3). O cumulado residual seria composto por olivina, clinopiroxênio, nefelina, magnetita, apatita, perovskita, leucita e plagioclásio (em % peso na Tabela 2). O erro estatístico do modelamento é de $\Sigma r^2 = 0,639$, sendo o valor ideal igual a zero.

Para o modelamento geoquímico dos elementos traços, foi utilizada a equação de Rayleigh (1896). A equação é dada por $C_L = C_0 F^{(D-1)}$, onde onde C_0 é a concentração do elemento traço no suposto magma progenitor, C_L é a concentração do elemento traço no magma fracionado, $F=(1-CF)$ é a taxa de fusão (com CF igual a taxa de cristalização fracionada) e D é o coeficiente de distribuição global.

Os coeficientes de partição utilizados são referidos ao Geochemical Earth Reference Model (GERM; <https://kdd.earthref.org/KdD/>) [Nielsen, 2021], incluindo dados de Onuma et al. (1981), Minissale et al. (2019), Chakhmouradian et al. (2013) e Corgne et al. (2005). O diagrama multielementar normalizado da Figura 14 compara a concentração dos elementos terras raras em líquidos modelados com a amostra mais diferenciada (SP3), considerando cristalização fracionada entre 60 e 80%.

O melhor ajuste (CF=80%) considerou os maiores valores de coeficientes de partição em rochas basálticas (e alcalinas insaturadas) disponíveis na literatura. A presença de perovskita e apatita no cumulado em quantidade traço (~3%) possibilitou o ajuste da curva, não alcançado em tentativas preliminares com diferentes composições. Assim, essas fases possuem papel importante na retenção de ETRs (fortemente compatíveis nesses minerais) ao longo do fracionamento, permitindo o ajuste da curva modelada à curva da amostra mais diferenciada (SP3).

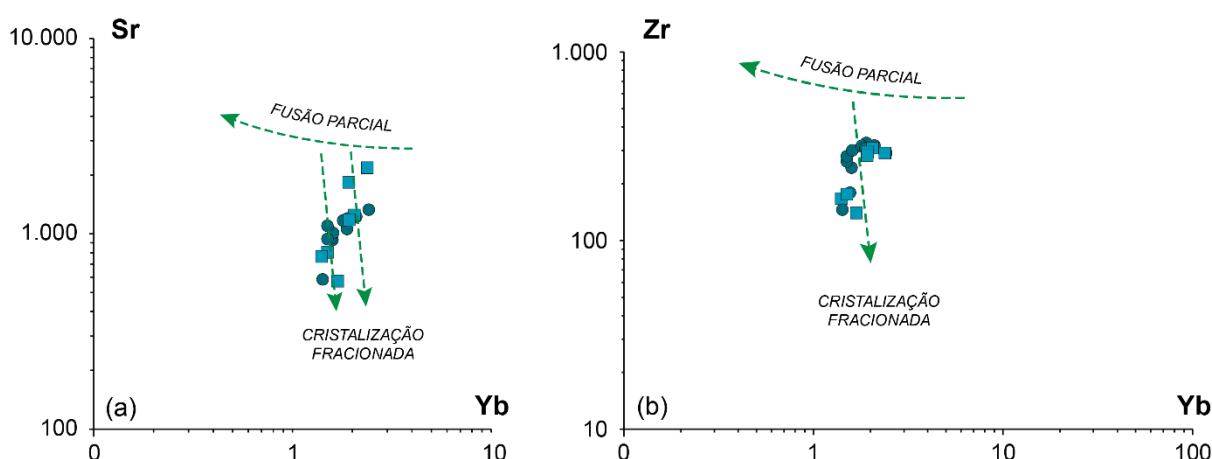


Figura 13 – Distribuição das amostras em diagramas bi-logarítmicos relacionando elementos compatíveis e incompatíveis (eixos Y e X respectivamente, ambos em ppm) segundo Cocherie (1986). (a) Sr vs. Yb. (b) Zr vs. Yb.

Tabela 2 – Resultados do modelamento geoquímico da cristalização fracionada com base na concentração de óxidos. Símbolos utilizados: C₀ = magma progenitor; C_L = magma fracionado; C_{L'} = magma calculado; Σr^2 = erro estatístico (sendo o valor ideal igual a zero).

	Magma progenitor (C₀)	Magma fracionado (C_L)	Magma Calculado (C_{L'})	Cumulato
	DCO102	SP3	CF=80%	$\Sigma r^2 = 0,639$
<i>Óxidos (% peso)</i>				
SiO₂	39,70	46,01	46,19	38,89
TiO₂	2,06	2,37	2,55	1,99
Al₂O₃	7,92	12,53	12,72	7,04
Fe₂O₃	11,56	12,00	12,18	11,59
MnO	0,18	0,15	0,47	0,12
MgO	22,11	11,40	11,59	24,57
CaO	10,13	9,98	10,18	10,26
Na₂O	2,98	2,49	2,68	3,08
K₂O	1,14	1,26	1,45	1,09
P₂O₅	1,15	0,51	0,00	1,40
<i>ETRs (ppm)</i>				
La	85,5	33,4	42,13	
Ce	154	63,7	76,72	
Pr	16,6	7,87	7,85	
Nd	59,7	33,6	32,08	
Sm	10,8	7,38	6,90	
Eu	3,07	2,27	2,13	
Gd	6,6	6,8	6,44	
Tb	1	0,89	0,94	
Dy	5,4	5,09	5,31	
Ho	1	0,81	0,89	
Er	2,4	2,2	2,37	
Tm	0,27	0,25	0,45	
Yb	1,5	1,56	1,56	
Lu	0,21	0,23	0,25	
<i>% cristalização fracionada (CF) = 80</i>				
<i>Cumulato (% peso)</i>				
Olivina	34,81			
Clinopiroxênio	26,44			
Nefelina	17,6			
Magnetita	11,29			
Apatita	3,32			
Perovskita	2,53			
Leucita	2,11			
Plagioclásio	1,9			
Σr^2	0,639			

