

Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Centro de Tecnologia e Ciências

Faculdade de Geologia

Mariana Bessa Fagundes

Petrogênese, evolução magmática do complexo alcalino do morro de São João, sudeste do Brasil, e suas implicações na evolução da plataforma Sul-Americana

> Rio de Janeiro 2024

Mariana Bessa Fagundes

Petrogênese, evolução magmática do complexo alcalino do Morro de São João, sudeste do Brasil, e suas implicações na evolução da Plataforma Sul-

Americana

Tese apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Doutora, ao Programa de Pós-Graduação em Geociências, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Tectônica, Petrologia e Recursos Minerais.

Orientador: Professor Dr. Anderson Costa dos Santos

Coorientador: Professor Dr. Mauro Cesar Geraldes

Rio de Janeiro

2024

CATALOGAÇÃO NA FONTE UERJ/REDE SIRIUS/CTCC

F156	Fagundes, Mariana Bessa. Petrogênese, evolução magmática do complexo alcalino do morro de São João, sudeste do Brasil, e suas implicações na evolução da plataforma Sul-Americana / Mariana Bessa Fagundes. – 2024. 349 f. : il.
	Orientador: Anderson Costa dos Santos. Coorientador: Mauro Cesar Geraldes. Tese (Doutorado) – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia.
	1. Petrogênese – Teses 2. Rochas igneas alcalinas – Teses. 3. Rochas metamorficas - Teses. 4. Mineralogia – Teses. I. Santos, Anderson Costa dos. II. Geraldes, Mauro Cesar. III. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Faculdade de Geologia. IV. Título.
	CDU: 552.11

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

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

Assinatura

Data

Mariana Bessa Fagundes

Petrogênese, evolução magmática do complexo alcalino do morro de São João, sudeste do Brasil, e suas implicações na evolução da plataforma Sul-

Americana

Tese apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Doutora, ao Programa de Pós-Graduação em Geociências, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Tectônica, Petrologia e Recursos Minerais.

Aprovada em 18 de dezembro de 2024 Orientador: Prof. Dr. Anderson Costa dos Santos Faculdade de Geologia - UERJ Coorientador: Prof. Dr. Mauro Cesar Geraldes Faculdade de Geologia - UERJ Banca Examinadora: Prof. Dr. Sérgio de Castro Valente Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro Prof.Dr. Miguel Ângelo Mane Faculdade de Geologia - UERJ Prof.Dr. Pedro Augusto da Silva Rosa Universidade Federal de Minas Gerais Prof.^a Dra. Eliane Guedes Museu Nacional/Universidade Federal do Rio de Janeiro Prof.^a Dra. Maria de Lourdes da Silva Rosa Universidade Federal de Sergipe

Rio de Janeiro

DEDICATÓRIA

Dedico esta tese à minha mãe Marilza e meu pai Jorge Luiz (in memoriam).

AGRADECIMENTOS

Agradeço, primeiramente, a Exu, pela proteção, caminhos abertos e pela sabedoria que me guiou ao longo dessa jornada desde o início do mestrado. Sua força me sustentou nos momentos de maior dificuldade, e sua luz me iluminou nas horas de decisão. Tudo isso fez com que não desistisse. Laroyê, Èşù!!!

À minha família, especialmente minha mãe Marilza Bessa e meu companheiro Saulo Marques, e a psicanalista Aline Gomes, que estiveram ao meu lado, me apoiando, oferecendo amor, carinho, compreensão e colo nos momentos de ansiedade. A vocês, dedico cada conquista, pois sem o suporte emocional e a paciência de cada um, essa conquista jamais seria possível.

Aos amigos, que, com palavras de incentivo em momentos de descontração, aliviaram o peso dos desafios. Vocês tornaram essa jornada mais leve e prazerosa, e compartilhar essa caminhada com vocês foi essencial para que eu seguisse firme.

Aos parceiros de trabalho: aos pesquisadores amigos e coordenação do LabMeg - UFRRJ, Projeto Petromagmatismo, ao suporte financeiro, conceitual e cooperação na escrita dos artigos; à Jailaine Gomes e Caroline Dutra pelo suporte nos conceitos e prática dos métodos geofísicos; e aos colegas da "Sala da Pós" -UERJ. Obrigada por todo o conhecimento trocado, pelas colaborações e pelos diálogos enriquecedores que contribuíram para o desenvolvimento deste trabalho. Cada interação foi uma oportunidade de aprendizado e crescimento.

Agradeço também aos diversos laboratórios, por disponibilizarem os seus espaços físicos, máquinas e recursos necessários para as análises e pesquisas, fundamentais para a construção desta tese. Em especial: MultiLab-UERJ, Lagesed-UFRJ e CETEM-UFRJ.

Por fim, sou grata aos meus orientadores, Anderson Costa dos Santos, Mauro Geraldes e Sérgio Valente, pelos ensinamentos e por me ajudar a encontrar a melhor direção na execução desta tese.

A todos, meu sincero e profundo agradecimento.

Além dos Andes voará meu nome!

Gonçalves Dias

RESUMO

FAGUNDES, Mariana Bessa Petrogênese, evolução magmática do complexo alcalino de morro de São João, sudeste do Brasil, e suas implicações na evolução da plataforma Sul-Americana. 349 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2024.

O Complexo Alcalino Morro de São João, de idade meso-cenozoica, é uma intrusão alcalina de aproximadamente 10 km², localizada no Alinhamento Alcalino Pocos de Caldas - Cabo Frio, e intrudida no Terreno Cabo Frio, da Orogenia Ribeira. O complexo é composto por rochas metaluminosas, ultrabásicas a intermediárias, potássicas a ultrapotássicas, insaturadas em SiO₂ e, ocasionalmente, seccionadas por rochas insaturadas hipoabissais, associadas ou não à pseudoleucita. As rochas do Morro de São João são ricas em nefelina, álcalifeldspato (Or_{97,08}Ab_{2,02}An_{0,90}) e minerais titaníferos e cálcicos. Razões (Dy/Yb)_N vs. (La/Yb)_N indicam que a fusão parcial geradora do complexo se deu cerca de 1% de um espinélio-peridotito com granada. As razões isotópicas indicam que tal fonte é resultado de uma mistura de até 71 % do membro-final de EM I, com influências de DMM (14 %) e HIMU (14 %). A evolução magmática do complexo não foi conduzida exclusivamente por cristalização fracionada; a diversidade mineralógica e litológica observada reflete processos complexos de assimilação crustal e mistura magmática. A evidência desses processos é fornecida pelas altas proporções de 87Sr/86Sr. Ba/Sr e Rb/Sr, bem como pelas baixas proporções de P2O5/K2O, além de texturas minerais distintas, como zoneamento composicional em cristais de granada e clinopiroxênio, texturas poiquilíticas em anfibólios e modelagem geoquímica de elementos traços que sugerem que o nefelina-monzosienito, um membro híbrido do complexo, contém até 32% de contribuição máfica da malignito. Assinaturas magnetométricas revelam que o complexo apresenta, em subsuperfície, até oito anomalias magnetétricas, e que são interpretadas como múltiplas intrusões com assinaturas distintas. Tal interpretação corrobora com a hipótese de que sua evolução magmática envolveu a interação de duas ou mais câmaras magmáticas. Adicionalmente, o processamento de dados magnetométricos revelou que, no momento da cristalização, o complexo encontrava-se sob o fenômeno global da geomagnetização reversa, que, em conjunto com as assinaturas isotópicas, sustenta a hipótese da existência de uma pluma mantélica fornecendo calor para a gênese do complexo.

Palavras-chave: magmatismo alcalino; pluma tristão da cunha; geomagmatização reversa; assimilação crustal; mistura magmática; fugacidade de oxigênio; metassomatismo mantélico.

ABSTRACT

FAGUNDES, Mariana Bessa **Petrogenesis, magmatic evolution of the morro de São João alkaline complex, southeastern Brazil, and its implications for evolution of the South American platform**. 349 f. Thesis (PhD in Geosciences) – Faculdade de Geologia, Rio de Janeiro State University, Rio de Janeiro, 2024.

The Morro de São João Alkaline Complex, Meso-Cenozoic, is an alkaline intrusion of approximately 10 km², located within the Pocos de Caldas – Cabo Frio Alkaline Alignment and intruded into the Cabo Frio Terrane. Ribeira Orogeny, The complex consists of metaluminous rocks, ultrabasic to intermediate, potassic to ultrapotassic, SiO₂- undersaturated, and occasionally intersected by hypabyssal rocks, associated or not with pseudoleucite. The rocks of the Morro de São João are nepheline-rich, alkali-feldspar (Or_{97,08}Ab_{2.02}An_{0.90}), and titanium- and calcium-bearing minerals. The $(Dy/Yb)_N$ vs. $(La/Yb)_N$ ratios suggest that the partial melting responsible for generating the complex occurred at approximately 1% of a garnetbearing spinel peridotite. Meanwhile, isotopic ratios indicate that this source results from a mixture of up to 71 % of the EM I end-member, with influences from de DMM (14 %), and HIMU (14 %). The magmatic evolution of the complex was not driven exclusively by fractional crystallization; the observed mineralogical and lithological diversity reflects complex processes of crustal assimilation and magma mixing. Evidence of these processes is provided by high ratios of ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, Ba/Sr and Rb/Sr, as well as the low ratios of P₂O₅/K₂O, in addition to distinctive mineral textures such as compositional zoning in garnet and clinopyroxene crystals, poikilitic textures in amphiboles, and geochemical modeling of trace elements suggesting that the nepheline-monzosyenite, a hybrid member of the complex, contains up to 32% mafic contribution from malignite. Magnetometric signatures reveal that the complex exhibits up to eight magnetic anomalies in the subsurface, interpreted as multiple intrusions with distinct signatures. Additionally, the processing of magnetometric data revealed that, at the time of crystallization, the complex was subject to the global phenomenon of geomagnetic reversal. This finding, together with isotopic signatures, supports the hypothesis of the existence of a mantle plume providing heat for the genesis of the complex and influence of a mantle plume in the genesis of the complex.

Keywords: alkaline magmatism; tristan da cunha plume; reverse geomagmatization; crustal assimilation; magmatic mixing; oxygen fugacity; mantle metasomatism.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 -	Localização, vista aérea, onde está representado as drenagens	
	ao longo do complexo, o contato inserido com os sedimentos	
	aluvionares circundantes, e foto panorâmica do MSJ, Casimiro de	
	Abreu-RJ	28
Figura 2 -	Mapa simplificado e esquemático dos compartimentos tectônicos	
	e as intrusões do PCCF, com destaque para o MSJ	35
Figura 3 -	Primeiro mapa geológico do Morro de São João publicado	39
Figura 4 -	Mapa geológico do Morro de São João	39
Figura 5 -	Mapa geológico do Morro de São João	40
Figura 6 -	Mapa Faciológico proposto or Fagundes (2020) para o MSJ	40
Figura 7 -	Mapa de pontos do MSJ com os pontos cotados e amostragem	
	litogeoquímica e geocronológica	54
Figura 8 -	Principais feições observadas no entorno e interior do MSJ	56
Figura 9 -	Caneluras e estruturas tabulares observadas no MSJ	57
Figura 10 -	Feições de interação de magmas de diferentes composições	
	encontradas no MSJ	58
Figura 11 -	Resultados do processamento e da estimativa da direção da	
	magnetização total da área MSJ	60
Figura 12 -	Resultados para a interpretação das assinaturas	
	magnetométricas dentro da área do MSJ	61
Figura 13 -	Mapas das assinaturas radiométricas para o MSJ	63
Figura 14 -	Mapa Ternário (K-U-Th) no padrão RGB para o MSJ	64
Figura 15 -	Integração do Mapa Ternário com o Modelo Digital de Elevação –	
	MDE e perfis gamaespectrométricos para MSJ	65
Figura 16 -	Litotipos representativos do MSJ	66
Figura 17 -	Classificação modal das rochas alcalinos plutônicas do MSJ	70
Figura 18 -	Fotomicrografia do álcali-feldspato sienito com nefelina do MSJ	
	com destaque para os cristais de melanita, clinopiroxênio do	
	Grupo Quad com sobrecrescimento de anfibólio e álcali-	
	feldspato	71

Figura 19 -	Fotomicrografia do nefelina sienito do MSJ com destaque para os	
	cristais de nefelina, melanita, clinopiroxênio do Grupo Quad com	
	sobrecrescimento de anfibólio e álcali-feldspato	73
Figura 20 -	Fotomicrografia do nefelina monzosienito do MSJ com destaque	
	para os cristais de clinopiroxênio do Grupo Q <i>uad</i> com	
	sobrecrescimento de anfibólio, titanita e álcali-feldspato	74
Figura 21 -	Fotomicrografia dos cristais de clinopiroxênio do Grupo Quad das	
	rochas do MSJ e suas variações texturais	75
Figura 22 -	Fotomicrografia do malignito do MSJ com destaque para os	
	cristais de clinopiroxênio do com sobrecrescimento de anfibólio e	
	zoneamento composicional	77
Figura 23 -	Fotomicrografia dos cristais de anfibólio das rochas do MSJ e	
	suas variações	77
Figura 24 -	Fotomicrografia da granada intersticial e titanita das rochas	
	máficas do MSJ	78
Figura 25 -	Fotomicrografia dos cristais de plagioclásio presente nos essexito	
	do MSJ	79
Figura 26 -	Fotomicrografia das texturas cumuláticas encontradas nos	
	essexito do MSJ	80
Figura 27 -	Escaneamento da lâmina petrográfica e fotomicrografia	
	representativa para comparação textural entre um essexito com e	
	sem textura cumulática do MSJ	81
Figura 28 -	Fotomicrografia das rochas hipoabissais do MSJ com destaque	
	para os fenocristais de nefelina, sanidina, sodalita e granada	83
Figura 29 -	Fotomicrografia da pseudoleucita do MSJ com destaque para os	
	cristais de moscovita, nefelina, álcali-feldspato e anfibólio	84
Figura 30 -	Variação composicional para feldspato das rochas do MSJ	
	plotadas no diagrama ternário Ortoclásio-Albita-Anortita	86
Figura 31 -	Diagrama de classicação e variação composicional de	
	clinopiroxênio das rochas do MSJ. A) Diagrama ternário Jd –	
	WEF – Ae, onde é possível observar dois subgrupos plotados nos	
	campos dos Grupos Quad e Ca-Na; B) Diagrama ternário do	
	sistema Mg – Na – (Fe ²⁺ + Mn) para análise da variação	88

composicional do clinopiroxênio do MSJ..... Figura 32 - Variação composicional do anfibólio das rochas do MSJ plotadas no diagrama A (Na + K + 2Ca) vs. C(Al + Fe^{3+} + 2Ti).... 88 Figura 33 - Composição da melanita encontrada nas rochas do MSJ plotadas no diagrama ternário dos membros finais Andradita - Hutcheonita 91 - Grossulária..... Dados integrados de EDS e WDS em cristais de melanita para Figura 34 mapeamento de zoneamento composicional. A) Fotomicrografia com nicóis paralelos de cristais de melanita e os pontos azuis e vermelhos onde foram realizadas análises WDS: B) Imagem BSE de cristais de melanita onde foi realizado o mapeamento da composição; C) Mapa de composição exibindo o conteúdo de Ti (apfu). As zonas que exibem cores vermelhas intensas são indicativas de concentrações elevadas do elemento. Por outro lado, as áreas mais claras apresentam baixos teores; D) Imagem BSE ampliada com os pontos de análise WDS e teores de TiO₂ 92 (% em peso)..... Figura 35 - Composição da biotita das rochas do MSJ plotadas no diagrama 93 ternário Mg – Al – (Fe²⁺+Mn)..... Figura 36 - Diagramas de variação de Si vs. Ti (apfu) para investigar o processo de equilíbrio cristal-líquido nos cristais de melanita (A e B), augita (C e D), sadanagaíta (E), pargasita (F) e annita (G)..... 94 Figura 37 - Diagrama TAS (Total Álcalis vs. Sílica) para as rochas do MSJ exibindo o caráter alcalino das amostras..... 99 Figura 38 - Diagrama R₁ - R₂ exibindo as proporções catiônicas das amostras do MSJ..... 98 Figura 39 - Diagramas classificatório dos elementos proporcões em moleculares das rochas do MSJ exibindo o caráter metaluminoso 104 e a tendência peralcalina e peraluminosa..... Figura 40 - Diagrama Na₂O vs. K₂O (wt.%) para as rochas do MSJ, onde é observada os tipos mais parentais com baixos teores de álcalis, potássicos com tendência sódica e os tipos mais evoluídos ricas 100 em álcalis, potássicos a ultrapotássicos.....

Figura 41 -	Diagramas de variação dos elementos maiores das rochas do MSJ. Os diagramas mostram uma tendência em relação ao	
	consumo de MgO dos principais oxidos que compoem o	100
Eiguro 42	Diagrama da variação das elementos traços máveis - LILE das	102
Figura 42 -	rochas do MS I	103
Figura 43 -	Diagrama de variação dos elementos-traços imóveis - HESE das	100
rigula lo	rochas do MS.I	104
Figura 44 -	Diagrama de variação dos elementos terras-raras (ETR) e Ni para	101
i iguita i i	as rochas do MSJ	105
Figura 45 -	Diagramas com os elementos-tracos normalizados para o Manto	
0	Primitivo para as rochas do MSJ	107
Figura 46 -	Diagramas com os elementos terras-raras normalizadas para o	
U	condrito para as rochas alcalinas do MSJ	108
Figura 47 -	Diagrama concórdia ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U vs. ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U para análises de	
-	zircão via LA-ICP-MS do álcali-feldspato sienito com nefelina do	
	MSJ e idade média obtida	111
Figura 48 -	Diagrama concórdia 207Pb/235U vs. 206Pb/238U para análises de	
	zircão via LA-ICP-MS do malignito do MSJ e idades médias	
	obtidas	112
Figura 49 -	Diagramas com razões iniciais ¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd <i>vs.</i> ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr;	
	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf vs. ¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd, e ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb vs. ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb para as	
	rochas do MSJ e as representações dos respectivos	
	reservatórios	114
Figura 50 -	Diagrama Idade (Ma) Τ _(DM) <i>vs.</i> εNd, para as rochas do MSJ	115
Figura 51 -	Modelagem de mistura dos componentes mantélicos com razões	
	${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd} \text{ (i) } \textit{vs. } {}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr} \text{ (i) } e \; {}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd} \text{ (i) } \textit{vs. } {}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} \text{ (i) }$	
	para as rochas do MSJ	117
Figura 52 -	Razão (Dy/Yb) _N vs. (La/Yb) _N normalizados para o Manto Pimitivo	
	segundo McDonough e Sun (1995) para as rochas parentais do	
	MSJ para estimar fusão parcial. As curvas de fusão parcial (%)	
	foram calculadas usando uma fusão fracionada modelo não	
	modal segundo Shaw (1970). Os coeficientes de distribuição	122

mineral-fundido foram retirados de McKenzie & O'Nions (1991), Hart & Dunn (1993), Kelemen et al., (1993) e LaTourette et al., (1995).....

- Figura 59 Diagrama simplificado de sistemas magmáticos mostrando diferentes formas de zoneamento mineral e causas de geração.... 139

LISTA DE TABELAS

Legenda de cores adotadas no trabalho para representar as rochas	
do Morro de São João	46
Adjetivos modificadores acordados segundo Subcommittee on	
Pyroxenes que são utilizados adicionalmente aos nomes dos	
clinopiroxênios. Os modificadores devem ser utilizados se a	
presença de cátions estiver implícita no próprio nome do mineral	
segundo Mor	47
Prefixos acordados segundo Subcommittee on Amphiboles que são	
utilizados adicionalmente aos nomes dos anfibólios	48
Fórmulas dos membros finais dos anfibólios cálcicos e seus	
respectivos nomes segundo Hawthorne et al., (2012). Rootname4,	
que foi a classificação de alguns dos anfibólios pertencentes ao MSJ,	
está destacado em negrito	49
Classificação dos anfibólios das rochas do MSJ com prefixos e	
adjetivos modificadores segundo Hawthorne et al., (2012)	89
Tabela com os valores de razões dos elementos terras-raras	
normalizados pelo condrito segundo Boynton (1984) das rochas do	
MSJ	109
Amostras selecionadas modelagem geoquímica para os processos	
de cristalização fracionada e hibridização elencadas em Série 1 e	
Série 2	123
Resultados da modelagem geoquímica para cristalização fracionada	
utilizando a equação de Rayleigh	126
Membros selecionados para geração do modelo de hibridização,	
mistura binária proposta por Faure (1984)	132
Resultados da modelagem geoquímica para testar o modelo de	
hibridização utilizando a equação de Faure (1984)	134
	Legenda de cores adotadas no trabalho para representar as rochas do Morro de São João Adjetivos modificadores acordados segundo Subcommittee on Pyroxenes que são utilizados adicionalmente aos nomes dos clinopiroxênios. Os modificadores devem ser utilizados se a presença de cátions estiver implícita no próprio nome do mineral segundo Mor Prefixos acordados segundo Subcommittee on Amphiboles que são utilizados adicionalmente aos nomes dos anfibólios. Fórmulas dos membros finais dos anfibólios cálcicos e seus respectivos nomes segundo Hawthorne et al., (2012). Rootname4, que foi a classificação de alguns dos anfibólios pertencentes ao MSJ, está destacado em negrito Classificação dos anfibólios das rochas do MSJ com prefixos e adjetivos modificadores segundo Hawthorne et al., (2012) Tabela com os valores de razões dos elementos terras-raras normalizados pelo condrito segundo Boynton (1984) das rochas do MSJ Amostras selecionadas modelagem geoquímica para os processos de cristalização fracionada e hibridização elencadas em Série 1 e Série 2 Resultados da modelagem geoquímica para cristalização fracionada utilizando a equação de Rayleigh Membros selecionados para geração do modelo de hibridização, mistura binária proposta por Faure (1984) Resultados da modelagem geoquímica para testar o modelo de hibridização utilizando a equação de Faure (1984)

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

°C	Graus Celsius
A/CNK	Al/ Na <i>vs.</i> K
A/NK	Al/Ca vs. Na vs. K
A ₁ e A ₂	Membros máfico
Ab	Albita
ACF	Alto de Cabo Frio
ACT	Anomalia de Campo Total
Adr	Andradita
Ae	Aegerina
Aeg-aug	Aegerina-augita
AFC	Assimilation–Fractional Crystallization
AFM'	Alcali-feldspato – Foide – Máficas
Afs	Alcali-feldspato
AGI	Amplitude do gradiente total
Amp	Aniibolio
Anu	Andesita
Ano	Anortoclásio
apfu	atoms per formula unit
APQ1	Auxílio a pesquisa
Rio Re	Mombros félsios
	Brasil
BSE	Backscattered Electrons
BSE	Bulk Silicate Earth
Bt	Biotita
By	Bytownita
CA-MSJ	Código das mostras do Morro de São João
CANMET	Canadian Centre for Mineral and Energy Technology
CETEM	Centro de Tecnologia Mineral
CIPW	Cross, Iddings, Pirsson and Washington
CL	Concentração do elemento traço no líquido evoluído
cm	centímetro
CNMNC	Commission on New Minerals, Nomenclature and Classification
Co	Concentração do elemento traço no líquido primário ou parental
CO_2	Dióxido de carbono
CPRM	Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais do Brasil
Срх	Clinopiroxênio
Crb	Carbonato
D	Coeficiente de partição total
DMM	Depleted MORB Mantle

DRM	Departamento de Recursos Minerais do Rio de Janeiro
E	Leste
EDS	Energy-Dispersive X-ray Spectroscopy
EMI	Enriched Mantle I
EM II	Enriched Mantle II
ES	Espírito Santo
ESE	Leste sudeste
Est	Eastonita
et al.,	et alii
ETR	Elementos Terras Raras
F	Quantidade de líquido remanescente
f	Quantidade de mistura
F-1	Quantidade de cristalização fracionada
fO ₂	Fugacidade de oxigênio
Ga	Bilhões de anos
GCDKit	GeoChemical Data ToolKIT
Grs	Grossulária
Grt	Granada
Н	Híbrido
H₂O	Áqua
HESE	High Field Strength Elements
HIMU	High-u
Htn	Hutcheonita
i	Proporção de fracionamento
ICP-AES	Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometry
ICP-MS	Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry
ICP-MS	Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer
ICP-OES	Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectrometry
IMA	International Mineralogical Association
IUGS	International Union of Geological Sciences
Jd	Jadeíta
Kd;	Coeficiente de partição cristal/líquido
Km	Quilômetros
Km ²	Quilômetros quadrados
Krs	Kaersutita
kV	kilovolt
Lab	Laboratório
LA-ICP-MS	Laser Ablation-Inductively Coupled-Mass Spectrometry
Lb	Labradorita
LET	Laboratórios de Estudos Tectônicos
LGPA	Laboratório Geológico de Preparação de Amostras
LILE	Large Ion Lithophile Elements
LOI	Loss On Ignition
m	metros
Μ	Modelo

Ma	Milhões de anos
Mca	Mica
MDE	Modelos Digitais de Elevação
MEV	Microscópio Eletrônico de Varredura
MG	Minas Gerais
MINM25-53	Mineral Standard of Astimex Scientific Limited
Ms	Moscovita
MSJ	Morro de São João
MSWD	Mean Square Weighted Deviation
MultLab	Laboratório Multiusuário de Meio Ambiente e Materiais
Ν	Norte
N.id.	Não identificado
Na	Anortita
nA	Nanoampère
NE	Nordeste
Nenorm	Nefelina nomativa
Nph	Nefelina
NW	Noroeste
OI	Oligoclásio
Omp	Onfacita
Or	Ortoclásio
<i>P</i> (H ₂ O)	Pressão de água
	Alinhamanta Algolina Rossa da Caldas - Caba Fria
	Allimamento Alcalino Poços de Caldas - Cabo Pho Elegopita
	Ployopila Programa do Pás graduação om Goosiâncias
rrGG ppm	narte por milhão
Pro	Parasita
Ω Δ PF	Quartzo – Álcali-feldspato – Plagioclásio – Foide
R₁	4Si = 11(Na + K) = 2(Fe + Ti)
R_2	6Ca + 2Mg + Al
R ²	Coeficiente de correlação linear
RCSB	Rifte Continental do Sudeste do Brasil
RGB	Red, Green, Blue
RJ	Rio de Janeiro
RP	Redução ao pólo
RPPN	Reserva Particular do Patrimônio Natural
S	Sul
Sa	Sanidina
Sdg	Sadanagaíta
Sdl	Sodalita
Sid	Siderofilita
SP	São Paulo
SRTM	Shuttle Radar Topography Mission
SW	Sudoeste
TAS	Total Alcalis vs. Sílica

TC	Pluma Tristão da Cunha
Т _{DM}	Depleted Mantle Model Age
TIMS	Thermal Ionization Mass Spectrometer
Ttn	Titanita
UERJ	Universidade do Estado do Rio de Janeiro
UFRJ	Universidade Federal do Rio de Janeiro
UFRRJ	Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro
USGS	<i>United States Geological Survey</i>
UTM	<i>Universal Transversa de Mercator</i>
vol.	Volume
<i>v</i> s.	<i>versus</i>
W	Oeste
WDS	Wavelength Dispersive Spectrometer
WEF	Wollastonita, Enstatita, Fosterira
WH	Peso do híbrido
WNW	Oeste noroeste
wt. %	porcentagem em peso
εHf	Épsilon háfnio
εNd	Épsilon neodímio
μm	micrómetro
σ	Sigma

SUMÁRIO

INTRODUÇÃO	25
OBJETIVOS	28
Justificativa	29
Estrutura da tese	30
Projetos	31
CONTEXTO GEOLÓGICO	33
Alinhamento Alcalino Poços de Caldas – Cabo Frio	33
Terreno Cabo Frio	35
Trabalhos anteriores	37
MATERIAIS E MÉTODOS	41
Atividades	41
Revisão bibliográfica e etapas laboratoriais	41
Campanha de campo	42
Métodos	43
Geofísica	43
Magnometometria	43
Gamaespectrometria	44
Processamento das amostras	45
Petrografia	45
Química mineral	46
Geoquímica elementar	50
Geoquímica isotópica	51
Geocronologia	52
RESULTADOS	53
Campanha de campo	53
Descrição de feições e estruturas	54
Decrição faciológica	59
Geofísica	60
Magnetometria	60
Processamento de dados magnéticos e estimativa da direção	60
	INTRODUÇÃO

	da magnetização total	
4.2.2	Gamaespectrometria	61
4.3	Petrografia	66
4.3.1	Descrição macroscópica	66
4.3.2	Descrição microscópica	68
4.3.2.1	Álcali-feldspato sienito com nefelina	71
4.3.2.2	Nefelina sienito e sienito com nefelina	72
4.3.2.3	Nefelina monzosienito	73
4.3.2.4	Malignito e shonkinito	76
4.3.2.5	Essexito	79
4.3.2.6	Traquito e Fonolito	81
4.3.2.7	Pseudoleucita	84
4.4	Química Mineral	85
4.4.1	Feldspato	85
4.4.2	Clinopiroxênio	87
4.4.3	Anfibólio	88
4.4.4	<u>Granada</u>	90
4.4.5	<u>Mica</u>	92
4.4.6	<u>Óxido</u>	93
4.4.7	Diagramas de variação	93
4.5	Geoquímica elementar	95
4.5.1	Classificações analíticas	96
4.5.2	Diagramas de variação	100
4.5.3	Diagramas multielementares	106
4.6	Geocronologia (U-Pb)	109
4.6.1	Álcali-feldspato sienito com nefelina	110
4.6.2	<u>Malignito</u>	111
4.7	Geoquímica isotópica (Sr-Nd-Pb-Hf)	113
5	DISCUSSÕES	116
5.1	Modelo petrogenético para o MSJ	116
5.2	Evolução magmática do MSJ	119
5.2.1	<u>Fusão parcial</u>	121
5.2.2	Cristalização fracionada	122

5.2.3	Assimilação crustal	127
5.2.4	Mistura magmática	130
5.2.4.1	Textura mineral	136
5.3	Modelo geodinâmico para o MSJ	139
5.3.1	Implicações do magmatismo Meso-Cenozoico na evolução da	
	Plataforma Sul-Americana	144
	CONCLUSÕES	147
6.1	Produtos gerados	149
	REFERÊNCIAS	151
	APÊNDICE A – Tabela de Pontos do Morro de São João	183
	APÊNDICE B – Mapa Geológico do Complexo Alcalino do	
	Morro de São João	186
	APÊNDICE C – Tabela das composições modais das rochas	
	do Morro de São João	187
	APÊNDICE D – Tabela das composições de química mineral	
	das principais rochas do Morro de São João	191
	APÊNDICE E – Tabelas das composições de geoquímica	
	elementar das principais rochas do Morro de São João	212
	APÊNDICE F – Tabelas das composições de geoquímica	
	isotópica das principais rochas do Morro de São Joã o	215
	APÊNDICE G – Tabelas dos resultados analíticos de U-Pb	
	das rochas do Morro de São João	216
	APÊNDICE H – Produtos (artigos científicos) gerados	217

INTRODUÇÃO

Magmatismo alcalino Meso-Cenozoico do sudeste brasileiro

O magmatismo alcalino da Plataforma Sul-Americana vem sendo estudado há décadas (ALMEIDA, 1983; SONOKI & GARDA, 1988; THOMPSON et al., 1998; RICCOMINI et al., 2004 e 2005; GERALDES et al., 2013; AZZONE et al., 2013, 2016, 2018) com o intuito de um maior entendimento de sua evolução e implicações. Esse magmatismo é mapeado como diques, *plugs, stocks*, e, mais raramente, como derrames (ALMEIDA, 1983; SONOKI & GARDA, 1988; THOMPSON et al., 1998; RICCOMINI et al., 2004 e 2005; THOMAZ FILHO et al., 2005; GERALDES et al., 2013; AZZONE et al., 2013, 2016, 2018). Algumas características desses corpos alcalinos, e carbonatíticos, da plataforma são a abundância de rochas evoluídas, como sienitos e nefelina sienitos e ocorrências cumuláticas (BROTZU et al., 2007; AZZONE et al., 2018).

No Jurássico Superior, a região sul-atlântica foi sujeita à denominada Reativação Wealdeniana (ALMEIDA, 1967), também chamada de Ativação Mesozoica ou Evento Sul-Atlantiano (ALMEIDA, 1976), que foi responsável pela evolução sucessiva da ruptura continental e abertura do Oceano Atlântico Sul (ALMEIDA et al., 2021). O seu início é marcado no Eocretáceo com a Formação Serra Geral, predominantemente toleítica. As manifestações alcalinas se distribuíram em três pulsos principais: Eocretáceo, Neocretáceo a Paleoceno e Eoceno (AMARAL et al., 1967; ALMEIDA, 1983; RICCOMINI et al., 2004).

No Eocretáceo, o magmatismo alcalino máfico e ultramáfico descrito inicialmente por Sonoki & Garda (1988) como de idade de 130 Ma a 75 Ma, com ocorrências próximas à Bacia do Paraná, se concentrando no arco de Ponta Grossa. As rochas consistem em dunitos, wehrlitos, carbonatitos, clinopiroxenitos e gabros alcalinos (AZZONE et al., 2013, 2016). As ocorrências constituem séries predominantemente potássicas, desde fracamente a

fortemente insaturadas em SiO₂, tendo como processos evolutivos característicos a cristalização fracionada que gera líquidos mais evoluídos como fonolitos e sienitos (AZZONE et al., 2016, CHMYZ et al., 2017).

Entre o Neocretáceo e o Paleoceno-Eoceno médio ocorreu novo período de magmatismo alcalino, notadamente na região mais proximal da Bacia de 1990). Campos (MOHRIAK et al.. Esse magmatismo alcalino predominantemente félsico é caracterizado por diferentes fácies de sienito, álcali-feldspato sienito, nefelina sienito, traquito e fonolito com pseudoleucita associada (BROTZU et al., 2007; MOTOKI et al., 2008 e 2010; MOTA 2012; GERALDES et al., 2013). Valença (1980) pontua que essas rochas são potássicas com altas razões de álcalis (K2O/Na2O) que decrescem com o progresso da diferenciação magmática.

Essas rochas são comumente associadas a produtos de cristalização fracionada de um magma parental máfico de alto potássio derivado do manto, com contribuição crustal por assimilação que é evidenciada pelos dados isotópicos de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr com valores entre 0,705 e 0,709 (VALENÇA, 1980; VALENTE, 1997; SICHEL et al., 2012; AZZONE et al., 2016). Segundo Barbosa (2012) e Azzone (2013), os líquidos parentais teriam sido gerados a partir de fontes ultramáficas metassomatizadas por fluidos carbonatados localizadas no manto litosférico subcontinental.

Complexo Alcalino do Morro de São João

O Complexo Alcalino do Morro de São João (MSJ – 64,8 Ma – ⁴⁰K-⁴⁰Ar em rocha total – MOTA et al., 2009 e 2012) é um corpo circular de aproximadamente 4 km de diâmetro localizado no distrito de Barra de São João, município de Casimiro de Abreu, no estado do Rio de Janeiro. Ele está inserido no extremo sudeste do Alinhamento Alcalino Poços de Caldas – Cabo Frio (PCCF – RICCOMINI et al., 2005) e intrude no Terreno Cabo Frio -Orógeno Ribeira (SCHMITT et al., 2004; HEILBRON et al., 2016). Apresenta uma grande variedade faciológica de sienito insaturados potássicos a ultrapotássico, metaluminosos, ricos em Ca e Ti, associados ou não à pseudoleucita e rochas sieníticas insaturadas hipoabissais (MOTA et al., 2009 e 2012). Possui uma expressiva variedade de rochas máficas, algumas delas com texturas cumuláticas (BROTZU et al., 2007, FAGUNDES, 2020).

Em seu trabalho, Brotzu et al., (2007) pontuou que o complexo é composto principalmente por nefelina sienitos melanocráticos (malignito), shonkinitos, gabros alcalinos e nefelina sienitos com clinopiroxenitos subordinados. Os malignitos e nefelina sienitos são cortados por estruturas tabulares, variando na composição de fonotefrito a fonolito. As rochas máficas são meso-ortocumuladas, com composições minerais e química de rocha total sugerindo cristalização a partir de um lote de magmas moderadamente evoluído (tefrito potássico/fonotefrito).

Em relação à evolução desses magmas, os autores supracitados afirmam que os malignitos e nefelina sienitos, provavelmente representam misturas magma cujas composição de elementos maiores e traços reflete a gênese de rochas clinopiroxeníticas a shonkiníticas de magmas parentais tefríticos, que evoluíram para fonotefríticos.

Localização e aspectos fisiográficos

O MSJ está localizado no distrito de Barra de São João, município de Casimiro de Abreu-RJ, porém o principal acesso é pelo bairro Palmital pertencente ao município de Rio das Ostras-RJ. Chega-se em Rio das Ostras a partir da cidade do Rio de Janeiro percorrendo aproximadamente 166 km na rodovia federal BR 101, sentido leste.

O complexo apresenta-se como um corpo circular, cônico com topo dissecado pelos processos intempéricos de onde se projeta um cume principal com 728 m de altitude (Figura 1). Está inserido em uma área de Reserva Particular do Patrimônio Natural - RPPN circundado por propriedades particulares, onde há o predomínio da atividade agropecuária e mineração de

areia. A área é banhada pelo Rio São João de onde partem canais de irrigação que fornecem água para toda a região circundante ao complexo.

Figura 1: Localização, vista aérea, onde está representado as drenagens ao longo do complexo, o contato inserido com os sedimentos aluvionares circundantes, e foto panorâmica do MSJ, Casimiro de Abreu-RJ.



Fonte: A autora, 2024.

1 **OBJETIVOS**

O objetivo geral da tese é caracterizar petrograficamente e quimicamente o MSJ, além do uso da geocronologia e geofísica, a fim de elucidar sua forma, geração, fonte, evolução e contextualizar temporalmente no desenvolvimento do magmatismo alcalino do sudeste brasileiro.

O objetivo específico deste trabalho é apresentar a integração dos métodos executados e, assim, contribuir para as hipóteses existentes a respeito da formação e evolução das rochas alcalinas do complexo, por meio de:

 a) Petrografia convencional somada à microssonda eletrônica:
 classificar os minerais e rochas a fim de entender as condições de formação das rochas do complexo;

b) Geoquímica elementar: classificar e discriminar quimicamente as rochas do complexo para estimar sua origem e evolução;

 c) Geoquímica isotópica: fornecer dados da fonte geradora e gênese do complexo;

 d) Geocronologia: estimar a idade e contextualizar na evolução da Plataforma Sul-Americana;

 e) Aerogeofísica: obter uma caracterização radiométrica como subsídio para refinamento do mapa geológico, além de delimitar os possíveis limites do corpo alcalino, em subsuperfície, por meio das anomalias magnéticas.

1.1 Justificativa

Estudar o MSJ é relevante para a sociedade acadêmica devido à duas características importantes: (1) é o único corpo no PCCF com um volume significativo de rochas máficas; (2) possui localização adjacente à uma bacia sedimentar petrolífera importante, a Bacia de Campos. Essas características são importantes, porque são chave para o estudo da gênese e evolução magmática de intrusões alcalinas, bem como o estudo da dinâmica de câmaras magmáticas alcalinas. Além disso, sua localização pode conceder informações, a níveis locais e regionais, importantes sobre a evolução da Plataforma Sul-Americana, de como este magmatismo influenciou o seu desenvolvimento e como se relacionam com a bacia adjacente.

Para a indústria do petróleo, tem sido de extrema relevância o estudo da dinâmica mantélica para os modelos de bacia por eles propostos. Com isso, pela localização do MSJ, e pela proposta metodológica da tese em questão, espera-se que os resultados obtidos possam trazer novos horizontes para modelos estudados por profissionais desse segmento.

Somando os objetivos e a justificativa da tese em questão, a finalidade deste trabalho se resume em estudar a dinâmica mantélica, sob o MSJ, fazendo uso da análise de dados geoquímicos elementar e isotópicos. Além de estudar a dinâmica crustal com análise dos dados de petrografia, geofísica e geocronologia, sob a argumentação de levantar novas hipóteses, bem como refinar os modelos geodinâmicos existentes.

1.2 Estrutura da tese

A tese em questão é estruturada em seis capítulos, além da Introdução, Referências Bibliográficas e Apêndices, de acordo com o modelo de teses e dissertações do Programa de Pós-graduação em Geociências (PPGG) e da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ), e estão descritos nos tópicos a seguir:

- INTRODUÇÃO: aborda a temática, incluindo localização, aspectos fisiográficos, objetivos e justificativa. Além disso, são enumerados os projetos secundários relacionados a essa tese.
- CAPÍTULO 1 CONTEXTO GEOLÓGICO: revisão bibliográfica sobre o contexto das rochas do embasamento, bem como o tectônico e magmático no qual o objeto de estudo está inserido;
- CAPÍTULO 2 MATERIAIS E MÉTODOS: descrição das atividades, materiais, métodos utilizados para obtenção dos dados trabalhados neste estudo;
- CAPÍTULO 3 RESULTADOS: descrição sistemática dos resultados de todos os métodos utilizados: aerogeofísica, petrografia, geoquímica elementar e isotópica e geocronologia;
- CAPÍTULO 4 DISCUSSÕES: integração, análise de dados e discussão de todos os temas abordados e criação de uma tese a respeito da gênese e evolução do MSJ;
- CONCLUSÕES: síntese das conclusões alcançadas neste estudo, e produtos (artigos científicos) gerados;
- REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS: listagem das informações

 autor, data de publicação, título, editora/local e edição das
 fontes utilizadas nesta pesquisa; e
- APÊNDICES: tabelas integrais com dados obtidos nos trabalhos de campo, análises analíticas, e artigos científicos publicados e submetidos.

1.3 Projetos

A tese em questão é fruto dos projetos: FAPERJ [Entidades Estaduais 2018 n° 210.297/2018; APQ1 2019 n° 210.179/2019; JCNE 2021 n° 201.469/2022], CNPq PQ 2022 Processo nº 304837/2021-0, CNPq 407628/2022-3 edital 39/20222, e CNPq 441837/2024-7 edital 17/2024 coordenado pelo professor doutor Anderson Costa dos Santos/UERJ; e Petromagmatismo-Petrobras (2017/00353-1) coordenado pelo professor doutor Sérgio Castro Valente/UFRRJ. Ambos projetos almejaram caracterizar as intrusões alcalinas do estado do Rio de Janeiro tendo petrografia, geoquímica elementar e isotópica, geocronologia e geofísica como métodos principais.

Dos projetos em questão, quatro subprodutos foram e estão sendo gerados, são eles:

 Vargas, C. 2023. Estudo das texturas cumuláticas das rochas do Complexo Alcalino Morro de São João, Casimiro De Abreu – RJ. Trabalho de conclusão de curso. Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro.

Gava, A. 2023. Complexo Alcalino do Morro de São João:
 Aspectos litogeoquímicos. Trabalho de conclusão de curso.
 Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro.

 Dissertação de mestrado do discente André Gava – UFRRJ que objetiva calcular o calor radioativo que provém dos minerais radiométricos do complexo por meio dos dados gamaespectrométricos. Defesa prevista para 2025.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO

O alinhamento PCCF, o Terreno Cabo Frio do Orógeno Ribeira, bem como a formação do Rifte Continental do Sudeste do Brasil (RCSB) são eventos, tectônicos e magmáticos, importantes e que devem ser levados em consideração para o entendimento da gênese do MSJ.

O capítulo em questão tem como propósito apresentar uma compilação de trabalhos que abordam a formação desses eventos e apontar as individualidades e importâncias, a fim de contribuir para as discussões acerca dos modelos evolutivos para a formação do MSJ.

2.1 Alinhamento Alcalino Poços de Caldas – Cabo Frio

No Cretáceo Inferior, na região onde hoje é o sudeste brasileiro e sudoeste africano, após um longo tempo de estabilidade tectônica, ocorreu uma série de enxames de diques que resultaram na quebra do Gondwana e, subsequente, na abertura do Oceano Atlântico (ALMEIDA et al., 2021). Após esse evento, áreas elevadas se tornaram isostaticamente instáveis e seu colapso gravitacional resultou em várias bacias tafrogênicas do estado do Paraná ao norte Rio de Janeiro, o Rift Continental do Sudeste do Brasil (RCSB - RICCOMINI, 1989, RICCOMINI et al., 2004 e 2005). Com a intensa formação de zonas de cisalhamento, falhas normais à linha de costa durante o Paleógeno e falhas transcorrentes no Neógeno foram reativadas ao longo da Faixa Ribeira (ALMEIDA 1976, 1983; RICCOMINI, 1989; RICCOMINI et al., 2004; ZALÁN & OLIVEIRA, 2005).

Neste período, as atividades magmáticas ao longo do sudeste brasileiro, mais precisamente na Serra do Mar, além de diversas intrusões de diques, são intimamente associadas ao desenvolvimento do RCSB. O MSJ está inserido no Gráben da Barra de São João (MOHRIAK & BARROS, 1990; MOHRIAK, 2004), último segmento, a leste, do RCSB. O magmatismo alcalino do Cretáceo Superior e Paleoceno na Plataforma Sul-Americana compreende uma série de províncias alcalinas no sudeste do Brasil, a Província Alcalina da Serra do Mar (PASM - ALMEIDA, 1983). Riccomini et al., (2004 e 2005) dividiram as províncias alcalinas da PASM em duas. Tal divisão se basearam no controle estrutural onde os corpos estão inseridos e na variação de idades, são elas:

> a) Serra do Mar Setor Norte que compreende o litoral do estado de São Paulo e porção da Serra da Mantiqueira até a borda da bacia do Paraná;

> b) Alinhamento Alcalino Poços de Caldas - Cabo Frio (PCCF -RICCOMINI et al., 2005) que, anteriormente, recebia o nome de Alinhamento Magmático Cabo Frio (SADOWSKI & DIAS NETO, 1981; ALMEIDA, 1991), e se localiza no sul do estado de Minas Gerais e se estende até o litoral do estado do Rio de Janeiro.

Para este trabalho, as discussões serão concentradas ao PCCF. O alinhamento em questão possui *trends* estruturais WNW-ESE e consiste em uma série de plútons que inclui o MSJ em seu extremo oriental (Figura 2). Além dos plútons que integram o alinhamento, há estruturas subvulcânicas, como soleiras e diques, tanto máficas quanto félsicas, que ocorrem dispersas ao longo do alinhamento alcalino e invadem principalmente as rochas gnaissicas do embasamento (VALENÇA, 1980; VALENTE, 1997).

As intrusões do PCCF são essencialmente compostas por sienitos félsicos ricos em nefelina com afinidade potássica, por vezes portadores de pseudoleucita. As rochas máficas (malignito e gabros) ocorrem de forma expressiva no MSJ (BROTZU et al., 2007; MOTA, 2012; FAGUNDES, 2020) e em pequena parte no Morro dos Gatos (MONTEIRO, 2021).



Figura 2: Mapa simplificado e esquemático dos compartimentos tectônicos e as intrusões do PCCF, com destaque para o MSJ.

Legenda: 1) Cráton do São Francisco; 2) Faixa de Dobramentos de Brasília; 3) Terreno de Cabo Frio; 4) Terreno Oriental - Domínio Costeiro; 5) Terreno Oriental - Arco Magmático do Rio Negro; 6) Klippe do Paraíba do Sul; 7) Terreno Ocidental; 8) Bacia do Paraná; 9) Corpos alcalinos do Cretáceo Superior ao Eoceno; 10) Bacias sedimentares do RCSB: A - São Paulo; B - Taubaté; C - Resende; D - Volta Redonda; E - Macacu; F - Itaboraí; G - Barra de São João; 11) sedimentos Cenozoicos; 12) falhas reversas, nappes; 13) PCCF; 14) limites dos grabens da RCSB. Na linha tracejada que representa o alinhamento, as intrusões alcalinas são: 1 - Pocos de Caldas (74,6 Ma -40K/40Ar - ULBRICH et al., 2003); 2 - Passa Quatro (66,7 Ma - 40K/40Ar - SONOKI & GARDA, 1988); 3 - Itatiaia (70 Ma – U-Pb - ROSA & RUBETTI, 2018); 4 - Morro Redondo (74,3 Ma - ⁴⁰K/⁴⁰Ar - MOTA, 2012); 5 - Marapicu (80 Ma - ⁴⁰Ar/³⁹Ar - MOTA, 2012); 6 - Mendanha (64, 1 Ma - 40 Ar/39 Ar - MOTA, 2012); 7 - Tinguá (67,9 Ma - 40 K/40 Ar - SONOKI & GARDA, 1988); 8 - Itaúna (64,4 Ma - 40K/40Ar - SONOKI & GARDA, 1988); 9 - Soarinho (62 Ma - ⁴⁰K/⁴⁰Ar - THOMPSON et al, 1998); 10 - Tanguá (68,4 Ma -⁴⁰K/⁴⁰Ar - SONOKI & GARDA, 1988); 11 - Rio Bonito (68,4 Ma - ⁴⁰K/⁴⁰Ăr - SONOKI & GARDA, 1988); 12 - Ilha de Cabo Frio (68,4 Ma - 40K/40Ar - MOTOKI et al., 2013); 13 -Morro de São João (64,8 Ma ⁴⁰K/⁴⁰Ar - MOTA et al., 2012).

Fonte: Modificado de Heilbron et al., (2004a e 2016).

2.2 Terreno Cabo Frio

A Orogenia Ribeira (Faixa Ribeira) é um orógeno colisional que se desenvolveu em vários episódios da convergência da Orogenia Brasiliana – Panafricana durante o Neoproterozoico – Cambriano, com últimos estágios ocorrendo no Ordoviciano Inferior e que afetam sedimentos meso a neoproterozóios e o embasamento paleoproterozoico (HEILBRON et al., 2016). Está inserido na Província Mantiqueira, sendo limitada a N pela porção meridional do Cráton do São Francisco, NW pela Faixa Araçuaí, a SW pela Faixa Brasília Meridional e a S pelo Cráton de Luiz Alves (vide Figura 2).

O Orógeno Ribeira é dividido em quatro terrenos tectonoestratigráficos: Cabo Frio, Oriental, Paraíba do Sul-Embú e Ocidental (HEILBRON et al., 2016 e 2020a). O Terreno Cabo Frio, onde o MSJ está inserido, é composta por uma variedade de litologias, incluindo rochas metamórficas de alto grau, com predomínio de ortognaisses migmatíticos paleoproterozoicos e granitóides fracamente foliados de ca. 1,9 Ga, o Complexo Região dos Lagos (ZIMBRES et al., 1990; FONSECA, 1993; SCHMITT et al., 2004; MACHADO et al., 2017), além de intrusões magmáticas e depósitos sedimentares quaternários.

Ele foi amalgamado ao Terreno Oriental da Faixa Ribeira em *ca*. 535 e 510 Ma (SCHMITT et al., 2004, 2008a, 2008b; FERNANDES et al., 2015, HEILBRON et al., 2016) no encaixe chamado M2 ou orogenia de Búzios.

A evolução do Terreno Cabo Frio envolve episódios de deformação e metamorfismo de alto grau relacionados à colisão entre blocos continentais durante o Neoproterozoico. Heilbron et al., (2004) sugerem que esse terreno foi submetido a condições de metamorfismo granulítico, com temperaturas acima de 700°C, indicando um ambiente tectônico de alta pressão e temperatura típico de zonas de sutura. Essas condições estão associadas ao fechamento de oceanos e à subsequente colisão entre os paleocontinentes que formaram o Gondwana.

O magmatismo no Terreno Cabo Frio também desempenha um papel fundamental em sua evolução (ALMEIDA et al., 2013). Segundo Schmitt et al., (2004), intrusões graníticas e migmatitos são abundantes na região e registram tanto a atividade magmática sin-orogênica quanto pós-orogênica. Esses granitos apresentam características geoquímicas típicas de ambientes tectônicos compressivos e extensivos, marcando os estágios iniciais e tardios do evento Brasiliano. A interação entre o magmatismo e o metamorfismo é evidente na formação de migmatitos, que refletem fusão parcial das rochas crustais.

Os diques máficos, principalmente compostos basalto e lamprófiros, possuem composição toleítica e características geoquímicas que os associam a magmas de origem mantélica. Essas intrusões são amplamente reconhecidas como marcas do magmatismo tardi ou pós-tectônico associado à fragmentação do Gondwana durante o Mesozoico (HEILBRON et al., 2016). Este magmatismo reflete processos de extensão crustal e ascensão de material mantélico quente.

Além das rochas metamórficas e magmáticas, o Terreno Cabo Frio é recoberto por depósitos sedimentares quaternários, especialmente ao longo da costa e em planícies aluviais. Esses depósitos registram a influência de processos erosivos e sedimentares recentes, associados a variações do nível do mar do Quaternário (HEILBRON et al., 2016).

2.3 Trabalhos anteriores

Uma das primeiras referências à geologia do MSJ foi feita por Oliveira (1952), onde o autor caracteriza as rochas do então, Morro Grande de São João, como de composições sieníticas e nefelíniticas. Amaral et al., (1967) apresentaram dados geocronológicos de duas amostras do MSJ, datando 58,7 Ma para um malignito e 60 Ma para um nefelina sienito.

No final da década de oitenta, Sonoki & Garda (1988) publicaram um dos principais trabalhos sobre as idades (⁴⁰K-⁴⁰Ar) dos principais corpos alcalinos do sul do Brasil, incluindo o MSJ. Nos dias atuais, tal trabalho ainda possui extrema relevância.

37

Em 1998, o Serviço Geológico do Estado do Rio de Janeiro (DRM/RJ), lançou o mapa geológico do estado do Rio de Janeiro em escala 1:400.000, baseado em imagens de satélite, delimitando o MSJ e colocando as rochas metamórficas encaixantes no chamado "Complexo do Litoral Fluminense".

Apenas no início dos anos 2000, foram publicados os primeiros dados isotópicos de Sr e Nd das rochas alcalinas do MSJ apresentados por Brotzu et al., (2007). Os autores sugeriram que as razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0,7048 a 0,7061) e ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd (0,51231 a 0,51239) são semelhantes às assinaturas isotópicas dos complexos alcalinos do Sudeste do Brasil, o que pode significar fontes equivalentes para a formação delas.

O trabalho mais recente publicado (MOTA et al., 2009 e 2012) apresenta as composições isotópicas de Nd e Sr correspondente às assinaturas de reservatórios do manto EM I (*Enriched Mantle I*), sugerindo uma fonte de manto astenosférico enriquecido com baixos valores de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (de 0,7049 a 0,7061) e baixo ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd (de 0,512361 a 0,512428). Os valores de ENd variam de -4 a -5,5, indicando um reservatório mantélico enriquecido anômalo, confirmado pelos altos valores de idades do modelo (entre 730-830 Ma), muito diferentes das idades de resfriamento de 72-56 Ma (⁴⁰K-⁴⁰Ar).

Os mapas geológicos mais importantes publicados são do DRM-RJ (1998 – Figura 3), Brotzu et al., (2007 – Figura 4) e Mota (2012 – Figura 5). Eles não fazem distinção das variedades faciológica do complexo. DRM (1998) agrupou todos as rochas num grupo chamado "Rochas Alcalinas". Mota (2012) nomeou como "Rochas Alcalinas Indiferenciadas".

Esses mesmos autores descrevem a ocorrência de brecha magmática, pseudoleucita e a variedade litológica de acordo com as características geoquímicas. Além disso, reconhecem o MSJ como um complexo alcalino com rochas félsicas, máficas e ultramáficas sendo os principais representantes sienitos, com ou sem nefelina, álcali-sienito, monzonito, malignito, shonkinito, gabro alcalino e clinopiroxenito.

Mais recentemente, Fagundes (2020) propôs um mapa para o MSJ baseado em sua distribuição faciológica evidenciando um carácter circular concêntrico entre as fácies mapeadas (Figura 6).

Trabalhos de geofísica tendo o MSJ como foco principal são escassos. Dados gravimétricos, associados a dados magnéticos e uma linha sísmica 2D,
utilizados por Adriano et al., (2014) sugeriram uma nova estrutura estrutural para o gráben onde o complexo está inserido. Novas interpretações permitiram a identificação de um complexo sistema de falhas além da existência de corpos alongados ultradensos e fortemente magnetizados. No entanto, como este trabalho é de natureza regional, não há detalhamento do complexo.

Avaliações da radioatividade natural, também de caráter regional, foi proposta na região onde o complexo está localizado (SA, et al., 2017). No processamento dos dados aeroradiométricos, os autores observaram as maiores contagens radioativas associadas a granitos e gnaisses presentes no Domínio Tectônico de Cabo Frio e no Terreno Paraíba do Sul (HEILBRON et al., 2016). O MSJ possui uma assinatura radiométrica do canal de potássio bem significativa, o que o torna evidente no processo de identificação e interpretação.



Figura 3: Primeiro mapa geológico do Morro de São João publicado.

Fonte: Modificado de Serviço Geológico do Estado do Rio de Janeiro (1998).



Figura 4: Mapa geológico do Morro de São João.

Fonte: Modificado de Brotzu et al., (2007).

Figura 5: Mapa geológico do Morro de São João.



Fonte: Modificado de Mota (2012).



Figura 6: Mapa Faciológico proposto or Fagundes (2020) para o MSJ.

3 MATERIAIS E MÉTODOS

Para atingir os objetivos propostos pelo trabalho os procedimentos foram divididos em etapas e técnicas para obtenção dos dados a serem analisados, integrados e interpretados e, conseguinte, legitimar a pesquisa.

O capítulo em questão enumera e descreve cada uma dessas etapas, são elas: levantamento bibliográfico, campanhas de campo, aquisição de dados geofísicos, preparação e processamento de amostras, e análises petrográficas, de química mineral, litogeoquímicas, isotópicas e geocronológicas.

3.1 Atividades

3.1.1 Revisão bibliográfica e etapas laboratoriais

A revisão bibliográfica é a primeira etapa da pesquisa, porém não se limita apenas no início do estudo, pelo contrário, foi realizada em tempo integral até a conclusão do volume desta tese.

A busca de dados para estudo, interpretações e discussões se deu em periódicos e revistas científicas nacionais e internacionais, cujo tema está em torno das análises petrográficas e geoquímicas dos corpos alcalinos em geral (félsicos e máficos).

As pesquisas, inicialmente, tiveram como objetivo uma grande revisão sobre a geologia regional (Terreno Cabro Frio e PCCF, por exemplo), e conseguinte, temas mais particulares, como petrogênese de rochas alcalinas e modelagem geoquímica. Posterior as primeiras buscas bibliográficas, foi efetuado a primeira campanha de campo. As etapas da campanha de campo são descritas com detalhe no item seguinte, 2.1.2 – Campanha de Campo.

As etapas laboratoriais preliminares foram realizadas nas dependências do Museu Nacional/UFRJ (projeto do mestrado), Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ), Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro (UFRRJ), Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ) e de empresas contratadas que serão discriminadas no item 2.2 – Métodos.

3.1.2 Campanha de campo

Na etapa pré-campo, para a elaboração das cartas geológicas, as bases topográficas utilizadas foram retiradas do banco de dados do Projeto RJ-25 do IBGE, tratadas, ajustadas e editadas pelo corpo técnico do Laboratórios de Estudos Tectônicos (LET) na UERJ, por meio dos *softwares* ArcGIS 10.6 e CorelDraw X8.

Após as compilações de trabalhos anteriores e elaboração da carta imagem e mapa topográfico, as campanhas de campo foram divididas em quatro etapas. A primeira etapa realizada no mês de outubro do ano de 2018 baseou-se em uma primeira interpretação quanto às características geomorfológicas e descrição da litologia local.

Nos três dias desta primeira etapa, amostras representativas de cada fácies coletadas dentro dos quarenta e três pontos mapeados, no setor leste e sudeste do complexo, foram subdivididas para futuras classificações. Na segunda etapa de campo, realizada no mês de setembro de 2019, o setor sul, sudoeste e oeste mapeados contemplaram pontos concentrados ao longo da estrada que circunda o corpo. Foram feitos vinte pontos nos três dias de campo. Na terceira etapa de campo, novembro de 2019, se deu, exclusivamente, para setorizar a predominância das fácies para assim, traçar contatos e confeccionar o mapa geológico. Trinta e dois pontos foram feitos totalizando noventa e cinco pontos ao longo de toda área estudada. A quarta etapa de campo foi realizada apenas para coleta de amostra para execução das análises geocronológicas. Dez amostras foram coletadas e somadas as noventa e cinco dos campos anteriores.

A parte central do complexo necessita de uma logística e métodos de mapeamentos mais elaboradas, visto que, além possuir propriedades privadas nos principais inícios de trilhas que dão acesso à parte central, é formada por uma vegetação densa (bioma Mata Atlântica) e, em tempos anteriores, foi área de caça ilegal com inúmeras armadilhas instaladas ao longo dá área, o que limita a entrada, manejo e quaisquer intervenções humanas, além de pôr em risco a vida das pessoas que adentram o complexo.

Para realizar o mapeamento em detalhe do MSJ e, por conseguinte a confecção do mapa geológico, a análise geomorfológica, principalmente da rede de drenagem, se fez de extrema necessidade e importância. A demarcação dos blocos e matacões com mesmas características faciológicas e sua disposição areal nos diversos setores do complexo foi o método utilizado atrelado aos dados de gamaespectrometria aérea e terrestre.

3.2 Métodos

3.2.1 Geofísica

3.2.1.1 Magmetometria

Os dados de campo aqui utilizados foram obtidos a partir de um levantamento aerofotogramétrico no estado do Rio de Janeiro, e fornecidos pelo Serviço Geológico do Brasil (SGB) do Projeto Aerogeofísico 1117 – Rio de Janeiro (CPRM, 2012), disponibilizados no formato XYZ na plataforma online GEOSGB (2022). O levantamento abrange uma área de aproximadamente

32.000 km² entre as latitudes -20°/-23° e longitudes -44°/-41,5° referidas ao datum WGS-84. A altura de voo é de 100 m acima do solo. As linhas de entrada e de saída estão espaçadas a 500 m e 10 km com orientação N-S e E-W, respetivamente. Para a aplicação do MSJ, foram utilizadas uma área limitada às latitudes -22,5°/-22,6° e longitudes -42,01°/-42,06°, totalizando um número de 38.000 observações. A direção principal do campo geomagnético na época do levantamento para esta área era igual a -39,06° e -22,71 para a inclinação e declinação, respetivamente. Os dados brutos das anomalias do campo total (não mostrados) foram interpolados em um *grid* de 600 x 12 (7.200 pontos) com um espaçamento de 49 m (norte) e 502 m (leste), respetivamente, juntamente com as direções norte e leste.

O método utilizado para estimar a direção da magnetização total com base na correlação cruzada foi segundo Jian et al., (2022). Os mapas gerados a apartir dos valores encontrados foram processados via linguagem de programação (*Python*).

3.2.1.2 Gamaespectrometria

Os dados gamaespectrométricos, também adquiridos pelo site da CPRM, do Projeto Aerogeofísico 1117 – Rio de Janeiro (CPRM, 2012), foram processados no *software* Oasis Montaj da Geosoft Inc. versão 7, por meio da criação de banco de dados (gdb) sendo os mapas gerados pela interpolação de mínima curvatura, resultando nos mapas dos canais de K (%), equivalente em Tório em ppm (eTh) e eU (ppm). A partir da combinação destes três canais, foram gerados mapas das razões eTh/K, eU/K e eU/eTh e Mapa da Imagem Ternária no padrão RGB (*Red, Green, Blue*).

O Mapa da Imagem Ternária (RGB) foi utilizando como base para a extração dos perfis gamaespectrométricos na plataforma do Oasis Montaj e a imagem de visualização em perspectiva 3D foi gerada no *software* livre QGIS por meio do *plugin* Qgis2threejs, utilizando como base Modelos Digitais de Elevação (MDE) com sombreamento artificial (*hillshade*) nas direções dos azimutes 315°, 90°, 45° e 135°. Os MDEs foram gerados a partir de imagens

do Projeto SRTM - *Shuttle Radar Topography Mission,* disponibilizadas no banco de dados TOPODATA (2022).

Cada mapa de radioelementos traz informação sobre a distribuição dos mesmos sob a superfície/subsuperfície, o que, aliado a critérios de interpretação geomorfológica e geológica, auxiliam a traçar os limites geológicos.

3.2.2 Processamento das amostras

Em um quantitativo, 105 amostras foram coletadas em quatro campanhas de campo ao longo do complexo. Oitenta e nove foram selecionadas para análise petrográfica e dessas, 13 para análise de química mineral, 32 para as análises litogeoquímicas, 14 para análises isotópicas e 6 para datação pelo método U-Pb. Tais amostras se mostraram mais representativas de todo o complexo e são o somatório das amostras do projeto de mestrado e o presente doutorado.

O processo de laminação, polimento, catação de grãos (zircão) e pulverização das amostras foram realizados, respectivamente, no Laboratório de Laminação do Museu Nacional/UFRJ e Laboratório Geológico de Preparação de Amostras (LGPA) – UERJ, para as amostras do projeto do mestrado. Para as amostras do doutorado, as destinadas para datação foram processadas no LGPA e processo de confecção das lâminas delgadas, polimento e pulverização foram realizados pela empresa contratada SOLINTEC – Serviços em Geologia Integrados. As amostras destinadas para geoquímica isotópica foram processadas no laboratório *Johnson Mass Spetrometer Lab.*, no Novo México, Estados Unidos.

As lâminas petrográficas foram examinadas sob luz transmitida de microscópio petrográfico convencional. A investigação se deu via análise semi quantitativa referente à proporção modal média de 8 a 10 visadas, aproximadamente, em cada lâmina delgada. As porcentagens foram recalculadas para 100% da proporção modal para Álcali-feldspato, Plagioclásio e Foides e, posteriormente, Álcali-feldspato, Foides e Máficos. Os critérios classificatórios para descrições macroscópicas utilizados foram definidos pela Subcomissão da Sistemática de Rochas ígneas da IUGS (*International Union of Geological Sciences),* Streckeisen (1976) e Le Maitre (2002). A seguir, a Tabela 1 exibe as cores adotadas no presente trabalho para as rochas do MSJ:

Rocha	Cor
Álcali-feldspato sienito com nefelina	Magenta
Nefelina sienito	Azul-índigo
Nefelina monzosienito	Verde-musgo
Sienito com nefelina	Preta
Malignito	Vermelha
Shonkinito	Roxo
Essexito	Azul-celeste
Fonolito	Amarela
Traquito	Laranja

Tabela 1: Legenda de cores adotadas no trabalho para representar as rochas do Morro de São João.

Fonte: A autora, 2024.

3.2.4 Química mineral

Técnicas de microscopia eletrônica por dispersão de energia (EDS -Energy-Dispersive X-ray Spectroscopy) e detecção de comprimento de onda (WDS - Wavelength Dispersive Spectrometer) foram utilizadas para realizar a caracterização química, semiquantitativa e quantitativa, de minerais como clinopiroxênio, anfibólio, feldspato, granada, mica e óxido de Fe e Ti.

Para análise em WDS, o aparelho utilizado foi um *JEOL JXA-8230 5*spectrometer, do LABSONDA, na UFRJ. Os parâmetros experimentais utilizados consistiram em duas condições analíticas diferentes: 15 kV e 20 kV, especificamente para os óxidos. A corrente elétrica utilizada foi de 20 nA, acompanhada de um diâmetro de feixe de 1 µm. O laboratório empregou os procedimentos analíticos descritos no MINM25-53, *Mineral Standard of Astimex Scientific Limited*, utilizando minerais naturais e sintéticos como padrões de referência.

As classificações e nomenclaturas de todos os minerais analisados são de acordo com o IMA - CNMNC (*International Mineralogical Association -Commission on New Minerals, Nomenclature and Classification*).

O feldspato e óxido foi calculado utilizando tabelas do *Microsoft Excel* disponíveis em https://www.gabbrosoft.org/spreadsheets/. O cálculo do número de cátions, para feldspato, e fórmulas estruturais foram realizados segundo Deer et al., (1992).

As fórmulas químicas, bem como classificação da granada foi determinada fazendo uso de uma tabela da *Microsoft Excel* proposta por Locock (2008).

Os cálculos para classificação clinopiroxênio das rochas do MSJ foram feitos por uma série de tabelas no programa *Microsoft Excel* propostas por Sturm (2002), o PX-NOM. São utilizadas fórmulas estruturais dos clinopiroxênio, tendo em conta a alocação do Fe²⁺ e Fe³⁺. A concentração de Fe³⁺ foi calculada de acordo com Droop (1987).

Os adjetivos modificadores (STURM, 2002 – Tabela 2) sugeridos pela Subcommittee on Pyroxenes do IMA e está exemplificada a seguir:

Cátion	apfu	Adjetivo
Al ³⁺	> 0,10	Aluminian
Ca ²⁺	> 0,10	Calcian
Cr ³⁺	> 0,01	Chromian
Fe ²⁺	> 0,10	Ferroan
Fe ³⁺	> 0,10	Ferrian
Li+	> 0,01	Lithian
Mg ²⁺	> 0,10	Magnesian
Mn ²⁺	> 0,10	Manganoan
Mn ³⁺	> 0,01	Manganian
Na⁺	> 0,10	Sodian
Ni ²⁺	> 0,01	Nickeloan
Si ⁴⁺	< 1,75	Subsilicic
Ti ³⁺	> 0,01	Titanoan
Ti ⁴⁺	> 0,10	Titanian
Zn ²⁺	> 0,01	Zincian

Tabela 2: Adjetivos modificadores acordados segundo *Subcommittee on Pyroxenes* que são utilizados adicionalmente aos nomes dos clinopiroxênios.

Legenda: afpu: atoms per formula unit - átomos por unidade de fórmula

Para o grupo dos anfibólios, os cálculos para classificação foram feitos por uma série de tabelas no programa *Microsoft Excel*, AMPH2012, propostas por Locock (2014) e nomenclatura segundo Hawthorne et al., (2012). O programa é a ferramenta oficial de classificação segundo a *Subcommittee on Amphiboles* do IMA e converte a composição do mineral (wt. %) em unidade de átomos por fórmula (apfu). A proporção de Fe³⁺ é calculada segundo Hawthorne et al., (2012) pela razão Fe³⁺/ Σ Fe.

Os prefixos (HAWTHORNE et al., (2012) – Tabela 3) são sugeridos pelo Subcommittee on Amphiboles e está exemplificada a seguir:

Proporção catiônica (apfu)	Prefixo
CI > OH, F	Chloro
^c Cr > ^c Al, ^c Fe ³⁺ , CMn ³⁺	Chromio
^C Fe ³⁺ > ^C AI, ^C Cr, ^C Mn ³⁺	Ferri †
^c Fe ²⁺ > ^c Mg, ^c Mn ²⁺	Ferro
F > OH, CI	Fluoro
^c Mg > ^c Fe ²⁺ , ^c Mn ²⁺	Magnesio
^c Mn ²⁺ > ^c Mg, ^c Fe ²⁺	Mangano
^c Mn ³⁺ > ^c Al, ^c Cr, ^c Fe ³⁺	Mangani
$^{W}O^{2-}$ > OH + F + Cl	Охо
^A K > ^A Na, ^A Ca, ^A □	Potassic
^c Zn > ^c Mg, ^c Fe ²⁺	Zinco

Tabela 3: Prefixos acordados segundo Subcommittee on Amphiboles que são utilizados adicionalmente aos nomes dos anfibólios.

_

Legenda: † Quando se sabe que o Fe³⁺ está envolvido na desidrogenação (eliminação do hidrogênio) pode meio do oxo-componente ($^{W}O^{2}$), o prefixo ferri- é atribuído com base em [$^{C}Fe^{3+} - {}^{M(1,3)}Fe^{3+}$] se o ${}^{M(1,3)}Fe^{3+}$ for conhecido. Se o oxo-componente não for conhecido, o *ferri-* é atribuído com base no $^{C}Fe^{3+}$; C , A e W correspondem aos sítios da fórmula química geral dos anfibólios: AB₂C₅T₈O₂₂W₂.

A seguir, na Tabela 4, estão listadas as fórmulas dos membros finais dos anfibólios cálcicos e seus respectivos nomes segundo Hawthorne et al., (2012).

Tabela 4: Fórmulas dos membros finais dos anfibólios cálcicos e seus respectivos nomes segundo Hawthorne et al., (2012). *Rootname*4, que foi a classificação de alguns dos anfibólios pertencentes ao MSJ, está destacado em negrito.

Ca ₂ Mg ₅ Si ₈ O ₂₂ (OH) ₂ - Tremolita
Ca ₂ (Mg ₄ Al)(Si ₇ Al)O ₂₂ (OH) ₂ - <i>Magnesio</i> -hornblenda
Ca ₂ (Mg ₃ Al ₂)(Si ₆ Al ₂)O ₂₂ (OH) ₂ - Tschermakita
NaCa2Mg5(Si7Al)O22(OH)2 - Edenita
NaCa2(Mg4AI)(Si6Al2)O22(OH)2 - Pargasita
NaCa₂(Mg₃Al₂)(Si₅Al₃)O₂₂(OH)₂ - Sadanagaíta
CaCa2(Mg4Al)(Si5Al3)O22(OH)2 - Cannilloita
NaCa₂(Mg₄Ti)(Si₅Al₃)O₂₂(OH)₂ - <i>Rootname</i> 4
Pb ²⁺ Ca ₂ (Mg ₃ Fe ³⁺ ₂)(Si ₆ Be ₂)O ₂₂ (OH) ₂ - Joesmithita
Ca ₂ Fe ²⁺ ₅ Si ₈ O ₂₂ (OH) ₂ - <i>Ferro</i> -actinolita
Ca ₂ (Fe ²⁺ ₄ Al)(Si ₇ Al)O ₂₂ (OH) ₂ - <i>Ferro</i> -hornblenda
Ca ₂ (Fe ²⁺ ₃ Al ₂)(Si ₆ Al ₂)O ₂₂ (OH) ₂ - <i>Ferro</i> -tschermakita
NaCa ₂ Fe ²⁺ 5(Si ₇ Al)O ₂₂ (OH) ₂ - <i>Ferro</i> -edenita
NaCa ₂ (Fe ²⁺ ₄ Al)(Si ₆ Al ₂)O ₂₂ (OH) ₂ - <i>Ferro</i> -pargasita
NaCa2(Fe ²⁺ 3Al2)(Si5Al3)O22(OH)2 - <i>Ferro</i> -sadanagaíta
CaCa ₂ (Fe ²⁺ ₄ Al)(Si ₅ Al ₃)O ₂₂ (OH) ₂ - <i>Ferro</i> -cannilloita
NaCa₂(Fe ²⁺ ₄Ti)(Si₅Al₃)O₂₂(OH)₂ - Ferro- <i>rootnam</i> e4
Ca ₂ (Mg ₄ Fe ³⁺)(Si ₇ Al)O ₂₂ (OH) ₂ - <i>Magnesio-ferri</i> -hornblenda
Ca ₂ (Mg ₃ Fe ³⁺ ₂)(Si ₆ Al ₂)O ₂₂ (OH) ₂ - <i>Ferri</i> -tschermakita
NaCa2(Mg4Fe ³⁺)(Si6Al2)O22(OH)2 - <i>Magnesio-</i> hastingsita
NaCa2(Mg3Fe ³⁺ 2)(Si5Al3)O22(OH)2 - <i>Ferri-</i> sadanagaíta
CaCa2(Mg4Fe ³⁺)(Si5Al3)O22(OH)2 - <i>Ferri-</i> cannilloita
Ca ₂ (Fe2+ ₄ Fe ³⁺)(Si ₇ Al)O ₂₂ (OH) ₂ - <i>Ferro-ferri</i> -hornblenda
Ca ₂ (Fe2+ ₃ Fe ³⁺ ₂)(Si ₆ Al ₂)O ₂₂ (OH) ₂ - <i>Ferro-ferri</i> -tschermakita
NaCa ₂ (Fe2+ ₄ Fe ³⁺)(Si ₆ Al2)O ₂₂ (OH) ₂ - Hastingsita
NaCa2(Fe2+3Fe ³⁺ 2)(Si5Al3)O22(OH)2 - <i>Ferro-ferri</i> -sadanagaíta
CaCa2(Fe2+4Fe ³⁺)(Si5Al3)O22(OH)2 - <i>Ferro-ferri-</i> cannilloita

A classificação da mica foi segundo Mitchell (1995) e Vlach et al., (2018) e óxido, Wechsler et al., (1984).

Os mapas composicionais foram obtidos utilizando um Microscópio Eletrônico de Varredura – MEV com Field Emission Gun Scanning Electron Microscope - FEG-SEM modelo Sigma 300 VP, Zeiss, equipado com um detetor Backscattered Electrons - BSE no Centro de Tecnologia Mineral (CETEM). Estes mapas medem o nível de energia Kα do elemento presente no mineral e fornecem imagens correspondentes. Para realizar a detecção, foi utilizado um espectrómetro de fluorescência de raios X Bruker Quantax equipado com detectores de desvio de silício Xflash 6l60. Os parâmetros experimentais incluem uma tensão de 20 kV, um tamanho de abertura de 30 µm e uma distância de trabalho de 8,5 milímetros. As fotografias foram processadas utilizando o software Bruker conhecido como ESPRIT, versão 2.1.

3.2.5 Geoquímica elementar

Vinte e seis amostras do projeto de doutorado foram analisadas para elementos maiores por ICP-OES (Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectrometry) no equipamento Thermo Jarrell Ash ENVIRO II na ACTLABS Ltda. no Canadá. As calibrações foram realizadas usando sete materiais de referência certificados USGS (United States Geological Survey) e CANMET (Canadian Centre for Mineral and Energy Technology) preparados. Os elementos de terras-raras (ETR) e os elementos-traço selecionados foram determinados por ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) no equipamento Perkin Elmer Sciex ELAN 9000. As calibrações foram realizadas usando dez padrões de calibração sintéticos. Somados a essas 26 amostras, as 6 amostras trabalhadas no projeto de mestrado foram introduzidas no pacote para as análises de litogeoquímica. Estas foram analisadas na ALS Brasil Ltda. Os métodos utilizados foram (ICP-AES (Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometry) para a determinação dos elementos maiores, e Fusão de Borato de Lítio com análise por ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer), para determinação dos elementos-traço.

Os dados de LOI (*Loss On Ignition*) foram obtidos por diferenças percentuais de peso de amostras não inflamadas e inflamadas (a 1100 - 1200 °C). O ferro foi medido como Fe₂O₃^(T) (ferro total) devido à preparação da fusão da amostra.

O cálculo da Norma CIPW (CROSS, IDDINGS, PIRSSON & WASHINGTON, 1902) foi executado pela planilha Excel elaborada segundo Hollocher (2004). O recálculo do FeO e Fe₂O₃ para Fe₂O₃^{TOTAL} a fim de calcular a Norma CIPW foram feitos segundo Middlemost (1989). Para a classificação Total Álcali *vs.* Sílica (LE MAITRE, 2002), os elementos maiores foram normalizados na base anidra.

Os dados isotópicos de Sr, Nd, Pb e Hf foram obtidos no Johnson Mass Spetrometer Lab., (Laboratório de Isótopos da Universidade Estadual do Novo México). As amostras selecionadas foram pulverizadas e lixiviadas em HCI 6M durante 1 hora antes da análise isotópica para remover o Sr derivado alteração secundária. Foram dissolvidos 200 - 400 miligramas de pó de rocha utilizando os ácidos fluorídrico, nítrico e clorídrico. O Sr foi purificado por troca catiônica através de resina com HCI 2,5N. Os isótopos de Sr foram analisados utilizando um espectrómetro de massa de ionização térmica (TIMS - Thermal Ionization Mass Spectrometer) com cinco coletores Faraday em modo dinâmico com razões 86Sr/88Sr normalizadas para 0.1194 e padrão NBS 987 com 87Sr/86Sr = 0,710284 (n=2) e ⁸⁴Sr/⁸⁶Sr = 0,056427 (n=2). Os elementos terras-raras (ETR) foram purificados com resina de permuta catiónica e HCl 6,0 N. O Nd foi então separado/purificado dos restantes ETR utilizando uma resina HDEHP e HCI 0,25N. O Nd purificado foi então dissolvido em 1-2 ml de HNO3 a 2 % e analisado para 100 rácios utilizando um ThermoScientific Neptune com sete coletores Faraday em modo estático. Os isótopos de Nd foram normalizados para ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd = 0,7219 e a análise utilizou padrões JNdi-1 com ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.512109 (n=9) e ¹⁴⁵Nd/¹⁴⁴Nd = 0.348412 (n=9). O Pb foi purificado com resina de permuta aniónica e HBr 1,0 N. O Pb foi dissolvido em 1-2 ml de HNO3 a 2 % e o TI foi introduzido na amostra para obter uma razão Pb/TI entre 2-5 (WOLFF & RAMOS, 2003). As amostras foram analisadas para 100 razões utilizando um ThermoScientific Neptune em modo estático com cinco coletores de Faraday. Os resultados dos isótopos de Pb foram normalizados para 203 TI/ 205 TI = 0,41892 com padrões NBS 981 com 206 Pb/ 204 Pb = 16,931 (n=11), 207 Pb/ 204 Pb = 15,484 (n=11), 208 Pb/ 204 Pb = 36,673 (n=11).

As medições de Hf também foram efetuadas pelo *ThermoScientific Neptune* em modo estático, utilizando nove coletores de *Faraday*, seguindo os métodos de Yang et al., (2010). Os resultados dos isótopos de Hf foram normalizados para ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf = 0,282160 com o padrão JMC 475 = 0,282152 (n=11).

Para geração ds gráficos de petrografia, química mineral, geoquímica elementar e isotópica, o programa *Microsoft Excel*, GCDKit (Janoušek et al., 2003 e 2006) 6.0, Grapher 10 e programas de edição de imagens foram utilizados.

3.2.7 Geocronologia

Seis amostras foram selecionadas para datação pelo método U-Pb por zircão, no entanto, apenas duas mostraram potencial para datação. Tais amostras foram encaminhadas e tratadas no LGPA/UERJ e o Laboratório Multiusuário de Meio Ambiente e Materiais (MultLab/UERJ).

No LGPA/UERJ, as alíquotas das amostras destinadas à separação de minerais foram preparadas seguindo as seguintes etapas de processamento: lavagem, secagem e fragmentação por meio de um britador e moinho de disco; separação dos grãos pesados por meio de uma mesa vibratória hidrodinâmica; separação dos minerais magnéticos no separador eletromagnético Frantz, modelo LB-1; concentradas dos minerais pesados por densidade em bromofórmio e iodeto de metileno.

No MultiLab, o processamento iniciou com a separação manual dos cristais de zircão por meio de pinças utilizando lupa binocular convencional; montagem dos grãos nos *mounts*; metalização; obtenção das imagens por catodoluminescência (CL) e elétrons retroespalhados (BSE) em um Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) modelo Quanta 250 FEG acoplado a um Microscópio para catodoluminescência Leica.

Para obtenção de dados do sistema U-Th-Pb para datação em isótopos radioativos, o equipamento utilizado foi o Analyte G2 – Laser Ablation conectado ao Espectrômetro de Massa Multicoletor LA-ICP-MS (*Laser Ablation-Inductively Coupled-Mass Spectrometry*), modelo *Element* 2 [™], sob as condições *cool* de *gas*: 16.00 L/min; *Auxiliary gas*: 0.90 L/min; *Sample gas*: 1.200 L/min; com potência de 1200W.

Os softwares para redução de dados, GLITTER e iolite 4, processadores de dados de espectrometria de massa, foram utilizados para correção e normalização. Para geração de gráficos foi utilizado o programa IsoplotR.

4 **RESULTADOS**

O capítulo em questão descreve de forma sistemática todos os resultados dos métodos executados. Uma apresentação com uma nova interpretação quanto a geologia do MSJ por meio do mapa geológico, magnetométrico e gamaespectométrico inéditos para a área estudada, além da descrição dos resultados laboratoriais por meio de gráficos e diagramas. O mapa geológico e as tabelas com os dados integrais referente aos dados de campo e às análises são encontradas nos APÊNDICES 1 ao 7.

4.1 Campanha de campo

A área estudada foi delimitada nas coordenadas 23 S, UTM: 802500-808500/7502000-7507500 compreendendo a região de Casimiro de Abreu-RJ.

Vale ressaltar que a área mapeada possui desafios logísticos às atividades de campo. O complexo possui difícil acesso devido à densa vegetação do bioma Mata Atlântica, além de sua topografia acidentada. Além disso, a região foi historicamente utilizada como local para práticas de caça ilegal, o que implica em riscos à segurança e vida dos pesquisadores.