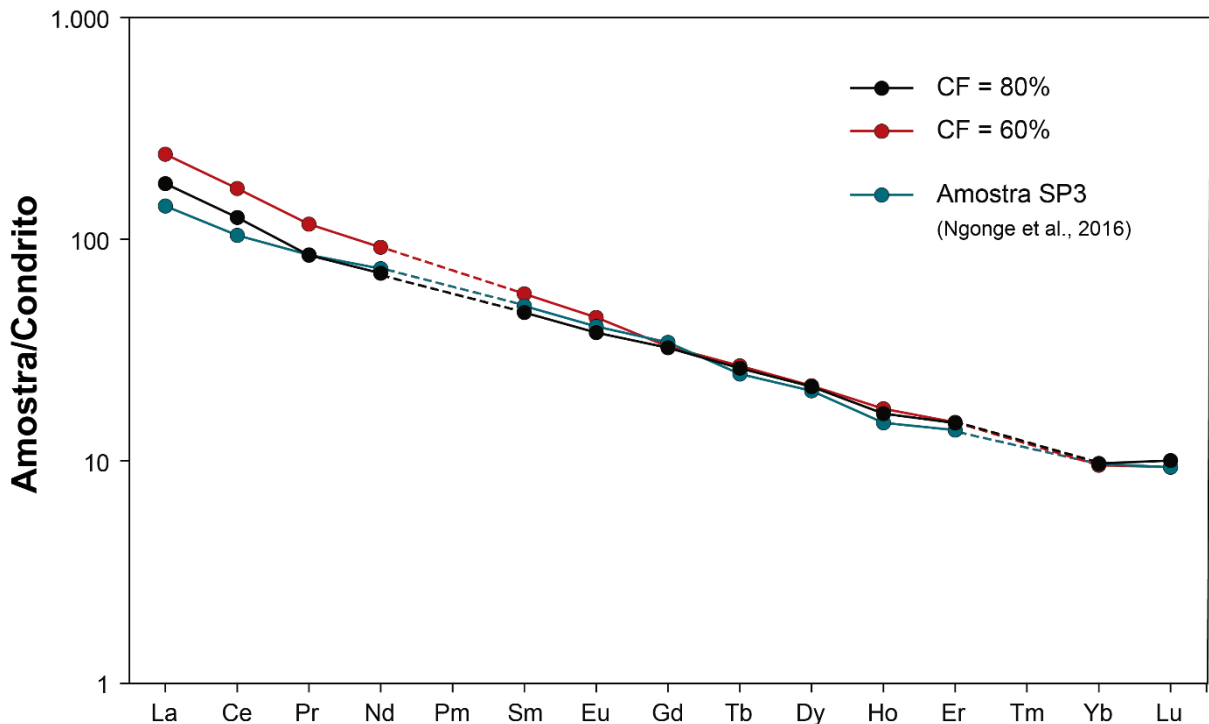


Figura 14 – Diagrama multielementar de elementos terras raras normalizados pelo Condrito C1 (Sun e McDonough, 1989) mostrando curvas calculadas para 60-80% de cristalização fracionada (CF) (Rayleigh, 1986). Composição inicial (C_0) = Amostra DCO102 de Ngonge et al. (2016) (menos diferenciada). Composição do líquido fracionado (C_L) = Amostra SP3 de Ngonge et al. (2016) (mais diferenciada). Dados detalhados na Tabela 2. Retas tracejadas sinalizam indisponibilidade de dados de coeficientes de partição para esses elementos na literatura.

Fusão parcial em equilíbrio

Como demonstrado, a variação de elementos traços pode fornecer informações importantes sobre as características da fonte magmática, além de ser uma ferramenta de modelamento petrológico de corpos ígneos (e.g. Aldanmaz et al., 2006; Gao et al., 2021). Considerando a natureza relativamente primitiva desses magmas, estimar as condições de fusão parcial com base nesses elementos é uma alternativa para explicar a gênese das amostras mais primitivas ($\text{SiO}_2 < 40\%$; $\text{MgO} > 15\%$; $\text{Ni} > 200$ ppm).

A Figura 11 exibe um padrão de ETRs fortemente inclinado, ou seja, com fracionamento significativo de terras raras leves em relação a terras raras pesados. Esse padrão pode ser associado à retenção de ETRM e ETRP em uma fonte contendo granada, controlada pelos coeficientes de partição mineral/líquido ($Kd_{grt/liq}^{Tb} = 1,70$ e $Kd_{grt/liq}^{Yb} = 6,25$) (Hauri et al., 1994; Adam e Green, 2006).

Dessa forma, as elevadas razões $(La/Yb)_N = 17-35$ e $(Tb/Yb)_N = 2,83$, bem como a ausência de anomalias de Sr (Green et al., 2000), sugerem fusão parcial de uma fonte do tipo granada-peridotito. Essa interpretação é corroborada pela literatura disponível sobre as características do manto sublitosférico do qual teriam derivado os magmas alcalinos do Magmatismo Macau – Queimadas (Ngonge et al., 2016) e concordam com estimativas geobarométricas baseadas em xenólitos peridotíticos (Sial, 1977; Princivalle et al., 1994; Rivalenti et al., 2000).

As anomalias negativas de Rb e K também podem indicar variações composicionais na fonte. Ngonge et al. (2016) e Silveira (2006) reportam flogopita ou K-anfibólio residual como as fases responsáveis por esse empobrecimento, fundamentado pelos elevados coeficientes de partição entre flogopita e anfibólio e líquidos basaníticos para esses elementos (LaTourette et al., 1995).

Nesse contexto, os graus de fusão foram estimados de forma simplificada utilizando a equação de fusão parcial em equilíbrio de Shaw (1970). A expressão é dada por $C_1 = C_0/[D+F(1-D)]$, onde C_0 é a concentração do elemento traço na fonte a ser fundida, C_1 é a concentração do elemento traço no líquido gerado (*melt*), D é o coeficiente de partição global e F é a taxa de fusão parcial. Os coeficientes de partição foram obtidos no banco de dados Geochemical Earth Reference Model (GERM) (Nielsen, 2021).

A composição inicial C_0 foi assumida como a amostra RS1, de Menzies et al. (1987), simbolizando o manto enriquecido. As composições modais utilizadas nos testes são baseadas em xenólitos lherzolíticos hospedados em centros vulcânicos do Magmatismo Macau – Queimadas (Rivalenti et al., 2007; Liu et al., 2019). À essas modas, foram adicionadas pequenas quantidades de granada, flogopita e anfibólio (<4%). O melhor ajuste obtido utilizou a amostra 16CA11, de Liu et al. (2019), como referência (Figura 15).

Os resultados são apresentados na Figura 15 com base na variação de La, Sm e Yb, representando o comportamento dos elementos terras raras leves, médios e pesados (respectivamente) com a fusão parcial. A escolha desses elementos considera também o fato de granada ser uma fase em equilíbrio com o manto superior capaz de reter tanto terras raras médios, como pesados (Hauri et al., 1994). E, assim, ter influenciado as razões $(La/Yb)_N$ e $(Sm/Yb)_N$, contribuindo para o padrão de fracionamento exibido na Figura 11.