Com isso, os cento e quinze pontos apresentados no Mapa de Pontos a seguir (Figura 8 e APÊNDICE 1) exibem a concetração dos pontos ao redor do complexo de aproximadamente 10 Km² e em uma trilha que outrora era utilizada como atividade de *trekking*.





Fonte: A autora, 2024.

4.1.1 Descrição de feições e estruturas

O MSJ é rodeado por sedimentos quaternários dispostos em aluviões, onde decorrem atividades de mineração de areia para obras civis (Figura 9A), além de pecuária. No complexo, depósitos de tálus (Figuras 9B e C) e matacões métricos (Figuras 9D e E), especialmente dentro das drenagens e reentrâncias do corpo, se aglutinam ao atingir a base da encosta, encobrindo o contato do corpo alcalino com a rocha encaixante. A rocha encaixante, pertencente ao embasamento gnaissico do Terreno Cabo Frio – Faixa Ribeira, aflora em forma de regolito (Figura 9F) e é observado em pontos isolados ao NE, SE e S do complexo. O embasamento, por vezes, está associado a um corpo tabular traquítico, também em um estado elevado de alteração intempérica (Figura 9G). Neste ponto (806474E, 7502627N), o contato de ambos os corpos possui sentido leste (92º) com mergulho de médio ângulo (52°), única medida estrutural possível de ser feita ao longo de todo o complexo.

Há uma linha de elevação topográfica que atinge a altura de aproximadamente 400 m. Neste nível, há uma quebra de relevo acentuada onde é exibida uma área dissecada formando uma região côncava. Na área central, o complexo exibe um topo significativo com 728 m de altura e o sistema de drenagem é do tipo radial centrípeto, na região interna, e centrífugo, na região externa. As drenagens são rasas, curtas e íngremes, com profundidade média de 20 m, comprimento de 1,1 km e declive de 22° (MOTOKI et al., 2014). O contato do corpo alcalino com o embasamento foi feito de forma intuitiva a partir da base do complexo onde começa a elevação do relevo (vide Figura 1).

Uma característica marcante das rochas félsicas do complexo é a presença de caneluras (Figura 10A), sulcos oriundos do intemperismo, uma feição também observada em ouras intrusões alcalinas no estado do Rio de Janeiro, como Itatiaia (ROSA & RUBERTI, 2018) e Ilha de Cabo Frio (OLIVEIRA, 2019).

Estruturas tabulares como veios e diques/*sills* são observadas em todos os setores do complexo (Figuras 10B, C e D). Como o complexo é desprovido de afloramentos e, consequentemente, não possui informações estruturais, não é possível classificar as estruturas tabulares como diques ou *sills*. Tais estruturas possuem composição félsica e espessura variada, porém centimétrica, e estão associadas a todos as rochas ao longo do complexo.



Figura 8: Principais feições observadas no entorno e interior do MSJ.

Legenda: A) Lago situado a nordeste do complexo formado a partir de atividades de mineração para extração de areia; B e C). A principal forma de como as rochas do complexo afloram: depósito de tálus; D e E) Matacões encontrados ao longo do complexo; F e G) Forma como o embasamento gnaissico aflora: regolito em corte de estrada. Fonte: A autora, 2024. Figura 9: Caneluras e estruturas tabulares observadas no MSJ.



Legenda: A) A feição canelura encontrada em blocos félsicos ao longo do complexo; B) Estrutura tabular de coloração cinza e afanítica; C) Estrutura tabular félsica de composição não identificada; F) Dique de composição félsica ácida encontrada no afloramento do embasamento gnáissico.Fonte: A autora, 2024.

Evidências de interação de magmas de diferentes composições (Figura 11) são observados em blocos em toda extensão do complexo. Rochas máficas e félsicas em contato umas com as outras. Tais feições possuem tamanhos variados com contatos bruscos e poligonais (Figuras 11A, B, C e D), bordas de reação gerando formato arredondado e/ou variações difusas entre ambos (Figuras 11E e F).

Feições de assimilação também foram vistas em uma área nomeada como "Zona de Assimilação" (Figura 11G). Nesta zona, observam-se xenólitos do embasamento composto por biotita gnaisse (não amostrado), associados ao corpo sienítico. Esses são centimétricos e de formato anguloso. Além dessas estruturas, enclaves máficos (Figura 11H) com dimensão de aproximadamente 15 cm e de formato arredondado são observados sendo hospedeiro em uma rocha sienítica também máfica.



Figura 10: Feições de interação de magmas de diferentes composições encontradas no MSJ.

Legenda: A, B, C e D) Rochas máficas e félsicas em contato brusco e anguloso; E e F) Rochas máficas e félsicas em contato arredondado e difuso; G) Xenólitos do embasamento gnáissico; H) Enclave de rocha máfica de composição não identificada. Fonte: A autora, 2024.

4.1.2 Descrição faciológica

Como ferramenta para a confecção do mapa geológico foi utilizada a definição de Horstpeter et al., (2001) acerca de fácies petrográfica plutônica sendo uma unidade litoestratigráfica informal de menor hierarquia que pode ser reconhecida e descrita, na amostra de mão e no campo, pelas características mineralógicas, texturais e estruturais. A partir de todas as análises realizadas em campo, e com base na definição, as fácies mapeadas e definidas foram: Fácies Leucocrática, Fácies Mesocrática e Fácies Melanocrática. As mesmas podem ocorrem isoladamente ou associadas e são descritas a seguir:

- Fácies Leucocrática: Compreende as rochas com índices de cor entre 10 a 35 % de minerais félsicos. Neste grupo foram incluídas as rochas hololeucocráticas que possuem até 10 % de minerais máficos segundo Le Maitre (2002). As rochas representativas desse grupo são os álcali-feldspato sienito com nefelina e nefelina sienito.
- 2) Fácies Mesocrática: Compreende as rochas com conteúdo acerca de 35 a 65 % de minerais máficos. Os representantes desses grupos são os malignitos e shonkinitos.
- Fácies Melanocrática: Compreende as rochas com alto conteúdo de minerais máficos tendo como representante as rochas gabroicas como os essexitos com e sem textura cumulática.

4.2.1 Magnetometria

4.2.1.1 Processamento de dados magnéticos e estimativa da direção da magnetização total

Após interpolação, dados de anomalia de campo total (ACT) bruto são apresentados na Figura 12A. Como etapa de processamento, após remover o campo regional, obtém-se campo residual apresentado na Figura 12B.



Figura 11: Resultados do processamento e da estimativa da direção da magnetização total da área MSJ.

Legenda: A) Mapa ACT (nT) a partir dos dados brutos de anomalia (não mostrados); B) Mapa ACT residual (nT). Fonte: A autora, 2024.

Para estimar a direção da magnetização total, aplicou-se o método da correlação cruzada segundo Jian et al., (2022), correlacionando a redução ao Polo (RP) e o AGT calculados a partir da anomalia do campo total residual. Construiu-se um *grid* de orientações experimentais com inclinações de 5° a 90° e declinações de -180° a 180°, com um incremento de 0,5° para ambas. Após

tais etapas, fixou-se uma correlação máxima igual a 0,51. Este valor corresponde a uma direção de magnetização total de 57,5° e -79,5 para a inclinação e declinação, respetivamente.

Tais valores de direção de magnetização foram utilizados para interpretar os dados magnéticos (Figura 13). O campo RP (Figura 13A) exibe uma amplitude elevada centrada acima das fontes causais, demonstrando que a estimativa da direção de magnetização é fiável. O mapa de amplitude do gradiente total (AGT - Figura 13B) confirma a alta correlação entre essas duas quantidades potenciais, além de destacar quase as mesmas estruturas em ambos os resultados. Estes resultados demonstram resultados confiáveis e indicam um conjunto de fontes magnéticas causadoras principalmente na região que compõe o MSJ (a linha preta sólida na Figura 13A e na Figura 13B).

Figura 12: Resultados para a interpretação das assinaturas magnetométricas dentro da área do MSJ.



Legenda: A) Anomalia RP obtida a partir da estimativa da direção de magnetização; B) Campo AGT obtido a partir da anomalia RP. Área do MSJ é limitada pela linha preta sólida. Fonte: A autora, 2024.

3.2.2 Gamaespectrometria

No mapa do canal de potássio – K (%) (Figura 8A) é possível observar concentrações de potássio de até 236,8% nas rochas do Morro de São João.

Uma anomalia significativa é exibida e sua concentração está presente em todo maciço. Destaca-se sua maior concentração em locais de alto topográfico.

Os mapas dos canais de tório e urânio – eTh (ppm) eU (ppm) e suas anomalias estão representados nas Figuras 14B e C, respectivamente. É possível observar no mapa de canal de tório (Figura 14B) concentrações de até 32,56 ppm e uma concentração significativa à leste do complexo coincidindo com áreas de baixo topográfico. As concentrações de urânio (Figura 14C) estão em 3,41 ppm e sua concentração se limita no setor norte – noroeste a central-leste do maciço.

Foram gerados três mapas de razões entre os radioelementos K – Th – U, para auxiliar na interpretação dos dados gamaespectrométricos, quanto ao contraste desses elementos na área de pesquisa.

Em relação ao mapa de razão de Th/K (Figura 14D), são observados valores que variam de 2,17 a 184,76. Para o mapa da razão U/K (Figura 14E), os valores variam entre 0,25 a 22,14. Enquanto que, no mapa de razão U/Th (Figura 14F), os valores variam de 0,02 a 0,63. Nos mapas de razões Th/K e U/K observa-se o contraste onde o elemento K predomina.



Legenda: A) Mapa Radiométrico do canal de potássio; B) Mapa Radiométrico do canal de tório; C) Mapa Radiométrico do canal de urânio; D) Mapa Radiométrico da razão Th/K; E) Mapa Radiométrico da razão U/K; F) Mapa Radiométrico da razão U/Th. Fonte: A autora, 2024.

O Mapa Ternário (Figura 15) gerado utilizou a configuração do padrão RGB (RGB – *red, green e blue*), associando as cores vermelho (potássio em % em peso), verde (tório em ppm) e azul (urânio em ppm). No mapa é possível observar três anomalias:

 a) Anomalia 1: Representada pela cor em rosa que corresponde os maiores teores de potássio;

 b) Anomalia 2: Representada pela cor branca que corresponde a concentração de todos os três elementos (K, Th e U); e

C) Anomalia 3: Representada pela cor preta e corresponde a ausência da concentração dos elementos supracitados.

Figura 14: Mapa Ternário (K-U-Th) no padrão RGB para o MSJ.

Na Figura 16, a seguir, é apresentado um cruzamento dos dados das anomalias vistas no Mapa Ternário com o Modelo Digital de Elevação – MDE em 3D, feita com auxílio dos dados SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*) disponibilizados. Neste modelo é possível de observar que a Anomalia 2, descritas anteriormente e delimitada pelas linhas pontilhadas, equivalem ao

Fonte: A autora, 2024.

desnível topográfico característico do complexo, Figura 16A. Neste local, as drenagens radiais são centrípetas (para o centro do desnível) e perfis gamaespectrométricos gerados na direção N-S e E-W (Figura 16B) exibem a distribuição dos radioelementos ao longo do maciço.

Ambos perfis exibem uma concentração semelhante de todos os elementos na área onde é observada a Anomalia 2, se contrapondo nas áreas de máxima elevação com concentração máxima do elemento K. Outro padrão observado é o decréscimo destes elementos à medida que a topografia diminui. Contudo, no perfil A-A' de direção N-S a sessão mais ao norte exibe uma anomalia de alta concentração de U. Na mesma sessão, uma anomalia de concentração mínima deste mesmo elemento é observada ao sul.

Figura 15: Integração do Mapa Ternário com o Modelo Digital de Elevação – MDE e perfis gamaespectrométricos para MSJ.



Legenda: A) Mapa Ternário com o Modelo Digital de Elevação – MDE, com exagero vertical de 1,5 exibindo a anomalia que corresponde a concentração de todos os elementos. B)

Padrões dos perfis gamaespectrométricos exibindo a concentração de cada radioelemento ao longo do complexo. Fonte: A autora, 2024.

4.3 Petrografia

4.3.1 Descrição macroscópica

O MSJ é composto por uma gama extensa de rochas sieníticas, ricas em foide (nefelina), félsicas a máficas, associadas ou não à pseudoleucita e estruturas tabulares. Com exceção das rochas hipoabissais afaníticas, as rochas do complexo são, essencialmente, faneríticas, holocristalinas, inequigranulares e de granulação média a grossa (Figura 17). O termo "sienito máfico" é atribuído para se referir ao malignito que, por definição, é um sienito rico em foide e com mais de 30% de minerais máficos (LE MAITRE, 2002).

Figura 16: Litotipos representativos do MSJ.



Legenda: A) Essexito; B) Nefelina sienito; C) Malignito; D) Álcali-feldspato sienito com nefelina;
 E) Fonolito; F) Rochas portadoras de pseudoleucita.
 Fonte: A autora, 2024.

As rochas félsicas do MSJ possuem três grandes características: (1) se apresentam em blocos de grandes volumes, (2) se distribuem com frequência nas porções circundantes e na base do complexo; e (3) são isotrópicas, porém exibem variação textural, onde os tipos félsicos hololeucocráticas (álcalifeldspato sienito com nefelina, por exemplo) exibem uma granulação grossa. Enquanto os tipos félsicos leucocráticos que possuem uma tendência mesocrática (monzosienito com nefelina, por exemplo) possuem uma granulação média.

A olho nu não é possível distinguir os minerais máficos, porém é possível observar que possuem granulação grossa e cor verde escuro. Os grãos de álcali-feldspato possuem coloração banca, por vezes alaranjada, e nefelina acinzentada e de brilho fosco. Por vezes é observado veios de aplito seccionando os blocos. Titanitas prismáticas de cor caramelo e granulação média são distinguíveis nas análises macroscópicas.

As rochas máficas dispõe-se em blocos ao longo de todo o complexo, porém, são mais frequentes nas maiores cotas. São isotrópicas, porém, exibem dois padrões texturais distintos. Os tipos máficos mesocráticos (malignito, por exemplo) possuem granulação média e, visivelmente, é observado álcalifeldspato de coloração branca, nefelina acinzentada e cristais máficos tabulares de coloração verde escura. Em contrapartida, os tipos máficos melanocráticos (essexito, por exemplo) possuem granulação média a grossa e por vezes são seccionados por veios félsicos de coloração branca. É observado feldspatos esverdeados e anfibólios de granulação grossa, podendo chegar a 1 cm de diâmetro. Titanita de coloração caramelo pálido é observado em toda amostra, inclusive inserido nos cristais de anfibólio.

No complexo há dois tipos texturais de fonolito: isotrópico e porfirítico. Os fonolitos isotrópicos são acinzentados e afaníticos. Os fonolitos porfiríticos são acinzentados, matriz afanítica e fenocristais de de álcali-feldspato de coloração branca e de granulação média a grossa. Não foi realizada amostragem dos traquitos, visto que eles se encontravam desagregados pelo alto grau de intemperização.

No MSJ, as pseudoleucitas ocorrem tanto nas rochas félsicas quanto nas máficas. Esse intercrescimento de minerais em formato globular, quando presente nas félsicas, pode chegar a 5 cm de diâmetro, enquanto nos fonolitos e rochas máficas são menores e possuem cerca de 1 a 2 cm diâmetro. Não é possível a identificação mineral na estrutura globular, porém, ela é isotrópica, exibe um tom acinzentado e cristais máficos inclusos e circundantes nas bordas do glóbulo.

A partir da integração das observações de campo, descrição macroscópica das rochas e dados gamaespectrométricos é apresentado um novo mapa geológico para o MSJ que se encontra no APÊNDICE 2.

O novo mapa geológico do MSJ representa uma estimativa baseada nas observações realizadas em campo, sendo que a maioria dos contatos foi inferida e não diretamente identificada. As áreas designadas como Malignito, Nefelina Sienito e Litotipos Indiscriminados indicam a predominância dessas litologias, sem implicar necessariamente sua ocorrência integral.

4.3.2 Descrição microscópica

A mineralogia essencial do MSJ consiste em álcali-feldspato, essencialmente ortoclásio, plagioclásio-bytownita, nefelina, clinopiroxênio dos Grupos *Quad* e Ca-Na, anfibólio cálcicos, e como acessório titanita, apatita, granada e magnetita tinanífera e, subordinariamente, biotita-annita, carbonato, sulfeto e cancrinita. De acordo com o diagrama de classificação de rochas plutônicas QAPF (Quartzo – Álcali-feldspato – Plagioclásio – Foide, Streckeisen, 1976) as rochas analisadas são definidas como álcali-feldspato sienito com nefelina, nefelina sienito, sienito com nefelina, nefelina monzosienito, e essexito, além dos fonolitos e traquitos (Figura 18A) não plotados.

No entanto, sucedeu a necessidade de uma reclassificação. As amostras foram plotadas no diagrama AFM' (Álcali-feldspato – Foide – Máficas, Figura 18B) sugerida pela IUGS, onde é levado em consideração o conteúdo de minerais máficos (clinopiroxênio mais anfibólio). Esse diagrama é importante, visto que ele permite a classificação das rochas alcalinas máficas, o que não é possível no QAPF.

Com isso, as rochas máficas plutônicas do MSJ que, até então, eram classificadas no QAPF como nefelinas sienitos, são reclassificadas como malignitos e shonkinitos no diagrama AFM'. A tabela com ao cálculo modal de todas as amostras do MSJ estão no APÊNDICE 3.



Figura 17: Classificação modal das rochas alcalinos plutônicas do MSJ.

Legenda: A) Classificação segundo Streckeisen (1976), onde A: álcali-feldspato; P: Plagioclásio; F: Foide; 6': Álcali-feldspato-sienito com foide; 7': Sienito com foide; 8': Monzonito com foide; 9': Monzodiorito com foide ou monzogabro com foide; 10': Diorito com foide; 11: Foide-sienito; 12: Foidemonzosienito; 13: Foide-monzodiorito ou foide-monzogabro; 14: Foide-diorito ou Foide-gabro; 15: Foidolito; B) M' é definido como uma soma de minerais máficos; F: Foide; A: Álcali-feldspato. 1: Urtito; 2: Ijolito; 3: Foiaíto (ou Nefelina Šienito); 4: Melteigito; 5: Shonkinito; 6: Malignito; 7: Sienito com nefelina.

Fonte: Modificado de Streckeisen (1976) e IUGS.

4.3.2.1 Álcali-feldspato sienito com nefelina

Essas rochas (Figura 19) exibem textura inequigranular seriada regida por cristais de álcali-feldspato com formato tabular, bordas semipoligonais e nefelina subédrica, que por vezes é alterada para cancrinita. A textura inequigranular seriada se dá por duas populações de feldspato com granulação distintas, fina a média.

Subordinadamente, o clinopiroxênio do Grupo Quad sobrecrescido de anfibólio possui tom esverdeado e marrom, respectivamente. Os cristais são anédricos com bordas serrilhadas, tanto o clinopiroxênio no núcleo, quanto o anfibólio nas bordas. De uma forma geral, nas rochas félsicas, todo o conteúdo de clinopiroxênio possui sobrecrecimento de anfibólio. Ambos com granulação maior que a fase félsica de feldspato e nefelina.

Como fase acessório, zircão, titanita prismática de cor caramelo, melanita anédrica com zoneamento composicional, e magnetita titanífera. Ocasionalmente, sodalita e materiais de alteração intempérica.

Figura 18: Fotomicrografia do álcali-feldspato sienito com nefelina do MSJ com destaque para os cristais de melanita, clinopiroxênio do Grupo *Quad* com sobrecrescimento de anfibólio e álcali-feldspato.



Legenda: Álcali-feldspato sienito com nefelina a nicóis paralelos (A) e cruzados (B). Grt: Granada (melanita); Ttn: Titanita; Cpx: Clinopiroxênio; Amp: Anfibólio; Afs: Álcalifeldspato.
Fonte: A autora, 2024.
4.3.2.2 Nefelina sienito e sienito com nefelina

O agente discriminante entre essas duas rochas é teor modal de nefelina. Texturalmente, são semelhantes. Essas rochas apresentam textura inequigranular com cristais tabulares de álcali-feldspato com bordas semipoligonais e nefelina subédrica (Figura 20A). Clinopiroxênio do Grupo *Quad* em menor proporção, sobrecrescido de anfibólio exibem tons esverdeados e marrons, respectivamente, são anédricos e possuem bordas serrilhadas. Nessas rochas também são decritos clinopiroxênio do Grupo Ca-Na, aegirina-augina, com granulação fina e coloração verde-oliva. Esses minerais ocorrem em uma proporção modal estritamente limitada.

A ocorrência de zircão, titanita, melanita, magnetita titanífera e, ocasionalmente, sodalita nessas rochas é uma fase acessória.

A melanita (Figura 20B) está presente em toda a faixa petrográfica de MSJ. Nas rochas félsicas, os cristais mostram um forte padrão de zoneamento composicional irregular nas cores marrons, são anédricos, granulares e granulação média a grossa e, por vezes, apresentam inclusões de álcali-feldspato.

Figura 19: Fotomicrografia do nefelina sienito do MSJ com destaque para os cristais de nefelina, melanita, clinopiroxênio do Grupo *Quad* com sobrecrescimento de anfibólio e álcali-feldspato.



Legenda: Nefelina sienito a nicóis paralelos (A) e cruzados (B). Destaque para o cristal de granada e seu zoneamento composicional a nicóis paralelos e (D) cruzados (E). Grt: Granada (melanita); Nph: Nefelina; Cpx: Clinopiroxênio; Amp: Anfibólio; Afs: Álcali-feldspato.

Fonte: A autora, 2024.

4.3.2.3 Nefelina monzosienito

Essas rochas estão localizadas próximo as estruturas de mistura magmática, uma característica frequente do complexo (Figura 21). Elas são inequigranulares e mesocráticas devido à porcentagem modal de clinopiroxênio do Grupo *Quad* e anfibólio.

O álcali-feldspato e a nefelina ocorrem em uma forma anédrica a subédrica de granulação média. Por vezes, eles se manifestam como interstícios associados a cristais máficos.

Figura 20: Fotomicrografia do nefelina monzosienito do MSJ com destaque para os cristais de clinopiroxênio do Grupo *Quad* com sobrecrescimento de anfibólio, titanita e álcalifeldspato.



Legenda: Nefelina monzosienito a nicóis paralelos (A) e cruzados (B). Cpx: Clinopiroxênio; Amp: Anfibólio; Afs: Álcali-feldspato; Ttn: Titanita. Fonte: A autora, 2024.

O sobrecrescimento de anfibólio em clinopiroxênio também ocorre nessas rochas (Figuras 22A a F), mas, ocasionalmente, é observado cristais de clinopiroxênio sem sobrecrescimento, de granulação fina, subédrico. Tais cristais exibem padrões complexos de zoneamento composicional nas cores verde e marrom. Os padrões de zoneamento podem ser descritos como: (1) irregular ou oscilatório com cristais que exibem cores verde e marrom aleatoriamente (Figuras 22G e H); (2) concêntrico a irregular com núcleo verde e bordas marrons (Figuras 22I e J); e (3) concêntrico com núcleo marrom com bordas verdes (Figuras 22K e L). O terceiro é o mais abundante.

A fase acessória inclui zircão, melanita anédrica, titanita prismática, apatita esféricas e aciculares, óxido e mica amarronzada e de granulação fina. Este mineral, geralmente, está associado ao sobrecrescimento de anfibólio em clinopiroxênio.

- н Tto Cpx Срх Ttn
- Figura 21: Fotomicrografia dos cristais de clinopiroxênio do Grupo Quad das rochas do MSJ e suas variações texturais.

Legenda: Cristal de clinopiroxênio com zoneamento irregular a nicóis paralelos (G) e cruzados (H); Cristais de clinopiroxênio com zoneamento irregular a nicóis paralelos (I) e cruzados (J); Cristais de clinopiroxênio com zoneamento regulares concêntrico a nicóis paralelos (K) e cruzados (L); Clinopiroxênio com sobrecrescimento de anfibólio com continuação de mica a nicóis paralelos (A) e cruzados (B). Clinopiroxênio com forte zoneamento composicional em contato com anfibólio e granada com textura poiquilítica a nicóis paralelos (C) e cruzados (D); Clinopiroxênio com sobrecrescimento de anfibólio a nicóis paralelos (E) e cruzados (F). Grt: Granada (melanita); Cpx: Clinopiroxênio; Amp: Anfibólio; Asf: Álcali-feldspato; Ttn: Titanita, Mag: Magnetita; Mca: Mica.
Fonte: A autora, 2024.

Os malignitos (Figura 23) e shonkinitos são rochas sieníticas ricas em minerais máficos (M) em uma proporção modal de M > 30 vols. % (LE MAITRE, 2002) e desprovidas de plagioclásio. São rochas com uma trama inequigranular seriada e, como no álcali-feldspato sienito com nefelina, duas variedades texturais de álcali-feldspato, uma de granulação fina anédrica e uma segunda com cristais subédricos de granulação média. Ocorre nefelina anédrica de granulação média por toda a rocha.

Os minerais ferromagnesianos possuem uma série de variação textural: (1) clinopiroxênio do Grupo *Quad* com zoneamento composicional, nas cores verdes e marrom, subédricos e granulação fina; (2) clinopiroxênio do mesmo grupo com sobrecrescimento de anfibólio anédricos, bordas serrilhadas e granulação média a grossa; (3) anfibólio cálcico rico em titânio (kaersutita) com textura poiquilítica de cor marrom escura, anédrico e granulação grossa (Figuras 24A a D). O anfibólio kaersutita com textura poiquilitica é exclusiva nas rochas máficas com textura cumulática. As inclusões consistem em pequenos cristais de clinopiroxênio do Grupo *Quad*, magnetitas titaníferas e álcalifeldspato; (4) anfibólio sem textura poiquilítica, subédrico e amarronzado (Figuras 24E e F). Esses ocorrem ocasionalmente.

Figura 22: Fotomicrografia do malignito do MSJ com destaque para os cristais de clinopiroxênio do com sobrecrescimento de anfibólio e zoneamento composicional.



Legenda: Malignito a nicóis paralelos (A) e cruzados (B). Cpx: Clinopiroxênio; Amp: Anfibólio; Afs: Álcali-feldspato; Ttn: Titanita. Fonte: A autora, 2024.



Figura 23: Fotomicrografia dos cristais de anfibólio das rochas do MSJ e suas variações.

Legenda: Cristal de anfibólio com textura poiquilítica a nicóis paralelos (G, C e E) e cruzados (B, D e F); Cristais de anfibólio sem textura poiquilítica a nicóis paralelos (G) e cruzados (H). Cpx: Clinopiroxênio; Amp: Anfibólio; Ttn: Titanita; Mca: Mica.

Fonte: A autora, 2024.

A fase acessória inclui titanita, apatita esférica e acicular, magnetita titanífera, annita, melanita e zircão.

Nessas rochas, a melanita, apresenta zoneamento de composição em menor grau do que nas rochas félsicas e, esses cristais, estão intimamente associados a clinopiroxênio, anfibólio, titanita e magnetita titanífera. Essa associação ora é granular (ou seja, composta de cristais únicos), ora acontece como interstícios entre clinopiroxênio e titanita (Figuras 25A a D). O volume modal substancial de titanita é notável nessas rochas (Figuras 25E e F).

Figura 24: Fotomicrografia da granada intersticial e titanita das rochas máficas do MSJ.



Legenda: Granada intersticial a nicóis paralelos (A) e cruzados (B); Volume modal de cristais de titatina das rochas máficas do MSJ a nicóis paralelos (E) e cruzados (F) Grt: Granada; Cpx: Clinopiroxênio; Ttn: Titanita; Mag: magnetita. Fonte: A autora, 2024.

Existe uma quantidade notável de rochas máficas no complexo, algumas próximas a classificação como ultramáfica nos casos de algumas rochas cumuláticas. Tais rochas contém macrocristais de anfibólio-kaersutita, marrom escuro com textura poiquilítica, clinopiroxênio com zoneamento de composição nas cores verde e marrom, de granulação fina e subédrico. Uma fase félsica composta essencialmente por álcali-feldspato e plagioclásio-bytownita (Figura 26). Melanita, titanita, magnetita, zircão e uma porcentagem modal considerável de apatita esférica e aciculares é observada na fase acessório.

Figura 25: Fotomicrografia dos cristais de plagioclásio presente nos essexito do MSJ.



Legenda: Plagioclásios a nicóis paralelos (A) e cruzados (B). Pl: Plagioclásio; Cpx: Clinopiroxênio. Fonte: A autora, 2024.

É observado feições que se assemelham a textura de fluxo onde há diferentes porções ricas em clinopiroxênio exibindo uma moderada orientação (Figuras 27A e B), com zoneamento composicional e granulação média, e porções ricas em anfibólio poiquilítico (Figuras 27C e D) de granulação grossa, sem orientação. Ambas porções, com textura cumulática e uma fase félsicas nos interstícios.



Figura 26: Fotomicrografia das texturas cumuláticas encontradas nos essexito do MSJ.

Legenda: Cristais de clinopiroxênio dispostos como *cumulus* a nicóis paralelos (A) e cruzados (B); Cristais de anfibólio como *cumulus* a nicóis paralelos (C) e cruzados (D). Cpx: Clinopiroxênio; Ttn: Titanita; Mag: magnetita; Amp: Anfibólio. Fonte: A autora, 2024.

Nessas rochas é comum a presença de veios felsicos. Tais veios são observados tanto em escala macro, quando micro. Na escala micro é possível observar esses veios seccionando os macrocristais de anfibólio, por exemplo.

Nos essexitos isentos de textura *cumulus*, há uma organização cristalina onde é possível identificar minerais félsicos como álcali-feldspato de granulação fina a média, subédrico e contatos truncados (Figura 28). As feições dos demais minerais são as mesmas da rocha com *cumulus*.

A apatita e zircão estão presente em todas as rochas do MSJ, entretanto, é notável o expressivo volume modal desses minerais nas rochas máficas e cumuláticas. Tanto nos interstícios, como cristal incluso nas texturas poiquilíticas. Nas rochas com textura cumulática, esses cristais são, essencialmente, aciculares.



Figura 27: Escaneamento da lâmina petrográfica e fotomicrografia representativa para comparação textural entre um essexito com e sem textura cumulática do MSJ.

- Legenda: Lâmina petrográfica do essexito com textura cumulática (A) e seu representante na fotomicrografia (B); Lâmina petrográfica do essexito sem textura cumulática (C) e seu representante na fotomicrografia (D); os retângulos vermelhos indicam o limite da fotomicrografia e as setas amarelas indicam o cristal. Cpx: Clinopiroxênio; Amp: Anfibólio; Grt: Granada. Fonte: A autora, 2024.
- 4.3.2.6 Traquito e Fonolito

Estas rochas hipoabissais têm como representantes o traquito com nefelina e fonolito. São discriminados dois fonolitos no complexo: fonolito isotrópico (Figuras 29A e B) e fonolito porfirítico (Figuras 29C e D). A mineralogia desse fonolito é composta por sanidina, nefelina, anfibólio, clinopiroxênio e óxido de granulação fina. No fonolito isotrópico, o álcalifeldspato está orientado gerando uma textura de fluxo, no fonolito porfirítico, não. Neste, a matriz não tem orientação preferencial dos cristais. Os macrocristais destas rochas são compostos por sanidina, nefelina - que por vezes apresentam textura glomeroporfirítica - e sodalita (Figuras 29E e F) de granulação média.

O traquito com nefelina (Figuras 29G e H) possui textura essencialmente afanítica porfirítica e é composto essencialmente álcali-feldspato de granulação fina e fenocristais de nefelina de granulação média. Observa-se granada de granulação fina e esférica seguindo o plano de orientação dada pelo álcalifeldspato (Figura 29H).



Figura 28: Fotomicrografia das rochas hipoabissais do MSJ com destaque para os fenocristais de nefelina, sanidina, sodalita e granada.

Legenda: Fonolito isotrópico a nicóis paralelos (A) e cruzados (B); Fonolito porfirítico com macrocristais de feldspato alcalino e nefelina a nicóis paralelos (C) e cruzados (D); Fonolito com macrocristais de sodalita a nicóis paralelos (E) e cruzados (F); Traquito com macrocristais de nefelina com cristais de granada orientados a nicóis paralelos (G) e cruzados (H). Nph: Nefelina; Afs: Álcali-feldspato; Sdl: Sodalita; Grt: Granada. Como mencionado por Hesselbo (1986), existe muita dificuldade na análise da pseudoleucita, consequência do alto grau de alteração que elas apresentam. No MSJ, esse intercrescimento de minerais em formato globular, ocorre tanto nas rochas félsicas quanto nas máficas. Quando presentes nas félsicas, podem chegar a 5 cm de diâmetro, enquanto nos fonolitos e rochas máficas são menores e possuem cerca de 1 a 2 cm diâmetro.

Observam-se o intercrescimento entre álcali-feldspato e nefelina associado a caulinita, carbonato, moscovita, sericita (Figura 30). O contato entre a pseudoleucita e a rocha hospedeira exibe borda recristalizada.

Figura 29: Fotomicrografia da pseudoleucita do MSJ com destaque para os cristais de moscovita, nefelina, álcali-feldspato e anfibólio.



Legenda: A e B) Cristais de leucita a nicóis paralelos e cruzados; C, D, E e F) Intercrescimento de nefelina, feldspato alcalino, carbonato, moscovita nas pseudoleucitas a nicóis paralelos e cruzados. Afs: Álcali-feldsapto; Nph: Nefelina; Amp: Anfibólio; Ms: Moscovita; Crb: Carbonato; N.id.: Não identificado. O pontilhado e vermelho indica o limite em formato globular dos intercrescimentos.

Fonte: A autora, 2024.

Foi possível categorizar e identificar de forma satisfatória as rochas no complexo apenas com as análises macro e microscópicas. Entretanto, pela complexidade de classificação de alguns grupos de minerais, como os anfibólios, análises em um grau maior de detalhamento e precisão foram necessárias. Para isso, o método da microssonda eletrônica foi executado nos minerais do grupo dos feldspatos, piroxênios, anfibólios, granadas, micas e óxidos, a fim de refinar as classificações.

4.4 Química Mineral

Foram efetuadas análises quantitativas (WDS) em feldspato, clinopiroxênio, anfibólio, mica, granada, óxido e semiquantitativa (EDS) em granadas das rochas mais representativas no MSJ. O conjunto de todas as amostras, juntamente com suas composições e fórmulas químicas, são exibidas no APÊNDICE 4.

4.4.1 Feldspato

O feldspato analisado nas rochas do MSJ pode ser dividido em três subgrupos: feldspato potássico; feldspato sódico com composição anortosítica; e plagioclásio (essencialmente, bytownita), Figura 31. As amostras com K₂O acima de 16,92 wt. % foram retiradas, visto que se tratavam de análise em feldspatóide feito equivocadamente. O feldspato possui valor dos membros finais variando de Or_{97,08}Ab_{2,02}An_{0,90} – Or_{0,23}Ab_{16,80}An_{82,97}. As amostras possuem baixos teores de Ba com valores inferiores a 0,26 apfu.



Figura 30: Variação composicional para feldspato das rochas do MSJ plotadas no diagrama ternário Ortoclásio-Albita-Anortita.

Legenda: Or: ortoclásio; Ab: albita; An: anortita; Sa: sanidina; Ano: anortoclásio; Ol: oligoclásio; And: andesina; Lb: Labradorita; By: Bytownita. Fonte: Modificado de Deer et al., (1992).

O padrão observado nas análises dos feldsptos, que consiste em grupos ricos no membro final Or e outros Ab, não correspondem análise de núcleoborda. A mudança de teores ocorre em cristais diferentes, porém dentro da mesma amostra. Os cristais que foram analisados núcleo-borda, não apresentam diferença de teores significativas.

4.4.2 Clinopiroxênio

O clinopiroxênio encontrado nas rochas do MSJ é uma variação do Grupo Quad (Ca-Mg-Fe) e Ca-Na (Figura 32A), segundo Morimoto (1988) e Sturm (2002).

O Ca é responsável pelo preenchimento do sítio M2. Nas fórmulas químicas calculadas, a porcentagem molar do membro Wo excede 50 %, situando-se acima do limite diopsídio-hedenbergita. Nesse caso, a composição média desses piroxênios pode ser representada pelo componente molecular Tschermak, que aloca grande parte do Al no sítio T e Ti no M1 em sua fórmula. A molécula de Ca-Ti-Tschermak é produzida a partir de todo o Ti disponível. O Ti mostra uma acentuada preferência por coordenação octaédrica, em vez de tetraédrica (CAWTHORN & COLLERSON, 1974; MORIMOTO, 1988). Além disso, pela recomendação do IMA, tai minerais, também podem receber a classificação "*subsilicic*", com prefixo da prevalência catiônica no sítio M1, como por exemplo: *aluminian ferrian subsilicic* augita.

Para o clinopiroxênio com membro Wo inferior a 50 %, tem-se aluminian ferrian subsilicic diopsídio, aluminian ferrian sodian subsilicic augita, aluminian ferrian hedenbergita. Nomenclatura segundo Sturm (2002).

Para as rochas do grupo Ca-Na, a classificação, segundo Sturm (2002) é *manganoan* aegirina-augita.

O diagrama ternário Mg – Na – (Fe²⁺ + Mn), em apfu, exibe uma tendência rica em Mg e, subordinadamente, (Fe²⁺ + Mn) para as rochas do Grupo *Quad.* Enquanto as amostras do grupo Ca-Na exibem uma tendência para teores maiores de Na (Figura 32B).

Nos cristais do Grupo Quad, o zoneamento composicional se dá pelo teor de Ti. O zoneamento de cor marrom é uma variação de augita titanífera e possuem teores de até 4,61 wt. % de TiO₂.

Figura 31: Diagrama de classicação e variação composicional de clinopiroxênio das rochas do MSJ. A) Diagrama ternário Jd – WEF – Ae, onde é possível observar dois subgrupos plotados nos campos dos Grupos Quad e Ca-Na; B) Diagrama ternário do sistema Mg – Na – (Fe²⁺ + Mn) para análise da variação composicional do clinopiroxênio do MSJ.



Legenda: WEF: Wollastonita, Enstatita, Fosterira; Omp: Onfacita; Aeg-aug: Aegerina-augita; Jd: Jadeíta; Ae: Aegerina.

Fonte: Modificado de Morimoto (1988) e Mann et al., (2006).

4.4.3 Anfibólio

O anfibólio pertencente às rochas do MSJ possui classificação variada, porém, do subgrupo dos anfibólios ricos em Ca e suas composições estão plotadas no diagrama proposto por Locock (2014) na Figura 33.

Figura 32: Variação composicional do anfibólio das rochas do MSJ plotadas no diagrama ^A (Na + K + 2Ca) *vs.*^C(Al + Fe³⁺ + 2Ti).



Legenda: ^A e ^C correspondem ao sítio da fórmula química geral dos anfibólios: AB₂C₅T₈O₂₂W₂. Onde, A: Na, K, Ca, Pb²⁺; B: Li, Na, Mg, Fe²⁺, Mn²⁺, Ca; C: Li, Na, Mg, Fe²⁺, Mn²⁺, Zn, Co, Ni, Al, Fe³⁺, Cr³⁺, Mn³⁺, V³⁺, Ti, Zr; W: OH, F, Cl, O. Prg: Pargasita; Sdg: Sadanagaíta; Krs: Kaersutita. Fonte: Modificado de Locock (2014).

Tal classificação se refere às novas atualizações dos nomes dos anfibólios apresentados pela IMA-CNMMN e Hawthorne et al., (2012) que antes eram propostos por Leake et al., (1997 e 2004). Desse modo, os nomes dos anfibólios do MSJ classificados por sua composição e disposição catiônica são listados na Tabela 5, a seguir.

Por conta da sua fórmula química básica ser complexa, e por conta das inúmeras trocas catiônicas que ocorrem nos sítios, existe um número expressivo de minerais da família do anfibólio e muitos deles ainda não possuem classificação oficial. Os anfibólios nomeados como *"rootname4"* (nome raiz 4) não possuem um nome oficial e, segundo Hawthorne et al., (2012), é uma composição raiz e recebe tal nome. O "4" diz respeito aos anfibólios cálcicos.

Tabela 5: Classificação dos anfibólios das rochas do MSJ com prefixos e adjetivos modificadores segundo Hawthorne et al., (2012).

Amostra	Ponto	Rocha	Grupo	Subgrupo (OH,F,CI)	Espécie
CA-MSJ-30	1	Essexito	oxo (O)	Ca	ferro-kaersutita
CA-MSJ-30	2	Essexito	OH,F,CI	Ca	ferro-rootname4
CA-MSJ-30	3	Essexito	OH,F,CI	Ca	ferro-rootname4
CA-MASJ-79D	01_P1	Nefelina Monzosienito	OH,F,CI	Ca	Ti- <i>potassic-ferro</i> -pargasita
CA-MASJ-79D	01_P2	Nefelina Monzosienito	OH,F,CI	Ca	potassic-ferro-pargasita
CA-MASJ-79D	01_P3	Nefelina Monzosienito	OH,F,CI	Ca	Ti- potassic-ferro-pargasita
CA-MASJ-79D	01_P4	Nefelina Monzosienito	OH,F,CI	Ca	potassic-ferro-pargasita
CA-MASJ-79D	01_P5	Nefelina Monzosienito	OH,F,CI	Ca	Ti- <i>ferro</i> -pargasita
CA-MASJ-79D	01_P6	Nefelina Monzosienito	OH,F,CI	Ca	Ti- <i>potassic-ferro-</i> pargasita
CA-MASJ-79D	01_P7	Nefelina Monzosienito	OH,F,CI	Ca	Ti- <i>potassic-ferro</i> -pargasita
CA-MASJ-79D	01_P8	Nefelina Monzosienito	OH,F,CI	Ca	Ti-potassic-ferro-pargasita
CA-MASJ-79D	01_P9	Nefelina Monzosienito	OH,F,CI	Ca	potassic-ferro-pargasita
CA-MSJ-68C	01_P1	Malignito	OH,F,CI	Ca	Ti- <i>potassic-ferro-</i> pargasita
CA-MSJ-68C	01_P2	Malignito	OH,F,CI	Ca	ferro-rootname4
CA-MSJ-68C	01_P3	Malignito	OH,F,CI	Ca	potassic-ferro-rootname4
CA-MSJ-68C	01_P4	Malignito	OH,F,CI	Ca	Ti- potassic-ferro-pargasita
CA-MSJ-68C	01_P5	Malignito	OH,F,CI	Ca	potassic-ferro-rootname4
CA-MSJ-68C	01_P6	Malignito	OH,F,CI	Ca	potassic-rootname4
CA-MSJ-68C	01_P7	Malignito	OH,F,CI	Ca	potassic-rootname4
CA-MSJ-68C	01_P8	Malignito	OH,F,CI	Ca	potassic-rootname4
CA-MSJ-68C	01_P9	Malignito	OH,F,CI	Ca	potassic-ferro-rootname4
CA-MSJ-68C	01_P10	Malignito	OH,F,CI	Ca	Ti- <i>potassic-ferro-</i> pargasita
CA-MSJ-68C	01_P11	Malignito	OH,F,CI	Ca	potassic-ferro-rootname4
CA-MSJ-68C	01_P12	Malignito	OH,F,CI	Ca	potassic-ferro-rootname4
CA-MSJ-62	01_P1	Álcali-feldspato Sienito com Nefelina	OH,F,CI	Ca	Ti-ferro-pargasita
CA-MSJ-62	01_P2	Álcali-feldspato Sienito com Nefelina	OH,F,CI	Ca	ferro-rootname4
CA-MSJ-62	01_P3	Álcali-feldspato Sienito com Nefelina	OH,F,CI	Ca	ferro-rootname4
CA-MSJ-62	01_P4	Álcali-feldspato Sienito com Nefelina	OH,F,CI	Ca	ferro-rootname4
CA-MSJ-62	01_P5	Álcali-feldspato Sienito com Nefelina	OH,F,CI	Ca	ferro-rootname4

CA-MSJ-62	02_P1	Álcali-feldspato Sienito com Nefelina	OH,F,CI	Ca	Ti-ferro-pargasita
CA-MSJ-62	02_P2	Álcali-feldspato Sienito com Nefelina	OH,F,CI	Ca	ferro-rootname4
CA-MSJ-62	02_P3	Álcali-feldspato Sienito com Nefelina	OH,F,CI	Ca	Ti-ferro-pargasita
CA-MSJ-62	02_P4	Álcali-feldspato Sienito com Nefelina	OH,F,CI	Ca	Ti-ferro-pargasita
Continuação					
CA-MSJ-62	02_P5	Álcali-feldspato Sienito com Nefelina	OH,F,CI	Ca	ferro-rootname4
CA-MSJ-52B	01_P1	Essexito	OH,F,CI	Ca	potassic-ferro-rootname4
CA-MSJ-52B	01_P2	Essexito	OH,F,CI	Ca	potassic-rootname4
CA-MSJ-52B	01_P3	Essexito	OH,F,CI	Ca	potassic-rootname4
CA-MSJ-52B	01_P4	Essexito	OH,F,CI	Ca	potassic-rootname4
CA-MSJ-52B	01_P5	Essexito	OH,F,CI	Ca	potassic-rootname4
CA-MSJ-52B	01_P6	Essexito	OH,F,CI	Ca	Ti-potassic-ferro-sadanagaíta
CA-MSJ-52B	02_P1	Essexito	OH,F,CI	Ca	Ti-potassic-ferro-pargasita
CA-MSJ-52B	02_P2	Essexito	OH,F,CI	Ca	potassic-ferro-rootname4
CA-MSJ-52B	02_P3	Essexito	OH,F,CI	Ca	potassic-rootname4
CA-MSJ-52B	02_P4	Essexito	OH,F,CI	Ca	Ti-potassic-sadanagaíta
CA-MSJ-52B	02_P5	Essexito	OH,F,CI	Ca	potassic-rootname4
CA-MSJ-52B	02_P6	Essexito	OH,F,CI	Ca	Ti-potassic-ferro-sadanagaíta
CA-MSJ-92	01_P1	Nefelina Monzosienito	OH,F,CI	Ca	potassic-ferro-ferri-sadanagaíta
CA-MSJ-92	01_P2	Nefelina Monzosienito	OH,F,CI	Ca	potassic-ferro-ferri-sadanagaíta
CA-MSJ-92	01_P3	Nefelina Monzosienito	OH,F,CI	Ca	potassic-ferro-ferri-sadanagaíta
CA-MSJ-92	01_P4	Nefelina Monzosienito	OH,F,CI	Ca	potassic-hastingsita
CA-MSJ-92	01_P5	Nefelina Monzosienito	OH,F,CI	Ca	potassic-ferro-ferri-sadanagaíta
CA-MSJ-92	01_P6	Nefelina Monzosienito	OH,F,CI	Ca	potassic-ferro-ferri-sadanagaíta
CA-MSJ-92	02_P1	Nefelina Monzosienito	OH,F,CI	Ca	potassic-ferro-ferri-sadanagaíta
CA-MSJ-92	02_P2	Nefelina Monzosienito	OH,F,CI	Ca	potassic-ferro-ferri-sadanagaíta
CA-MSJ-92	02_P3	Nefelina Monzosienito	OH,F,CI	Ca	potassic-ferro-ferri-sadanagaíta

4.4.4 Granada

Tradicionalmente, "granada" se refere a seis minerais: almandina, piropo, espessartita, andradita, grossularia e uvarovita. A melanita é uma variação rica em titânio da granada andradita. Por isso, é correto referir-se ao mineral como andradita rica em alumínio (NICKEL & MANDARINO 1998; AGROSÌ et al., 2002). Os nomes melanita e kunzita (uma variedade de espodumênio, por exemplo), são usadas para fins de definição. No entanto, essa prática não é oficialmente sancionada pela CNMMN. Entretanto, para facilitar a leitura, o nome melanita será usado no presente trabalho.

A fórmula química geral da melanita é $X_3Y_2Z_3O_{12}$. Esse mineral é normalmente encontrado em rochas insaturadas de sílica e se distingue pela substituição de AI, Fe e Ti nos sítios octaédricos (Y) e tetraédricos (Z). O Fe e o Ti podem ocorrer em diferentes estados de valência, como Fe^{2+ e 3+}, Ti^{3+ e 4+}, e

podem ser distribuídos em diferentes locais cristalográficos (AGROSÌ et al., 2002).

Nas amostras de MSJ, o sítio cúbico é essencialmente composto de Ca^{2+} em uma proporção de 2,85 a 2,98 apfu, seguido por níveis relativamente baixos, na ordem de 0,01 a 0,15, de Mg²⁺, Mn²⁺ e Fe²⁺. No sítio octaédrico, as proporções de Ti³⁺ variam de 0,13 a 0,31 apfu, Al³⁺ de 0,30 a 0,46 apfu, V³⁺ de 0,01 a 1,21 apfu, Fe²⁺ de 0,01 a 2,08 apfu, Fe³⁺ de 1,23 a 1,42 apfu, Mn³⁺ de 0,01 a 0,07 apfu e Mg²⁺ de 0,01 a 3,25 apfu. No local tetraédrico, o conteúdo de Si⁴⁺ varia de 2,75 a 2,89 apfu, enquanto o conteúdo de Al³⁺ varia de 0,11 a 0,25 apfu.

A categorização proposta para a melanita envolve uma subdivisão baseada na porcentagem em peso de óxido de titânio, com < 8 wt. % (HOWIE & WOOLLEY, 1968). Os cristais de melanita do MSJ exibem uma faixa de 2,11 a 4,91 wt. % de TiO₂ e os principais componentes moleculares incluem andradita (até 73 %), grossularia e hutcheonita (do grupo da schorlomita - WILLIAMS et al., 2013; WARR, 2021).

Com base nos valores dos três componentes moleculares predominantes foram recalculados e normalizados para 100%, a fim de facilitar a sua representação em um diagrama ternário (Figura 34).





Legenda: Adr: Andradita; Grs: Grossular; Htn: Hutcheonita. Fonte: Modificado de Vlach et al., (2018).

Um cristal de melanita com um forte padrão de zoneamento selecionado para o mapeamento da composição via EDS (Figura 35) revelou que o teor de Ti governa o padrão de zoneamento. O cristal apresenta zoneamento irregular com cores mais intensas observadas no núcleo e menos intensas nas bordas. As cores mais intensas têm teores de até 4,71 wt. %, enquanto o teor mínimo para cores menos intensas é de 2,11 wt. %.

Figura 34: Dados integrados de EDS e WDS em cristais de melanita para mapeamento de zoneamento composicional. A) Fotomicrografia com nicóis paralelos de cristais de melanita e os pontos azuis e vermelhos onde foram realizadas análises WDS; B) Imagem BSE de cristais de melanita onde foi realizado o mapeamento da composição;
C) Mapa de composição exibindo o conteúdo de Ti (apfu). As zonas que exibem cores vermelhas intensas são indicativas de concentrações elevadas do elemento. Por outro lado, as áreas mais claras apresentam baixos teores; D) Imagem BSE ampliada com os pontos de análise WDS e teores de TiO₂ (% em peso).



Legenda: Grt: granada (melanita). Fonte: A autora, 2024.

4.4.5 Mica

A mica das rochas do MSJ é classificada como biotita-annita, com membro final rico em Fe²⁺ e Mn. Suas composições químicas são mostradas no diagrama ternário Mg – AI – (Fe²⁺+Mn), (Figura 36). A biotita possui teor de Ti que variam de 0,13 a 0,15; AI: 148 a 1,53; Fe²⁺: 1,62 a 1,75; e Mg: 0,83 a 0,92 apfu.

Figura 35: Composição da biotita das rochas do MSJ plotadas no diagrama ternário Mg – Al – (Fe²⁺+Mn).



Legenda: Est: Eastonita; Phl: Flogopita; Bt: Biotita; Sid: Siderofillita; Ann: Annita. Fonte: Modificado de Mitchell (1995) e Vlach et al., (2018).

4.4.6 Óxido

O óxido analisado nas rochas do MSJ é classificado como magnetita titanífera (WECHSLER et al., 1984), onde o TiO₂ varia de 0,52 a 5,63 wt.% e FeO 84,55 a 93,46 wt.%. Os teores catiônicos são $0,03 \le Ti \le 0,30$ e 4,96 $\le Fe \le 5,70$ apfu.

4.4.7 Diagramas de variação

Para examinar o comportamento do Ti no processo de equilíbrio cristallíquido, foram construídos diagramas de variação (apfu) usando o Si como índice de diferenciação. O Ti foi selecionado devido a sua alta concentração nos cristais analisados e a sua relevância como índice discriminatório na classificação do clinopiroxênio, anfibólio, granada e óxido. Todos os gráficos são o resultado de análises ao longo do comprimento de um único cristal de melanita (Figuras 37A e B), augita (Figuras 37C e D), sadanagaíta (Figura 37E), pargasita (Figura 37F) e annita (Figura 37G).

Figura 36: Diagramas de variação de Si vs. Ti (apfu) para investigar o processo de equilíbrio cristal-líquido nos cristais de melanita (A e B), augita (C e D), sadanagaíta (E), pargasita (F) e annita (G).



Fonte: A autora, 2024.

Para o cristal de melanita em nefelina monzosienito (vide Figura 37A), há um leve fracionamento do Ti em relação ao Si. Um pequeno hiato composicional é observado entre os teores de Si de 2,810 a 2,830 e de 2,830 a 2,850 apfu. No cristal inserido no malignito (vide Figura 37B), não são observadas correlações significantes.

Para o cristal de augita em nefelina monzosienito (vide Figura 37C), há um claro fracionamento do Ti em relação ao Si. Devido ao número limitado de pontos de dados ao longo do cristal, não é possível determinar se há hiato composicional. Para o cristal de augita em malignito, dois padrões são observados (vide Figura 37D): uma tendência de fracionamento do Ti em relação ao Si e duas análises com baixos teores de Ti e Si em comparação com os outros pontos na mesma amostra, que estão localizadas fora do *trend* principal.

O cristal de sadanagaíta em nefelina monzosienito não apresenta correlação. As concentrações de Ti estão dispersas em relação ao Si (vide Figura 37E). Em contraste, o cristal de pargasita em malignito (vide Figura 37F) apresenta uma tendência linear e consistente de fracionamento de Ti, exceto por uma lacuna de composição entre os teores de Si de 5,780 e 5,860 apfu.

O cristal de annita (vide Figura 37G) apresenta um padrão disperso de concentração de Ti em relação ao Si.

Nos diagramas apresentados, uma linha de tendência é exibida junto ao o coeficiente de correlação linear, R², para avaliar a variabilidade das concentrações elementares. Apenas o cristal de pargasita em malignito (vide Figura 37F) exibe uma correlação moderadamente alta com R² = 0,804, indicando baixa variabilidade no conteúdo. Os demais cristais mostram valores de R² baixos a moderadamente baixos (0,013 a 0,555), indicando alta variabilidade nos dados.

4.5 Geoquímica elementar

Trinta e duas amostras do MSJ foram selecionadas para análise de rocha total e os resultados são exibidos no APÊNDICE 5. As amostras foram analisadas para todo o conjunto de óxidos principais (em wt.%) e elementos-traço (ppm), incluindo os elementos terras-raras (ETR).

4.5.1 Classificações analíticas

As amostras do MSJ compreendem um intervalo geoquímico que vai desde o ultrabásico (37,31 a 44,96 wt.% de teor de SiO₂), básico (46,68 a

52,04 wt.% de teor de SiO₂), até intermediário (53,04 a 61,26 wt.% de teor de SiO₂).

O caráter alcalino das 32 amostras é respaldado pelo cálculo da Norma CIPW sugerindo três séries magmáticas caracterizadas com base no conteúdo de nefelina normativa. Uma fracamente insaturada em sílica (*Nenorm* < 7) com o teor mínimo de 3,62; uma série intermediária (7> *Nenorm*> 13) com teores variando de 7,38 a 13,83; e uma fortemente insaturada em sílica (*Nenorm*> 13) com teores chegando até 32,74 (AZZONE et al., 2018). Apenas duas amostras do Brotzu et al., (2007) são classificadas como toleíticas e as mesmas possuem hiperstênio normativo, possuindo valores de 9,4 e 11,4.

No diagrama TAS (Total Álcalis *vs.* Sílica) as rochas do MSJ compreendem uma série que se estende do basanito ao fonolito, passando pelo fonotefrito e tefrifonolito (Figura 38). No diagrama $R_1 - R_2$, os teores catiônicos classificam as rochas em uma série que vai desde o traquito até o basanito com tendência a ankaratrito (Figura 39). Essa série também compreende as classificações das rochas como nefelinito, tefrito, fono-tegrito, fonolito e traque-fonolito.

Figura 37: Diagrama TAS (Total Álcalis vs. Sílica) para as rochas do MSJ exibindo o caráter alcalino das amostras.



- Legenda: 1 Fonolito; 2 Foidito; 3 Tefri-fonolito; 4 Traquito/Traquidacito; 5 Fono-tefrito; 6 - Traqui-andesito; 7 - Tefrito basanito; 8 - Traqui basalto; 9 - Traqui-andesito basáltico; 10 – Picrobasalto; 11 – Basalto; 12 - Andesito basaltico; 13 – Andesito; 14 – Dacito; 15 – Riolito.
- Fonte: Modificado de Le Maitre (2002) e com linha pontilhada da divisória da série alcalinasubalcalina de Irvine & Baragar (1971).

Figura 38: Diagrama R_1 - R_2 exibindo as proporções catiônicas das amostras do MSJ.



Legenda: 1 – Ankaratrito; 2 – Nefelinito; 3 – Basanito; 4 – Picrito; 5 – Tefrito; 6 - Álcali-basalto; 7 – Basalto; 8 – Toleítito; 9 - Fono-tefrito; 10 – Hwaiito; 11 - Lato-basalto; 12 - Andesibasalto; 13 – Mugearito; 14 – Latito; 15 - Lati-andesito; 16 – Andesito; 17 – Fonolito; 18 - Traqui-fonolito; 19 – Traquito; 20 - Quatzo traquito; 21 - Quartzo Ialito; 22 – Dacito; 23 - Álcali riolito; 24 – Riolito; 25 – Riodacito. R₂ = 6Ca + 2Mg + Al; R₁ = 4Si – 11(Na + K) – 2Fe + Ti).

Fonte: Modificado de De la Roche et al., (1980).

Além de serem classificadas como alcalinas, as rochas do MSJ são classificadas como miasquíticas-metaluminosas (SHAND, 1943) com tendências peralcalinas e peraluminosas (Figura 40). As rochas mais parentais possuem baixos teores de álcalis, são potássicas com tendência sódica enquanto as rochas mais evoluídas são ricas em álcalis, potássicas a ultrapotássicas (MIDDLEMOST, 1975 - Figura 41).

Figura 39: Diagramas classificatório dos elementos em proporções moleculares das rochas do MSJ exibindo o caráter metaluminoso e a tendência peralcalina e peraluminosa.



Legenda: A: AI; C: Ca; N: Na; K: K em proporções moleculares. Fonte: Modificado de Shand (1943).

Figura 40: Diagrama Na₂O *vs.* K₂O (wt.%) para as rochas do MSJ, onde é observada os tipos mais parentais com baixos teores de álcalis, potássicos com tendência sódica e os tipos mais evoluídos ricas em álcalis, potássicos a ultrapotássicos.



Fonte: Modificado de Middlemost (1975).

4.5.2 Diagramas de variação

Para os diagramas de variação (Figura 42) de elementos maiores (em wt.%) e traços (em ppm), o MgO foi usado como índice de diferenciação para investigar os processos de equilíbrio cristal-líquido.

Para as rochas do MSJ, observa-se uma série de tendência linear dos óxidos. Entretanto, para os óxidos de Ca, Na, K e Si, essa tendência exibe uma leve inflexão quando o teor de MgO chega a 4 wt.%. Essa inflexão é composta por rochas máficas como os essexitos com ou sem textura cumuláticas e

malignito. O diagrama de variação do óxido de Ti mostra uma bifurcação quando os teores de MgO estão cerca de 3 wt.%. Essa bifurcação é composta por essexitos com ou sem textura cumuláticas, malignito e uma amostra de nefelina monzogabro. Os grandes volumes de apatita descritos nas rochas com textura cumuláticas é validado com os altos teores de P₂O₃.

Os diagramas de variação dos elementos-traços (ppm - parte por milhão) foram divididos em elementos-traços móveis ou LILE (*Large Ion Lithophile Elements*); elementos-traços imóveis ou HFSE (*High Field Strength Elements*); elementos terras-raras (ETR) e Ni.

Para os LILE (Figura 43) é observado um padrão disperso dos elementos das amostras do MSJ. Amostras de nefelina sienito e nefelina monzosienito exibem altos teores de Rb e Sr. Para malignitos e nefelina monzogabros, altos teores de Sr e Ba são observados. Os essexitos e malignitos possuem baixos e/ou nulos teores de Pb.

Para os HFSE (Figure 44) existe três padrões: (1) para as rochas máficas (essexito com e sem textura cumuláticas) e parte do malignito e algumas amostras de nefelina monzosienito há uma tendência linear positiva em relação ao consumo de MgO, isto é, aumento dos teores inversamente proporcionais ao consumo de MgO. Tal padrão se restringe aos teores de 4 a 6 wt.% de MgO; (2) padrão linear negativo em relação ao consumo de MgO para algumas amostras de malignito, nefelina monzosientio, sienito e nefelina sienito. Para tais rochas, há o consumo desses elementos em relação ao consumo do MgO; (3) padrão linear vertical para amostras de nefelina monzosiento, fonolito e álcali-feldspato sienito com nefelina. Para essas amostras, é observado altos teores de Th, U, Zr e Hf para teores próximos a zero de MgO.

Figura 41: Diagramas de variação dos elementos maiores das rochas do MSJ. Os diagramas mostram uma tendência em relação ao consumo de MgO dos principais óxidos que compõem o complexo.



Fonte: A autora, 2024.

Figura 42: Diagrama de variação dos elementos-traços móveis - LILE das rochas do MSJ.



Fonte: A autora, 2024.

Figura 43: Diagrama de variação dos elementos-traços imóveis - HFSE das rochas do MSJ.





Fonte: A autora, 2024.

Os ETR (Figura 45) possuem dois padrões: (1) rochas máficas com *trend* positivo em relação ao consumo de MgO. Os essexitos exibem altos teores de ETR, subordinadamente, os malignitos e algumas amostras de nefelina monzosienito; (2) as rochas félsicas exibem um padrão negativo em
relação ao consumo de MgO. Rochas como fonolito, nefelina sienito e álcalifeldspato sienito com nefelina possuem baixos teores de Nd e Sm.

Não existe um padrão para os teores de Ni para as rochas do MSJ, porém de uma forma geral, as amostras do MSJ possuem baixos e/ou nulos teores desse elemento, com exceção das amostras de essexito e malignito.





Fonte: A autora, 2024.

4.5.3 Diagramas multielementares

Os padrões dos elementos-traços são apresentados em diagramas tipo *spider* (Figura 46), onde os conteúdos dos elementos são normalizados para o Manto Primitivo (MCDONOUGH & SUN, 1995). De uma forma geral, a concentração de elementos LILE, HFSE e ETR_{leves} é maior que ETR_{pesados}.

Nota-se uma intensa anomalia negativa de P nas rochas do MSJ. Tal anomalia é mais intensa nas rochas félsicas mais diferenciadas, como fonolitos. A anomalia positiva de Ba é observada nas rochas félsicas intermediárias (sienito com nefelina e nefelina monzosientio) e máficas (malignito). Teores podem chegar a 11.550 ppm contra 49 ppm em rochas mais evoluídas. Altos teores de Sr também são observados. Tal anomalia é mais notável nos malignitos, sienito com nefelina, nefelina monzosienito e nefelina sienito. Teores podem chegar a 13.200 ppm. Os fonolitos do MSJ exibem altos teores de elemento-traço com exceção de uma expressiva anomalia negativa de Ba, P e Ti.

Os padrões obtidos nos diagramas tipo *spider* para os elementos terrasraras (Figura 47) são apresentados normalizados para o condrito segundo Boynton (1984). O diagrama indica que as rochas do MSJ são mais enriquecidas nos elementos terras-raras leves (ETR_{Leves}) do que nos pesados (ETR_{Pesados}). Anomalias positivas de Eu são observadas de forma expressiva nos álcalis-feldspatos sienito com nefelina (Eu/Eu*: 1,09), nefelina sienitos (Eu/Eu*: 2,32) e sienito com nefelina (E/Eu*: 1,22).



Figura 45: Diagramas com os elementos-traços normalizados para o Manto Primitivo para as rochas do MSJ.

Fonte: Modificado de McDonough e Sun (1995)

Eu Dy

Yb

Lu

Ζŗ

Sm Ti



Figura 46: Diagramas com os elementos terras-raras normalizadas para o condrito para as rochas alcalinas do MSJ.

Fonte: Modificado de Boynton (1984).

Amostra	Eu/Eu*	La _N /Yb _N	La _N /Sm _N	Ce _N /Yb _N	Ce _N /Sm _N	Eu _N /Yb _N	La _N /Gd _N	Gd _N /Yb _N
CA-MSJ-30	1,08	24,71	4,34	24,4	4,28	4,7	7,45	3,32
CA-MSJ-68B	1,06	27,35	4,1	21,6	3,24	5,36	7,2	3,8
CA-MSJ-52B	1,15	27,52	4,89	24,36	4,33	4,69	9,26	2,97
CA-MSJ-58B	1,06	26,68	4,42	20,84	3,45	4,82	7,74	3,45
CA-MSJ-60A	1,01	26,53	4,29	20,49	3,32	4,66	7,67	3,46
CA-MSJ-68C	1,11	26,62	5,26	20,54	4,06	4,09	9,98	2,67
CA-MSJ-5	1	25,64	3,48	24,52	3,33	5,61	5,97	4,3
CA-MSJ-65	1,14	31,23	6,7	24,12	5,18	3,87	12,55	2,49
CA-MSJ-46	1,16	30,7	6,38	25,13	5,23	4,02	12,21	2,51
CA-MSJ-54B	1,13	35,63	8,53	24,75	5,93	3,41	16,43	2,17
CA-MSJ-1	1,2	28,65	6,74	23,76	5,58	4	10,97	2,61
CA-MSJ-44B	1,18	34,23	7,79	26,07	5,93	3,74	14,83	2,31
CA-MSJ-51A	1,18	31,89	10,78	21,85	7,38	2,56	20,27	1,57
CA-MSJ-92	1,15	34	7,93	24,11	5,62	3,64	14,56	2,34
CA-MSJ-29	1,18	32,21	7,97	24,76	6,12	3,64	13,7	2,35
CA-MSJ-11	1,66	35,96	8,08	23,57	5,3	5,33	15,5	2,32
CA-MSJ-51E	1,4	30,89	6,76	22,68	4,96	4,57	13,19	2,34
CA-MSJ-64	2,32	31,38	5,8	22,6	4,18	9	11,28	2,78
CA-MSJ-55A	0,98	33,16	15,83	19,32	9,22	1,55	27,57	1,2
CA-MSJ-58A	1,22	36,24	9,33	25,13	6,47	3,45	17,59	2,06
CA-MSJ-37	1,24	35,46	9,76	22,14	6,09	3,1	20,72	1,71
CA-MSJ-74B	1,13	33,64	13,16	20,32	7,95	2,06	25,72	1,31
CA-MSJ-49 II	1,01	24,48	24,53	13,79	13,82	0,79	39,27	0,62
CA-MSJ-49 I	1,14	49,47	14,79	29,24	8,75	2,67	30,33	1,63
CA-MSJ-74A	1,07	37,59	23,24	20,73	12,82	1,18	50,06	0,75
CA-MSJ-54A	1,13	30,02	19,7	16,07	10,54	1,22	39,04	0,77
CA-MSJ-62	1,09	37,08	20,63	19,05	10,6	1,47	36,51	1,02
CA-MSJ-55B	1,1	47,76	14,69	29,96	9,22	2,51	29,58	1,61
CA-MSJ-68	1,02	34,02	28,22	17,72	14,7	0,9	52,95	0,64
CA-MSJ-57	0,69	37,9	21,95	20,63	11,94	0,85	42,26	0,9
CA-MSJ-47A	0,9	31,06	18,23	17,55	10,3	1,08	36,79	0,84
CA-MSJ-79D	0,81	87,09	14,75	44,08	7,46	3,13	34,32	2,54

Tabela 6: Tabela com os valores de razões dos elementos terras-raras normalizados pelo condrito segundo Boynton (1984) das rochas do MSJ.

4.6 Geocronologia (U-Pb)

Os resultados das análises das duas amostras obtidas por meio do método de LA-ICP-MS em cristais de zircões se encontram no APÊNDICE 7. Para tal, 1 amostra representativa das duas principais rochas do complexo foram escolhidas: álcali-feldspato sienito com nefelina e malignito.

Tendo em vista os altos valores de discordância das amostras, verificouse a necessidade de calcular a média das idades, além do gráfico de idade concórdia. Os parágrafos a seguir, descrevem os resultados analíticos do método e os critérios para selecionar os melhores resultados para geração dos gráficos foram valores de concórdia, valores de discórdia, ²⁰⁶Pb_{comum}, erro (rho) e erros individuas (2 σ). Com isso, na tabela, as amostras taxadas são as eliminadas das análises.

4.6.1 Álcali-feldspato sienito com nefelina

Os cristais de zircões 001, 002 e 009 da amostra de álcali-feldspato sienito com nefelina (CA-MSJ-Z-02) possuem bordas mais clara com núcleo escuro. Os cristais 010 e 014 da mesma amostra, não possuem diferença entre núcleo e borda, mas exibem zoneamento oscilatório. Todos possuem uma forma semi-prismática.

As razões ²³²Th/²³⁸U variam entre 1,29 a 15,91. O ²⁰⁶Pb_{comum} varia de 0,0008310 a 0,0980652. A idade obtida no diagrama ²⁰⁷Pb/²³⁵U vs.²⁰⁶Pb/²³⁸U foi de = $66,9 \pm 31,6$ Ma (Figura 48) e a idade média ²⁰⁶Pb/²³⁸U foi de $65,9 \pm 1,6$ Ma, com valores de MSWD (*Mean Square Weighted Deviation*) = 0,69 e probabilidade = 0,60.



Figura 47: Diagrama concórdia ²⁰⁷Pb/²³⁵U vs.²⁰⁶Pb/²³⁸U para análises de zircão via LA-ICP-MS do álcali-feldspato sienito com nefelina do MSJ e idade média obtida.

Fonte: Modificado de Wetherill (1956).

4.6.2 Malignito

Foram observadas populações de zircões com idades distintas nas amostras de malignito (CA-MSJ-Z-05). A idade concórdia obtida no diagrama ²⁰⁷Pb/²³⁵U vs.²⁰⁶Pb/²³⁸U foram de, aproximadamente, 70 e 90 Ma (Figura 49).

Todos dos cristais das amostras do malignito possuem forma semiprismática. As amostras 004, 008 e 012 não possuem distinção de núcleo

e borda, tampouco zoneamento oscilatório. Os cristais 004 e 008 possuem uma textura homogênea, o 012 possui uma textura caótica.

As razões 232 Th/ 238 U variam entre 1,66 a 6,03. O 206 Pb_{comum} de 0,0008581 a 0,0271546. A idade média 206 Pb/ 238 U encontrada para tais amostras foi de 70,6 ± 1,5 Ma, com valores de MSWD = 0,079 e probabilidade = 0,092.

Os demais cristais analisados do malignito: 001, 002, 003, 005, 006 e 007, possuem zonas claras e escuras, e não obedecem ao padrão oscilatório, tampouco zoneamento núcleo-borda.

As razões 232 Th/ 238 U para esses cristais variam entre 0,0085 a 0,0338. O 206 Pb_{comum} varia de 0,0010174 a 0,0471237. A idade média 206 Pb/ 238 U obtida para esses zircões foi de 89,7 ± 1,6 Ma, com valores de MSWD = 0,73 e probabilidade = 0,60.

Figura 48: Diagrama concórdia ²⁰⁷Pb/²³⁵U vs.²⁰⁶Pb/²³⁸U para análises de zircão via LA-ICP-MS do malignito do MSJ e idades médias obtidas.



Fonte: Modificado de Wetherill (1956).

4.7 Geoquímica isotópica (Sr-Nd-Pb-Hf)

Quatorze amostras foram selecionadas para análise de geoquímica isotópica em rocha total no sistema Sr-Nd-Pb-Hf e os resultados estão no APÊNDICE 6. As razões iniciais isotópicas foram calculadas em 89,7 Ma para as rochas máficas e 65,9 Ma para as félsicos do MSJ.

Valores das razões iniciais para os elementos Sr e Nd das rochas do MSJ sugerem origem entre os reservatórios mantélicos *Enriched Mantle I* (EM I) Zindler & Hart (1986). Isto é, um manto sublitosférico com baixos valores de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (i) e altos valores para ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd (i) (Figura 50A).

As razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (i) para as rochas do MSJ variam de 0,704770 a 0,705463 com erros $(2\sigma) \pm 0,000008$ -20, com exceção de uma amostra de nefelina monzosienito que exibe valores dissemelhantes com razão de 0,707571 e erro $(2\sigma) \pm 0,000011$. As razões ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd (i) variam entre 0,511426 e 0,512404 com erros $(2\sigma) \pm 0,00003$ -9. As razões iniciais ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf (i) das rochas máficos são menores do que dos tipos félsicos com valores 0,281484 a 0,281638 para as máficas e 0,281944 a 0,282244 para as félsicas com erros $(2\sigma) \pm 0,00002$ -11(Figura 50B). Combinado às razões iniciais de ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd (i) sugerem a origem do complexo próximo ao reservatório mantélico EM I (SALTERS & WHITE, 1997).

Segundo os modelos de reservatórios Zindler & Hart (1986) para dados de Pb, no diagrama ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb _(i) *vs.* ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb _(i) as amostras do MSJ sugerem fonte entre os reservatórios EM I e DMM (*Depleted MORB Mantle* - Figura 50C). Para ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb _(i) os valores variam entre 17,902 a 18,151 com erros $(2\sigma) \pm 0,001$ -4. Os valores para ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb _(i) variam entre 15,481 a 15,505 com erros $(2\sigma) \pm 0,001$ -3.

Figura 49: Diagramas com razões iniciais ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd *vs.* ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr; ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf *vs.* ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd, e ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb *vs.*²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb para as rochas do MSJ e as representações dos respectivos reservatórios.



Legenda: A) ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd (i) vs. ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (i); B) ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf (i) vs. ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd (i); C) ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb (i) vs.²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb (i). BSE: *Bulk Silicate Earth*; EM I: *Enriched Mantle I*; EM II: *Enriched Mantle I*; EM II: *Enriched Mantle I*; DMM: *Depleted MORB Mantle*.

Fonte: Modificados de Zindler & Hart (1986) e Salters & White (1997).

As idades T_{DM} variam entre 587 a 812 Ma e o parâmetro ϵ Nd -2,9 a -6,4 (Figura 51). Novamente, destaca-se a amostra de nefelina monzosienito exibindo valores discrepantes de T_{DM} 1.757 Ma e ϵ Nd - 21.



Figura 50: Diagrama Idade (Ma) T_(DM) vs. εNd, para as rochas do MSJ.

Fonte: Modificado de Liew & Hofmann (1988).

As razões $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{(i)}$ variam entre 0,282372 a 0, 282685 com erros (2 σ) \pm 0,000003-9. As idades T_{CHUR} variam entre 1,792 a 2,584 Ma e o parâmetro ϵ Hf -3,5 a -5,3. Novamente, destaca-se a amostra CA-MJ-79D (nefelina monzosienito) exibindo valores discrepantes de T_{CHUR} 6.628 Ma e ϵ Hf -14,6.

5 DISCUSSÕES

Este capítulo integra e discute os dados obtidos no presente trabalho confrontando com dados publicados disponíveis na literatura com o objetivo de reconstituir a história do magmatismo que gerou o MSJ e sua evolução, bem como contextualizá-lo regionalmente no PCCF e demais manifestações alcalinas do sudeste da Plataforma Sul-Americana.

5.1 Modelo petrogenético para o MSJ

As assinaturas isotópicas (Sr-Nd-Pb-Hf) e o parâmetro εNd, -2,9 a -6,4, do MSJ indicam gênese por meio de magmas de origem mantélica e que evoluíram ao longo do tempo geológico com parcelas de contaminação crustal.

Valores relativamente baixos de Sr (< 0,70600) implicam em contaminação crustal sem grandes alterações nas composições isotópicas iniciais (LOUBACK et al., 2023). Dessa forma, presume-se que as rochas do MSJ estão próximas de suas respectivas fontes mantélicas.

A modelagem geoquímica da mistura de isótopos de Sr, Nd e Pb indica que a fonte mantélica foi originada pela fusão parcial de, majoritariamente, um manto enriquecido de elementos incompatíveis (EM I), e subordinadamente, uma pequena porção do manto empobrecido (DMM) e de alto teor de U e Pb (HIMU - Figuras 52A e B).

Para quantificar as proporções dessa mistura, foram realizados cálculos com base na equação de mistura de DePaolo et al., (1979). Embora ser uma mistura ternária, a primeira etapa se deu calculando a mistura binária com base no estudo de Rocha-Júnior et al., (2020) e Quaresma (2022) entre os componentes DMM e EM I e, em uma segunda etapa, o resultado com o membro final do HIMU. Na terceira etapa, os resultados da modelagem foram normalizados para 100%. Dessa forma, os valores de EM I passaram a ser de 71.95 %, seguidos de, 14.74 % de DMM e 14.22 % de HIMU.



Figura 51: Modelagem de mistura dos componentes mantélicos com razões ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd _(i) *vs.* ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr _(i) e ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd _(i) *vs.* ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb _(i) para as rochas do MSJ.

- Legenda: As rochas do MSJ são segundo as demais figuras. Os campos verdes, rosa e azul são segundo Maia et al., (2022). Os parâmetros dos componentes mantélicos são segundo Zindler & Hart (1986). Os dados das localidades do DMM, EM I, EM II e HIMU são compilados do GEOROC (<u>http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/</u>). A modelagem pressupõe a mistura de três componentes entre o DMM (87Sr/86Sr = 0,7025, Sr = 7,66 ppm, 143Nd/144Nd = 0,5129 e Nd = 0,58 ppm), EM I (87Sr/86Sr = 0,7056, [Sr] = 495,4 ppm, 143Nd/144Nd = 0,5122, [Nd] = 30,6 ppm) e HIMU (87Sr/86Sr = 0,7028, [Sr] = 757 ppm, 143Nd/144Nd = 0,5127, [Nd] = 45,7 ppm).
- Fonte: Modificado de Zindler & Hart (1986), Salters & White (1997) e Rocha-Júnior et al., (2020).

Marques et al., (2018) sugerem que os altos valores de elementos incompatíveis, como Sr, implicam em uma fonte geradora também influenciada pela fusão de carbonatito, além de influência de voláteis como CO₂. A fonte pode indicar carbonatítica а presença de material reciclado ou metassomatizado no manto, que foi enriquecido por fluidos ou derretimentos carbonatíticos, levando a um manto heterogêneo. Os autores ainda afirmam tais processos são comuns em zonas onde o manto é afetado por plumas mantélicas ou por interação com subducção.

As idades T (DM) das rochas do MSJ, ca. 600 Ma, precedem o início do Ciclo Brasiliano (aproximadamente, 750 – 550 Ma; ALMEIDA, 1976; NEVES et al., 2014) e terminam contemporâneo a ele. Nesse contexto geodinâmico, o manto juvenil envolvido na extração da crosta continental, onde hoje está o MSJ, foi sujeito a diversas subducções no Ciclos e Wilson ao longo do tempo geológico. Tais subducções geraram fluidos metassomáticos que atuaram e modificaram as rochas situadas acima da cunha astenosférica.

Após o período de estabilidade do Gondwana e o episódio do enxame de diques que resultaram na quebra do continente no Cretáceo (ALMEIDA et al., 2021), sucedeu a instalação do RCSB (RICCOMINI, 1989; RICCOMINI et al., 2004 e 2005). O manto subcontinental, que agregou diversos eventos tectônicos, além de episódios metassomáticos, e diferenciação crosta-manto, se tornou um manto (quimicamente) heterogêneo.

Autores afirmam que, atividades de fluidos ou fusões oriundas de subsequentes processos de subducção (BECCALUVA et al., 1992; MAURY et al., 1992; ALICI et al., 1998; ALTHERR et al., 2004; GUO et al., 2006; GRÉGOIRE et al., 2008) e/ou pequenas frações de fusão parcial originadas de um manto mais profundo em um ambiente de rifte (COMIN-CHIARAMONTI et al., 1997; GRÉGOIRE et al., 2002; FOLEY et al., 2002; TAPPE et al., 2006) são totalmente capazes de gerar magmas primordiais fortemente insaturados em sílica (RUBERTI et al., 2011).

Dados de geoquímica elementar e isotópica (Sm-Nd-Hf) do Complexo Região dos Lagos, Terreno Cabo Frio (VIANA et al., 2008; SCHMITT et al., 2008b; FREITAS et al., 2024) também indicam uma origem magmática heterogênea sugerindo a presença de múltiplas fontes magmáticas. Schmitt et al., (2008) apontam que na análise de isótopo Sm-Nd (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd (i) = 0,511948), gnaisses máficos apresentam um valor positivo de ϵ Nd, com uma idade modelo (T _{DM}) de 1,1 Ga, sugerindo uma origem juvenil. Em contraste com os paragnaisses que apresentam ϵ Nd negativo e uma idade T (DM) mais antiga, 1,7 Ga.

5.2 Evolução magmática do MSJ

Os novos dados geocronológicos de U-Pb indicam que as atividades magmáticas que geraram o MSJ se deram em dois momentos. O primeiro há 89,7 Ma com a geração de uma câmara magmática básica, tendo como representantes o essexito e malignito. São registradas outras ocorrências de máficas-ultramáficas alcalinos e alcalino-carbonatítica contemporâneas na região centro-leste da Plataforma Brasileira (ULBRICH & GOMES, 1981; ALMEIDA, 1983; MORBIDELLI et al., 1995; GOMES et al., 1996; COMIN-CHIARAMONTI & GOMES, 2005; AZZONE et al., 2013 e 2016).

Ainda segundo Azzone et al., (2013), tais intrusões são representadas predominantemente por rochas ricas em clinopiroxênio por vezes associados a carbonatitos e/ou sienitos. São eles: Banhadão (RUBERTI et al., 2012), Jacupiranga (GERMANN et al., 1987), Juquiá (BORN, 1971; BECCALUVA et al., 1992; AZZONE et al., 2013), Ilha Monte de Trigo (ENRICH et al., 2009), Pariquera-Açu (MORBIDELLI et al., 2000), Ponte Nova (AZZONE et al., 2009) e Ilha de São Sebastião (BELLIENI et al., 1990; ENRICH et al., 2005). No alinhamento PCCF, apenas o MSJ possui esses atributos: rochas máficas de idade cretácea com textura cumulática.

As rochas máficas do MSJ, como os essexitos e malignitos possuem teores de SiO₂ variando de 39,17 a 46,68 wt.%, são metalumisosas, potássicas com tendência sódica. Não há amostras que possam representar composições de magma primários, conforme descrito por seus teores relativamente baixos de MgO (5,9 wt.%) e Ni (< 130 ppm).

Para as rochas félsicas do MSJ, a idade encontrada é de 65,9 Ma. Tal idade, antes documentada na literatura por Brotzu et al., 2007 e Mota et al., 2009 e 2012, marca o final do Cretáceo, início do Terciário (Paleoceno), período contemporâneo a instalação do RCSB. Esse grupo, que possui como representante o nefelina sienito, sienito com nefelina, nefelina monzosienito, álcali-feldspato sienito com nefelina e fonolito, possuem teores de SiO₂ variando de 51 a 55,18 wt.% e MgO 0,14 a 0,92 wt.%, são potássicas a ultrapotássicas, metaluminosas com tendência a peralcalina e peraluminos.

Os baixos teores de MgO refletem na mineralogia do complexo. Embora apresente olivina normativa, as rochas do MSJ são ausentes de olivina modal, sugerindo que, mesmo as rochas mais parentais, tenham passado por um processo evolutivo. A ausência de flogopita, mica rica em magnésio e típica de rochas alcalinas, contrapondo a presença de annita, biotita ferrífera, é consistente com essa tendência evolutiva.