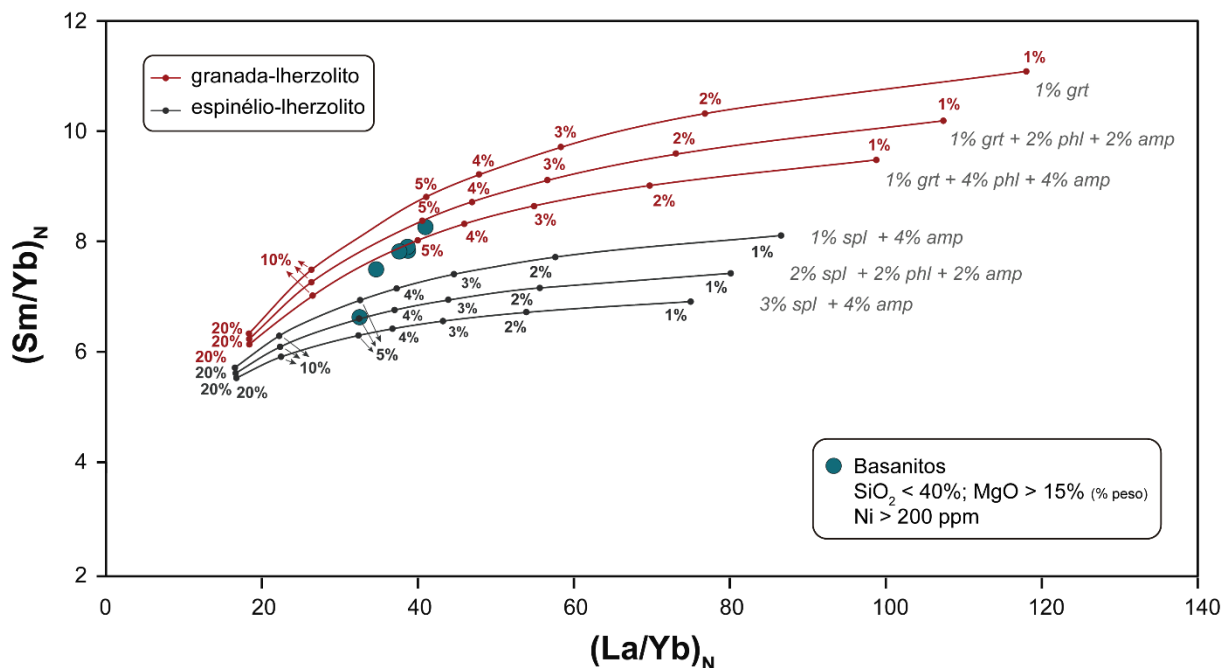


Figura 15 – Resultados do modelamento geoquímico com base na equação de fusão parcial em equilíbrio de Shaw (1970), utilizando as amostras menos diferenciadas para investigar o grau de fusão parcial da fonte. Composição inicial (C_0) = Amostra RS1 de Menzies et al. (1987) ($La=7$ ppm; $Sm=1,9$ ppm; $Yb=0,42$ ppm) representando manto enriquecido. Composição modal de referência = Amostra CA1611 de Liu et al. (2019) (72% olivina; 8% ortopiroxênio; 18% clinopiroxênio; 2% espinélio), acrescida de diferentes proporções de granada (grt), flogopita (phl) e anfibólio (amp) (72–65% olivina; 8% ortopiroxênio; 18% clinopiroxênio; 1% granada; 1–3% espinélio; 2–4% flogopita; 2–4% anfibólio).

As amostras aproximam-se das curvas calculadas para granada lherzolitos com diferentes proporções de flogopita e anfibólio. Essa distribuição sugere, também, baixos graus de fusão parcial (<10%) para a geração das rochas basaníticas mais primitivas. Além disso, considerando que a zona de transição espinélio-granada inicie em ~80 km (Klemme e O'Neill, 2000), a presença de granada pode indicar uma profundidade mínima para geração desses magmas.

Contexto tectônico e mecanismo de colocação

A aparente não progressão temporal e os limitados volumes de magma dos centros vulcânicos Cenozoicos do extremo NE do Brasil são explicados na literatura pela manifestação de células de convecção de pequena escala, formadas devido a variação de espessura da litosfera no limite continente-oceano (Knesel et al., 2011).

A arquitetura diferenciada da litosfera sob a Província Borborema é reportada também em Guimarães et al. (2020) como uma alternativa para explicar esse

vulcanismo. A assinatura geoquímica e a distribuição geográfica dos corpos ígneos seriam controladas por heterogeneidades na interface litosfera-astenosfera, também observadas na margem africana conjugada.

No que se refere ao mecanismo de colocação na crosta continental rasa, com base na análise de modelos digitais de elevação (e.g. sensor ETM+ e *Shuttle Radar Topography Mission* – SRTM) e em dados de campo, os corpos ígneos de Serra Preta são interpretados como um sistema de diques (corpo maior) e *plugs* adjacentes (corpos menores). Essa geometria aflorante sugere alojamento magmático com controle tectônico.

O mecanismo de alojamento proposto é suportado pela tectônica pós-rifte reportada em Bezerra et al. (2020) para a área estudada. No período da ascensão magmática, no Mioceno, o sistema local de tensões transitava entre compressão (σ_1) sub-horizontal norte-sul, que perdurou até metade do Mioceno, para compressão sub-horizontal este-oeste (Bezerra et al., 2020). Essa instabilidade reativou falhas transcorrentes ao longo do Cenozoico, que atuaram como condutos para fluxos de magma.

CONCLUSÕES

A integração dos dados de campo, petrográficos e geoquímicos de rocha total apresentados nesta pesquisa resultaram nas seguintes conclusões:

- (i) o vulcanismo da região de Serra Preta ocorreu de forma tectono-controlada; o corpo maior corresponde a um sistema de diques facilitado por falhas transcorrentes e fraturas de segunda ordem;
- (ii) o regime tectônico local atuante no período do alojamento magmático é coerente com o mecanismo de colocação interpretado;
- (iii) dentre as rochas ígneas, as fácies petrográficas descritas indicam resfriamento final em nível crustal raso de rochas vulcânicas (olivina basaltos) e subvulcânicas (nefelina microgabros);
- (iv) composições químicas de rocha total confirmam a natureza alcalina e relativamente primitiva desses magmas. A forte insaturação em sílica é refletida também na composição normativa CIPW;