A ocorrência de melanita nessas rochas está ligada à sua natureza metaluminosa com uma tendência à peralcalinidade. As propriedades geoquímicas distintas das rochas peralcalinas são refletidas em um conjunto de fases minerais com composições químicas incomuns, das quais a melanita faz parte (MARKS et al., 2008). Além disso, a evolução de parâmetros intensivos durante o processo de diferenciação magmática, como a fugacidade de oxigênio (fO_2), em um magma com teores elevados de Ti, influencia significativamente a composição química das fases em cristalização (MARKS et al., 2008). Esse processo leva à cristalização de melanita associada a clinopiroxênio cálcico, titanita e magnetita titanífera (RUBERTI et al., 2011; VLACH et al., 2018).

Além disso, é notável a presença modal de apatita nas rochas máficas, principalmente as que possuem textura cumulática. Tais rochas apresentam um volume de até 2, 22 wt. % de P₂O₅. A variação química observada na assembleia mineralógica do MSJ, bem como em outras intrusões alcalinas contemporâneas e quimicamente semelhantes do PCCF, decorre de uma fonte magmática heterogênea (MARKS et al., 2008).

Entre as manifestações máficas e félsicas geradoras do MSJ, existe uma lacuna de, aproximadamente, 23,8 Ma. Não é clara a relação estrutural e espacial entre as unidades, visto que, em campo, o mapeamento é feito em blocos e não afloramentos convencionais. No entanto, dados gamaespectométricos aéreos (da presente tese) e terrestres (dados ainda não publicados) indicam uma relação lateral entre elas, ainda que, haja espaços ainda não discriminados (APÊNDICE 2).

Processos de assimilação e mistura magmática são sugeridos para modelos de evolução magmática do MSJ. Com base nisso, modelos geoquímicos simples foram elaborados para estimar fusão parcial, cristalização fracionada, assimilação e mistura magmática, com a finalidade de determinar qual, ou quais, modelos prováveis ocorreram no processo de evolução o magmatismo do MSJ.

5.2.1 Fusão parcial

Como mencionado anteriormente, não existe amostra representante do líquido primitivo ou próximo a ele devido ao grau de evolução das amostras. Entretanto, Jung et at., (2006) propõem um diagrama com razões entre elementos terras-raras, Dy/Yb *vs.* La/Yb, para estimar fusão parcial.

Por meio do gráfico é sugerido que, para as rochas mais parentais do MSJ (malignito - Figura 53), a fusão parcial se deu em torno de 1% de um espinélio-peridotito com granada.

Figura 52: Razão (Dy/Yb)_N vs. (La/Yb)_N normalizados para o Manto Pimitivo segundo McDonough e Sun (1995) para as rochas parentais do MSJ para estimar fusão parcial. As curvas de fusão parcial (%) foram calculadas usando uma fusão fracionada modelo não modal segundo Shaw (1970). Os coeficientes de distribuição mineral-fundido foram retirados de McKenzie & O'Nions (1991), Hart & Dunn (1993), Kelemen et al., (1993) e LaTourette et al., (1995).



Fonte: Modificado de Jung et al., (2006).

5.2.2 Cristalização fracionada

Os resultados elementares dos diagramas de variação não coerentes para os elementos-traço (Sr, Nd e Hf) podem ser atribuídos a não cogeneticidade entre as amostras mais parental e as mais evoluídas. Tal análise, somada as razões iniciais ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, sugere cristalização fracionada com assimilação (AFC - *Assimilation–Fractional Crystallization*) ou assimilação

sem, ou com pouca fração, de cristalização fracionada para descrever um dos processos de diferenciação da câmara magmática geradora do MSJ.

Foram elencadas duas séries magmáticas e, em cada série, as amostras mais parentais e mais evoluída (mais diferenciadas). A Série 1 possui razões isotópicas de, aproximadamente, 0,7047 e a Série 2, razões de, aproximadamente 0,7050. Além das duas séries, foi elencado uma amostra como possível membro híbridos oriundo de processos de mistura magmática com razão de 0,7048 e 0,7075 (Tabela 7 e Figura 54).

Tabela 7: Amostras selecionadas modelagem geoquímica para os processos de cristalização fracionada e hibridização elencadas em Série 1 e Série 2.

Amostras	SiO ₂	MgO	87Sr/86Sr	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	176 Hf/ 177 Hf /	٤Nd	٤Hf	Classificação
Amostrus	wt.%	wt.%			110 110			Classificação
CA-MSJ-68C (Malignito-A ₁)	40,04	4,57	0,704779	0,512204	0,282685	-6	-3,5	Série 1 (amostra mais parental)
CA-MSJ-58B (Essexito _C -A ₂)	39,17	5,91	0,705023	-	0,282653	-	-	Série 2 (amostra mais parental)
CA-MSJ-92 (Nef. MonzH)	51,32	0,86	0,704876	0,512395	0,282674	-3,1	-3,9	Híbrido
CA-MSJ-55B (Fonolito-B ₁)	57,11	0,19	0,704994	0,512370	0,282636	-3,6	-4,6	Série 1 (amostra mais diferenciada)
CA-MSJ-54A (Fonolito-B ₂)	55,73	0,32	0,705031	0,512374	0,282658	-3,5	-4,5	Série 2 (amostra mais diferenciada)

Legenda: c: possui textura cumulática; Nef. Monz.: Nefelina Monzosienito.



Figura 53: Diagrama multielementar de ETR das amostras do MSJ selecionadas para modelagem geoquímica.

Fonte: Modificado de Boynton (1984).

Os padrões de ETR das amostras máficas (A1 e A2) são semelhantes e subparalelas às amostras félsicas ($B_1 \in B_2$), que por sua vez, estão truncadas. Qualquer cogeniticidade entre os líquidos máficos e félsicos por cristalização fracionada (com ou sem assimilação), implicaria na existência de uma assembleia fracionante capaz de reduzir os teores de todos os ETR. Fases fracionantes comuns em líquidos máficos e ultramáficos incluem a olivina e piroxênios (ortoclinopiroxênio e clinopiroxênio). No entanto, os ETR são incompatíveis durante processos de equilíbrio cristal-líquido entre essas fases e magmas máficos (ROLLINSON, 1993). Portanto, uma possível cogeniticidade entre os magmas máficos e félsicos representados no diagrama de ETR normalizado condrito teria envolver. princípio para 0 que а е predominantemente, uma fase máfica (por exemplo, anfibólio) capaz de reter os ETR.

A hipótese de cogeniticidade entre as composições máficas e félsicas do MSJ foi testada com um modelo de cristalização fracionada utilizando-se a equação (1) de fracionamento de Rayleigh (WOOD & FRASER, 1976) expressa, simplificadamente, por: $C_L/C_0 = F^{(D-1)}$ (1)

Onde: C_L é a concentração do elemento traço no líquido evoluído; C_0 , concentração do elemento traço no líquido primário ou parental; F é a quantidade de líquido remanescente (sendo 1-F a quantidade de cristalização fracionada); e D, coeficiente de partição total, sendo D = $\Sigma n_{i-1}W_i$.Kd_i, onde W é a proporção de fracionamento da fase *i* e Kd_i é o coeficiente de partição cristal/líquido para líquidos da fase *i*.

A equação foi utilizada para gerar a composição de ETR de um magma félsico evoluído modelo (M), a partir da composição da amostra máfica (A₁) elencada como representativa do magma máfico parental. A validação do modelo é feita comparando a composição do magma modelo com a composição da amostra félsica (B₂), representativa do magma félsico evoluído.

Os resultados do modelo são apresentados na Figura 55. Após diversas combinações de possíveis assembleias fracionante, o resultado minimamente relevante foi obtido considerando o fracionamento de 20 % de clinopiroxênio e 80 % de anfibólio em uma quantidade elevada (90 %) de cristalização fracionada. Um resultado controverso, visto que foi constatado (ao final das discussões, por meio de análise petrográfica) que o anfibólio, possivelmente, é resultado de cristalização tardia. A diferença percentual (Tabela 8) dos teores elementares entre o modelo e a amostra B₂ se encontram acima do erro analítico para esses elementos. Com isso, é afirmativo que os resultados para este modelo não foram satisfatórios.

Dito isso, é improvável que as amostras analisadas possam ser cogenéticas por processo de diferenciação relacionada em uma única câmara magmática. Tais rochas analisadas podem estar representando diversos fluxos de diferentes centros de emissão associados a processos distintos de diferenciação e que ocorreram em diferentes câmaras.





Fonte: Modificado de Boynton (1984).

Elemento	П	Co ^N C∟ ^N		C∟ ^N	Diferença
Liemento	0	(A ₁)	(B ₂)	(M)	percentual
La	0,435	559	331	2052	519
Ce	0,704	428	171	845	394
Pr		394	104		100
Nd	1,134	224	40	165	315
Pm					
Sm	1,543	108	12	31	159
Eu	1,347	87	9	39	341
Gd	1,735	56	6	10	65
Tb		50	6		
Dy	1,755	36	6	6	12
Ho		32	7		
Er	1,522	26	7	8	10
Tm		26	9		
Yb	1,438	21	10	8	21
Lu	1,362	18	10	8	23

Tabela 8: Resultados da modelagem geoquímica para cristalização fracionada utilizando a equação de Rayleigh.

Legenda: C₀^N e C_L^N são concentrações normalizadas (BOYNTON, 1984) de elementos das amostras A₁ (malignito) e B₂ (fonolito). Coeficientes de partição usados para calcular os valores de D são segundo Artth (1976) para clinopiroxênio e Fujimaki et al., (1984) pata anfibólio.

A alocação catiônica e o comportamento dos elementos nos diagramas de variação de química mineral exibem padrões interessantes em relação à cristalização da melanita e de outros minerais.

Nas rochas analisadas, há relações inversamente proporcionais de Ti³⁺ em relação a Si⁴⁺. Além disso, as concentrações de Al^{IV} (Al tetraédrico) também são inversamente proporcionais ao Si⁴⁺ (APÊNDICE 3). Essas rochas, derivadas de magma metaluminoso e insaturado de sílica, não possuem Si⁴⁺ e Al³⁺ suficientes para cristalizar todos os minerais (SØRENSEN, 1974; SHAND, 1943). Entretanto, mesmo com baixos teores de Si⁴⁺ e Al³⁺ nos cristais de melanita, o Al³⁺ é predominantemente alocado no sítio Z (coordenação tetraédrica) para compensar a ausência de Si⁴⁺, enquanto todo o Ti³⁺ é alocado no sítio Y (coordenação octaédrica). Devido às suas propriedades cristaloquímicas, nos cristais de melanita, o Ti³⁺ deveria substituir o Si⁴⁺ no sítio Z (GRAPES et al., 1979; VLACH et al., 2018), mas esse não é o caso.

A coordenação octaédrica parcionou o Ti³⁺ e o Al³⁺ restante não acomodado no sítio Z. Eles são incorporados à estrutura da melanita por meio de um mecanismo de substituição acoplada (VLACH et al., 2018), garantindo o equilíbrio de carga dentro da estrutura cristalina.

Os padrões observados nos diagramas de variação, bem como as alocações catiônicas, também são evidentes nos cristais de augita. Vários mecanismos de substituição nesse clinopiroxênio exigem substituições acopladas (CAWTHORN & COLLERSON, 1974; MORIMOTO et al., 1988). No caso da augita do MSJ, a substituição, conhecida como componente Tschermak ou molécula Ca-Ti-Tschermak, envolve substituições entre Ti³⁺ e Al³⁺. Nesse processo, a maior parte do Al³⁺ é alocada na coordenação tetraédrica, enquanto o Ti³⁺ é alocado na coordenação octaédrica.

As substituições catiônicas em anfibólios são mais complexas de estudar (LEAKE et al., 1997; HAWTHORNE et al., 2012). Entretanto, padrões semelhantes observados na melanita e augita podem ser identificados. Tanto

nos cristais de pargasita quanto nos de sadanagaíta, o Ti³⁺ ocupa o sítio octaédrico, enquanto o Al³⁺ está predominantemente localizado na coordenação tetraédrica.

Nenhum padrão é observado nos cristais de annita. Entretanto, de acordo com Rieder et al., (1998), a incorporação de Ti³⁺ nessa biotita ocorre por meio de substituição isomórfica com Al³⁺ na coordenação octaédrica.

Com relação aos padrões observados nos diagramas de variação, os cristais de melanita em nefelina monzosienito e a pargasita em malignito apresentam hiatos composicionais moderados. Além disso, a baixa correlação linear (R²) em aproximadamente 85% das amostras, particularmente aquelas de melanita em malignito, sadanagaíta e annita em nefelina monzosienito, reflete a variabilidade nas concentrações de Ti ao longo dos cristais analisados. Essa observação sugere uma possível perturbação no equilíbrio do sistema magmático, que, por sua vez, leva às substituições cristaloquímicas mencionadas acima, resultando em texturas de zoneamento composicional, conforme observado nos cristais de melanita e augita (GOMES et al., 1968; GOMES, 1969; ROLLINSON, 1993; VLACH et al., 2018).

Vlach et al., (2002) afirmam que as variações de composição em minerais são uma consequência comum da existência de soluções sólidas em sistemas naturais, visto que diferentes cátions ou ânions podem ocupar os mesmos locais cristalográficos. Em seu estudo da melanita de Poços de Caldas, Vlach et al., (2018) propõem que esse desequilíbrio do sistema decorre de processos de assimilação da crosta nesses líquidos magmáticos.

Existem claras evidências de processos de assimilação crustal nas rochas do complexo. Magmas derivados de um reservatório mantélico colocados em uma crosta, podem adquirir até 10% (MARQUES et al., 2018) de material assimilado da encaixante. De acordo com Azzone et al., (2016), esse processo é favorecido pelas altas temperaturas que esses magmas possuem, aproximadamente 1100 °C. Essa temperatura é capaz de derreter rochas graníticas ou metamórficas (HERSUM et al., 2007; PHILPOTTS & ASHER 1993; REINERS et al., 1995; AZZONE et al., 2016).

De acordo com Kuritani et al., (2005) e Azzone et al., (2016), a assimilação pode ocorrer pela entrada de xenólitos na câmara magmática e

pela fusão da rocha hospedeira, transportando essa fusão para o interior da câmara magmática. Os dois casos ocorrem em MSJ. São mapeados xenólitos de biotita gnaisse (não amostrados) inseridos em rochas sieníticas. Além dos padrões observados na química mineral, geoquímica elementar e dados isotópicos.

Além das análises de química mineral, é possível analisar evidências de assimilação usando dados de elementos maiores, traços e isótopos, nas razões P₂0₅/K₂0 *vs.* ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr e Ba/Sr *vs.* Rb/Sr (Figura 56), em que uma diminuição e um aumento, respectivamente, nessas razões indicam a possibilidade de contaminação crustal da rocha hospedeira no líquido alcalino (AZZONE et al., 2016; MARQUES et al., 2018).

Para as amostras mais parentais do MSJ, com exceção do essexito com textura cumulática, as razões P₂0₅/K₂0 *vs.* ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr e Ba/Sr *vs.* Rb/Sr (Figuras 56 A e B), sugerem pouca influência da assimilação crustal. No entanto, as amostras mais evoluídas sugerem uma influência moderada de assimilação crustal.

Figura 55: Diagramas binários com razões entre elementos maiores (wt. %), traços (ppm) e razão inicial de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr para investigar efeito de contaminação crustal nas rochas do MSJ.



Fonte: Modificado de Azzone et al., (2016) e Marques et al., (2018).

Para além das razões apresentadas acima, os altos teores de Pb observados nos modelos geoquímicos apresentados (vide Figura 50) também são fortes indicadores de contaminação crustal. Segundo Marques et al., (2018), os altos teores advêm da interação do líquido magmático com materiais crustais ricos em Pb durante sua ascensão.

De Souza et al., (2024) afirmam que a interação entre o magma e a crosta terrestre ou com fluidos externos ricos em voláteis, principalmente H₂O, altera a composição do magma, favorecendo a precipitação de fases ricas em Fe e Ti. Além disso, os autores ainda afirmam que a introdução contínua de novos pulsos de magma dentro de um sistema intrusivo parcialmente cristalizado leva a uma mistura magmática que aumenta a concentração de elementos incompatíveis, incluindo Ti e Fe, nos líquidos remanescentes.

Desta forma, a presença notável de óxidos de Fe e Ti, como a magnetita titanífera, na assembleia mineralógica do MSJ pode ser atribuída a alta *f*O₂ resultante dos processos de assimilação e mistura magmática.

5.2.4 Mistura magmática

Em campo, os tipos máficos do MSJ se apresentam como porções imersas em porções félsicas. Tais porções possuem tamanhos variados com contatos bruscos e/ou poligonais, por vezes, se assemelhando a feições de brecha magmática, como sugerido por demais autores (MOTA et al., 2009 e 2012). Além de bordas de reação gerando formatos arredondados e/ou variações difusas entre ambos.

Contudo, as discussões levantadas ao longo das campanhas de campo, bem como dados petrográficos e geoquímica, galgam a ideias de estruturas derivadas de processo (s) de mistura magmática, em um processo complexo gerando as diversas feições. Mistura magmática, segundo Powell (1984), é definida como a interação de dois magmas de diferentes características, resultando em uma mistura com as características de ambos os magmas.

Esse processo pode ocorrer como uma mistura de magma de duas ou mais fontes diferentes ou entre diferentes zonas de composições distintas dentro de uma mesma câmara magmática (POWELL, 1984). Para este

trabalho, será levando em consideração, apenas a primeira opção: mistura entre duas ou mais fontes.

No MSJ existem duas situações: mistura heterogênea (*mingling*) e mistura homogênea ou hibridização (*mixing*). Na primeira situação, Sparks & Marshal (1986) pontuam que, para que a mistura mecânica gere feições como observadas em campo, deve ocorrer diferença de viscosidade entre os dois magmas, como enumerado a seguir: (1) magma máfico menos viscoso que o magma félsico; (2) magma máfico se tornando mais viscoso do que o magma félsico devido à cristalização de alguns minerais; e (3) magma máfico efetivamente sólido devido ao seu alto conteúdo de cristal.

Nessas situações, os autores reconhecem que a mistura completa (hibridização) não pode ocorrer, mas o magma máfico é disperso como enclaves dentro do magma félsico. A hibridização completa ocorre apenas quando ambos os magmas se comportam como líquidos na mesma temperatura. Tal processo, de acordo com os padrões de ETR mostrado no item 4.2.2, Tabela 7, o processo de hibridização entre o membro máfico mais parental e félsico mais evoluído do MSJ teria que obedecer à seguinte equação (2) geral:

[Membro	A1]	+	[Membro	B2]	=	[Membro	H]
(2)							

Onde, o membro A₁ representa o máfico mais parental as Série 1; o membro B₂, o mais evoluído da Série 2; e o membro H, o híbrido.

A convexidade e os valores semelhantes de La, Yb e Lu do membro B₁ com os padrões do membro H, não permitem considerar B₁ como membro final num processo de hibridização.

A hipótese de hibridização entre os componentes máficos e félsicos foi testada com um modelo por meio da equação de mistura binária (FAURE, 1984), tendo as amostras A₁ como membro máfico da mistura, a amostra B₂ como membro félsico e considerando a amostra H como representativa da composição híbrida (Tabela 9).

Amostra	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _(i)	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd _(i)	SiO ₂	MgO	Observações
CA MSJ 68C (Malignito)	0,704779	0,512204	40,04	4,57	Máfico da Série 1
CA MJ 79D (Nef. Monz.)	0,707571	0,511427	61,26	0,75	Híbrido
CA MJ 54A (Fonolito)	0,705031	0,512374	55,73	0,32	Félsico da Série 2

Tabela 9: Membros selecionados para geração do modelo de hibridização, mistura binária proposta por Faure (1984).

Legenda: Nef. Monz.: nefelina monzosienito.

Foi gerado um modelo (M) onde a composição de elementos terras raras deste híbrido modelo seja semelhante da amostra H. A Equação de Mistura Binária (3) proposta por Faure (1984) é expressada por:

 $W_{H=}$ (f_A x W_{A}) + [(1-f) x(W_{B})] (3)

Onde, $W_A \in W_B$ são pesos (ou volumes) dos componentes A e B em uma dada mistura; W_H é o peso do híbrido e f é a quantidade de mistura dada pela contribuição do membro A.

Os resultados do modelo são apresentados na Figura 57 e Tabela 10, a seguir. O melhor ajuste envolvendo os membros A₁, B₂ e H escolhidos foi obtido com 32 % de contribuição do membro A₁.



Figura 56: Modelo geoquímico de formação de um magma hibrido calculado comparado a um magma hibrido real representado por amostra de um nefelina monzosienito do MSJ.

Fonte: Modificado de Boynton (1984).

Dessa forma, pode-se afirmar que a amostra H (nefelina monzosienito) do MSJ é resultante de processos de hibridização entre um magma máfico (malignito) e félsico (fonolito) corroborando com a hipótese de mistura magmática como importante mecanismo formador das rochas do complexo. E as assinaturas magnetométricas para o MSJ corroboram com essa hipótese.

Elemente	A N	R N	LIN	Mistura	Diferença	
Liemento	A 1	D ₂	п	0,32	percentual	
La	559,3	258,4	361,7	354,7	1,9	
Ce	427,7	160,7	254,3	246,2	3,2	
Pr	393,8	111,6	210,7	201,9	4,2	
Nd	223,8	48,1	105,4	104,3	1,0	
Pm						
Sm	108,4	17,9	46,5	46,9	0,8	
Eu	87,0	13,8	39,2	37,2	5,1	
Gd	55,8	8,7	24,7	23,8	4,0	
Tb	50,4	7,7	21,9	21,3	2,6	
Dy	35,9	6,2	15,8	15,7	0,5	
Ho	31,9	6,6	15,0	14,7	2,2	
Er	25,7	6,1	13,6	12,4	8,8	
Tm	26,3	6,4	14,0	12,7	8,7	
Yb	21,2	5,5	10,7	10,5	2,2	
Lu	17,8	5,4	10,6	9,4	11,5	

Tabela 10: Resultados da modelagem geoquímica para testar o modelo de hibridização utilizando a equação de Faure (1984).

Legenda: $A_1^N e B_2^N$ são concentrações normalizadas (Boynton, 1984) de elementos das amostras A_1 (malignito) e B_2 (fonolito).

As anomalias magnéticas do MSJ revelam a configuração do complexo na subsuperfície. Os valores de AGT possibilitam a identificação dessas fontes magnéticas anômalas. Esses domínios magnéticos foram demarcados usando os valores mais altos de AGT (Figura 58), onde oito picos foram enumerados. Os valores dessas anomalias variam de 0,5 a 4,5 nT/m.

A figura reforça a hipótese de que o gradiente magnético da região é composto por múltiplos domínios anômalos. Os oito picos anômalos identificados podem representar regiões com diferentes concentrações de minerais ferromagnesianos ou diferentes corpos magmáticos no interior da intrusão, como pontua Li (2006).



Figura 57: Os oito domínios mapeados, de acordo com os altos valores de AGT (nT/m), onde podem ser observadas fontes magnéticas anômalas.

Fonte: A autora, 2024.

Para a hipótese de uma única intrusão com heterogeneidade magnética é importante levar em consideração o processo de cristalização fracionada sendo geradora dessas zonas mineralógicas distintas (Li, 2006; Chmyz, 2018) que geram assinaturas magnéticas detectáveis. Entretanto, essa hipótese pode ser desconsiderada visto que autores como Brotzu et al., (2007) e Fagundes (2024) afirmam que cristalização fracionada não foi o processo principal de evolução magmática do MSJ, bem como responsável pela diversidade faciológica registada. Com isso, zonas mineralizadas com minerais magnéticos, oriundas de um processo de cristalização fracionada, gerando picos anômalos não é aplicado no MSJ.

Para a hipótese de múltiplos corpos intrusivos é levada em consideração que a segmentação em oito anomalias pode indicar a presença de intrusões magmáticas distintas (não-cogenéticas) que se conectaram posteriormente durante eventos de mistura magmática. Essa ideia é coerente, visto que no presente trabalho, é explicitada que métodos fundamentais como observação de campo e análise petrográfica já indicam tal processo. Além disso, os autores supracitados afirmam que mecanismos como mistura magmática foi o processo predominante na evolução magmática do MSJ. Brotzu et al., (2007) e Fagundes (2024) fazem tal afirmação com base em análise de geoquímica elementar e isotópica. O presente trabalho utiliza as assinaturas magnetométricas como mais um método para apoiar tais suposições.

Um fator relevante a ser discutido é a distribuição dos picos. A disposição moderadamente linear e alinhada das anomalias sugere que podem estar relacionadas a algum controle estrutural ou um processo magmático, como fraturas ou canais de alimentação magmática.

5.2.4.1 Textura mineral

Como resultado dos processos de assimilação e mistura, texturas importantes foram impressas nos principais minerais pertencentes às rochas do MSJ. O zoneamento composicional e sobrecrescimento de um cristal sobre outro, como mencionado, e a textura poiquilítica do anfibólio – kaersutita.

Latypov et al., (2020) investigaram o desenvolvimento de texturas poiquilíticas em magmas básicos dentro de intrusões cumuláticas. Os autores propõem que essas texturas se formam devido ao super-resfriamento (LATYPOV et al., 2020; MOLLO & HAMMER, 2017) nas câmaras magmáticas, levando à cristalização em estágio inicial do magmatismo. Mollo & Hammer (2017) ainda destacam que o crescimento do cristal atinge seu máximo em graus mais baixos de super-resfriamento em comparação com a nucleação. Além disso, o estudo sugere que a chegada de novos lotes de magma e a mistura podem desempenhar um papel fundamental na influência da formação de tais texturas.

Via de regra, os estágios de formação de cúmulos envolvem nucleação, crescimento e acomodação (LATYPOV et al., 2020; KOTVYTSKA, 2024). A acomodação se dá pelo oikocristal que engloba os demais cristais menores, os chadacristais. O aparecimento de texturas poiquilíticas é explicado pela cristalização de oikocristais durante intervalos específicos no superresfriamento (KOTVYTSKA, 2024).

Maier (1995) e Kotvytska (2024) afirmam que os oikocristais são quimicamente zonados, desde os núcleos até as bordas. Contudo, nos cristais poikilíticos de kaersutita do MSJ não são observados zoneamentos composicionais aparentes. Considerando a formação das texturas citadas, sugere-se que, no MSJ, os cristais recém nucleados de augita nos estágios iniciais do magmatismo passaram por uma evolução ao longo do processo magmático, apresentando zoneamentos composicionais irregulares e concêntricos (Figura 59A), passando por sobrecrescimento de anfibólios ricos em Na e K (pargasita e sadanagaíta – Figura 59B).

Nos estágios finais de cristalização, e com a disponibilidade de Ti no líquido magmático, a augita sobrecrescida de anfibólios sódicos e potássicos evolui para oikocristais de anfibólio titaníferos (kaersutita), que englobam os cristais remanescentes de augita e os demais circundantes, como álcali-feldspato e óxidos de Fe e Ti, formando assim a textura poiquilítica em rochas com textura cumulática (Figura 58C). Nesse mesmo contexto, também inclui a cristalização tardia da melanita.

Figura 58: Estágios de evolução da formação da textura poiquilítica nos cristais de kaersutita das rochas do MSJ que exibem textura cumulática.



Legenda: A) Fotomicrografia de um cristal de augita, à nicóis cruzados, exibindo zoneamento composicional; B) Fotomicrografia de um cristal de augita, à nicóis cruzados, com sobrecrescimento de anfibólio; C) Fotomicrografia de um cristal de kaersutita, à nicóis cruzados, com textura poiquilítica englobando cristais de augita, titanita e magnetita titanífera. Cpx: Clinopiroxênio; Ttn: Titanita; Amp: Anfibólio; Mag: Magnetita. Fonte: A autora, 2024.

A combinação dos estudos de texturas e assinaturas magnetométricas se alinha com os modelos propostos por Davidson et al., (2007b). Esses autores associam as texturas a sistemas magmáticos específicos que operam em regimes de sistema aberto e fechado.

De acordo com Davidson et al., (2007b), as diversas texturas minerais podem proceder de três sistemas magmáticos (Figura 60) distintos em um regime de sistema aberto. Segundo os autores, as complexidades texturais descritas sugerem que o processo gerador do complexo é baseado em um sistema no qual há dois, ou mais, centros magmáticos não cogenéticos e que foram evoluindo ao longo do tempo e se interconectando gerando diferentes texturas de centro e borda (Figura 60C), conforme observado nos cristais de clinopiroxênio e granada como intercalações de composição entre núcleo e borda, zoneamentos irregulares e bordas corroídas.



Figura 59: Diagrama simplificado de sistemas magmáticos mostrando diferentes formas de zoneamento mineral e causas de geração.

Fonte: Modificado de Davidson et al., (2007b).

5.4 Modelo geodinâmico para o MSJ

Como mencionado no Capítulo 1, as intrusões do PCCF são compostas essencialmente por rochas sienítica, que vão desde fracamente até fortemente insaturadas em sílica, são predominantemente félsicas de afinidade potássica a ultrapotássica (MOTA, 2012). Expressões máficas e ultramáficas são mapeadas como diques de lamprófiros no maciço do Mendanha (MOTA, 2012), em Arraial do Cabo, próximo à Ilha do Cabo Frio (ARAÚJO, 1995; OLIVEIRA,

2019), Poços de Caldas (VLACH et al., 2018) e rochas gabroicas no Morro de São João (BROTZU et al., 2007; MOTA, 2012; FAGUNDES, 2020). Diques de fonolito e traquito são presentes em todos os corpos do PCCF. Brechas vulcânicas são descritas no Mendanha (MOTA 2012), Poços de Caldas (SCHORSCHER & SHEA 1992, VLACH et al., 2018), Itaúna (MOTOKI et al., 2008), Tanguá (MOTOKI et al., 2010, 2015) e Ilha do Cabo Frio (SICHEL et al., 2012, OLIVEIRA, 2019).

Além das rochas insaturadas, há manifestações saturadas a supersaturadas em SiO₂ associadas às rochas insaturadas descritas em Itatiaia (ROSA & RUBERTI 2018), Morro Redondo, Mendanha (MOTA, 2012), Ilha de Cabo Frio e Ilha dos Búzios (GOMES et al., 2017; OLIVEIRA, 2019).

As idades (U-Pb, ⁴⁰K-⁴⁰Ar e ⁴⁰Ar-³⁹Ar, rocha total e minerais) ao longo do alinhamento PCCF variam de *ca.* 87 a 53 Ma (vide legenda da Figura 2 - THOMPSON et al., 1998; ULBRICH et al., 2003; BROTZU et al., 2007; RUBERTI et al., 2011; MOTA, 2012, ROSA, 2017; GUARINO et al., 2021).

Existem três hipóteses sobre a gênese, evolução e progressão desse alinhamento, são elas: (1) a passagem de um *hotspot* sob a Placa Sul-Americana de direção NW-SE (MARSH, 1973; HERZ, 1977; THOMAZ FILHO & RODRIGUES, 1999); (2) pluma mantélica (THOMPSON et al., 1998); e (3) falhas subcrustais (ALMEIDA, 1991; RICCOMINI et al., 2005) gerando descompressão adiabática e, consequentemente, magmatismo. No entanto, a progressão do alinhamento não sincroniza com a datação progressiva das manifestações alcalinas. Em outras palavras, a progressão geocronológica de WNW para ESE é não linear, o que ameaça o modelo de *hot spot*, por exemplo.

Novas datações U-Pb em zircões do presente trabalho, zircões do Complexo Alcalino de Tanguá - RJ (TEODORO, 2024), e zircões detríticos de rochas da Bacia de Resende (CARVALHO et al., 2023) sugerem dissemelhanças com os reportados na literatura. Idade de 87,9 Ma para o MSJ, 90 Ma para o Complexo Alcalino de Tanguá, e 67 Ma e 138 Ma para os maciços de Itatiaia e Morro Redondo, respectivamente, o que reforça a não progressão decrescente de idades ao longo do *trend.*
Dos modelos citados acima, dois, combinados entre si, são debatidos para explicar a gênese das intrusões do PCCF. O modelo de pluma mantélica combinado ao de reativação de falhas crustais gerando descompressão adiabática (ALMEIDA, 1991; RICCOMINI et al., 2005) e, conseguinte, magmatismo. É importante enfatizar que, o modelo de pluma defendida nesta tese diz respeito a um modelo de anomalia térmica provedora de calor e não uma pluma que evolui à crosta em um modelo tipo *hot-spot.*

A hipótese de pluma considera os valores não decrescentes do alinhamento. Por meio de modelagem matemática, autores (SLEEP, 1990; CONDIE, 1997) estimam que a cabeça de uma pluma mantélica, gerada na interface núcleo-manto, possui dimensões em torno de 1.000 a 1.500 km de diâmetro (SLEEP, 1990; CONDIE, 1997; MOTA, 2012). Dessa forma, é possível, através de convecção de calor, gerar magmatismos em locais distantes com idades e composições isotópicas semelhantes, mesmo sendo petrograficamente distintos, como é verificado nas intrusões do PCCF.

Ao longo do processamento dos dados magnetométricos, observou-se que o MSJ estava sob efeito global da geomagnetização reversa (WILSON et al., 1972; DOBRETSOV et al., 2021), fator que corrobora com a hipótese de uma existência de uma pluma mantélica.

A ocorrência desse fenômeno é discutida associando sua manifestação a dois grandes eventos tectônicos que podem ou não estar associados ao manto-núcleo (MULLER et al., 2002): (1) a chegada de placas continentais subductada no manto profundo ou (2) o início de novas plumas mantélicas a partir do limite núcleo-manto (DOBRETSOV et al., 2021). Os mesmos autores também relacionam grandes eventos de reversão geomagnética à extrusão de grandes províncias ígneas, como a Serra Geral - Etendeka, e até a extinções em massa. O maciço Poços de Caldas e o complexo Juquiá também possuem assinaturas de geomagnetização reversa (MARANGONI & MANTOVANI, 2013).

No que se refere a profundidade de colocação do corpo, a presença da pseudoleucita nas rochas do complexo fornece essa informação. Rochas portadoras de pseudoleucita remetem a um ambiente de pequena profundidade (RUBERTI et al., 2011; CHAVES et al., 2023). Segundo dados experimentais

145

de Fudali (1963) e Barton & Hamilton (1978), a leucita se torna instável acima de 1 kbar a *P*(H₂O), com isso, a ocorrência deste intercrescimento indica que a colocação das rochas portadoras se deu em baixas profundidades, cerca de 2 a 3 km. Isto corrobora com a hipótese sustentada por Motoki et al., (2015) de que a taxa de denudação do estado do Rio de Janeiro gira em torno de 3 km, o que torna possível a exposição do complexo nos dias atuais.

Entretanto, Schmitt et al., (2016) afirmam que a taxa de denudação do Terreno Cabo frio pode chegar até 15 km. É importante pontuar que, a evolução tectônica-geomorfológica da margem do sudeste brasileiro, não se limita apenas a eventos epirogenéticos. É sabido que o relevo foi sujeito a uma evolução complexa em comparação à outras margens passivas no mundo (DORANTI-TIRIAN et al., 2014).

Os autores supracitados afirmam, com seus dados de datação por Traços de Fissão em Apatitas, que evolução da paisagem deve levar em conta tanto os fatores exógenos como endógenos. E que a configuração do relevo atual é resultado de eventos policíclicos e complexos que se dão através do tempo geológico em uma sucessão de episódios que se superpõem uns aos outros.

Com base em todos os dados expostos e discutidos nos itens do Capítulo 4, a seguir, é apresentado um esquema (Figura 61) que sugere um modelo geodinâmico para o MSJ ilustrando, de forma sucinta, geração, migração, colocação e diferenciação do complexo.

Na imagem é representado, em uma escala horizontal regional, a influência da pluma mantélica como fornecedora de calor e os componentes mantélicos na interface astenosfera – manto litosférico e em locais mais rasos, manto litosférico – crosta, as setas amarelas representam a assimilação crustal, as fotomicrografias indicam as texturas minerais advindas de cada processo magmático. Um destaque na crosta rasa para os diversos centros magmáticos (em vermelho) que interagem entre si e as rochas hipoabissais (em azul) intersectando a intrusão alcalina.

Figura 60: Figura esquemática, com profundidades aproximadas, do modelo proposto para o MSJ de geração, migração, colocação, diferenciação do magma e as texturas minerais resultantes.



Legenda: Nome do reservatório mantélico, vide Figura 48. 1) Textura afanítica do fonolito porfirítiro hipoabissal; 2) Textura mineral decorrente da mistura magmática entre rochas parentais (máficas) e diferenciadas (félsicas); 3) Textura *cumulus* observado nas rochas máficas mais parentais com efeito da adição de água no sistema. Fonte: Modificado de Davidson et al., (2007b) e Gündüz & Asan (2021).

5.4.1 Implicações do magmatismo Meso-Cenozoico na evolução da Plataforma Sul-Americana

O MSJ está localizado ao norte do Alto de Cabo Frio (ACF), oeste à Bacia de Campos e do Gráben de Barra de São João, limite oriental do RCSB (Figura 62 - MOHRIAK & BARROS, 1990). Esses três elementos são discutidos no contexto da evolução do Terreno Cabo Frio, que remete a evolução da plataforma continental (ALMEIDA et al., 2013).

Figura 61: Figura esquemática de localização do MSJ em relação ao PCCF, ACF e Bacia de Campos.



Legenda: As linhas brancas indicam o limite das bacias sedimentares offshore. As intrusões alcalinas do PCCF são segundo legenda da Figura 4.

Fonte: Google Earth Pro; Almeida et al., (2013); Heilbron et al., (2016); Barros et al., (2023).

De acordo com Schmitt et al., (2008a, 2008b, 2016) e Almeida et al., (2013), o Terreno Cabo Frio, desempenhou um papel importante na evolução da Plataforma Sul-Americana, mais especificamente, a quebra do Gondwana. A evolução tectônica do terreno, ainda segundo Almeida et al., (2013), não pode ser interpretado como um evento único, mas sim, uma evolução com reativações múltiplas durante toda a evolução da margem continental.

Para além das discussões acerca do contexto estrutural, o magmatismo e vulcanismo, que evoluiu com o desenvolvimento estrutural da Plataforma Sul-Americana, ocorreu em grande parte no episódio do rifteamento do Cretáceo, levando a quebra continental. Um caso significativo para ser debatido. Além dos trabalhos de campo, linhas sísmicas ao longo na margem imersa continental evidenciam atividade magmática e vulcânica expressiva, nas porções *onshore* a *offshore*. Trabalhos recentes (ALMEIDA et al., 2021; GIRO et al., 2021) que integram dados de campo e geofísicos de alta resolução, indicam que o embasamento cristalino *onshore* foi afetado por deformação dúctil. Essa deformação gerou zonas de falhas envolvendo diversos blocos crustais que, em mapa, morfologicamente, se assemelham a corredores.

Mohriak et al., (2022) afirmam que alguns desses corredores compreendem estoques alcalinos alinhados. Alinhamentos como o Ilha de Cabo Frio - Morro de São João - Glicério, de orientação N – S. Esse pequeno lineamento se associa, regionalmente ao PCCF e, posteriormente, lineamento Cruzeiro do Sul de direção NW - SE, na porção *offshore* (MOHRIAK et al., 2010 e 2022). Nessa região, além dos *plugs* e *stocks* alcalinos, há edifícios vulcânicos nas porções *offshore*, indicando um evento magmático significativo pós-sal.

Os sistemas de riftes cenozoicos e as intrusões do final do Cretáceo ao Paleogeno na região terrestre são indicações diretas da reativação pós-ruptura ao longo da margem sudeste do Brasil (MOHRIAK et al., 2022). Geraldes et al., (2022) debatem que, paralelamente ao vulcanismo proveniente do afastamento das placas Sul-americada e Africana, por volta de 80 Ma, ocorria o magmatismo alcalino na crosta do continental ao sudeste da Plataforma da América do Sul. Esse magmatismo corresponde às manifestações máficasúltramáficas cumuláticas como Ponte Nova (AZZONE et al., 2016) e as máficas do MSJ, por exemplo. Seguido de novos pulsos magmáticos, cerca de 70 e 55 Ma, que incluem a maioria das manifestações félsicas do PCCF, por exemplo. Oreiro et al., (2008) afirmam que os volumes mais expressivos de rochas magmáticas na Bacia de Campos, intercaladas na seção sedimentar, ocorrem próximos a áreas de interseção entre zonas de falhamentos de direção SE - NW (falhas de rejeito direcional) e SW - NE (falhas normais. Esses dados sugerem que o magmatismo em questão não foi originado apenas por calor de plumas mantélicas, uma vez que as falhas reativadas (principalmente as falhas de rejeito direcional com orientação SE - NW) parecem ter rompido toda a litosfera, atingindo a astenosfera, onde causaram fusão parcial por simples alívio de pressão.

Thomaz Filho & Rodrigues (1999), Thomaz Filho et al., (2005 e 2008), Geraldes et al., (2022) e Barros et al., (2023), afirmam que os eventos magmáticos e vulcânicos Meso-Cenozoico desempenharam um papel importante no que diz respeito a evolução das bacias sedimentares e geração de hidrocarbonetos. Suas principais implicações incluem:

- Modificação da litosfera: Geraldes et al., (2022) e Barros et al., (2023) sugerem que o afinamento da litosfera durante o evento de ruptura facilitou a ascensão de magmas, influenciando a composição e a distribuição dos depósitos magmáticos na região;
- Fluxo térmico: Thomaz Filho et al., (2005) afirmam que o magmatismo aumentou o fluxo térmico regional, promovendo a maturação de matéria orgânica nas rochas geradoras; e
- 3) Formação de trapas estruturais: Thomaz Filho et al., (2005 e 2008) afirmam que a formação de feições como falhas e dobramentos associada ao magmatismo e vulcanismo também favoreceu a criação de armadilhas estruturais e estratigráficas, que foram cruciais para a acumulação de hidrocarbonetos. A interação entre intrusões magmáticas e camadas sedimentares resultou em variações de porosidade e permeabilidade que retiram e acumularam hidrocarbonetos.

CONCLUSÕES

O Complexo Alcalino do Morro de São João de idade Meso-Cenozoica, 89,7 e 65,9 Ma, é uma intrusão de formato circular, composto por rochas sieníticas félsicas e máficas de caráter alcalino. Suas rochas possuem uma assembleia mineralógica rica em nefelina, álcali-feldspato (Or_{97,08}Ab_{2,02}An_{0,90}), e minerais titaníferos e cálcios como a não convencional almandina titanífera, que apresenta 2,11 a 4,91 wt. % de TiO₂. Plagioclásio bytownita (Or_{0,23}Ab_{16,80}An_{82,97}); clinopiroxênio do Grupo *Quad*, como augita, diopsídio, hedenbergita e, ocasionalmente, do grupo Ca-Na, aegirina-augita; anfibólio cálcico como pargasita, hastingsita e kaersutita; magnetita titanífera e biotita férrica annita.

A alcalinidade é corroborada pela presença notável de nefelina normativa com variação entre 3,62 a 13,83. Quimicamente, são rochas ultrabásicas a intermediárias, 37,31 a 61,26 wt.% de SiO₂, essencialmente potássicas a ultrapotássica, metaluminosas. Os tipos ultrabásicos são representados pelo essexito com e sem textura cumulática, e malignito. Os tipos básicos, nefelina monzosienito, sienito com nefelina, e intermediários nefelina sienito, álcali-feldspato sienito com nefelina e fonolito.

A pseudoleucita, composta por nefelina, álcali-feldspato, moscovita e minerais sericitizados, se faz presente nas rochas félsicas com diâmetro de aproximadamente 5 cm e as rochas máficas e fonolito, cerca de 2 cm. Fonolito aflora como estruturas tabulares de espessura centimétrica seccionando as demais rochas alcalinas. Sua mineralogia básica é composta por álcali-feldspato, nefelina e ocasionalmente, clinopiroxênio. Em alguns fonolitos, o álcali-feldspato e nefelina se apresentam como fenocristais.

Assinaturas isotópicas (Sr-Nd-Pb-Hf) do MSJ indicam gênese por meio de magmas de origem mantélica heterogênea e que evoluíram ao longo do tempo geológico com parcelas de contaminação crustal. Suas razões iniciais variam de 0,704770 a 0,705463; 0,511426 a 0,512404; 0,282372 a 0, 282685; 38,401 a 39,010; 15,484 a 15,528; 17,902 a 18,151 para ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (i), ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd (i), ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf (i), ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb (i), ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb (i), ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb (i),

respectivamente. As idades T $_{DM}$ variam entre 587 a 812 Ma e o parâmetro ϵ Nd - 2,9 a - 6,4, e ϵ Hf - 3,5 a - 5,3.

A estimativa de fusão parcial indica fusão de cerca de 1% de um espinélio-peridotito com granada. Modelagem com dados isotópicos (Sr-Nd-Pb) indicam que essa fonte é uma mistura dos membros finais EM I (até 71.95 %), e em menor proporção DMM, HIMU, com influências de rochas carbonatíticas, e atividade volátil (CO₂). Sugere que a pluma mantélica de Tristão da Cunha contribuiu para a geração de fundidos magmáticos que levaram à geração do Complexo Alcalino de Morro de São João, bem como que a assinatura EM I observada nessas rochas pode conter contribuições de blocos litosféricos continentais destacados durante a abertura do Oceano Atlântico.

A cristalização fracionada isoladamente não é o mecanismo adequado para explicar a diversidade litológica do complexo. É mais plausível que a fusão sequencial de uma região de fonte mantélica heterogênea tenha produzido vários lotes de magma, cada um com propriedades químicas e físico-químicas distintas. A relação genética entre as rochas pode ser explicada pela cristalização de magmas originados de diferentes fontes, interligados por processos combinados de assimilação crustal e mistura magmática. Esses processos indicam que a evolução dos magmas alcalinos na região foi dinâmica, sugerindo que a Plataforma Sul-Americana passou por vários episódios de magmatismo envolvendo interações entre diferentes fontes.

As texturas minerais como zoneamento composicional nas granadas e clinopiroxênios; sobrecrescimento de anfibólio em clinopiroxênios; anfibólios com textura poiquilítica; e apatitas aciculares são indícios petrológicos de que ocorreram processos de um sistema aberto como assimilação e mistura. Tais processos também são corroborados por meio de modelagem de geoquímica elementar.

Amostras exibindo baixos valores na razão P₂0₅/K₂0 vs. ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr e altos na Ba/Sr vs. Rb/Sr indicam material submetidas à assimilação. Além disso, a modelagem geoquímica de mistura binária com elementos terras-raras evidenciou que, processos de mistura com lotes de magma de diferentes composições química geraram um híbrido (nefelina monzosienito) com até 32 % de um membro máfico parental (malignito).

Além de apoiar o estudo da configuração do MSJ em subsuperfície, assinaturas magnetométricas revelaram que o complexo estava sob efeito global da geomagnatização reversa no momento de sua cristalização. Fator somado aos dados de assinaturas isotópicas, corrobora com a existência de uma pluma mantélica.

O MSJ, como parte da PCCF, representa um episódio significativo de magmatismo intraplaca Meso-Cenozóico na Plataforma Sul-Americana. Sua gênese e evolução foram controladas por processos tectônicos, como a reativação de falhas profundas e zonas de fraqueza litosférica, que guiaram a ascensão do magma. Embora esse magmatismo não esteja diretamente associado a bacias sedimentares na geração de hidrocarbonetos, o afinamento da litosfera resultante da fragmentação continental, combinado com a influência térmica de uma pluma mantélica, favoreceu a atividade magmática na região. Esses processos impactaram significativamente a estabilidade da margem continental do sudeste brasileiro, influenciando sua evolução geotectônica, principalmente em relação à configuração estrutural, subsidência e padrões sedimentares.

Produtos gerados

- Chaves, M. L. S. C., Fagundes, M. B., Brandão, P. R. G. (2023). Pseudomorfismo: um importante processo mineralógico descrito através de exemplos brasileiros. *Revista Terrae*, 19, 1-11. https://doi.org/10.20396/td.v19i00.8672057
- Teodoro, M. A. M., Santos, A. C., Bertolino, L. C., Rosa, Pedro, A. S., Bezerra, C. R., Monteiro, L., G. P., Lopes, J. C., Fagundes, M. B., Geraldes, M., Cardoso, L. M. C., Jourdan, F. (2024). Unraveling the Poços de Caldas – Cabo Frio Alignment: A petrochronological review of an unconventional plume model. *Anuário do Instituto de Geociências, in press.*

- Fagundes, M. B., Santos, A. C., Geraldes, M. C., Valente, S. C., Guedes, E., Barbosa, T. R. P., Lopes, J. C. (2024). Petrological implications of melanite in the rocks of the Morro de São João alkaline complex, Casimiro de Abreu, Rio de Janeiro, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 54(3), e20240016. <u>https://doi.org/10.1590/2317-</u> <u>4889202420240016</u> - APÊNDICE 8
- Fagundes, M. B., Santos, A. C., Geraldes, M. C., Valente, S. C., Reis, A. L. A., Gomes, J. (2024). Use of the magnetometric signature to improve petrological analyses of the Morro de São João alkaline complex, southeastern Brazil, Brazil. *Brazilian Journal of Geophysics, in prep.* - APÊNDICE 8
- Fagundes, M. B., Santos, A. C., Geraldes, M. C., Valente, S. C., Rodrigues, G., Rocha-Júnior, E. (2024). Petrotrogenesis, magmatic evolution of the Morro de São João alkaline complex, southeastern Brazil, and implications for the evolution of the South American Platform. *Journal of South American Earth Sciences, in prep.* - APÊNDICE 8

REFERÊNCIAS

- ADRIANO, L. B., MENEZES, P. T. L., CUNHA, A. S. 2014. Tectonic framework of the Barra de São João Graben, Campos Basin, Brazil: Insights from gravity data interpretation. Interpretation, v. 2, no. 4 65 – 74.
- AGROSI, G., SCHINGARO, E., PEDRAZZI, G., SCANDALE, E., SCORDARI, F. 2002. A crystal chemical insight into sector zoning of a titanian andradite ('melanite') crystal European Journal of Mineralogy 14 785-794.
- ALENCAR DE MATOS, C., & MENDONÇA, C. A. 2020. Poisson magnetizationto-density-ratio and magnetization inclination properties of banded iron formations of the Carajás mineral province from processing airborne gravity and magnetic data. Geophysics, 85(5), K1–K11.
- ALICI, P., TEMEL, A., GOURGAUD, A., KIEFFER, G., GUNDOGDU, M.N. 1998. Petrology and geochemistry of potassic rocks in the Gölcük área (Isparta, SW Turkey): genesis of enriched alkaline magmas. J.Volc Geotherm Res 85:423–446.
- ALMEIDA F.F.M. 1983. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozoicas da região meridional da Plataforma Sulamericana. Rev. Bras. Geoc., 13 (3):139-158.
- ALMEIDA, F. F. M. 1967. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Rio de Janeiro, DNPM- Divisão de Geologia e Mineralogia, Boletim 241, 36p.
- ALMEIDA, F. F. M. 1976. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. Academia Brasileira de Ciências. Suppl. v. 48. pp. 15-26.
- ALMEIDA, F. F. M. 1977. O cráton do São Francisco. Revista Brasileira de geociências, 7.4, 349-364.

- ALMEIDA, F. F. M. 1996. Correlação do magmatismo das bacias da margem continental brasileira com o das áreas emersas adjacentes. Revista Brasileira de Geociências, v. 26, n. 3, p. 125-138.
- ALMEIDA, F.F.M. 1991. O alinhamento magmático de Cabo Frio. 2º Simpósio de Geologia do Sudeste, São Paulo, Atas, pp. 423-428.
- ALMEIDA, J. C. H., HEILBRON, M., SCHMITT, R., VALERIANO, C. M., RUBIM, I. N., MOHRIAK, W. U., JÚNIOR, D. L. M., TETZNER, W. 2013.
 Guia de campo na Área Continental do Alto de Cabo Frio. B. Geoci. Petrobras, v. 21, n. 2, p. 325-355.
- ALMEIDA, J. C., HEILBRON, M., GUEDES, E., NEUBAUER, F., MANDRED, B., KLAUSEN, M. B., VALERIANO, C. M., BRUNO, H., GIRO, J. P., MCMASTER, M., TETZNER, W. 2021. Pre-to-syn-rift tholeiitic magmatism in a transtensive hyperextended continental margin: Onshore and offshore magmatism of the Campos Basin, SE Brazil. Journal of South American Earth Sciences 108, 103218.
- ALTHERR, R., MEYER, H.P., HOLL, A., VOLKER, F., ALIBERT, C., MCCULLOCH, M.T., MAJER, V. 2004. Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic characteristics of Late Cenozoic leucite lamproites from the East European Alpine belt (Macedonia and Yugoslavia). Contrib. Mineral. Petrol. 147:58– 73.
- ALVES A., JANASI V. DE A., CAMPOS NETO M. DA C. 2016. Sources of granite magmatism in the Embu Terrane (Ribeira Belt, Brazil): Neoproterozoic crust recycling constrained by elemental and isotope (Sr-Nd-Pb) geochemistry. Journal of South American Earth Sciences, 68:205-223.
- AMARAL, G. et al., 1967. Potassium-argon ages of alkaline rocks from southern Brazil. Geochimica et Cosmochimica Acta, n. 31, p. 117-142.

- ARAÚJO A.L. 1995. Geologia, geoquímica e petrologia das rochas alcalinas da Ilha do Cabo Frio e das áreas continentais adjacentes, Arraial do Cabo -RJ. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal Fluminense, Niterói, 114 p.
- ARAÚJO, A., CARLSON, R.W., GASPAR, J.C., BIZZI, L.A. 2001. Petrology of kamafugites and kimberlites from the Alto Paranaiba alcaline province, Minas Gerais, Brazil. ContribMineral Petrol 142:163–177.
- AZZONE R.G. 2008. Petrogênese do maciço alcalino máfico-ultramáfico Ponte Nova (MG-SP). Tese de Doutoramento, Instituto de Geociências, Univ. de São Paulo, 372p.
- AZZONE, R. ENRICH G.E.R., GOMES C.B., RUBERTI E. 2013. Trace element composition of parental magmas from mafic–ultramafic cumulates determined by in situ mineral analyses: The Juquiá mafic–ultramafic alkaline–carbonatite massif, SE Brazil. J. South Am. Earth Sci., 41:5-21.
- AZZONE, R.G., MUÑOZ P.M., ENRICH G.E.R., ALVES A., RUBERTI E., GOMES C.B. 2016. Petrographic, geochemical and isotopic evidence of crustal assimilation processes in the Ponte Nova alkaline mafic–ultramafic massif, SE Brazil. Lithos, 260:58-75.
- AZZONE, R.G., RUBERTI E., SILVA J.C.L., GOMES C.B., ROJAS G.E.E., HOLLANDA M.H.B.M., TASSINARI C.C.G. 2018. Upper Cretaceous weakly to strongly silica-undersaturated alkaline dike series of the Mantiqueira Range, Serra do Mar alkaline province: Crustal assimilation processes and mantle source signatures. Braz. J. Geol., 48 (2):373-390.
- BARANOV, V., 1957. A new method for interpretation of aeromagnetic maps pseudo-gravimetric anomalies: Geophysics, 22, 359–383.
- BARBEY, P., 2007. Diffusion-controlled biotite breakdown reaction textures at the solid/liquid transition in the continental crust. Contributions to Mineralogy and Petrology. 154, 707–716.

- BARBOSA, E.S.R., BROD J.A., JUNQUEIRA-BROD T.C., DANTAS E.L., CORDEIRO P.F.O., GOMIDE C.S. 2012. Bebedourite from its type area (Salitre I complex): A key petrogenetic series in the Late-Cretaceous Alto Paranaíba kamafugite–carbonatite–phoscorite association, Central Brazil. Lithos, 144-145: 56-72.
- BARROS, T. M. J., BRITO, P. C., CORVAL, A., VALENTE, C., MIRANDA, A.
 W. A. 2023. The post-breakup magmatism in Cabo Frio High, Campos Basin, Brazil: implications to a thinned lithosphere contribution in magma formation. Comunicações Geológicas, 110, 1, 39-60
- BARTON, M., HAMILTON, D. L., 1978. Water-saturated melting relations to 5 kilobars of three Leucite Hills lavas. Contrib Mineral Petrol. 66:41–49.
- BEA, F. 1996. Residence of REE, Y, Th and U in granites and crustal protoliths; implications for the chemistry of crustal melts. Journal of petrology, 37(3), 521-552.
- BECCALUVA, L., BARBIERI, M., BORN, H., BROTZU, P., COLTORTI, M., CONTE, A., GARBARINO, C., GOMES, C.B., MACCIOTTA, G., MORBIDELLI, L., RUBERTI, E., SIENA, F., TRAVERSA, G. 1992. Fractional crystallization and liquid immiscibility processes in the alkalinecarbonatite complex of Juquiá, São Paulo, Brazil. Journal of Petrology 33, 1371–1404.
- BELLIENI, G., MONTES-LAUAR, C.R., DE MIN, A., PICCIRILLO, E.M., CAVAZZINI, G., MELFI, A.J., PACCA, I.G.1990. Early and Late Cretaceous magmatism fromSão Sebastião island (SE-Brazil): geochemistry and petrology. Geochimica Brasiliensis 4, 59e83
- BEST, M. G. 2003. Igneous and Metamorphic Petrology. Oxford Blackwell Science. 2nd ed. xxi + 729p.

- BILIM, F., & ATES, A., 2004. An enhanced method for estimation of body magnetization direction from pseudogravity and gravity data: Computers & Geosciences, 30, 161–171.
- BLAKELY, R. J., 1996. Potential theory in gravity and magnetic applications. Cambridge: Cambridge University Press.
- BLAKELY, R. J., 1996. Potential theory in gravity and magnetic applications. Cambridge University Press. 464 p.
- BOWEN, N. L. 1928. The evolution of the igneous rocks. Princeton University Press: Princeton, NJ.
- BOYLE R.W. 1982. Geochemical prospecting for thorium and uranium deposits. Amsterdan: Elsevier. (Developments in Economic Geology, 16).
- BOYNTON, W.V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies (Chapter 3). In: HENDERSON, P. (ed.) Rare Earth Element Geochemistry. 1st Ed. Amsterdam: Elsevier. p. 115-1522.
- BROTZU, P, MELLUSO, L., BENNIO, L., GOMES, C. B., LUSTRINO, M., MORBIDELLI, L., MORRA, V., RUBERTI, E., TASSINARI, C., D'ANTONIO, M. 2007. Petrogenesis of the Early Cenozoic potassic alkaline complex of Morro de São João, southeastern Brazil. Journal of South American Earth Sciences, v. 24, p. 93-115.
- BROTZU, P., GOMES, C. B., MELLUSO, L., MORBIDELLI, L., MORRA, V. & RUBERTI, E. 1997. Petrogenesis of coexisting SiO2-undersaturated to SiO2-oversaturated felsic igneous rocks: The alkaline complex of Itatiaia, southeastern Brazil. Lithos, 40, 133–156.
- CARLSON, R.W., ESPERANÇA, S., SVISERO, D.P. 1996. Chemical and Os isotopic study of Cretaceous potassic rocks from southern Brazil. Contrib Mineral Petrol 125:393–405

- CARVALHO, M, O., MOTTRAMD, C. M., VALERIANO, C. M., RAMOS, R. C., PARRISH, R., DUNLOP, J., COTA, N., PARAVIDINI, G., NETO, C. C. A., HEILBRON, M., STOREY, C. 2023. Sedimentary provenance in continental rifts: U–Pb detrital zircon, Nd and Sr isotopes and lithogeochemistry of the Eocene alluvial sandstones of the Resende Basin, SE–Brazil. Sedimentary Geology 453, 106452.
- CARROLL, M.R., HOLLOWAY, J.R. 1994. Volatiles in Magmas. In: Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy, v.30, 509pp.
- CAWTHORN, R. G., COLLERSON, K. D. 1974. The recalculation of pyroxene end-member parameters and the estimation of ferrous and ferric iron content from electron microprobe analyses. American Mineralogist; 59 (11-12): 1203–1208.
- CHAVES, M. L. S. C., FAGUNDES, M. B., BRANDÃO, P. R. G. 2023. Pseudomorfismo: um importante processo mineralógico descrito através de exemplos brasileiros. Revista Terrae. v. 19, 1-11.
- CHMYZ, L., ARNAUD, N., BIONDI J.C., AZZONE, R.G., BOSCH, D., RUBERTI, E. 2017. Ar-Ar ages, Sr-Nd isotope geochemistry, and implications for the origin of the silicate rocks of the Jacupiranga ultramaficalkaline complex (Brazil). J. South Am. Earth Sci., 77:286-309.
- CLARK, D. A., 2014. Methods for determining remanent and total magnetisations of magnetic sources A review. Exploration Geophysics, 45(4), 271–304.
- COGNÉ, N., GALLAGHER, K., COBBOLD, P.R. 2011.Post-rift reactivation of the onshore margin of southeast Brazil: Evidence from apatite (U–Th)/He and fi ssion-track data. Earth and Planetary Science Letters 309, 118–130.
- COMIN-CHIARAMONTI, P., CUNDARI, A., PICCIRILLO, E.M., GOMES, C.B., CASTORINA, F., CENSI, P., DE MIN, A., MARZOLI, A., SPEZIALE, S., VELÁZQUEZ, V.F. 1997. Potassic and sodic igneous rocks from Eastern

Paraguay: their origin from the lithospheric mantle and genetic relationships with the associated paraná flood tholeiites. J Petrol. 38:495–528.

- COMIN-CHIARAMONTI, P., CUNDARI, A., PICCIRILLO, E.M., GOMES, C.B., CASTORINA, F., CENSI, P., DE, M.I.N. A., MARZOLI, A., SPEZIALE, S., VELÁZQUEZ, V.F. 1997. Potassic and sodic igneous rocks from Eastern Paraguay: their origin from the lithospheric mantle and genetic relationships with the associated paraná flood tholeiites. J. Petrol. 38:495–528
- COMIN-CHIARAMONTI, P., GOMES, C.B., MARQUES, L.S., CENSI, P., RUBERTI, E., ANTONINI, P. 2005. Carbonatites from southeastern Brazil: geochemistry, O-C, Sr-Nd-Pb isotopes and relationships with the magmatism from the Paraná-Angola- Namibia province. In: Comin-Chiaramonti, P., Gomes, C.B. (Eds.), Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform. Edusp/Fapesp, São Paulo, pp. 657e688.
- COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS. 2012 Projeto Aerogeofísico Rio de Janeiro. Relatório Final do Levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos. Prospector Aerolevantamentos e Sistemas Ltda. Volume I. CPRM Programa Geologia do Brasil PGB.
- CONDIE, K. C. 1997. Plate Tectonics and Crustal Evolution. 4 ed. Oxford-UK: Butterworth-Heinemann, 282 p.
- CROSS, W., IDDINGS, J.P., PIRSSON, L.V. AND WASHINGTON, H.S. 1902. A Quantitative Chemico-Mineralogical Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. The Journal of Geology, 10, 555-690.
- DANNEMILLER, N., & LI, Y., 2006. A new method for determination of magnetization direction. Geophysics, 71(6), L69–L73.
- DAVIDSON, J.P., MORGAN, D.J., CHARLIER, B.L.A., HARLOU, R., HORA, J.M., 2007b. Microsampling and isotopic analysis of igneous rocks:

implications for the study of magmatic systems: Annual Review of Earth and Planetary Sciences, v. 35, p. 273-311.

- DAY, J.M.D., PEARSON, D.G., MACPHERSON, C.G., LOWRY, D., CARRACEDO, J.C. 2010. Evidence for distinct proportions of subducted oceanic crust and lithosphere in HIMU-type mantle beneath El Hierro and La Palma, Canary Islands. Geochem. Cosmochim. Acta 74, 6565–6589.
- DE LA ROCHE, H., LETERRIER, J., GRANDCLAUDE, P., MARCHA, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2 - diagram and major-element analyses - Its relationships with current nomenclature. Chemical Geology, v. 29, p. 183 – 210.
- DE SOUZA, A.A.; AZZONE, R.G.; CHMYZ, L.; TARAZONA, L.M.C.; DE ANDRADE, F.R.D.; MARTINS, J.V.; RUBERTI, E.; DE BARROS GOMES, C. 2024. Genesis of Fe-Ti-(V) Oxide-Rich Rocks by Open-System Evolution of Mafic Alkaline Magmas: The Case of the Ponte Nova Massif, SE Brazil. Minerals, 14, 724.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A., & ZUSSMAN, J. 1992. An introduction to the rockforming minerals, Hong Kong: Longman Scientific & Technical, vol. 2, p. 558.
- DEPAOLO, D.J., WASSERBURG, G.J. 1979. Petrogenetic mixing models and Nd-Sr isotopic patterns. Geochimica et Cosmochimica Acta, 43 (4), 615 – 627.
- DICKSON B.L., SCOTT K.M. 1997. Interpretation of aerial gamma-ray surveys – adding the geochemical factors. AGSO J. Australia Geology & Geophysics. 17(2):187-200.
- DOBRETSOV, N., METELKIN, D., & VASILEVSKIY, A. 2021. Typical Characteristics of the Earth's Magnetic and Gravity Fields Related to Global and Regional Tectonics. Russian Geology and Geophysics, 62, 6-24.

- DORANTI-TIRITAN, C., HACKSPACHER, P. C., RIBEIRO, M. C. S., GLASMACHER, U. A., DE SOUZA, D. H. 2014. evolução do relevo da região do planalto de Poços de CaldaS (SP/MG) baseado em dados de termocronologia de baixa temperatura e modelagem termocinemática 3D. Revista Brasileira De Geomorfologia, 15(2).
- DOS REIS, A.P., VALENÇA, J. G. 1979. Complexo igneo alcalino do Morro de São João RJ. Mineração Metalurgia, v. 412, p. 10–24.
- DRM/RJ. 1998. Projeto carta geológica do Estado do Rio de Janeiro. Texto Explicativo das Folhas Morro de São João e Barra de São João. Rio de Janeiro: DRM, 64 p.
- EGGLER, D.H. 1978. The effect of CO2 upon partial melting of peridotite in the system Na2O-CaO-Al2O3-MgO-SiO2-CO2 to 35 Kb, with an analysis of melting in a peridotite-H2O-CO2 system. Am J Sci 278:305–343.
- ENRICH, G.E.R., AZZONE, R.G., RUBERTI, E., GOMES, C.B., COMIN-CHIARAMONTI, P., 2005. Itatiaia, Passa Quatro and São Sebastião island, the major alkaline syenitic complex from the Serra do Mar region. In: Comin-Chiaramonti, P., Gomes, C.B. (Eds.), Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform. Edusp/Fapesp, São Paulo, pp. 419e441.
- ENRICH, G.E.R., RUBERTI, E., GOMES, C.B., 2009. Geology and geochronology of Monte de Trigo island alkaline suite, southeastern Brazil. Revista Brasileira de Geociências 39, 67e80.
- FAGUNDES, M. B. 2020. Caracterização Petrológica e Geoquímica do Complexo Alcalino do Morro de São João, Casimiro de Abreu-RJ. Dissertação de Mestrado, Universidade do Estado do Rio de Janeiro. p.116.
- FAURE, G. Principles of Isotope Geology, 2nd Edition. Capítulo 9, 1984.

- FEDI, M., FLORIA, G., & RAPOLLA, A., 1994. A method to estimate the total magnetization direction from a distortion analysis of magnetic anomalies. Geophysical Prospecting, 42(3), 261–274.
- FERNANDES, G.L.F., SCHMITT, R.S., BONGIOLO, E.M., BASEI, M.A.S., MENDES, J.C., 2015. Unravelling the tectonic evolution of a Neoproterozoic-Cambrian active margin in the Ribeira Orogen (SE Brazil): U-Pb and Lu-Hf provenance data. Precambrian Res. 266, 337–360.
- FOLEY, S.F., ANDRONIKOV, A.V., MELZER, S. 2002. Petrology of ultramafic lamprophyres from the Beaver Lake area of Eastern Antarctica and their relation to the breakup of Gondwanaland. Mineral Petrol 74:361–384.
- FONSECA, A. DO C. 1993. Esboço geocronológico da região de Cabo Frio, Estado do Rio de Janeiro. Ph. D. Thesis. University of São Paulo.
- FRANCO, A. O. B., HACKSPACHER, P.C.; GODOY, D.F de; HADLER NETO, J.C. 2005.História Térmica do Maciço Alcalino de Poços de Caldas (SP/MG) e Adjacências Através da Análise de Datação por Traços de Fissão em Apatitas. Revista Brasileira de Geociências 35(3): 351-358.
- FREITAS, N, C., HEILBRON, M., ALMEIDA, J., DUSSIN, I., CUTTS, K., CARVALHO, M., MOTTRAM, C., STOREY, C., CHAPMAN, G. 2024. New U-Pb and Hf data of the contact region between the Oriental and Cabo Frio terranes, Central Ribeira Belt, Brazil: Implications for the closure of the Ediacaran-Cambrian oceanic space. Precambrian Research, 401, 107272.
- FUDALI. R.F. 1963. Experimental studies bearing on the origin of pseudoleucite and associated problems of alkalic rocks systems. Geol Soc Am Bull 74:1101–1126.
- GEOSGB. 2022. Dados, Informações e Produtos do Serviço Geológico do Brasil. Disponível em http://geosgb.cprm.gov.br. Acesso em: Jan/2022.
- GERALDES, M. C., MOHRIAK, W. U., BONIFÁCIO, J. F., CARDOSO, L. M. C., MOURA, S. C. 2022. The role of the Rio Grande Rise on the continental

Meso-Cenozoic alkaline magmatism in southwest Brazil. In: Meso-Cenozoic Brazilian Offshore Magmatism. Academic Press. 257 - 282.

- GERALDES, M.C., MOTOKI A., VARGAS T., IWANUCH W., BALMANT A., MOTOKI, K.F. 2013. Geology, petrography, and emplacement mode of the Morro dos Gatos alkaline intrusive rock body, State of Rio de Janeiro, Brazil. Geocienc, 32(4):625-639.
- GERMANN, A., MARKER, A., FRIEDRICH, G. 1987. The alkaline complex of Jacupiranga, São Paulo, Brazil. Petrology and genetic considerations. Zentralblatt für Geologie und Paläontologie 1, 807e818.
- GEROVSKA, D., M. J. ARAÚZO-BRAVO, AND P. STAVREV, 2009. Estimating the magnetization direction of sources from southeast Bulgaria through correlation between reduced-to-the-pole and total magnitude anomalies: Geophysical Prospecting, 57, 491–505.
- GIBSON, S.A., THOMPSON, R.N., LEONARDOS, O.H., DICKIN, A.P., MITCHELL, J.G. 1999. The limited extent of plume-lithosphere interactions during continental flood-basalt genesis: geochemical evidence from Cretaceous magmatism in southern Brazil. Contrib Mineral Petrol 137:147– 169.
- GIRO, J.P., ALMEIDA, J., GUEDES, E., BRUNO, H. 2021. Tectonic inheritances in rifts: The meaning of NNE lineaments in the continental rift of SE-Brazil. J. S. Am. Earth Sci. 103225.
- GOMES C.B., ALVES F.R., AZZONE R.G., ROJAS G.E.E., RUBERTI E. 2017. Geochemistry and petrology of the Búzios Island alkaline massif, SE, Brazil. Braz. J. Geol., 47 (1): 127-145.
- GOMES, C. B. 1969. Electron microprobe analysis of zoned melanites. The American Mineralogist, v. 54, p. 1654-1661.
- GOMES, C. B. 1970. Petrologia do Maciço alcalino de Itapirapuã, SP. Boletim IGA, 1(0), 77-197.

- GOMES, C. B. e CORDANI, U. G. 1965. Geocronologia do maciço alcalino de Itapirapuã, SP, Bra3il - An. Acad. Bras. Ci., 37, pp. 497-501.
- GOMES, C. B., DUTRA, C. V., HYPOLITO, R., VALARELLI, J. V. 1968. Granadas Titaníferas das Rochas Alcalinas de Itapirapuã, SP: In: Acad. brasil. Ciênc., 40 (3).
- GOMES, C.B., MORBIDELLI, L., RUBERTI, E., COMIN-CHIARAMONTI, P. 1996. Comparative aspects between Post-Paleozoic alkaline rocks from the western and eastern margins of the Paraná Basin. In: Comin-Chiaramonti, P., Gomes, C.B. (Eds.), Alkaline Magmatism in Centraleastern Paraguay. Relationships with Coeval Magmatism in Brazil. Edusp/Fapesp, São Paulo, pp. 249e274.
- GOMES, C.B., RUBERTI, E., COMIN-CHIARAMONTI, P., AZZONE, R.G. 2011. Alkaline magmatism in the Ponta Grossa Arch, SE Brazil: a review. Journal of South American Earth Sciences 32, 152–168.
- GRAPES, R.H., YAGI K., OKUMURA K. 1979. Aenigmatite, sodic pyroxene, arfvedsonite and associated minerals in syenites from Morou, Sakhalin. Contributions to Mineralogy and Petrology, 69:97-103.
- GRÉGOIRE, M., BELL, D.R., LE ROEX, A.P. 2002. Trace element geochemistry of phlogopite-rich mafic mantle xenoliths: their classification and their relationship to phlogopite-bearing peridotites and kimberlites revisited. Contrib Mineral Petrol 142:603–625
- GRÉGOIRE, M., JEGO, S., MAURY, R.C., POLVE, M., PAYOT, B., TAMAYO, T.A., JR., YUMUL, G.P. JR. 2008. Metasomatic interactions between slabderived melts and depleted mantle: Insights from xenoliths within Monglo adakite (Luzon arc, Philippines). Lithos 103:415–430
- GUARINO, V., LUSTRINO, M., ZANETTI, A., TASSINARI, C.C.G., RUBERTI, E., DE' GENNARO, R., MELLUSO, L., 2021. Mineralogy and geochemistry

of a giant agpaitic magma reservoir: The Late Cretaceous Poços de Caldas potassic alkaline complex (SE Brazil). Lithos, 398–399, 106330.

- GÜNDÜZ, M., ASAN, K. 2021. PetroGram: An excel-based petrology program for modeling of magmatic processes. Geoscience Frontiers, 12, 81-92.
- GUO, Z., WILSON, M., LIU, J., MAO, Q. 2006. Post-collisional, potassic and ultrapotassic magmatism of the Northern Tibetan Plateau: constraints on characteristics of the mantle source, geodynamic setting and uplift mechanisms. J Petrol 47:1177–1220
- HACKSPACHER, P. C.; GODOY, D. F.; RIBEIRO, L. F. B.; HADLER NETO, J.
 C.; FRANCO, A.O.B. 2007. Modelagem térmica e geomorfologia da borda sul do Cráton do São Francisco : termocronologia por traços de fi ssão em apatita. Revista Brasileira de Geociências 37, 76–86.
- HART, S. R. & DUNN, T. 1993. Experimental clinopyroxene/melt partitioning of 24 trace elements. Contributions to Mineralogy and Petrology. 113, 1–8.
- HAWTHORNE, F.C., OBERTI, R., HARLOW, G.E., MARESCH,W.V., MARTIN,R.F., SCHUMACHER,J.C., WELCH, M.D. 2012. IMA report, nomenclature of the amphibole supergroup. American Mineralogist, 97,2031–2048.
- HEILBRON, M., EIRADO, L. G., ALMEIDA, J. 2016. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro. Nota Explicativa - CPRM, p. 109.
- HEILBRON, M., PEDROSA-SOARES, A.C., CAMPOS NETO, M., SILVA, L.C., TROUW, R.A.J., JANASI, V.C. 2004a. A Província Mantiqueira. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B. Brito Neves (eds.) O Desvendar de um Continente: A Moderna Geologia da América do Sul e o Legado da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo, Ed. Beca, cap. XIII, p. 203-234.
- HEILBRON, M., VALERIANO, C.M., PEIXOTO, C., TUPINAMBÁ, M., NEUBAUER, F., DUSSIN, I., CORRALES, F., BRUNO, H., LOBATO, M.,

ALMEIDA, J.C.H., EIRADO SILVA, L.G., 2020a. Neoproterozoic magmatic arc systems of the central Ribeira belt, SE-Brazil, in the context of the West-Gondwana pre-collisional history: a review. J. S. Am. Earth Sci. 103, 102710.

- HERSUM, T.G., MARSH, B.D., SIMON, A.C. 2007. Contact partial melting of granitic country rock, melt segregation, and re-injection as dikes into Ferrar dolerite sills, McMurdo Dry Valleys, Antarctica. Journal of Petrology 48, 2125–2148.
- HERZ N. 1977. Timing of spreading in the South Atlantic: Information from Brazilian alkalic rocks. Geol. Soc. Amer. bull., 88:101-112.
- HESSELBO, S. P. 1986. Pseudoleucite from the Gardar of South Greenland. Bull. geol. Soc. Denmark, vol. 35, pp. 11-17.
- HOLLOCHER, K. 2004. CIPW Norm Calculation Program. Geology Department, Union College.
- HORSTPETER, H. G. J., ULBRICH, SILVIO, R. F., VLACH & VALDECIR, A. 2001. O mapeamento faciológico em rochas ígneas plutônicas. Revista Brasileira de Geociências. 31(2): 163-172.
- HUANG, H., & FRASER, D. C., 2001. Airborne resistivity and susceptibility mapping in magnetically polarizable areas. Geophysics, 65(2), 502–511.
- HUGGINS FE, VIRGO D, H. H. 1977. Titanium-containing silicate garnets. II. The crystal chemistry of melanites and schorlomites. Am Mineral, v. 62, p. 646–665.
- HUMPHREYS, M.C. S. 2009. Chemical Evolution of Intercumulus Liquid, as Recorded in Plagioclase Overgrowth Rims from the Skaergaard Intrusion. Journal of Petrology. Vol. 50, n.1, 127-145.

- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. 1971. A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. Canadian Journal of Earth Science, 8, 523-548.
- IRVINE, T.N. 1982.Terminology for layered intrusions. Journal of Petrol., 23, Part II, 127-162.
- JANOU_SEK, V., FARROW, C.M., ERBAN, V. 2003. GCDkit: new PC software for interpretation of whole-rock geochemical data from igneous rocks. Geochem. Cosmochim. Acta 67, 186.
- JANOUŠEK, V., FARROW, C. M. & ERBAN, V. 2006. Interpretation of wholerock geochemical data in igneous geochemistry: Introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). Journal of Petrology, 47, 1255–1259.
- JERRAM, D.A., MARTIN, V.M., 2018, Understanding crystal populations and their significance through the magma plumbing system: Geological Society, London, Special Publications 304, no. 1, p. 133-148.
- JIAN, X., LIU,S., HU, X., ZHANG, Y., ZHU, D., AND ZUO, B., 2022. A new method to estimate the total magnetization direction from the magnetic anomaly: Multiple correlation. Geophysics, 87 (5): G115–G135.
- JUNG, C., JUNG, S., HOFFER, E., BERNDT, J. 2006. Petrogenesis of Tertiary Mafic Alkaline Magmas in the Hocheifel, Germany. Journal of Petrology. vol 47, pp 1637 – 1671.
- KEAREY, P., BROOKS, M., & HILL, I. 2009. Geofísica de exploração. Oficina de Textos. Levantamentos Aerogeofísicos, Volume 1. In: Catálogo Temático de Produtos. Serviço Geológico do Brasil - CPRM. 2011.
- KELEMEN, P. B., SHIMIZU, N. & DUNN, T. (1993). Relative depletion of niobium in some arc magmas and the continental crust: partitioning of K, Nb, La and Ce during melt/rock reaction in the upper mantle. Earth and Planetary Science Letters. 120, 111–134.

- KLEIN, V. C. & VALENÇA, J. G. 1984. Estruturas almofadadas em derrame ankaramítico na Bacia de São José do Itaboraí, Rio de Janeiro. In: SBG/RJ, Cong. Bras. Geol., 33, Anais, p. 15-31.
- KOTVYTSKA, Y. 2024. Poikilitic textures as a window into processes of crystal mush formation. Bachelor thesis. Charles University, Faculty of Science, 41 p.
- KURITANI, T., KITAGAWA, H., NAKAMURA, E. 2005. Assimilation and fractional crystallization controlled by transport process of crustal melt: implications from an alkali basalt–dacite suite from Rishiri Volcano, Japan. Journal of Petrology 46, 1421–1442.
- LA TOURRETTE, T., HERVIG, R. L. & HOLLOWAY, J. R. 1995. Trace element partitioning between amphibole, phlogopite, and basanite melt. Earth and Planetary Science Letters 135, 13–30.
- LATYPOV, R.M., YU CHISTYAKOVA, S., NAMUR, O., BARNES, S. 2020. Dynamics of evolving magma chambers: textural and chemical evolution of cumulates at the arrival of new liquidus phases. Earth-Science Reviews, v. 210 (pre-proof).
- LE MAITRE, R. W. Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms: A Classification and Glossary of Terms. Cambridge UniversityPress. p.236.
- LEAKE, B. E. E. et al., 2004. Nomenclature of amphiboles: Additions and revisions to the International Mineralogical Association's amphibole nomenclature. American Mineralogist, v. 89, n. 5–6, p. 883–887.
- LEAKE, B. E. et al., 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. Canadian Mineralogist, v. 35, n. 1, p. 219–246.

- LELIÈVRE, P. G., & OLDENBURG, D. W., 2009. A 3D total magnetization inversion applicable when significant, complicated remanence is present. Geophysics, 74(3), L21–L30.
- LI, X., 2006. Understanding 3D analytic signal amplitude. Geophysics, vol. 71, no. 2, B13–B16. https://doi.org/10.1190/1.2184367
- LI, J., Y. ZHANG, G. YIN, H. FAN, AND Z. LI, 2017. An approach for estimating the magnetization direction of magnetic anomalies: Journal of Applied Geophysics, 137, 1–7.
- LIEW, T. C. & HOFMANN, A. W. 1988. Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of central Europe: Indications from a Nd and Sr isotopic study. Contributions to Mineralogy and Petrology, 98, 129–138.
- LIMA, M. I. C. 2006. Análise de drenagem e seu significado geológicogeomorfológico. Belém, Pará, UFPA, p.222.
- LINDSLEY, D.H., 1983. Pyroxene thermometry. American Mineralogist, 68 (3), 477–493.
- LOCOCK, A. J. 2008. An Excel spreadsheet to recast analyses of garnet into end-member components, and a synopsis of the crystal chemistry of natural silicate garnets. Computers and Geosciences, v. 34, n. 12, p. 1769– 1780.
- LOCOCK, A. J. 2014. An Excel spreadsheet to classify chemical analyses of amphiboles following the IMA 2012 recommendations. Computers & Geosciences, v. 62, p. 1-11.
- LOUBACK, V., VALENTE, S., NEYSI, C., ROSS, J., BORGHI, L. 2023. Aptian flood basalts in Bacalhau oil and gas field: petrogenesis and geodynamics

of post-rift tholeiites in the pre-salt sequence of Santos Basin, Brazil. Contributions to Mineralogy and Petrology. 178, 15.

- MACHADO, M.S., POTRATZ, G.L., ALVES, M.I., ALMEIDA, B.S., GERALDES,
 M.C., TAVARES JR., A.D., NUMMER, A.R., CARDOSO NOGUEIRA, C.C.,
 COSTA SANTOS, A.C., 2017. Shrimp U-Pb data of the paleoproterozoic,
 Região dos Lagos complex, Rio de Janeiro, Brazil: implications to Ribeira
 belt evolution. J. Sediment. Environ. 2,4.
- MCKENZIE, D., O'NIONS, R. K. 1991. Partial melt distributions from inversion of rare earth element concentrations. Journal of Petrology, 32, 1021–1091.
- MAGEE, C., STEVENSON, C. T. E., EBMEIER, S. K., KEIR, D., HAMMOND,
 O. S., GOTTSMANN, J, H., WHALER, K, A., SCHOFIELD, N., JACKSON,
 C. A-L., PETRONIS, M. S., O'DRISCOLL, B., MORGAN, J., CRUDEN., A.,
 VOLLGGER., A. A., DERING, G., MICKLETHWAITE, S., JACKSON, M. D.
 2018. Magma Plumbing Systems: A Geophysical Perspective. Journal of
 Petrology, Vol. 59, No. 6, 1217–1251.
- MAIA, T. M., SANTOS, A. C., ROCHA-JÚNIOR, E. R. V., VALERIANO, C. M., MENDES, J. C., JECK, I, K., SANTOS, W. H., OLIVEIRA, A. L., MOHRIAK, W. U. 2021. First petrologic data for Vitória Seamount, Vitória-Trindade Ridge, South Atlantic: a contribution to the Trindade mantle plume evolutivo. Journal of South American Earth Sciencs, 109, 103304.
- MANN, U., MARKS, M., MARKL, G. 2006. Influence of oxygen fugacity on mineral compositions in peralkaline melts: The Katzenbuckel volcano, Southwest Germany. Lithos, 91, 262-285.
- MARANGONI, Y, R., MANTOVANI, M. S. M. 2013. Geophysical Signatures of the alkaline intrusions bordering the Paraná Basin. Journal of South American Earth Sciences. v41, p.p. 83-98.
- MARKS, M. A. W., SCHILLING, J., COULSON, I. M. WENZEL, T., MARKL, G. 2008. The Alkaline-Peralkaline Tamazeght Complex, High Atlas Mountains,

Morocco: Mineral Chemistry and Petrological Constraints for Derivation from a Compositionally Heterogeneous Mantle Source. Journal of petrology, 49, 1097-1131.