- (v) diagramas do tipo Harker e AFM sugerem mecanismos de diferenciação controlados principalmente por fracionamento de olivina forsterítica e clinopiroxênio;
- (vi) modelamento geoquímico com base na concentração de óxidos e de elementos terras raras sugere evolução petrogenética em dois estágios:
 - (1) baixos graus de fusão parcial (<10%) de manto enriquecido (granada-lherzolito contendo flogopita ± anfibólio) gerando nefelinitos/melanefelinitos primitivos;
 - (2) diferenciação desses nefelinitos, com olivina, clinopiroxênio, nefelina, magnetita, apatita e perovskita no cumulado; a cristalização fracionada dos nefelinitos originou, portanto, os basanitos mais evoluídos e os olivina basaltos alcalinos.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela bolsa concedida à primeira autora e ao Projeto CNPq 408607/2018-1 (coordenado por ZSS) a partir do qual foi possível a aquisição dos dados geoquímicos. Agradecimentos também ao Departamento de Geologia (DGEO-UFRN) e ao Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG) da Universidade Federal do Rio Grande do Norte pela infraestrutura e apoio logístico.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Adam, J., Green, T. (2006). Trace element partitioning between mica-and amphibole-bearing garnet lherzolite and hydrous basanitic melt: 1. Experimental results and the investigation of controls on partitioning behaviour. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 152, 1-17. <https://doi.org/10.1007/s00410-006-0085-4>
- Aldanmaz, E., Köprübaşı, N., Gürer, Ö. F., Kaymakçı, N., Gourgaud A. (2006). Geochemical constraints on the Cenozoic, OIB-type alkaline volcanic rocks of NW Turkey: implications for mantle sources and melting processes. *Lithos*, 86(1-2), 50-76. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.04.003>

Ali, S., Ntaflous, T. (2011). Alkali basalts from Burgenland, Austria: Petrological constraints on the origin of the westernmost magmatism in the Carpathian–Pannonian Region. *Lithos*, 121(1-4), 176-188. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.11.001>

Almeida, F. F. M., Brito Neves, B. B., Fuck, R. (1981). Brazilian structural provinces: An introduction. *Earth Science Reviews*, 17(1-2), 1-29. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(81\)90003-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(81)90003-9)

Almeida, F. F. M., Carneiro, C. D. R., Mizusaki, A. M. P. (1996). Correlação do magmatismo das bacias da margem continental brasileira com o das áreas emersas adjacentes. *Revista Brasileira de Geociências*, 26(3), 125-138.

Angelim, L. A. A., Medeiros, V. C., Nesi, J. R. (2006). *Programa Geologia do Brasil – PGB. Projeto Geologia e Recursos Minerais do Estado do Rio Grande do Norte. Mapa geológico do Estado do Rio Grande do Norte. Escala. 1:500.000*. Recife: CPRM/FAPERN.

Bertani, R. T., Neto, A. F. A., Matos, R. M. D. (1987). O habitat do petróleo e as perspectivas exploratórias da Bacia Potiguar emersa. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 1, 41-49.

Bezerra, F. H., Castro, D. L., Maia, R. P., Sousa, M. O. L., Lima, E. N. M., Rossetti, D. F., Bertotti, G., Souza, Z. S., Nogueira, F. C. C. (2020). Postrift stress field inversion in the Potiguar Basin, Brazil—Implications for petroleum systems and evolution of the equatorial margin of South America. *Marine and Petroleum Geology*, 111, 88-104. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.08.001>

Cocherie, A. (1986). Systematic use of trace element distribution patterns in log-log diagrams for plutonic suites. *Geochimica et Cosmochimica*, 50(11), 2517-2522. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(86\)90034-7](https://doi.org/10.1016/0016-7037(86)90034-7)

Corgne, A., Liebske, C., Wood, B. J., Rubie, D. C., Frost, D. J. (2005). Silicate perovskite-melt partitioning of trace elements and geochemical signature of a deep perovskitic reservoir. *Geochimica et Cosmochimica*, 69(2), 485-496. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.06.041>

Chakhmouradian, A. R., Reguir, E. P., Kamenetsky, V. S., Sharygin, V. V., Golovin, A. V. (2013). Trace-element partitioning in perovskite: implications for the geochemistry of kimberlites and other mantle-derived undersaturated rocks. *Chemical Geology*, 353(30), 112-131. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.01.007>

Christiansen, E. H. (2020). *PetroMode*. Brigham Young University. <http://hdl.lib.byu.edu/1877/2708>

Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J. (1992). *An introduction to the rock-forming minerals*. Harlow: Longman House. <https://doi.org/10.1180/minmag.1992.056.385.20>

Di Giuseppe, P., Agostini, S., Lustrino, M., Karaoglu, O., Savascini, M. Y., Manetti, P., Yalcin, E. (2017). Transition from compression to strike-slip tectonics revealed by

Miocene–Pleistocene volcanism west of the Karliova triple junction (East Anatolia). *Journal of Petrology*, 58(10), 2055-2087. <https://doi.org/10.1093/petrology/egx082>

Fodor, R. V., Mukasa, S. B., Sial, A. N. (1998). Isotopic and trace-element indications of lithospheric and asthenospheric components in Tertiary alkalic basalts, northeastern Brazil. *Lithos*, 43(4), 197-217. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00012-7](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00012-7)

Françolin, J. B. L., Szatmari, P. (1987). Mecanismo de rifteamento da porção oriental da margem norte brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, 17(2), 196-207.

Frey, F. A., Green, D. H., Roy, S. D. (1978). Integrated models of basalt petrogenesis: a study of quartz tholeiites to olivine melilitites from South Eastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data. *Journal of Petrology*, 19(3), 463-513. <https://doi.org/10.1093/petrology/19.3.463>

Gao, X., Yu, S., Peng, Y., Lv, P., Wang, M., Liu, Y., Li, S., Jiang, X., Ji, W., Li, C. (2021). Insights into OIB-like magmatism contemporaneous with oceanic subduction: Petrogenetic constraints on the Kendelong metagabbro in the North Qaidam. *Lithos*, 392-393, 106130. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106130>

Guimarães, I. P. (1982). *Petrologia e geoquímica da Província Alcalina Terciária de Fortaleza – CE*. Dissertação (Mestrado). Recife: Universidade Federal de Pernambuco - UFPE.-

Guimarães, A. R., Fitton, J. G., Kirstein, L. A., Barfod, D. N. (2020). Contemporaneous intraplate magmatism on conjugate South Atlantic margins: A hotspot conundrum. *Earth and Planetary Science Letters*, 536, 116147. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116147>.