- MARQUES, L. S., DE MIN, A., ROCHA JÚNIOR, E. R. V., BABINSKI, M., BELLIENI, G., & FIGUEIREDO, A. M. 2018. Elemental and Sr-Nd-Pb isotope geochemistry of the Florianópolis Dyke Swarm (Paraná Magmatic Province): crustal contamination and mantle source constraints. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 355, 149-164.
- MARQUES, L.S., DUPRÉ, B., PICCIRILLO, E.M. 1999. Mantle source compositions of the Paraná Magmatic Province (southern Brazil): evidence from trace element and Sr- Nd- Pb isotope geochemistry. J Geodyn 28:439–458
- MARSH. J.S. 1973. Relationships between transform directions and alkaline igneous rock lineaments in Africa and South America. Earth Planet. Sci. Lett., 18:317-323.
- MARTIN, V.M., DAVIDSON, J.P., MORGAN, D.J., JERRAM, D.A., 2010. Using the Sr isotope compositions of feldspars and glass to distinguish magma system components and dynamics. Geology 38, 539–542.
- MAURY, R.C., DEFANT, M.J., JORON, J.L. 1992. Metasomatism of the sub-arc mantle inferred from trace elements in Philippine xenoliths. Nature 360:661–663.
- MCDONOUGH W.F., SUN S. 1995. The composition of the Earth. Chem. Geol., 120:223-253.
- MCKENZIE, D., O'NIONS, R.K. 1991. Partial melt distributions from inversion of rare Earth element concentrations. J. Petrol. 32, 1021–1091.
- MIDDLEMOST, E. 1975. The Basalt Clan. Earth-Science Reviews, 11, 337-564.

- MIDDLEMOST, E.A. 1989. Iron Oxidation Ratios, Norms and the Classification of Volcanic Rocks. Chemical Geology, 77, 19-26.
- MOHRIAK, W. 2020. Genesis and evolution of the South Atlantic volcanic islands offshore Brazil. Geo-Mar. Lett. 40 (1).
- MOHRIAK, W. U., ALMEIDA, J. C. H., GORDON, A. C. 2022. South Atlantic Ocean: postbreakup configuration and Cenozoic magmatism. In: Meso-Cenozoic Brazilian Offshore Magmatism. Academic Press. 1-45.
- MOHRIAK, W. U., BARROS, A. Z. N., FUJITA, A. 1990. Magmatismo e tectonismo Cenozoico na região de Cabo Frio, RJ. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, Natal, Anais, v. 6, p. 2873-2884.
- MOHRIAK, W. U., NÓBREGA, M., ODEGARD, M. E., GOMES, B. S., DICKSON, W. G. 2010. Geological and geophysical interpretation of the Rio Grande Rise, south-eastern Brazilian margin: extensional tectonics and rifting of continental and oceanic crusts. Petrol. Geosci. 16 (3), 231e245.
- MOHRIAK, W.U., LEROY, S., 2013. Architecture of rifted continental margins and break-up evolution: insights from the south atlantic, north atlantic and Red Seaegulf of aden conjugate margins. In: Mohriak, W.U., et al., (Eds.), Geological Society, London, Special Publications. Geological Society of London, pp. 497e535.
- MOLLO, S., HAMMER, J. E. 2017. Dynamic crystallization in magmas. EMU Notes in Mineralogy 6, 373-418.
- MONTEIRO, L. G. P. 2021. Petrogênese do Maciço Alcalino de Morro dos Gatos: implicações da tectônica do embasamento e seu potencial econômico. Trabalho de Monografia. Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro.
- MORBIDELLI, L., GOMES, C.B., BECCALUVA, L., BROTZU, P., CONTE, A.M., RUBERTI, E., TRAVERSA, G. 1995. Mineralogical, petrological and

geochemical aspects of alkaline and alkalineecarbonatite associations from Brazil. Earth Sciences Review 39, 135e168.

- MORIMOTO, N. 1988. Nomenclature of Pyroxenes. Mineralogy and Petrology, v. 39, n. 1, p. 55–76.
- MOTA, C. E. et al., 2009. Características Isotópicas (Nd e Sr), Geoquímicas e Petrográficas da Intrusão Alcalina do Morro do São João: Implicações Geodinâmicas e Sobre a Composição do Manto Sublitosférico. Geologia USP - Série Científica, São Paulo, 9, n. 1, 85-100.
- MOTA, C. E. M. 2012. Petrogênese e geocronologia das intrusões alcalinas de Morro Redondo, Mendanha e Morro de São João: caracterização do magmatismo alcalino no Estado do Rio de Janeiro e implicações geodinâmicas. 2012. Tese de Doutorado – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. p.190.
- MOTOKI, A, SICHEL, S. E., VARGAS, T., AIRES, J. R., IWANUCH, W., S. L. M. M., MOTOKI, K, F., SILVA, S., BALMANT, A., Juliana GONÇALVES, J. 2010. Geochemical Evolution of the Felsic Alkaline Rocks of Tanguá and Rio Bonito Intrusive Bodies, State of Rio de Janeiro, Brazil. Geociências, v. 29, n. 3, p. 291-310.
- MOTOKI, A. 2008. Rochas piroclásticas de preenchimento de condutos subvulcânicos do Mendanha, Itaúna e Ilha de Cabo Frio, RJ, e seu processo de formação com base no modelo de implosão de conduto. Geociências, v. 27, n. 4, p. 451-467.
- MOTOKI, A., ARAUJO, A. N., GERALDES, M. C., JOURDAN, F., MOTOKI., K. F., SILVA, S. 2013. Nepheline syenite magma differentiation with Continental crustal assimilation for the Cabo Frio Island Intrusive Complex, State of Rio de Janeiro, Brazil. Geociências. 32(2): 195-218.
- MOTOKI, A., SICHEL, S. E., VARGAS, T., MOTOKI, K. 2015. Geochemical behaviour of trace elements during fractional crystallization and crustal

assimilation of the felsic alkaline magmas of the state of Rio de Janeiro, Brazil. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 87(4): 1959-1979.

- MOTOKI, A., SICHEL, S. E., VARGAS, T., SILVA, S., MOTOKI, K. 2015. Morphologic Characteristics and Erosive Resistance of Felsic Alkaline Intrusive Massif of Tanguá, State of Rio De Janeiro, Brazil, Based on The Aster Gdem. Geociências, v. 34, n. 1, p.19-31.
- MOTOKI, A., SILVA, S., SICHEL, S. E., MOTOKI, K. F. 2014. Morphologic analyses by summit level and base level maps based on the Aster Gdem for Morro de São João felsic alkaline massif, state of Rio de Janeiro, Brazil. Geociências, v. 33, n. 1, p.11-25.
- MOXHAM, R. M. 1963. Natural radioactivity in Washington County, Maryland. Geophysics, 28(2), 262-272.
- MULLER, R. A. 2002. Avalanches at the core-mantle boundary». Geophys. Res. Lett. 29 (19).
- NABIGHIAN, M. N., 1972. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section Its properties and use for automated anomaly interpretation: Geophysics, 37, 507-517.
- NABIGHIAN, M. N., 1974. Additional comments on the analytic signal of twodimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: Geophysics, 39, 85–92.
- NASLUND, H. R. & MCBIRNEY, A. R. 1996. Mechanisms of formation of igneous layering. In: CAWTHORN R. G., editor. Layered Intrusions. Amsterdam: Elsevier, 1-43.
- NEGRÃO, A.P., MELLO, C. L., RAMOS, R. R. C., SANSON, M. S. R., LOURO, V. H. A., BAULI, P. G. 2020. Tectonosedimentary evolution of the Resende and Volta Redonda basins (Cenozoic, central segment of the continental rift of southeastern Brazil). J. S. Am. Earth Sci. 104.

- NEVES, B. B. DE B., FUCK, R. A. & PIMENTEL, M. M. 2014. The Brasiliano collage in South America: a review. Brazilian Journal of Geology, 44, 493–518.
- NICKEL, E.H., MANDARINO, J.A. 1987. Procedures involving the IMA Commission on New Minerals and Mineral Names and guidelines on mineral nomenclature. American Mineralogist, Volume 72, páginas 1031-1042.
- OLIVEIRA JR., V. C., SALES, D. P., BARBOSA, V. C. F., & UIEDA, L., 2015. Estimation of the total magnetization direction of approximately spherical bodies. Nonlinear Processes in Geophysics, 22(2), 215–232.
- OLIVEIRA, A. O. 1952. Serviços de campo no Estado do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro: DGM-DNPM.
- OLIVEIRA. F. M. 2019. O Magmatismo Alcalino da Ilha Do Cabo Frio, Arraial Do Cabo, RJ: Geologia e Evolução Litogeoquímica. Dissertação de Mestrado, Museu Nacional – Universidade Federal do Rio de Janeiro. p. 133.
- OREIRO, S. G., CUPERTINO, J. A., SZATMARI, P., THOMAZ FILHO, A. 2008. Influence of pre-salt alignments in post-Aptian magmatism in the Cabo Frio High and its surroundings, Santos and Campos basins, SE Brazil: An example of non-plume-related magmatism. Journal of South American Earth Sciences. v.25, p.116-131.
- PHILPOTTS, A.R., ASHER, P.M. 1993. Wallrock melting and reaction effects along the Higganum diabase dike in Connecticut: contamination of a continental flood basalt feeder. Journal of Petrology 34, 1029–1058.
- PIRES, A. C. B., & HARTHILL, N. 1989. Statistical analysis of airborne gammaray data for geologic mapping purposes: Crixas-Itapaci area, Goiás, Brazil. Geophysics, 54(10), 1326-1332.

- POWELL, R. 1984. Inversion of the assimilation and fractional crystallization (AFC) equations; characterization of contaminants from isotope and trace element relationships in volcanic suites. Journal of the Geological Society, 141, pp. 447-452
- QUARESMA, G.O.A. 2022. Alternative Volcanism-Model Related to Smallscale Convection: Applied Case for the Vitória-Trindade Ridge Volcanism Investigated in the Davis Bank - Geodynamics Implications. Dissertation, Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- QUEIROZ, F. C. 1975. Distribuição da radioatividade natural no perfil de um podzol tropical e suas implicações genéticas. Distribuição da Radioatividade Natural no Perfil de um Podzol Tropical e suas Implicações Genéticas. Dissertação de mestrado da Universidade Federal da Bahia.
- REID, A., 2012. Forgotten truths, myths and sacred cows of Potential Fields Geophysics - II, in SEG Technical Program Expanded Abstracts 2012, pp. 1-3, Society of Exploration Geophysicists.
- REINERS, P.W., NELSON, B.K., GHIORSO, M.S. 1995. Assimilation of felsic crust by basaltic magma: thermal limits and extents of crustal contamination of mantle-derived magmas. Geology 23, 563–566.
- RIBEIRO-FILHO, N., BIJANI, R., & PONTE-NETO, C., 2020. Improving the crosscorrelation method to estimate the total magnetization direction vector of isolated sources: A space-domain approach for unstable inclination values. Geophysics, 85(4), J59–J70.
- RICCOMINI C., SANT'ANNA, L.G., FERRARI, A.L. 2004. Evolução geológica do Rift Continental do Sudeste do Brasil. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Britto-Neves B.B. (Org.) Geologia do Continente Sulamericano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Beca, São Paulo, 647 p.

- RICCOMINI C., VELAZQUEZ V.F., GOMES C.B. 2005. Tectonic controls of the Mesozoic and Cenozoic alkaline magmatism in central-southeastern Brazilian Platform. In: C.B. Gomes & P. Comin-Chiaramonti (eds) Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform. EDUSP-FAPESP, São Paulo, p.: 31-55.
- RICCOMINI, C. 1989. O Rift Continental do Sudeste do Brasil. Ph.D. Thesis, University of São Paulo, 256p.
- RIEDER, M., CAVAZZINI, G., D'YAKONOV, Y.S., FRANK-KAMENETSKII, V.A., GOTTARDT, G., GUGGENHEIM, S., KOVAL, P.V., MULLER, G., NEIVA, A.M.R., RADOSLOVICH, E.W., ROBERT, J.L., SASSI, F.P., TAKEDA, H., WEISS, Z., WONES, D.R. 1998. Nomenclature of the micas. The Canadian Mineralogist, 36 (3) 905-912.
- ROBINSON, E. S. 1988. Basic exploration geophysics. Virginia. Copyright: Jonh Wiley & Sons.
- ROCHA-JÚNIOR, E.R.V., MARQUES, L.S., BABINSKI, M., MACHADO, F.B., PETRONILHO, L.A., NARDY, A.J.R. 2020. A telltale signature of Archean lithospheric mantle in the Paran´a continental flood basalts genesis. Lithos, 364–365, 364–365. https://doi.org/ 10.1016/j.lithos.2020.105519,105519.
- ROEST, W. R., & PILKINGTON, M., 1993. Identifying remanent magnetization effects in magnetic data. Geophysics, 58(5), 653–659.
- ROLLINSON, H. R. 1993. Using Geochemical Data: Evaluantion, Presetation, Interpretation.
- ROOS, S. 2017. Gamaespectrometria e Magnetometria Aplicados à Determinação de novos alvos de Exploração Mineral da Região de Amaral Ferrador – RS, Porção Leste do Cinturão Dom Feliciano. Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 122p.

- ROSA, P. A. S., RUBERTI, E. 2018. Nepheline syenites to syenites and granitic rocks of the Itatiaia Alkaline Massif, Southeastern Brazil: new geological insights into a migratory ring Complex. Brazilian Journal of Geology, 48(2): 347-372.
- RUBERTI, E., AZZONE, R. G., ENRICH, G. E. R., COMIN-CHIARAMONTI, P., GOMES, C. B., ANGELO, M. 2011. The Banhadão Alkaline Complex, Southeastern Brazil: Source and evolution of potassic SiO 2undersaturated high-Ca and low-Ca magmatic series. Mineralogy and Petrology, v. 104, n. 1–2, p. 63–80.
- RUBERTI, E., GOMES, C.B., COMIN-CHIARAMONTI, P. 2005. The alcaline magmatism from Ponta Grossa Arch. In: Comin-Chiaramonti P, Gomes CB (eds) Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform. Edusp/Fapesp, São Paulo, pp 472–521.
- SA, C. B., RIBEIRO, A. dos S., SANTOS, H. S. FREITAS, F. B. V. 2017.
 Processamento de Dados Aerogamaespectrométricos e sua Contribuição para o Conhecimento da Geologia da Região de Casimiro de Abreu.
 Revista de Engenharias da Faculdade Salesiana. n. 5 (2017) pp. 27-36.
- SADOWSKI, G.R., DIAS NETO, C.M., 1981, O lineamento sismo-tectônico de Cabo Frio: Revista Brasileira de Geociências, v. 11, no. 4, p. 209-212.
- SALTERS, V. J. M., STRACKE, A. 2004. Composition of the depleted mantle. G-cubed 5, Q05B07.
- SALTERS, V.J.M., WHITE, W.M. 1998. Hf isotope constraints on mantle evolution. Chem. Geol. 145 (3–4), 447–460.
- SCHMINCKE. H.U., FIRTH. J.V., DUFFIELD. W. 1998. Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results, v. 157, Chapter 27, p. 443-469.
- SCHMITT, R.S., TROUW, R., VAN SCHMUS, W.R., ARMSTRONG, R., STANTON, N.S.G. 2016. The tectonic significance of the Cabo Frio Tectonic Domain in the SE Brazilian margin: a Paleoproterozoic through
Cretaceous saga of a reworked continental margin Brazilian Journal of Geology 46, 37-66.

- SCHMITT, R.S., TROUW, R.A.J., MEDEIROS, S.R., DANTAS, E.L., 2008a. Age and geotectonic setting of Late-Neoproterozoic juvenile mafic gneisses and associated paragneisses from the Ribeira Belt (SE Brazil): geochemistry and Sm-Nd data - implications on Gondwana assembly. Gondwana Res. 13, 502–515.
- SCHMITT, R.S., TROUW, R.A.J., SCHMUS, W.R.V., PIMENTEL, M. M. 2004. Late amalgamation in the central part of Western Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collision orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil). Precambrian Research, 133:29-61.
- SCHMITT, R.S., TROUW, R.A.J., VAN SCHMUS, W.R., PASSCHIER, C.W., 2008b. Cambrian orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil) and correlations within West Gondwana: ties that bind underwater. In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito Neves, B.B., De Wit, M.J. (Eds.), West Gondwana: Pre-cenozoic Correlations across the South Atlantic Region, vol. 294. Geological Society, London, Special Publications, pp. 279–296.
- SCHORSCHER H.D., SHEA M.E. 1992. The regional geology of the Poços de Caldas alkaline complex: mineralogy and geochemistry of selected nepheline syenites and phonolites. In: N.A. Chapman, I.G. Mckinley, M.E. Shea, J.A.T. Smellie (eds.) The Poços de Caldas Project: Natural Analogues of Processes in a Radioactive Waste Repository. J.Geochem. Explor., 45:25-51.
- SHAND S.J. 1943. Eruptive Rocks. Their Genesis Composition. Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite. John Wiley, New York. 444p.
- SHAW, D. M. 1970. Trace element fractionation during anatexis. Geochimica et Cosmochimica Acta, 34, 237–243.

- SICHEL, S.E., MOTOKI, A., IWANUCH, W., VARGAS, T., AIRES, J. R., MELO,
 D. P., MOTOKI, K. F., BALMANT, A., RODRIGUES, J.G. 2012.
 Cristalização fracionada e assimilação da crosta continental pelos magmas de rochas alcalinas félsicas do estado do Rio de Janeiro, Brasil. Anuário do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro, 35 (2):84-104.
- SILVA, C. C. V. 2023. Estudo das texturas cumuláticas das rochas do Complexo Alcalino Morro de São João, Casimiro de Abreu-RJ.Trabalho de conclusão de curso, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro. 53p.
- SLEEP, N. H. 1990. Hot-spots and mantle plumes: Some phenomenology. Journal of Geophysical Research, v. 95, p. 6715-6736.
- SONOKI I.K., GARDA G.M. 1988. Idades K-Ar de rochas alcalinas do Brasil Meridional e Paraguai Oriental: compilação e adaptação às novas constantes de decaimento. Bol. IG-USP, Cien., São Paulo, 19:63-85.

SØRENSEN, H. 1974. The Alkaline Rocks. John Wiley & Sons, p. 622.

- SPARKS, R. S. J.; MARSHALL, L. A. 1986. Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas. Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 29, n. 1–4, p. 99–124.
- STRECK, M.J. 2008. Mineral textures and zoning as evidence for open system processes. Reviews in Mineralogy and Geochemistry 69, 595–622.
- STREICKEISEN, A.L. 1976. Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. N. Jahrb. Miner. Abh., 107, 144-240.
- STURM, R. 2002. PX-NOM An interactive spreadsheet program for the computation of pyroxene analyses derived from the electron microprobe. Computers & Geosciences, 28(4):473-483.
- SZATMARI, P. 2000. Habitat of petroleum along the sounth Atlantic margins. Petroleum Systems of South Atlantic Margins: AAPG Memoir 73, p.69-75.

- TAIT, S.R., HUPPERT, H.E.; SPARKS, R.S.J. 1984. The role of compositional convection in the formation of adcumulate rocks. Lithos, 17: 139-146.
- TAPPE, S., FOLEY, S.F., JENNER, G.A., HEAMAN, L.M., KJARSGAARD, B.A., ROMER, R.L., STRACKE, A., JOYCE, N., HOEFS, J. 2006. Genesis of Ultramafic Lamprophyres and Carbonatites at Aillik Bay, Labrador: a Consequence of Incipient Lithospheric Thinning beneath the North Atlantic Craton. J Petrol 47:1261–1315.
- TEGNER, C., ROBINS, B., REGINIUSSEN, H., GRUNDVIG, S. 1999. Assimilation of crustal xenoliths in a basalticmagma chamber: Sr and Nd isotopic constraints from the Hasvik layered intrusion, Norway. Journal of Petrology 40, 363–380.
- TEGNER, C., WILSON, J.R., ROBINS, B. 2005. Crustal assimilation in basalt and jotunite: constraints from layered intrusions. Lithos 83, 299–316.
- TELFORD, W.M.; GELDART, L.P.; SHERIFF, R.E.; KEYS, D.A., 1976. Applied Geophysics. Cambridge. Cambridge University Press. 860 p.
- TELLO SAENZ, C. A., HADLER NETO, J.C., IUNES, P.J., GUEDES, S., HACKSPACHER, P.C., RIBEIRO, L.F.B., PAULO, S.R., OSORIO A, A. M. 2005.Thermochronology of the South American platform in the state of São Paulo, Brazil, through apatite fi ssion tracks. Radiaion Measurements 39, 635–640.
- TEODORO, M. A. M., SANTOS, A. C., BERTOLINO, L. C., ROSA, PEDRO, A. S., BEZERRA, C. R., MONTEIRO, L., G. P., LOPES, J. C., FAGUNDES, M. B., GERALDES, M., CARDOSO, L. M. C., JOURDAN, F. 2024. Unraveling the Poços de Caldas Cabo Frio Alignment: A petrochronological review of an unconventional plume model. Anuário do Instituto de Geociências, *in press.*

- THOMAZ FILHO A., RODRIGUES A.L. 1999. O alinhamento de rochas alcalinas Poços de Caldas-Cabo Frio (RJ) e sua continuidade na Cadeia Vitória- Trindade. Rev. Bras. Geoc.,29 (2)189-194.
- THOMAZ FILHO, A., CESERO, P., MIZUSAKI, A. M., LEÃO, J. G. 2005. Hot spot volcanic tracks and their implications for South American plate motion, Campos basin (Rio de Janeiro state), Brazil. Journal of South American Earth Sciences, v. 18, n. 3-4, p. 383-389.
- THOMAZ-FILHO, A., MIZUSAKI, A. M. P, ANTONIOLI, L., 2008. Magmatismo nas bacias sedimentares brasileiras e sua influência na geologia do petróleo. Revista Brasileira de Geociências, 38(2): 128-137.
- THOMPSON R.N., GIBSON S.A., MITCHELL J.G., DICKIN A.P., LEONARDO O.H., BROD J.A., GREENWOOD J.C. 1998. Migrating Cretaceous–Eocene Magmatism in the Serra do Mar Alkaline Province, SE Brazil: Melts from the Deflected Trindade Mantle Plume? J. petrol., 39 (8): 1493-1526.
- TONTINI, F. C., & PEDERSEN, L. B., 2008. Interpreting magnetic data by integral moments. Geophysical Journal International, 174(3), 815–824.
- TOPODATA Banco de Dados Geomorfométricos do Brasil Disponível em

<http://www.webmapit.com.br/inpe/topodata>. Acesso em Jan/2022.

- TUPINAMBÁ M., HEILBRON M., VALERIANO C., PORTO JÚNIOR R., DE DIOS F.B., MACHADO N., SILVA L.G. DO E., DE ALMEIDA J.C.H. 2012. Juvenile contribution of the Neoproterozoic Rio Negro Magmatic Arc (Ribeira Belt, Brazil): Implications for Western Gondwana amalgamation. Gondwana Research, 21:422-438.
- ULBRICH, H. H. G. J., ULBRICH, M. N. C., FERREIRA, F. J. F., ALVES, L. S., GUIMARÃES, G. B., & FRUCHTING, A. 2009. Levantamentos gamaespectrométricos em granitos diferenciados. I: revisão da metodologia e do comportamento geoquímico dos elementos K, Th e U. Geologia USP. Série Científica, 9(1), 33-53.

- ULBRICH, H.H.G.J., DEMAIFFE, D., VLACH, S.R.F. & ULBRICH, M.N.C. 2003. Geochemical and Sr, Nd and Pb isotope signatures of phonolites and nepheline syenites from Poços de Caldas alkaline massif, southeastern Brazil. 4th South American Symposium on Isotope Geology, Salvador, Short Papers, pp. 698-701.
- ULBRICH, H.H.G.J., GOMES, C.B., 1981. Alkaline rocks from Brazil. Earth Sciences Review 17, 135e154.
- VALENÇA, J. 1975. Rochas alcalinas do Estado do Rio de Janeiro. Revista de Mineração e Metalurgia, v. 39, n. 366, p. 6-11.
- VALENÇA, J. 1980. Geololy, petrography and petrogenesis of some alkaline igneous complexes of Rio de Janeiro state, Brazil. Tese de Doutorado do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- VALENTE, S. C. 1997. Geochemical and isotopic constraints on the petrogenesis of the Cretaceous dykes of Rio de Janeiro, Brazil. Tese de Doutorado, Departamento de Geologia, Escola de Geociências, The Queen's University of Belfast, 373 p.
- VALERIANO C. DE M., TUPINAMBÁ M., SIMONETTI A., HEILBRON M., DE ALMEIDA J.C.H., DO EIRADO, L.G. 2011. U-Pb LA-MC-ICPMS geochronology of Cambro-Ordovician post-collisional granites of the Ribeira belt, southeast Brazil: Terminal Brasiliano magmatism in central Gondwana supercontinent. Journal of South American Earth Sciences, 32:416-428.
- VIANA, S. M., VALLADARES, C. S., DUARTE, B. P. 2003. Geoquímica dos Ortognaisses do Complexo Região dos Lagos, Araruama-Cabo Frio, Rio de Janeiro, Brasil. Revista Brasileira de Geociências, 38(3): 488-500.
- VILLE, J., 1948. Théorie et applications de la notion de signal analytique: Cables et Transmissions, 2A, 61–74.

- VLACH, S. R. F. 2002. A classe dos tectossilicatos: guia geral da teoria e exercício. Geologia USP Série Didática, 1, P. 49.
- VLACH, S. R. F., ULBRICH, H. H. G. J., ULBRICH, M. N. C., VASCONCELOS,
 P. M. 2018. Melanite-bearing nepheline syenite fragments and 40Ar/39Ar age of phlogopite megacrysts in conduit breccia from the Poços de Caldas Alkaline Massif (MG/SP), and implications. Brazilian Journal of Geology, 48(2): 391-402.
- WARR, L. N. 2021. IMA–CNMNC approved mineral symbols. Mineralogical Magazine. 85(3):291-320.
- WECHSLER, B. A., LINDSLEY, D. H., PREWITT, C. T. (1984). Crystal structure and cation distribution in titanomagnetites (Fe_{3-x}Ti_xO4). American Mineralogist, 69 (7-8) 754-770.
- WETHERILL, G. W. 1956. Discordant uranium-lead ages, I. Transactions, American Geophysical Union, 37, 320.
- WILFORD J.R., BIERWIRTH P.N., CRAIG M.A. 1997. Application of airborne gamma-ray spectrometry in soil/ regolith mapping and applied geomorphology. Journal of Australian Geology & Geophysics, 17(2): 201-216.
- WILLIAMS, P. A., HATERT, F., PASERO, M., MILLS, S. J. 2013. New minerals and nomenclature modifications approved in 2013. CNMNC Newsletter No 16. Mineralogical Magazine, 77 (6) 2695-2709.
- WINTER, J.D. 2009. An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology Prentice-Hall Inc., Upper Saddle River, New Jersey, USA, 697p.
- WOLF, J.A., RAMOS, F.C. 2003. Pb isotope variations among Bandelier Tuff feldspar: no evidence for a long-lived silicic magma chamber. Geology 31 (6), 533–536.

- WOLF, J.A., RAMOS, F.C. 2003. Pb isotope variations among Bandelier Tuff feldspar: no evidence for a long-lived silicic magma chamber. Geology 31 (6), 533–536.
- WOOD, B. J., FRASER, D. C. Elementary Thermodynamics for Geologists. Geol. Mag, 116 (1), pp 69-78, 1976.
- WYLLIE, P.J. 1995. Experimental petrology of upper mantle materials, processes and products. J Geodyn 20:429–468
- YANG, Y. HENG, ZHANG, H. FU, CHU, Z. YIN, XIE, L. WEN, WU, F. YUAN. 2010. Combined chemical separation of Lu, Hf, Rb, Sr, Sm and Nd from a single rock digest and precise and accurate isotope determinations of Lu-Hf, Rb-Sr and Sm-Nd isotope systems using Multi-Collector ICP-MS and TIMS. Int. J. Mass Spectrom. 290 (2–3), 120–126.
- ZALÁN, P. V., OLIVEIRA, J. A. B. 2005. Origin and structural evolution of the Cenozoic Rift System of Southeastern Brasil [Origem e evolução estrutural do Sistema de Rittes Cenozóicos do Sudeste do Brasil]. Boletim de Geociencias - Petrobras 13(2):269-300.
- ZARTMAN, R. E. & HAINES, S. M. 1988. The plumbotectonic model for Pb isotopic systematics among major terrestrial reservoirs-A case for bidirectional transport. Geochimica et Cosmochimica Acta, 52, 1327–1339.
- ZEDLITZ, O. 1933. Über titanreichen Kalkeisengranat. Zentrabl Mineral Geol Paläontol Abt A Mineral Petrogr 225/2-239.
- ZHANG, H., D. RAVAT, Y. R. MARANGONI, G. CHEN, AND X. HU, 2018. Improved total magnetization direction determination by correlation of the normalized source strength derivative and the reduced-to-pole fields: Geophysics, 83, no. 6, J75–J85.
- ZIMBRES, E., KAWASHITA, K., VAN SCHMUS, W.R., 1990. Evidências de um núcleo Transamazônico na Região de Cabo Frio, RJ e sua correlação com o cráton de Angola, África. Abstracts. Congr. Brasil. Geol. 36, 2735–2743.

ZINDLER, A., HART, S. 1986. Chemical geodynamics. Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 14 (c), 493–571.

APÊNDICE A – Tabela de Pontos do Morro de São João

Ponto			Cota	Zona	Rocha (s)
	7503018	807527	Om	235	Signito com pefelina
	7503910	807282	48m	230	Signito com nefelina
CA-MS I-03	7503903	807247		235	Sienito com nefelina
CA-MS I-04	7503866	807096	80m	235	Fonolito
CA-MS I-05	7503814	807109	78m	235	Nefelina monzosienito
CA-MS I-06	7503658	807011	118m	235	Signito com pefelina
	7503622	806078	102m	230	
	75035022	806042	102m	230	Malignito
	7503062	807063	123m	230	Nefelina sienito
	7503551	806800	12011 36m	230	Signito com pefelina
CA-MSJ-10	7503467	806733	80m	235	Nefelina monzosienito
	7503358	806697	128m	235	
CA-MS I-13	7503538	806715	200m	235	Signito
CA-MS I-14	7504118	806733	200m 245m	235	Signito/Malanito
CA-MS I-15	7500369	806729	2-101m	235	Malignito
CA-MS I-16	7503826	806740	20111 230m	235	Malignito
	7504095	806751	230m	230	Malignito
	7504188	806558	270m	230	Siepito
	7504100	806410	337m	230	Malignito
CA-MS I-20	7504774	806384	3/1m	230	Malignito
CA-MS I-21	7504368	806301	33/m	235	Malignito
CA-MS I-22	7504408	806083	3/0m	230	Fonolito porfirítico
	7504400	805054	362m	230	Fonalita
CA-MS I-24	7504302	805750	400m	230	Nefelina sienito
CA-MS I-25	7504311	805720	400m	230	Nefelina sienito
CA-MS I-26	7504311	805646	380m	230	Sienito/Malignito
CA-MS I-27	7503451	807101	11m	230	Sienito
CA-MS I-28	7503283	807156	12m	235	Essevito
CA-MS I-20	7503210	807134	12m	235	Essexito
CA-MS I-30	7503210	807058	10m	235	Essevito
	7505682	807352	Zm	230	Nefelina sienito
CA-MS I-32	7506433	807068	8m	230	Biotita anaisse
CA-MS I-33	7500433	807000	11m	230	Biotita gnaisse
	7506574	806083	13m	230	Biotita gnaisse
CA-MS I-35	7506617	806881	15m	235	Nefelina sienito
CA-MS I-36	7506732	806008	11m	230	Sienito
CA-MS I-37	7506777	806603	16m	235	Fonolito/Embasamento (biotita gnaisse)
CA-MSJ-38	7506844	806497	14m	235	Sienito com nefelina
CA-MSJ-39	7506808	806449	16m	235	Sienito/Malignito
CA-MSJ-40	756849	806359	32m	235	Sienito/Malignito
CA-MSJ-41	7506751	806480	35m	235	Sienito
CA-MSJ-42	7506703	806434	42m	235	Malignito
CA-MSJ-43	7506658	806380	55m	235	Sienito
CA-MSJ-44	7504623	806854	100m	238	Nefelina monzosienito
CA-MS I-45	7504639	806738	101m	235	Nefelina Sienito com pseudoleucita
CA-MS-1-46	7504745	806747	73m	235	Malignito
0,1,100,40	1001110	0001 47	7.0111	200	mangritto

Datum SIRGAS 2000; UTM Fuso 23S estendido.

Continuação					
CA-MSJ-47	7504637	806822	134m	235	Fonolito/Malignito.com.pseudoleucita
CA-MS I-48	7504652	806921	10	235	Nefelina sienito
CA-MSJ-49	7504634	806987	91m	235	Fonolito
CA-MSJ-50	7504620	807094	51m	23S	Malignito com pseudoleucita
CA-MSJ-51	7503213	807121	7m	23S	Nefelina Sienito/Nefelina monzosienito/Essexito cumulato/Traquito com nefelina
CA-MSJ-52	7503111	807035	8m	23S	Essexito cumulato
CA-MSJ-53	7502627	806474	18m	23S	Traquito/Embasamento
CA-MSJ-54	7502441	806286	3m	23S	Fonolito/Malignito
CA-MSJ-55	7502234	805082	11m	23S	Sienito com nefelina/Fonolito
CA-MSJ-56	7502179	804699	2m	23S	Fonolito
CA-MSJ-57	7502860	803737	7m	23S	Álcali-feldspato sienito com nefelina
CA-MSJ-58	7505405	802853	4m	23S	Essexito em contato com sienito com nefelina/Malignito
CA-MSJ-59	7504903	802865	11m	23S	Malignito
CA-MSJ-60	7504770	802831	7m	23S	Essexito
CA-MSJ-61	7503927	803028	8m	23S	Nefelina sienito/Nefelina monzosienito
CA-MSJ-62	7503731	803021	5m	23S	Álcali-feldspato sienito com nefelina
CA-MSJ-63	7505901	807353	9m	23S	Nefelina sienito/Nefelina monzosienito/Fonolito
CA-MSJ-64	7504850	805110	567m	23S	Nefelina sienito
CA-MSJ-65	7504792	804827		23S	Essexito cumulato
CA-MSJ-66	7504758	805142	517m	23S	Nefelina sienito
CA-MSJ-67	7504670	805128	511m	23S	Sienito/Malignito
CA-MSJ-68	7504630	805182	485m	23S	Nefelina monzosienito/Nefelina sienito/Malignito com pseudoleucita
CA-MSJ-69	7504588	805264	483m	23S	Essexito
CA-MSJ-70	7504550	805359	459m	23S	Nelefina monzosienito
CA-MSJ-71	7504497	805517	402m	23S	Nefelina monzosienito
CA-MSJ-72	7504378	805543	375m	23S	Fonolito
CA-MSJ-73	7504285	805644	365m	23S	Nefelina monzosienito
CA-MSJ-74	7504402	806170	321m	23S	Fonolito
CA-MSJ-75	7504364	806285	290m	23S	Essexito cumulato com pseudoleucita/Álcali- feldspato sienito com nefelina
CA-MSJ-76	7504119	806735	240m	23S	Malignito
CA-MSJ-77	7503894	806678	232m	23S	Nefelina monzosienito
CA-MSJ-78	7503545	806694	166m	23S	Sienito com nefelina
CA-MSJ-79	7503356	806924	128m	23S	Netelina monzosienito com pseudoleucita/Essexito cumulato/Nefelina sienito
CA-MSJ-80	7506515	806951	11m	23S	Nefelina Sienito
CA-MSJ-81	7506715	806891	5m	23S	Álcali-feldspato sienito com nefelina
CA-MSJ-82	7507383	806265	4m	23S	Embasamento + Veios de quartzo
CA-MSJ-83	7506561	805239	110m	23S	Sienito/Malignito
CA-MSJ-84	7506829	805330	58m	23S	Malignito com pseudoleucita
CA-MSJ-85	7507401	805114	4,8m	23S	Embasamento (biotita gnaisse)
CA-MSJ-86	7507143	804472	9m	23S	Nefelina sienito
CA-MSJ-87	7507100	804748	5m	23S	Álcali-feldspato sienito com nefelina/Traquito com nefelina
CA-MSJ-88	7507156	805144	6m	23S	Sienito/Malignito
CA-MSJ-89	7505589	803038	11m	23S	Sienito/Malignito
CA-MSJ-90	7505440	803622	83m	23S	Álcali-feldspato sienito com nefelina/Malignito
CA-MSJ-91	7506923	804029	30m	23S	Álcali-feldspato sienito com nefelina

Continuação					
CA-MSJ-92	7506765	804120	19m	23S	Nefelina monzosienito
CA-MSJ-93	7506601	804932	28m	23S	Nefelina sienito
CA-MSJ-94	7506242	803569	11m	23S	Colúvio
CA-MSJ-Z-01	7503314	807184		23S	Xisto
CA-MSJ-Z-02	7503040	807036		23S	Álcali-feldspato sienito com nefelina
CA-MSJ-Z-03	7502352	805992		23S	Sienito com nefelina
CA-MSJ-Z-04	7502185	808191		23S	Monzosienito
CA-MSJZ-05	7503953	807540		23S	Malignito
CA-MSJ-Z-06A	7503953	807540		23S	Sienito
CA-MSJ-Z-06B	7503953	807540		23S	Sienito
CA-MSJ-Z-06C	7503953	807540		23S	Sienito
CA-MSJ-Z-07	7505805	807348		23S	Monzosienito
CA-MSJ-Z-08	7506735	808540		23S	Sienito
CA-MSJ-Z-08B	7506735	808540		23S	Sienito