Grapes, R. H. (2011). *Pyrometamorphism*. Berlin: Springer Verlag. https://doi.org/10.1007/978-3-642-15588-8_1

Green, T. H., Blundy, J. D., Adam, J., Yaxley, G. M. (2000). SIMS determination of trace element partition coefficients between garnet, clinopyroxene and hydrous basaltic liquids at 2–7.5 GPa and 1080–1200°C. *Lithos*, 53(3-4), 165-187. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(00\)00023-2](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00023-2)

Hauri, E. H., Wagner, T. P., Grove, T. L. (1994). Experimental and natural partitioning of Th, U, Pb and other trace elements between garnet, clinopyroxene and basaltic melts. *Chemical Geology*, 117(1-4), 149-166. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)90126-0](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90126-0)

Haller, M. J., Massaferro, G. I., Alric, V. I., Navarrete, C. R., Menegatti, N. (2020). Cenozoic intraplate magmatism of central Patagonia, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 102, 102650. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102650>

Hollanda, M. H. B. M., Archanjo, C. J., Macedo Filho, A. A., Fossen, H., Ernst, R. E., Castro, D. L., Melo, A. C., Oliveira, A. L. (2019). The Mesozoic Equatorial Atlantic Magmatic Province (EQUAMP). In: Srivastava R.K., Ernst R.E., Peng P. (ed.) *Dyke*

Swarms of the World: A Modern Perspective. 87-110. Singapore: Springer Geology. https://doi.org/10.1007/978-981-13-1666-1_3

Irvine, T. N. J., Baragar, W. R. A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(5), 523-548. <https://doi.org/10.1139/e71-055>

Kuno, H. (1968). Differentiation of basalt magmas. In: Hess H.H., Poldervaart A. (ed.) *Basalts: The Poldervaart Treatise on Rocks of Basaltic Composition*. 623-688. New York: Interscience Publishers.

Klemme, S., O'Neill, H. StC. (2000). The near-solidus transition from garnet lherzolite to spinel lherzolite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 138(3), 237-248.

Knesel, K. M., Souza, Z. S., Vasconcelos, P. M., Cohen, B. E., Silveira, F. V. (2011). Young volcanism in the Borborema Province, NE Brazil, shows no evidence for a trace of the Fernando de Noronha plume on the continent. *Earth and Planetary Science Letters*, 302(1-2), 38-50. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.11.036>

LaTourrette, T., Hervig, R. L., Holloway, J. R. (1995). Trace element partitioning between amphibole, phlogopite, and basanite melt. *Earth and Planetary Science Letters*, 135(1-4), 13-30. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(95\)00146-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(95)00146-4)

Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27(3), 745-750. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.745>

Le Bas, M. J. (1989). Nephelinitic and basanitic rocks. *Journal of Petrology*, 30(5), 1299-1312. <https://doi.org/10.1093/petrology/30.5.1299>

Le Bas, M. J., Streckeisen, A. L. (1991). The IUGS systematics of igneous rocks. *Journal of the Geological Society*, 148(5), 825-833. <http://dx.doi.org/10.1144/gsjgs.148.5.0825>

Liu, S., Tommasi, A., Vauchez, A., Mazzucchelli, M. (2019). Crust-mantle coupling during continental convergence and break-up: Constraints from peridotite xenoliths from the Borborema Province, northeast Brazil. *Tectonophysics*, 766, 249-269. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2019.05.017>

Matos, R. M. D. (1992). The northeast Brazilian rift system. *Tectonics*, 11(4), 766-791. <https://doi.org/10.1029/91TC03092>

Menzies, M., Rogers, N., Tindle, A., Hawkesworth, C. (1987). Metasomatic and enrichment processes in lithospheric peridotites, an effect of asthenosphere-lithosphere interaction. In: Menzies, M.K., Hawkesworth C.J. (Eds.), *Mantle Metasomatism*, 313-361. London: Academic Press.

Middlemost, E. A. K. (1975). The basalt clan. *Earth-Science Reviews*, 11(4), 337-364. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(75\)90039-2](https://doi.org/10.1016/0012-8252(75)90039-2)

Minissale, S., Zanetti, A., Tedesco, D., Morra, V., Melluso, L. (2019). The petrology and geochemistry of Nyiragongo lavas of 2002, 2016, 1977 and 2017 AD, and the trace element partitioning between melilitite glass and melilite, nepheline, leucite, clinopyroxene, apatite, olivine and Fe-Ti oxides: a unique scenario. *Lithos*, 332-333, 296-311. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.02.023>

Mitchell, R., H. (1972). Composition of perovskite in kimberlite. *American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials*, 57(11-12), 1748-1753.

Morishita, T., Hirano, N., Sumino, H., Sato, H., Shibata, T., Yoshikawa M., Arai, S., Nauchi, R., Tamura, A. (2020). Alkali basalt from the Seifu Seamount in the Sea of Japan: post-spreading magmatism in a back-arc setting. *Solid Earth*, 11, 23-36. <https://doi.org/10.5194/se-2019-116>

Nielsen, R. (2021). *Geochemical Earth Reference Model (GERM) partition coefficient (Kd) database*. Acesso em 14 de junho de 2021, <<https://earthref.org/KDD/>>.

Ngonge, E. D., Hollanda, M. H. B. M., Pimentel, M. M., Oliveira, D. C. (2016). Petrology of the alkaline rocks of the Macau Volcanic Field, NE Brazil. *Lithos*, 266, 453-470. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.10.008>

Ngonge, E. D., Hollanda, M. H. B. M., Puchtel I. S., Walker, R. J., Archanjo, C. J. (2019). Characteristics of the lithospheric mantle beneath northeastern Borborema Province, Brazil: Re–Os and HSE constraints on peridotite xenoliths. *Journal of South American Earth Sciences*, 96, 102371. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102371>

Onuma, N., Ninomiya, S., Nagasawa, H. (1981). Mineral/groundmass partition coefficients for nepheline, melilite, clinopyroxene and perovskite in melilite-nepheline basalt, Nyiragongo, Zaire. *Geochemical Journal*, 15(4), 221-228. <https://doi.org/10.2343/geochemj.15.221>

Oyan, V. (2018). Petrogenesis of the Quaternary mafic alkaline volcanism along the African-Anatolian plates boundary in Turunçlu-Deliçalil (Osmaniye) region in southern Turkey. *Lithos*, 314-315, 630-645. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.06.008>

Pessoa Neto, O. C., Soares, U. M., Silva, J. G. F., Roesner, E. H., Florencio, C. P., Souza, C. A. V. (2007). Bacia Potiguar. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15, 357-369.

Princivalle, F., Salviulo, G., Fabro, C., Demarchi, G. (1994). Inter-and intra-crystalline temperature and pressure estimates on pyroxenes from NE Brazil mantle xenoliths. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116(1-2), 1-6. <https://doi.org.ez18.periodicos.capes.gov.br/10.1007/BF00310685>

Rayleigh, J. W. S. (1896). Theoretical considerations respecting the separation of gases by diffusion and similar processes. *Philosophical Magazine*, 42(259), 77-107. <https://doi.org/10.1080/14786449608620944>

Rao, A. B., Sial, A. N. (1972). Observations on alkaline plugs near Fortaleza, Ceará State, Brazil. *24th International Geological Congress*, 56-61. Montréal.

Rivalenti, G., Mazzucchelli, M., Girardi, V. A. V., Vannucci, R., Barbieri, M. A., Zanetti, A., Goldstein, S. L. (2000). Composition and processes of the mantle lithosphere in northeastern Brazil and Fernando de Noronha: evidence from mantle xenoliths. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 138(4), 308-325. <https://doi.org.ez18.periodicos.capes.gov.br/10.1007/s004100050565>

Rivalenti, G., Zanetti, A., Girardi, V. A. V., Mazzucchelli, M., Tassinari, C. C. G., Bertotto, G. W. (2007). The effect of the Fernando de Noronha plume on the mantle lithosphere in north-eastern Brazil. *Lithos*, 94(1-4), 111–131. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.06.012>

Rolff, P. A. M. A. (1947). Notas sobre os basaltos da Borborema. *Revista da Escola de Minas*, Ouro Preto, Ano XII, p. 5.

Santos, L., Souza, Z. S., Botelho, N. F., Viana, R. R. (2014). Pirometamorfismo ígneo na Bacia Potiguar, Nordeste do Brasil. *Geologia USP. Série Científica*, 14(2), 121-138. <https://doi.org/10.5327/Z1519-874X201400020007>

Schwarzer, R. R., Rogers, J. J. W. (1974). A worldwide comparison of alkali olivine basalts and their differentiation trends. *Earth and Planetary Science Letters*, 23(3), 286-296. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(74\)90117-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(74)90117-4)

Shaw, D. M. (1970). Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 34(2), 237-243. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(70\)90009-8](https://doi.org/10.1016/0016-7037(70)90009-8)

Sial, A. N. (1976a). The post-Paleozoic volcanism of north-east Brazil and its tectonic significance. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 48, 299-311.

Sial, A. N. (1977). Petrology and mineral chemistry of peridotite nodules included in Tertiary basaltic rocks of northeast Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, 88, 1173-1176. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1977\)88<1173:PAMCOP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1977)88<1173:PAMCOP>2.0.CO;2)

Sial, A. N. (1978). Major and trace chemistry of the Tertiary basaltic suite of Rio Grande do Norte and Paraíba, northeast Brazil. *Jornal de Mineralogia*, 7, 119-128.

Sial, A. N., Long, L. E., Pessoa, D. A. R., Kawashita, K. (1981a). Potassium-argon ages and strontium isotope geochemistry of Mesozoic and Tertiary basaltic rocks, northeastern Brazil. *Academia Brasileira de Ciências*, 53(1), 115-121.

Silveira, F. V. (2006). Magmatismo cenozóico da porção central do Rio Grande do Norte, NE do Brasil. Tese (Doutorado). Natal: Departamento de Geologia – UFRN.

Souza, Z. S., Vasconcelos, P. M., Nascimento, M. A. L., Silveira, F. V., Paiva, H. S., Dias, L. G. S., Thied, D., Carmo, I.O. (2003). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of Mesozoic and Cenozoic magmatism in NE Brazil. *IV South American Symposium on Isotope Geology*, 4, 691-694. Salvador.

Souza, Z. S., Wang, C., Jin, Z., Li, J., Yang, J., Botelho, N. F., Viana, R. R., Santos, L., Liu, P., Li, W. (2019). Pyrometamorphic aureoles of Cretaceous sandstones and

shales by Cenozoic basic intrusions, NE Brazil: Petrographic, textural, chemical and experimental approaches. *Lithos*, 326, 90-109. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.11.033>

Sun, S. S., McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society*, 42(1), 313-345. <http://dx.doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>

Störmer Jr., J. C., Nicholls, J. (1978). XLFAC: a program for interactive testing of magmatic differentiation models. *Computers and Geosciences*, 4(2), 143-159. [https://doi.org/10.1016/0098-3004\(78\)90083-3](https://doi.org/10.1016/0098-3004(78)90083-3)

Streckeisen, A. (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth-science reviews*, 12(1), 1-33. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(76\)90052-0](https://doi.org/10.1016/0012-8252(76)90052-0)

Terra, S. A., Souza, Z. S., Botelho, N. F., Viana, R. R., Legrand, J. M., Srivastava, N. K. (2016). Pirometamorfismo em carbonatos cretácicos da Formação Jandaíra, Bacia Potiguar, Nordeste do Brasil. *Geologia USP. Série Científica*, 16(1), 61-83. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v16i1p61-83>

Vital, H., Tabosa, W. F., Souza, Z. S., Farias, P. R. C., Lima, Z. M. C., Araújo, P. C., Córdoba, V. C., Sousa, D. C. (2014). *Geologia e recursos minerais da Folha Jandaíra SB. 24-XD-III: estado do Rio Grande do Norte*. Escala: 1:100.000. Recife: Serviço Geológico do Brasil/CPRM.

Wilson, M. (1989). *Igneous Petrogenesis - A Global Tectonic Approach*. London: Unwin Hyman. <https://doi.org/10.1007/978-1-4020-6788-4>

Winchester, J. A., Floyd, P. A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325-343. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(77\)90057-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2)

Yoder, H. S. J., Tilley, C. E. (1962). Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. *Journal of Petrology*, 3(3), 342-532. <https://doi.org/10.1093/petrology/3.3.342>

Zhao, Y., Zou, H., Li, N., Wei, W., Yuan, C., Fan, Q., Zhang, X. (2020). Petrogenesis of late Cenozoic basalts from Dalinor, Inner Mongolia: Implications for lateral mantle heterogeneity in eastern China. *Lithos*, 366, 105561. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105561>

4 SÍNTESE DA DISSERTAÇÃO

As intrusões máficas cenozoicas que afetam a Província Borborema e a Bacia Potiguar fazem parte da extremidade NNW do denominado alinhamento Macau – Queimadas (Sial, 1976a) e, apesar de serem reportadas na literatura desde os anos setenta, poucas pesquisas investigam seus aspectos petrogenéticos individuais. Neste trabalho uma dessas ocorrências, localizada à nordeste do Município de Pedro Avelino, foi selecionada para estudos de campo, petrográfico e geoquímico.

O vulcanismo ocorrido na região de Serra Preta, alvo do trabalho, é composto por três corpos ígneos com diferentes geometrias em superfície. Datado pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em rocha total em aproximadamente 14 Ma (Silveira, 2006), esse vulcanismo afeta as formações cretáceas Açu (siliciclástica) e Jandaíra (carbonática) da Bacia Potiguar, causando efeito térmico de contato nas rochas encaixantes.

Utilizando dados de campo e processamento digital de imagens de sensores remotos, o corpo mais expressivo (nomeado Serra Preta) foi interpretado como um sistema de diques. Esse sistema é constituído por um conduto principal (~3 Km), de direção NNW-SSE, e dois condutos secundários (~1 km), de direção NE-SW. Em níveis crustais mais rasos, o alojamento magmático foi controlado pela reativação de estruturas transcorrentes ao longo do Cenozoico.

Petrograficamente, as rochas estudadas apresentam duas fácies distintas. A mais representativa é tipicamente vulcânica, contendo microfenocristais e xenocristais de olivina e clinopiroxênio. A fácies subvulcânica, menos comum, tem textura mais grossa, porfirítica a equigranular. Essas últimas são formadas por fenocristais de clinopiroxênio, olivina e nefelina; além da matriz microcristalina, onde se observa plagioclásio, apatita ripiforme e minerais opacos.

Em termos geoquímicos, a distribuição das amostras em diagramas de séries magmáticas revela magmas relativamente pouco evoluídos, apresentando #mg entre 65-79. Essa característica primitiva é observada também no diagrama TAS (Le Bas et al., 1986), onde as amostras foram classificadas como nefelinitos, basanitos e basaltos alcalinos.

A composição normativa CIPW, por sua vez, corrobora os baixos teores de SiO_2 (39-48%), mostrando olivina (~19%) e nefelina (~13%) (\pm leucita ~3-6%) normativas para todas as amostras foidíticas e basaníticas. A variação de elementos

maiores e traços em relação a MgO em diagramas do tipo Harker é marcada pela forte correlação negativa com Al₂O₃ – dentre os óxidos – e positiva com Ni – dentre os traços.

Em diagrama multielementar de elementos terras raras normalizados ao Condrito C1 (Sun e McDonough, 1989), o elevado grau de fracionamento entre elementos terras raras leves (ETRL) e pesados (ETRP) é representado pelas razões (La/Yb)_N = 34,98 para os basanitos/nefelinitos e (La/Yb)_N = 17,7 para os basaltos. Em diagrama multielementar de elementos traços normalizados ao Manto Primitivo (Sun e McDonough, 1989), as amostras são enriquecidas em elementos tipo LILE e empobrecidas em elementos tipo HFSE; apresentando anomalias negativas de Rb, K e Hf.

Com base em critérios petrográficos e na assinatura geoquímica sintetizada acima, considerou-se os efeitos de cristalização fracionada, quantificada a partir de modelamentos geoquímicos. O modelamento dos óxidos utilizou a ferramenta PetroMode (Christiansen, 2020), fundamentada em equações de balanço de massa segundo algoritmo de Störmer Jr. e Nicholls (1978). Os resultados sugerem fracionamento de aproximadamente 80% entre a amostra menos diferenciada (DCO102) e a mais diferenciada (SP3), deixando um cumulado composto por olivina, clinopiroxênio, nefelina, magnetita, apatita, perovskita, leucita e plagioclásio.

As amostras menos diferenciadas, representadas por basanitos com MgO entre 15-22%, foram utilizadas ainda para estimar as taxas de fusão parcial da fonte. Modelamentos utilizando a equação de fusão parcial em equilíbrio de Shaw (1970) indicam baixos graus de fusão (<10%) de fonte granada-peridotítica, contendo flogopita ± anfibólio como fases acessórias.

Os dados petrográficos e geoquímicos de rocha total permitiram, portanto, caracterizar os aspectos petrogenéticos fundamentais da evolução do vulcanismo ocorrido em Serra Preta. Em adição, a integração dos dados de campo e de produtos de sensores remotos contribuiu para identificação do mecanismo de colocação tectono-controlado desses magmas.

Referências Bibliográficas

Christiansen, E. H. (2020). *PetroMode*. Brigham Young University. <http://hdl.lib.byu.edu/1877/2708>

Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27(3), 745-750. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.745>

Sial, A. N. (1976a). The post-Paleozoic volcanism of north-east Brazil and its tectonic significance. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 48, 299-311.

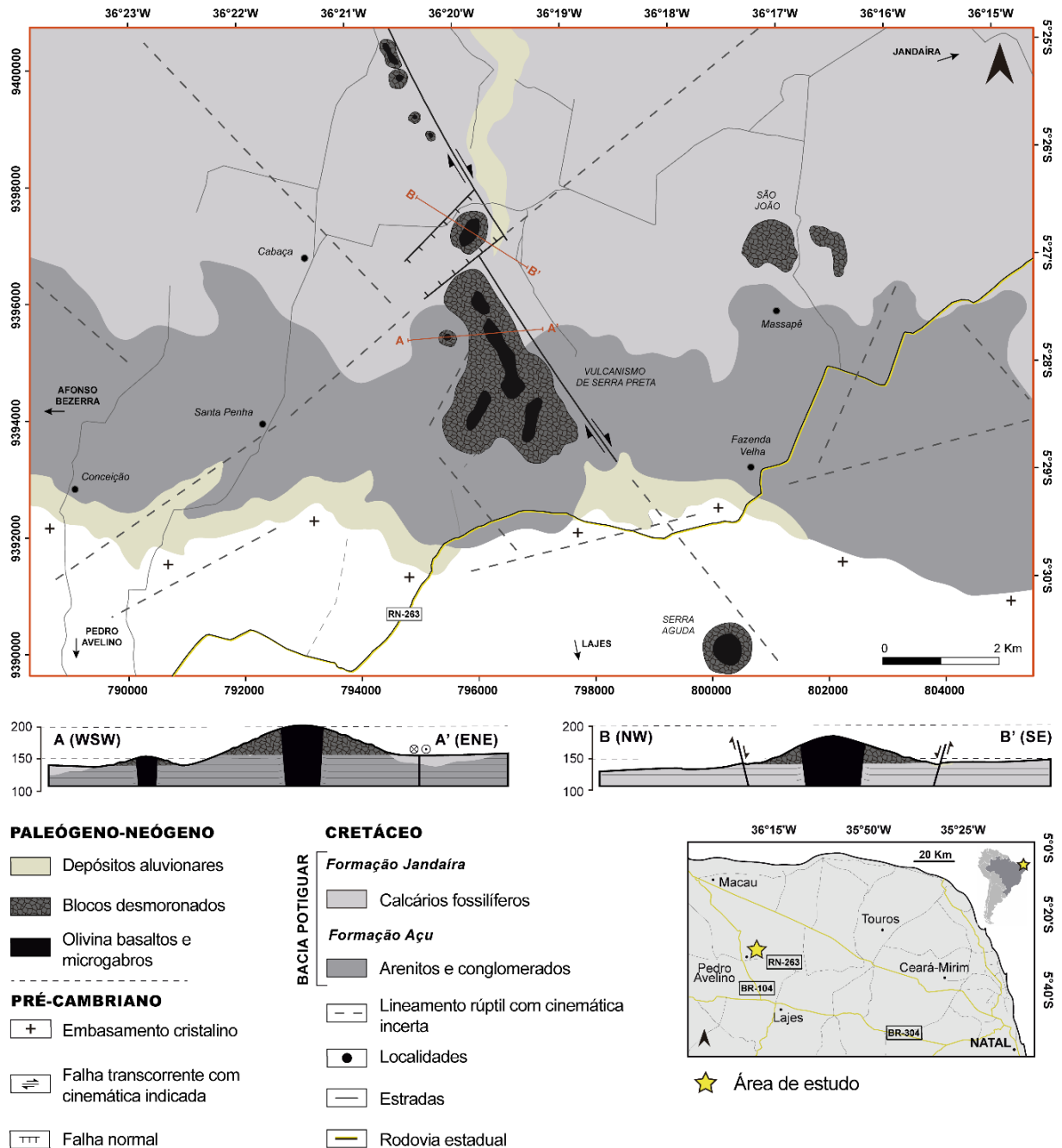
Silveira, F. V. (2006). Magmatismo cenozóico da porção central do Rio Grande do Norte, NE do Brasil. Tese (Doutorado). Natal: Departamento de Geologia – UFRN.

Sun, S. S., McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society*, 42(1), 313-345. <http://dx.doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>

Shaw, D. M. (1970). Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 34(2), 237-243. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(70\)90009-8](https://doi.org/10.1016/0016-7037(70)90009-8)

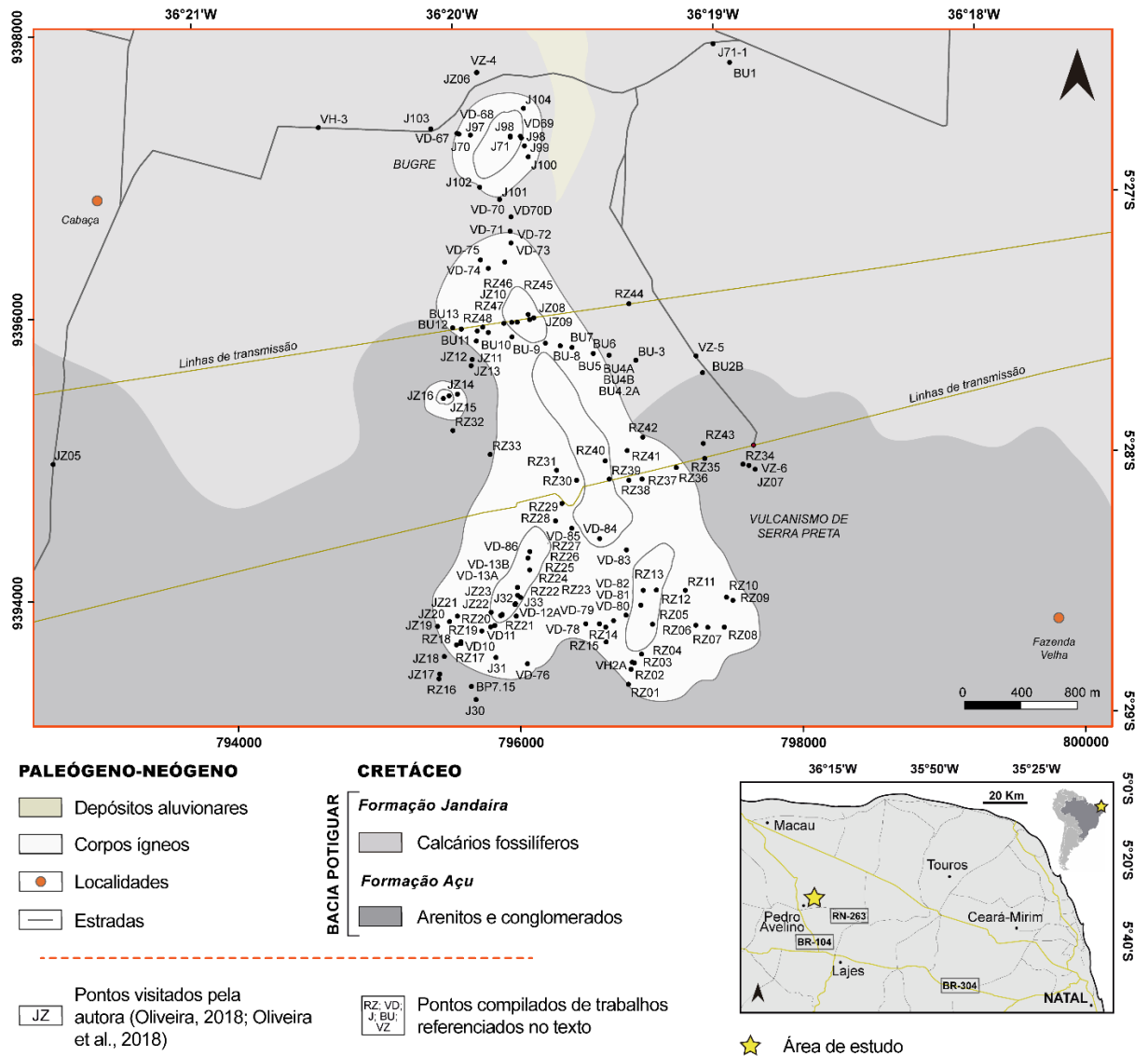
Störmer Jr., J. C., Nicholls, J. (1978). XLFRAC: a program for interactive testing of magmatic differentiation models. *Computers and Geosciences*, 4(2), 143-159. [https://doi.org/10.1016/0098-3004\(78\)90083-3](https://doi.org/10.1016/0098-3004(78)90083-3)

APÊNDICE A: MAPA GEOLÓGICO DO VULCANISMO DA REGIÃO DE SERRA PRETA, NORDESTE DO BRASIL



Mapa geológico vulcanismo da região de Serra Preta. Lineamentos e geologia regional de Vital et al. (2014). Estrela amarela indica localização da área de estudo.

APÊNDICE B: MAPA DE PONTOS DO VULCANISMO DA REGIÃO DE SERRA PRETA, NORDESTE DO BRASIL



Mapa de pontos do vulcanismo de Serra Preta.