APÊNDICE B – Mapa Geológico do Complexo Alcalino do Morro de São João

Amostra	Qtz	Nnh	Δfs	PI	Px	Δmn	Ac	Total ^M	Q	Δ	Р	F	Total ^N	Δ	F	Px	Total ^N	Classificação				
	~~~~								~		<u> </u>	•			•	• •						
CA-MSJ-01	0	9	70	0	11	7	3	100		85	0	15	100	78	10	12	100	Sienito com nefelina				
CA-MSJ-05	0	15	53	0	20	10	2	100		78	5	17	100	60	17	23	100	Nefelina monzosienito				
CA-MSJ-11	0	11	66	0	12	6	5	100		86	1	13	100	74	12	13	100	Nefelina monzosienito				
CA-MSJ-29	0							Ind	eter	mina	do							Fonolito				
CA-MSJ-30	0	12	26	3	43	11	5	100		29	50	21	100	32	15	53	100	Essexito				
CA-MSJ-37	0							Ind	eter	mina	do							Fonolito				
CA-MSJ-44	0	10	63	0	12	10	5	100		82	4	14	100	74	12	14	100	Nefelina monzosienito				
CA-MSJ-44B	0	13	65	0	12	7	3	100		84	3	14	100	72	14	13	100	Nefelina monzosienito				
CA-MSJ-45	0	11	69	0	12	5	3	100		88	0	12	100	75	12	13	100	Nefelina Sienito com pseudoleucita				
CA-MSJ-46	0	10	56	0	20	10	4	100		72	0	28	100	65	12	23	100	Malignito				
CA-MSJ-47A	0							Ind	eter	mina	do							Fonolito				
CA-MSJ-47B	0	11	48	0	32	5	4	100		71	0	29	100	53	12	35	100	Malignito com pseudoleucita				
CA-MSJ-48B	0	13	65	0	15	6	1	100		87	0	13	100	70	14	16	100	Fonolito Malignito com pseudoleucita Nefelina sienito				
CA-MSJ-49(1)	0							Ind	eter	mina	do							Fonolito				
CA-MSJ-49(2)	0							Ind	eter	mina	do							Fonolito				
CA-MSJ-50	0	10	35	0	37	15	3	100		81	0	19	100	43	12	45	100	Malignito com pseudoleucita				
CA-MSJ-51A	0	14	71	0	8	5	2	100		83	0	17	100	76	15	9	100	Nefelina sienito				
CA-MSJ-51B	0	15	52	0	17	12	4	100		75	2	24	100	62	18	20	100	Nefelina monzosienito				
CA-MSJ-51D	0	19	34	4	28	10	5	100		46	28	26	100	42	23	35	100	Essexito cumulato				
CA-MSJ-51F	0							Ind	eter	mina	do							Traquito com nefelina				
CA-MSJ-52A	0	11	32	4	33	15	5	100		37	44	19	100	42	14	43	100	Essexito cumulato				
CA-MSJ-52B	0	10	32	5	32	16	5	100		37	44	19	100	43	14	43	100	Essexito cumulato				
CA-MSJ-54A(1)	0							Indeterminado										Fonolito				
CA-MSJ-54A(2)	0							Ind	eter	mina	do			Fonolito								
CA-MSJ-54B	0	10	33	0	35	17	5	100		84	0	16	100	42	13	45	100	Malignito				

APÊNDICE C – Tabela das composições modais das rochas do Morro de São João

Continuação																	
CA-MSJ-55A	0	6	69	0	14	7	4	100	65	29	5	100	78	7	16	100	Sienito com nefelina
CA-MSJ-55B	0							Indete	erminad	ob							Fonolito
CA-MSJ-56	0							Indete	erminad	ob							Fonolito
CA-MSJ-57	0	8	84	0	5	2	1	100	91	0	9	100	87	8	5	100	Álcali-feldspato sienito com nefelina
CA-MSJ-58A	0	7	65	0	15	8	5	100	74	16	9	100	75	8	17	100	Sienito com nefelina em contato com essexito cumulato
CA-MSJ-58B	0	10	30	4	37	14	5	100	29	51	20	100	39	13	48	100	Essexito em contato com sienito com nefelina
CA-MSJ-58C	0	8	37	0	38	14	3	100	85	0	15	100	45	10	46	100	Malignito
CA-MSJ-58D	0	10	22	0	37	27	4	100	85	0	15	100	32	14	54	100	Malignito
CA-MSJ-59	0	14	33	0	37	12	4	100	65	0	35	100	39	17	44	100	Malignito
CA-MSJ-60A	0	15	30	6	34	10	5	100	46	31	23	100	38	19	43	100	Essexito
CA-MSJ-60B	0	10	28	7	38	12	5	100	43	42	15	100	37	13	50	100	Essexito
CA-MSJ-61A	0	12	66	0	12	5	5	100	87	0	13	100	73	13	13	100	Nefelina sienito
CA-MSJ-61B	0	12	74	0	8	3	3	100	86	0	14	100	79	13	9	100	Nefelina sienito
CA-MSJ-61C	0	12	52	0	24	5	5	98	77	7	17	100	59	14	27	100	Nefelina monzosienito
CA-MSJ-62	0	6	77	0	10	5	2	100	93	0	7	100	83	6	11	100	Álcali-feldspato sienito com nefelina
CA-MSJ-63A	0	13	68	0	12	2	5	100	84	0	16	100	73	14	13	100	Nefelina sienito
CA-MSJ-63B	0	12	65	0	12	6	5	100	84	3	14	100	73	13	13	100	Nefelina monzosienito
CA-MSJ-63C	0							Indete	erminad	ob							Fonolito
CA-MSJ-64	0	14	73	0	9	2	2	100	84	0	16	100	76	15	9	100	Nefelina sienito
CA-MSJ-65	0	12	30	4	36	13	5	100	44	38	19	100	38	15	46	100	Essexito
CA-MSJ-66(1)	0	12	65	0	13	5	5	100	87	0	13	100	72	13	14	100	Nefelina sienito
CA-MSJ-66(2)	0	11	73	0	8	3	5	100	87	0	13	100	79	12	9	100	Nefelina sienito
CA-MSJ-68	0	13	48	0	26	9	4	100	43	42	15	100	55	15	30	100	Nefelina monzosienito
CA-MSJ-68(1)	0	11	70	0	10	7	2	100	88	0	12	100	77	12	11	100	Nefelina sienito
CA-MSJ-68B	0	10	51	0	24	10	5	100	78	0	22	100	60	12	28	100	Malignito com pseudoleucita
CA-MSJ-68C	0	20	52	0	15	8	5	100	88	0	12	100	60	23	17	100	Malignito
CA-MSJ-70	0	11	66	0	12	6	5	100	87	0	13	100	74	12	13	100	Nelefina monzosienito
CA-MSJ-71	0	22	47	0	18	8	5	100	65	2	33	100	54	25	21	100	Nefelina monzosienito
CA-MSJ-72A	0							Indete	erminad	do							Fonolito

Continuação																	
CA-MSJ-72B	0		Indeterminado Fo 3 64 0 13 5 5 100 81 3 17 100 71 14 14 100 Nefelina Indeterminado Fo Indeterminado Fo														Fonolito
CA-MSJ-73	0	13	64	0	13	5	5	100	81	3	17	100	71	14	14	100	Nefelina monzosienito
CA-MSJ-74A	0							Inde	eterminad	do							Fonolito
CA-MSJ-74B	0							Inde	eterminad	do							Fonolito
CA-MSJ-75A	0	10	34	6	33	12	5	100	47	40	14	100	44	13	43	100	Essexito cumulato com pseudoleucita
CA-MSJ-75B	0	8	79	0	9	2	2	100	87	3	9	100	82	8	9	100	Álcali-feldspato sienito com nefelina
CA-MSJ-76	0	10	55	0	25	5	5	100	77	0	23	100	61	11	28	100	Malignito
CA-MSJ-77	0	15	51	0	17	12	5	100	75	2	24	100	61	18	20	100	Nefelina monzosienito
CA-MSJ-78	0	7	65	0	14	9	5	100	77	14	10	100	76	8	16	100	Sienito com Nefelina
CA-MSJ-79A	0	10	31	4	35	15	5	100	36	46	18	100	41	13	46	100	Essexito cumulato
CA-MSJ-79B	0	12	72	0	12	3	1	100	86	0	14	100	75	13	13	100	Nefelina sienito
CA-MSJ-79C(2)	0	12	71	0	9	3	5	100	86	0	14	100	77	13	10	100	Nefelina sienito
CA-MSJ-79D	0	13	64	1	12	6	4	100	81	3	16	100	72	15	13	100	Nefelina Monzosienito com pseudoleucita
CA-MSJ-79D(2)	0	12	70	0	9	4	5	100	85	1	14	100	77	13	10	100	Nefelina sienito
CA-MSJ-80	0	14	71	0	12	0	3	100	84	0	16	100	73	14	12	100	Nefelina sienito
CA-MSJ-81	0	4	88	0	4	2	2	100	95	1	4	100	92	4	4	100	Álcali-feldspato sienito com nefelina
CA-MSJ-84	0	8	21	0	42	26	3	100	84	0	16	100	30	11	59	100	Malignito com pseudoleucita
CA-MSJ-86	0	14	67	0	10	4	5	100	83	0	17	100	74	15	11	100	Nefelina sienito
CA-MSJ-87A	0	2	91	0	6	0	1	100	98	0	2	100	92	2	6	100	Álcali-feldspato sienito com nefelina
CA-MSJ-87B	0							Inde	eterminad	do							Traquito com nefelina
CA-MSJ-89	0	10	49	5	22	9	5	100	84	0	16	100	60	12	27	100	Malignito em contato com sienito
CA-MSJ-90A	0	10	55	0	19	11	5	100	69	0	31	100	65	12	23	100	Malignito
CA-MSJ-90B	0	8	59	0	21	7	5	100	70	0	30	100	67	9	24	100	Malignito
CA-MSJ-90C	0	5	77	0	14	3	1	100	94	0	6	100	80	5	15	100	Álcali-feldspato sienito com nefelina
CA-MSJ-91	0	2	92	0	4	1	1	100	98	0	2	100	94	2	4	100	Álcali-feldspato sienito com nefelina
CA-MSJ-92	0	10	68	0	14	5	3	100	82	4	14	100	74	11	15	100	Nefelina monzosienito
CA-MSJ-Z-02	0	8	65	0	12	12	3	100	89	0	11	100	76	9	14	100	Sienito com nefelina
CA-MSJ-Z-03	0	3	68	0	13	13	3	100	96	0	4	100	81	4	15	100	Álcali-feldspato sienito com nefelina

Continuação																		
CA-MSJ-Z-04	0	4	65	0	12	12	7	100		94	0	6	100	80	5	15	100	Monzosienito
CA-MSJ-Z-05	0	1	30	0	25	35	9	100		97	0	3	100	54	2	45	100	Malignito
CA-MSJ-Z-06	10	0	75	0	12	12	1	100	12	88	0	0	100					Álcali-feldspato sienito
CA-MSJ-Z-07	0	2	76	0	9	10	3	100		97	0	0	97	87	2	10	100	Monzosienito
CA-MSJ-Z-08	0	1	85	0	5	5	4	100		99	0	1	100	93	1	5,5	100	Álcali-feldspato sienito com nefelina

Legenda: Qtz: quartzo; Ne: nefelina; Afs: feldspato alcalino; PI: plagioclásio; Cpx: clinopiroxênio; Amp: anfibólio; Ac: minerais acessórios; A: álcalifeldspato; P: plagioclásio, F: foide; M: máfico; ^M: modal; ^N: normalizado.

# APÊNDICE D – Tabela das composições de química mineral das principais rochas do Morro de São João

## Feldspato

Amostr a	4	4	4	4	4	4	4	4	1	1	5	5	5	5	5	30	30	30	79D	79D
Ponto	01_P1	01_P2	01_P3	01_P4	02_P1	02_P2	02_P3	02_P4	02_P5	3	01_P1	01_P2	01_P3	01_P4	01_P5	1	2	3	01_P1	01_P2
SiO ₂	<del>60,44</del>	<del>59,20</del>	<del>57,80</del>	<del>58,64</del>	<del>58,93</del>	<del>59,23</del>	<del>59,45</del>	<del>59,96</del>	54,87	40,45	<del>62,21</del>	65,02	<del>61,69</del>	<del>62,11</del>	63,64	46,36	46,64	46,43	44,07	43,76
$AI_2O_3$	<del>18,95</del>	<del>19,28</del>	<del>19,82</del>	<del>18,87</del>	<del>19,56</del>	<del>19,02</del>	<del>19,29</del>	<del>19,02</del>	21,65	33,56	<del>17,93</del>	18,94	<del>18,01</del>	<del>17,97</del>	18,39	34,49	33,58	34,42	34,52	34,74
FeO	<del>0,11</del>	<del>0,08</del>	<del>0,14</del>	<del>0,07</del>	<del>0,14</del>	<del>0,11</del>	<del>0,16</del>	<del>0,08</del>	0,11	0,34	<del>0,08</del>	0,07	<del>0,22</del>	<del>0,14</del>	0,23	0,49	0,43	0,45	0,26	0,22
CaO	<del>0,15</del>	<del>0,17</del>	<del>0,24</del>	<del>0,14</del>	<del>0,25</del>	<del>0,15</del>	<del>0,19</del>	<del>0,14</del>	0,31	1,88	<del>0,01</del>	0,09	<del>0,03</del>	<del>0,01</del>	0,05	16,11	16,14	15,79	1,59	1,68
BaO																			0,01	0,00
Na ₂ O	<del>1,80</del>	<del>1,80</del>	<del>1,81</del>	<del>1,56</del>	<del>1,74</del>	<del>1,51</del>	<del>1,81</del>	<del>1,48</del>	4,24	15,06	<del>2,53</del>	8,48	<del>0,40</del>	<del>0,37</del>	4,90	1,85	1,67	1,77	17,13	18,06
K ₂ O	<del>19,56</del>	<del>19,16</del>	<del>18,54</del>	<del>19,81</del>	<del>18,53</del>	<del>19,23</del>	<del>19,26</del>	<del>19,77</del>	12,96	8,37	<del>19,98</del>	6,17	<del>23,60</del>	<del>23,79</del>	14,09	0,06	0,05	0,04	4,78	5,04
Total	<del>101,01</del>	<del>99,69</del>	<del>98,34</del>	<del>99,09</del>	<del>99,15</del>	<del>99,24</del>	<del>100,16</del>	<del>100,45</del>	94,13	99,65	<del>102,74</del>	98,77	<del>103,93</del>	<del>104,38</del>	101,30	99,36	98,50	98,90	102,35	103,50
									3 átomos	de oxigê	nio (apfu)									
Si	2,71	<del>2,69</del>	<del>2,66</del>	<del>2,68</del>	<del>2,69</del>	2,71	<del>2,69</del>	<del>2,71</del>	2,60	1,66	<del>2,73</del>	2,91	2,71	<del>2,71</del>	2,81	2,14	2,18	2,15	1,75	1,71
Al	1,00	<del>1,03</del>	<del>1,07</del>	<del>1,02</del>	<del>1,05</del>	<del>1,03</del>	<del>1,03</del>	<del>1,01</del>	1,21	1,62	<del>0,93</del>	1,00	<del>0,93</del>	<del>0,92</del>	0,96	1,88	1,85	1,88	1,61	1,60
Fe ³⁺			<del>0,01</del>		<del>0,01</del>		<del>0,01</del>			0,01			<del>0,01</del>	<del>0,01</del>	0,01	0,01			0,01	0,01
Fe⁴™	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.00	0.00						0,01	0,02	0,02	0.07	0.07
Ca Ba	0,01	0,01	0,01	<del>0,01</del>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,08						0,80	0,81	0,79	0,07	0,07
Na	<del>0,16</del>	<del>0,16</del>	<del>0,16</del>	<del>0,14</del>	<del>0,15</del>	<del>0,13</del>	<del>0,16</del>	<del>0,13</del>	0,39	1,19	0,22	0,74	<del>0,03</del>	<del>0,03</del>	0,42	0,17	0,15	0,16	1,32	1,37
K	<del>1,12</del>	<del>1,11</del>	<del>1,09</del>	<del>1,16</del>	<del>1,08</del>	<del>1,12</del>	<del>1,11</del>	<del>1,14</del>	0,78	0,44	<del>1,12</del>	0,35	<del>1,32</del>	<del>1,33</del>	0,80				0,24	0,25
								Pro	porção m	embros-	finais (wt,	%)								
An	<del>0,56</del>	<del>0,66</del>	<del>0,95</del>	<del>0,52</del>	<del>0,99</del>	<del>0,59</del>	0,70	<del>0,54</del>	1,33	4,82	<del>0,04</del>	0,37	<del>0,10</del>	<del>0,03</del>	0,21	82,54	84,03	82,97	4,15	4,15
Ab	<del>12,17</del>	<del>12,39</del>	<del>12,77</del>	<del>10,62</del>	<del>12,37</del>	<del>10,57</del>	<del>12,41</del>	<del>10,14</del>	32,76	69,70	<del>16,15</del>	67,36	<del>2,48</del>	<del>2,28</del>	34,52	17,10	15,69	16,80	80,98	80,97
Or	<del>87,27</del>	<del>86,95</del>	<del>86,27</del>	<del>88,87</del>	<del>86,64</del>	<del>88,83</del>	<del>86,89</del>	<del>89,32</del>	65,91	25,49	<del>83,82</del>	32,26	<del>97,42</del>	<del>97,68</del>	65,28	0,36	0,29	0,23	14,87	14,88
Amostr a	79D	79D	79D	79D	79D	79D	79D	79D	79D	79D	51E(1)	51E(1)	51E(1)	51E(1)	51E(1)	51E(1)	51E(1)	51E(1)	51E(1)	68B
Ponto	01_P3	01_P4	02_P1	02_P2	02_P3	02_P4	02_P5	02_P6	02_P7	02_P 8	01_P1	01_P2	01_P3	01_P4	02_P1	02_P2	02_P3	02_P4	02_P5	01_P1
SiO ₂	44,67	43,73	64,14	64,55	65,29	64,57	64,03	64,84	64,58	65,65	43,02	44,84	43,55	43,71	61,46	61,37	62,03	62,14	61,37	43,42
Al ₂ O ₃	34,46	34,57	19,46	19,36	19,29	19,23	19,20	19,07	19,46	19,17	34,82	36,11	36,15	35,28	19,78	19,86	19,82	19,88	19,62	34,73
FeO	0,25	0,26	0,06	0,08	0,11	0,09	0,09	0,07	0,09	0,05	0,26	0,25	0,23	0,29	0,19	0,06	0,11	0,13	0,12	0,28
CaO	1,60	1,64	0,19	0,16	0,13	0,20	0,23	0,12	0,19	0,12	1,58	1,30	2,65	1,32	0,30	0,16	0,40	0,32	0,31	1,24
BaO	0,02		0,28	0,28	0,25	0,40	0,38	0,21	0,44	0,13	0,03	0,04	0,00	0,00	0,90	1,22	0,89	0,91	0,95	0,00
Na ₂ O	17,80	17,57	2,41	2,97	2,68	2,79	3,02	2,67	2,80	2,84	16,67	15,89	11,81	17,00	0,48	0,20	0,71	0,48	0,57	16,99
K ₂ O	4,92	5,06	12,42	12,38	12,83	12,44	12,20	13,15	12,30	12,57	6,16	6,51	4,50	6,38	14,01	14,53	14,07	14,19	14,00	5,91
Total	103,72	102,82	98,94	99,79	100,57	99,72	99,14	100,12	99,86	100,5 3	102,52	104,93	98,88	103,98	97,11	97,39	98,04	98,05	96,93	102,58
									3 átomos	de oxigê	nio (apfu)									

Si	1,74	1,72	2,97	2,95	2,97	2,96	2,95	2,96	2,96	2,98	1,71	1,75	1,85	1,71	2,94	2,94	2,94	2,95	2,94	1,72
AI	1,59	1,60	1,06	1,04	1,03	1,04	1,04	1,03	1,05	1,03	1,63	1,66	1,81	1,62	1,12	1,12	1,11	1,11	1,11	1,62
Fe ³⁺	0,01	0,01									0,01	0,01	0,01	0,01						0,01
Fe ²⁺															0,01			0,01		
Ca	0,07	0,07	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,07	0,05	0,12	0,06	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,05
Ba				0,01		0,01	0,01		0,01						0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,00
Na	1,35	1,34	0,22	0,26	0,24	0,25	0,27	0,24	0,25	0,25	1,28	1,20	0,97	1,29	0,04	0,02	0,07	0,04	0,05	1,30
K	0,25	0,25	0,73	0,72	0,74	0,73	0,72	0,77	0,72	0,73	0,31	0,32	0,24	0,32	0,86	0,89	0,85	0,86	0,86	0,30
								Proporç	ão memb	ros-finais	s (wt, %)									_
An	4,03	4,15	0,96	0,81	0,63	0,98	1,11	0,56	0,96	0,57	4,04	3,43	9,03	3,32	1,67	0,90	2,17	1,78	1,74	3,18
Ab	81,20	80,59	22,53	26,51	23,92	25,17	27,01	23,44	25,48	25,40	77,19	76,07	72,75	77,54	4,86	2,02	6,99	4,79	5,73	78,78
Or	14,77	15,27	76,51	72,69	75,45	73,85	71,88	75,99	73,56	74,03	18,77	20,50	18,22	19,14	93,47	97,08	90,83	93,43	92,53	18,04
Amostr a	68B	68B	68B	68B	68B	68B	68B	68B	68B	68B	58A(1)	58A(1)	58A(1)	58A(1)	58A(1)	58A(1)	58A(1)	58A(1)	58A(1)	58A(1)
Ponto	01 P2	01 P3	02 P1	02 P2	03 P1	03 P2	03 P3	03 P4	03 P5	03_P	C1_01	C1_01	C1_01	C1_01	C1_01	C1_01	C1_02	C1_02	C1_02	C1_02
- 0:0	44.00	44.00	44.00	40.05						6		P2			P5		P1	_P2	<u>P3</u>	
	44,09	44,08	44,36	43,05	63,29	60,01	63,62	63,72	66,44	63,54	43,43	42,91	42,91	46,45	42,92	43,33	43,28	43,24	43,51	44,87
Al ₂ U ₃	34,40	34,71	34,56	34,87	19,70	25,01	19,58	19,58	19,71	19,43	35,08	34,43	33,49	36,06	34,30	33,67	34,59	34,41	33,78	35,00
FeO	0,35	0,35	0,30	0,29	0,09	0,12	0,07	0,11	0,07	0,13	0,35	1.09	U,25 1 1 1	0,33	0,28 1.01	0,30	0,35	0,30	0,3∠ 1.00	0,24 1.00
BaO	1,20	1,40	1,59	1,00	0,50	5,59 0.15	0,22	0,27	0,19	0,23	1,15	1,08	1,11	1,07	1,01	1,11	1,13	1,11	1,09	1,90
BaO No O	17 17	17 50	17.00	17.25	0,57	0,15	0,51	0,40	0,20	0,44	0,00	17.01	16.20	15.05	17.02	15 09	16 02	17.00	0,03	11 12
	5 5 1	F 70	F 20	F 60	12 10	5,55	12 74	12 00	0,94	0,93	10,03 E 20	17,21 5.44	10,29 5 44	15,95 E 4E	F 42	10,90 E 42	10,03 E E0	F 20	F 24	11,43
R ₂ U Total	102.09	102.95	102.29	102.94	08.85	4,77	00.16	13,00	102 44	00.21	102.09	101 24	00.46	105 21	0,40 101 01	00.91	101 69	0,29 101 57	101 20	4,10
TULAI	103,00	103,05	103,20	102,04	90,00	101,02	99,10	99,30	102,44	do ovigô	102,00	101,34	99,40	105,51	101,01	33,01	101,00	101,57	101,20	97,02
Si	1 72	1 72	1 75	1 70	2.05	2.68	2.06	2.06	2 00	2 06	1 72	1 71	1 75	1 91	1 72	1 77	1 72	1 72	1 74	1.04
۵۱ ۸۱	1,75	1,72	1,75	1,70	2,90	2,00	2,90	2,90	1.05	2,90	1,75	1,71	1,75	1,01	1,72	1,77	1,75	1,72	1,74	1,54
Fo ³⁺	0.01	0.01	0.01	0.01	1,00	1,51	1,07	1,07	1,05	1,07	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ca	0.05	0,01	0.07	0.07	0.02	0.27	0.01	0.01	0.01	0.01	0.05	0.05	0.05	0,01	0,01	0.05	0.05	0.05	0.05	0,01
Ba	0,00	0,00	0,07	0,07	0,02	0,21	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,04	0,04	0,05	0,00	0,05	0,00	0,03
Na	1.33	1.33	1.30	1.32	0.15	0.46	0.13	0.12	0.08	0.08	1 29	1.33	1 29	1 21	1.32	1 27	1.30	1.33	1.33	0.96
K	0.28	0.29	0.27	0.28	0.78	0.27	0.82	0.82	0.86	0.86	0.27	0.28	0.28	0.27	0.28	0.28	0.28	0.27	0.27	0.23
	0,20	0,20	0,21	0,20	0,10	0,21	0,02	Pro	norcão m	embros-	finais (wt	%)	0,20	0,21	0,20	0,20	0,20	0,21	0,21	0,20
An	3 23	3 50	4 09	4 18	1 99	26.67	1 16	1 39	0.99	1 22	3.06	2 78	2.98	2 94	2 64	3 04	2 95	2 87	2.83	6 88
Ab	80 14	79 25	79 42	79.00	15 50	46 21	13 35	12 70	8,66	8,81	79.92	80 55	79 61	79 24	80 47	79 25	79.88	80 79	80 62	75 07
Or	16.62	17.24	16.49	16.82	82.51	27.11	85.50	85.91	90.35	89.98	17.02	16.66	17.41	17.82	16.89	17.71	17.16	16.34	16.54	18.05
Amostr	58A(1)	58A(1)	58A(1)	58A(1)	58A(1)	58A(1)	58A(1)	58A(1)	58A(1)	58A(1)	58A(1)	58A(1)	58A(1)	58A(1)	58A(1)	58A(1)	58A(1)	58A(1)	58A(1)	58A(1)
Ponto	C1_02	C1_3_	C1_03	C1_03	C1_03	C1_04	C1_04	C1_04	C1_04	C2_1	C2_01	C2_01	C2_01	C2_01	C2_01	C2_02	C2_2_	C2_02	C2_02	C2_02
0:0	42.00	P1 44.05	PZ	_P3		_P1	_PZ	_P3			_PZ	_P3	_P4	_MD	_P0		PZ	_P3	P4	_MD
SIU2	43,00	44,00 25,70	43,00 24 GE	43,71	43,57	10 70	04,4Z	19.00	10,00	44,41	43,38 24 7E	43,13 25.05	43,54	43,92	43,00	10.24	10,00	04,20 10.00	19.00	10 52
	34,∠0 0.22	35,19	34,00 0 21	34,90 0.20	0.20	19,72	10,04	0.11	19,09	35,12	34,13	30,00	0.21	34,73	34,54	19,24	19,09	19,00	0,90	19,53
FeO CoO	0,32	1.26	0,31	U,∠0 1.00	1.05	0,00	0,10	0,11	0,10	U,20	1.07	U,∠0 1 10	1.05	1.09	1 10	0,00	0,07	0,07	0,08	0,10
BaO	1,14	0.01	1,12	1,00	1,05	0,22	0,07	0,07	0,09	1,12	1,07	1,10	1,05	1,00	1,10	0,10	0,20	0.12	0,13	0,22
Na ₀ O	17 58	1/ 02	16.87	17.62	17.64	3.27	2 55	2.56	2.68	15 00	16 77	18.00	18.02	17 3/	17.61	2.52	3.00	2 80	0,21 2,81	3.05
K ₂ O	5 44	4 81	5 25	5 36	5 47	3,∠1 11 45	2,33 12 76	2,00 13.08	2,00 12 90	5.54	4 94	5.05	4 92	5 10	4 95	12 85	11 37	2,09 12.60	2,01 12 41	3,03 11 70
1/20	5,77	4,01	0,20	0,00	5,47	11,40	12,10	10,00	12,00	0,04	7,07	0,00	7,32	0,10	7,00	12,00	11,07	12,00	12,71	11,70

Bit 17.1         1.7         1.7         1.7         1.7         1.7         1.7         1.7         1.7         1.7         1.7         1.7         1.7         1.7         1.7         1.7         1.7         1.7         1.7         1.7         1.7         1.7         1.7         1.7         1.7         1.7         1.7         1.7         1.7         1.7         0.01         0.01         0.01         0.01         0.01         0.01         0.01         0.01         0.01         0.01         0.01         0.01         0.01         0.01         0.01         0.01         0.01         0.01         0.01         0.01         0.01         0.01         0.01         0.01         0.02         0.02         0.02         0.02          0.01 <th <="" colspan="2" th=""><th>Total</th><th>101,82</th><th>101,31</th><th>101,76</th><th>103,01</th><th>102,24</th><th>99,41</th><th>99,05</th><th>99,63</th><th>99,89</th><th>102,9 4</th><th>101,41</th><th>103,33</th><th>102,17</th><th>102,47</th><th>102,10</th><th>100,25</th><th>98,62</th><th>99,26</th><th>99,01</th><th>98,76</th></th>	<th>Total</th> <th>101,82</th> <th>101,31</th> <th>101,76</th> <th>103,01</th> <th>102,24</th> <th>99,41</th> <th>99,05</th> <th>99,63</th> <th>99,89</th> <th>102,9 4</th> <th>101,41</th> <th>103,33</th> <th>102,17</th> <th>102,47</th> <th>102,10</th> <th>100,25</th> <th>98,62</th> <th>99,26</th> <th>99,01</th> <th>98,76</th>		Total	101,82	101,31	101,76	103,01	102,24	99,41	99,05	99,63	99,89	102,9 4	101,41	103,33	102,17	102,47	102,10	100,25	98,62	99,26	99,01	98,76
									8	8 átomos	de oxigê	nio (apfu)											
$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	Si	1,71	1,79	1,74	1,72	1,72	2,94	2,98	2,97	2,96	1,76	1,75	1,71	1,72	1,74	1,73	2,98	2,94	2,96	2,97	2,94		
$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	AI	1,60	1,71	1,63	1,62	1,59	1,07	1,03	1,02	1,03	1,67	1,64	1,61	1,60	1,62	1,61	1,04	1,08	1,03	1,03	1,07		
$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Fe ³⁺	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01					0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01							
Ba         Ins         Ins <thins< th=""> <thins< th=""> <thins< th=""></thins<></thins<></thins<>	Ca	0.05	0.06	0.05	0.05	0.04	0.01				0.05	0.05	0.05	0.04	0.05	0.05		0.01	0.01	0.01	0.01		
$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	Ba	- /	- ,	-,	- /	- / -	0.01	0.01	0.01	0.01	- ,	- /	- /	- , -	- ,	-,	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01		
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Na	1 35	1 18	1 31	1 34	1 35	0.29	0.23	0.23	0.24	1 23	1 30	1.37	1.38	1.33	1 35	0.22	0.28	0.26	0.25	0.27		
Image         Image <th< td=""><td>K</td><td>0.28</td><td>0.25</td><td>0.27</td><td>0.27</td><td>0.28</td><td>0.67</td><td>0.75</td><td>0.77</td><td>0.75</td><td>0.28</td><td>0.25</td><td>0.25</td><td>0.25</td><td>0.26</td><td>0.25</td><td>0.75</td><td>0.67</td><td>0.74</td><td>0.73</td><td>0.69</td></th<>	K	0.28	0.25	0.27	0.27	0.28	0.67	0.75	0.77	0.75	0.28	0.25	0.25	0.25	0.26	0.25	0.75	0.67	0.74	0.73	0.69		
$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $		0,20	0,20	0,2.	0,2.	0,20	0,01	0,10	Pro	norcão m	embros-	finais (wt	%)	0,20	0,20	0,20	0,10	0,01	0,1 1	0,10	0,00		
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Δn	2 90	3 97	2 95	2 74	2.67	1 10	0 34	0.35	0.43	3.07	2.86	2 77	2.66	2.81	2.82	0.50	1 01	0.59	0.64	1 10		
$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	Δb	80.67	70.20	80.56	81 04	80.84	20 02	23.23	22.82	23.87	78.86	81 36	82.15	82.51	81 / 3	82.01	22.85	28.00	25 73	25 11	28.05		
$ \begin{array}{c} \text{Or} 10.43 & 10.74 & 10.30 & 10.22 & 10.43 & 10.43 & 10.43 & 10.74 & 10.76 & 10.76 & 10.76 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & 10.73 & $		16 / 2	16 74	16 50	16.22	16 /0	69.07	76 43	76.92	75 70	19.07	15 79	15.09	1/ 92	15 75	15 17	76 65	70.09	72.60	72 02	70.96		
$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	Amostr	10,45	10,74	10,50	10,22	10,43	00,37	70,45	70,00	15,10	10,07	15,70	15,00	14,00	15,75	15,17	70,00	70,00	13,03	10,92	70,00		
$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	a	58A(1)	58A(1)	58A(1)	58A(1)	58A(1)	54B	54B	54B	54B	54B	54B	54B	54B	54B	54B	54B	54B	54B	54B	54B		
SiO2         64.59         64.12         64.61         64.61         64.50         64.20         64.22         65.05         64.00         64.91         63.45         63.86         64.70         64.38         65.13         65.45         63.66           ALO3         18.95         18.95         19.22         19.24         19.12         19.95         20.30         19.70         19.71         20.08         19.62         20.16         19.95         21.74         20.18         19.98         19.73         19.55         19.42         20.00           CaO         0.08         0.11         0.09         0.09         0.09         0.09         0.00         0.07         0.66         0.97         0.06         0.37           BaO         0.22         0.25         0.25         0.30         0.40         1.14         1.10         0.83         1.20         0.89         0.58         1.14         0.88         1.01         0.86         1.61         1.53           Na _Q O         2.66         2.82         2.78         2.89         1.02         1.11         1.04         1.08         8.44         1.024         10.33         10.85         11.36         13.19         10.11	Ponto	C2_03 _P1	C2_03 _P2	C2_03 _P3	C2_03 _P4	C2_03 _P5	01_P1	01_P2	P3	01_P4	02_P 1	02_P2	02_P3	02_P4	02_P5	02_P6	03_P1	03_P2	03_P3	03_P4	04_P1		
$ \begin{array}{c} Aleo_{3} \ 18,95 \ 18,95 \ 18,95 \ 19,22 \ 19,24 \ 19,12 \ 19,95 \ 20,30 \ 19,70 \ 19,71 \ 20,08 \ 19,62 \ 20,16 \ 19,95 \ 21,74 \ 20,18 \ 19,98 \ 19,73 \ 19,55 \ 19,42 \ 20,00 \ CaO \ 0,06 \ 0,011 \ 0,09 \ 0,07 \ 0,16 \ 0,09 \ 0,07 \ 0,16 \ 0,09 \ 0,07 \ 0,16 \ 0,09 \ 0,07 \ 0,05 \ 0,09 \ 0,07 \ 0,05 \ 0,09 \ 0,07 \ 0,05 \ 0,09 \ 0,07 \ 0,06 \ 0,07 \ 0,06 \ 0,07 \ 0,06 \ 0,07 \ 0,06 \ 0,07 \ 0,06 \ 0,07 \ 0,06 \ 0,07 \ 0,06 \ 0,07 \ 0,06 \ 0,07 \ 0,06 \ 0,07 \ 0,06 \ 0,07 \ 0,06 \ 0,07 \ 0,06 \ 0,07 \ 0,06 \ 0,07 \ 0,06 \ 0,07 \ 0,06 \ 0,07 \ 0,06 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,06 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07 \ 0,07$	SiO ₂	64,59	64,12	64,36	64,31	64,61	64,58	64,50	64,50	64,86	64,22	65,05	64,00	64,91	63,45	63,98	64,70	64,38	65,13	65,45	63,56		
FeO         0.10         0.11         0.09         0.07         0.06         0.09         0.08         0.10         0.09         0.00         0.07         0.16         0.09         0.07         0.05         0.09           CaO         0.08         0.11         0.16         0.13         0.09         0.28         0.28         0.25         0.20         0.35         0.20         0.36         0.28         0.04         0.47         0.30         0.28         0.20         0.06         0.11         0.16         0.13         0.10         0.35         0.20         0.36         0.28         0.04         0.47         0.30         0.28         0.20         0.06         1.14         1.15           Nac         2.26         2.25         2.78         2.89         2.72         3.44         3.50         3.45         3.13         3.59         3.55         4.47         3.83         3.91         3.26         2.99         1.00         1.011         1.023         1.044         10.32         11.36         13.19         10.11           Total         99.89         90.29         2.97         2.94         2.96         2.92         2.93         2.94         2.97         2.99         2	Al ₂ O ₃	18,95	18,95	19,22	19,24	19,12	19,95	20,30	19,70	19,71	20,08	19,62	20,16	19,95	21,74	20,18	19,98	19,73	19,55	19,42	20,00		
$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	FeO	0,10	0,11	0,09	0,07	0,06	0,09	0,08	0,09	0,11	0,09	0,10	0,09	0,09	0,00	0,07	0,16	0,09	0,07	0,05	0,09		
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	CaO	0,08	0,11	0,16	0,13	0,09	0,28	0,28	0.25	0,20	0,35	0,20	0,36	0,28	0,04	0,47	0,30	0.28	0,20	0,06	0,37		
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	BaO	0,22	0,25	0,25	0,30	0,40	1,13	1,14	1,09	1,14	1,10	0,83	1,20	0,89	0,58	1,14	0,88	1,01	0,86	1,61	1,53		
$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Na ₂ O	2.66	2.82	2.78	2.89	2.72	3.48	3.50	3.28	3.05	3.45	3.13	3.59	3.55	4.47	3.83	3.91	3.26	2.99	1.90	3.70		
$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	K ₂ O	12.78	12.46	12.45	12.42	12.77	10.54	10.74	10.72	11.17	10.23	11.54	10.40	10.80	8.44	10.24	10.39	10.85	11.36	13.19	10.11		
$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	Total	99.38	98.82	99.29	99.34	99.78	100.05	100.53	99.63	100.23	99.51	100.46	99.79	100.47	98.72	99.90	100.31	99.59	100.17	101.69	99.35		
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$		/	/ -	, -	/ -	, -		,		8 átomos	de oxiaê	nio (apfu)	, -	,	/	/	/ -	/	,	- /	/		
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Si	2.97	2 97	2.96	2.96	2.96	2.96	2 94	2 97	2.98	2.96	2.97	2 94	2.96	2.92	2.93	2 94	2 97	2 99	2 99	2 94		
$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	AI	1 03	1.03	1 04	1 04	1 03	1 08	1 09	1 07	1 07	1 09	1.06	1 09	1 07	1 18	1 09	1 07	1 07	1 06	1 04	1 09		
$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Fe ²⁺	.,	.,00	.,	.,	.,	.,	.,	.,	.,	.,	.,	.,	.,	.,	.,	0.01	.,0.	.,	.,	.,		
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Ca		0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01		0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02		
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Ba		0,01	0,01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03		
K0,750,730,730,730,750,620,610,610,610,610,610,610,610,610,610,610,610,610,610,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,600,60	Na	0 24	0.25	0.25	0.26	0.24	0.31	0.31	0.29	0.27	0.31	0.28	0.32	0.31	0.40	0.34	0.35	0.29	0.27	0.17	0.33		
An         0,40         0,53         0,79         0,62         0,45         1,45         1,45         1,30         1,07         1,88         1,44         0,23         2,37         1,50         1,47         1,02         0,31         1,94           Ab         23,95         25,48         25,13         25,93         24,35         32,92         32,65         31,31         28,99         33,28         28,88         33,75         32,83         44,52         35,36         35,87         30,86         28,30         17,93         35,06           Or         75,65         73,98         74,07         73,44         75,20         65,63         65,90         67,38         69,94         64,85         70,12         64,37         65,74         55,25         62,26         62,63         67,66         70,68         81,77         63,00           Amostr a         54B         <	K	0.75	0,20	0.73	0.73	0.75	0.62	0.62	0.63	0.65	0,60	0,20	0.61	0.63	0.49	0.60	0,60	0.64	0.66	0.77	0,60		
An       0,40       0,53       0,79       0,62       0,45       1,45       1,45       1,30       1,07       1,87       1,00       1,88       1,44       0,23       2,37       1,50       1,47       1,02       0,31       1,94         Ab       23,95       25,48       25,13       25,93       24,35       32,92       32,65       31,31       28,99       33,28       28,88       33,75       32,83       44,52       35,36       35,87       30,86       28,30       17,93       35,06         Or       75,65       73,98       74,07       73,44       75,20       65,63       65,90       67,38       69,94       64,85       70,12       64,37       65,74       55,25       62,26       62,63       67,66       70,68       81,77       63,00         Amostr a       54B		0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,02	0,02	Pro	norcão m	embros-	finais (wt	%)	0,00	0,10	0,00	0,00	0,01	0,00	0,11	0,00		
Ab       23,95       25,48       25,13       25,92       24,35       32,92       32,65       31,31       28,99       33,28       28,88       33,75       32,83       44,52       35,36       35,87       30,86       28,30       17,97       63,00         Armostr       54B	An	0.40	0.53	0 79	0.62	0.45	1 45	1 45	1 30	1 07	1 87	1 00	1.88	1 44	0.23	2 37	1 50	1 47	1 02	0.31	1.94		
Amostr $24,07$ $73,44$ $75,20$ $65,63$ $65,90$ $67,38$ $69,94$ $64,85$ $70,12$ $64,37$ $65,74$ $55,25$ $62,66$ $62,66$ $67,68$ $81,77$ $63,00$ Amostr $34B$ $54B$ <	Ab	23.95	25.48	25.13	25.93	24.35	32 92	32 65	31.31	28 99	33.28	28.88	33 75	32.83	44 52	35.36	35.87	30.86	28.30	17 93	35.06		
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Or	75 65	73.98	74 07	73 44	75 20	65 63	65,90	67.38	69.94	64 85	70 12	64 37	65 74	55 25	62 26	62 63	67.66	70.68	81 77	63.00		
A           Ponto         04_P2         04_P3         04_P4         01_P1         01_P2         01_P3         01_P4         01_P5         02_P1         02_P         02_P3         02_P4         02_P5         03_P1         03_P2         03_P3         03_P4         04_P1         04_P2         04_P3           SiO2         56,76         64,33         63,94         64,74         64,78         64,47         64,88         66,91         64,75         64,15         64,46         66,13         63,58         65,34         66,04         65,87         65,93         67,21         65,71         66,45           Al ₂ O3         26,59         20,05         19,80         18,92         18,97         18,94         18,89         18,60         19,06         18,95         19,20         19,17         19,40         19,30         18,58         19,08         18,57         18,83         18,28         18,43           FeO         0,06         0,10         0,12         0,06         0,08         0,08         0,08         0,06         0,05         0,07         0,08         0,08         0,10         0,05	Amostr	54B	54B	54B	54B	54B	54B	54B	54B	54B	54B	54B	54B	54B	54B	54B	54B	54B	54B	54B	54B		
SiO2         56,76         64,33         63,94         64,74         64,78         64,47         64,88         66,91         64,75         64,46         66,13         63,58         65,34         66,04         65,87         65,93         67,21         65,71         66,45           Al2O3         26,59         20,05         19,80         18,92         18,97         18,94         18,89         18,60         19,06         18,95         19,20         19,17         19,40         19,30         18,58         19,08         18,57         18,83         18,28         18,43           FeO         0,06         0,10         0,12         0,06         0,04         0,10         0,08         0,08         0,06         0,05         0,07         0,08         0,09         0,08         0,11         0,10         0,05	Ponto	04_P2	04_P3	04_P4	01_P1	01_P2	01_P3	01_P4	01_P5	02_P1	02_P	02_P3	02_P4	02_P5	03_P1	03_P2	03_P3	03_P4	04_P1	04_P2	04_P3		
Al2O3       26,59       20,05       19,80       18,92       18,97       18,94       18,89       18,60       19,06       18,95       19,17       19,10       19,10       19,17       19,40       19,30       18,58       19,08       18,57       18,83       18,28       18,43         FeO       0,06       0,10       0,12       0,06       0,04       0,10       0,08       0,08       0,06       0,05       0,07       0,08       0,09       0,08       0,11       0,10       0,05	SiO	56 76	64 33	63 94	64 74	64 78	64 47	64 88	66 91	64 75	64 15	64 46	66 13	63 58	65.34	66.04	65.87	65.93	67 21	65 71	66 45		
FeO 0,06 0,10 0,12 0,06 0,08 0,04 0,10 0,08 0,08 0,08 0,06 0,05 0,07 0,08 0,08 0,08 0,09 0,08 0,11 0,10 0,05		26 50	20.05	10.80	18 92	18 97	18 9/	18 80	18.60	19.06	18 95	19 20	19 17	19.40	19 30	18 58	19.08	18 57	18.83	18 28	18 43		
	FeO	0.06	0 10	0.12	0.06	0.08	0.04	0.10	0.08	0.08	0.08	0.06	0.05	0.07	0.08	0.08	0.09	0.08	0 11	0.10	0.05		
CaO 1.67 0.34 0.37 0.08 0.10 0.09 0.10 0.09 0.09 0.07 0.09 0.04 0.17 0.23 0.10 0.21 0.10 0.12 0.29 0.06	CaO	1 67	0.34	0.37	0.08	0,00	0.09	0.10	0.09	0.09	0.07	0.09	0.04	0.17	0.23	0.10	0.21	0.10	0.12	0.29	0.06		

BaO	0,49	1,44	1,07	0,09	0,23	0,15	0,18	0,26	0,29	0,28	0,27	0,55	0,54	0,60	0,43	0,46	0,38	0,07	0,10	0,14			
Na ₂ O	4,29	3,54	3,70	1,68	1,93	1,82	1,91	1,94	1,89	1,99	2,15	0,98	1,92	2,38	2,35	2,51	2,11	2,05	1,96	1,40			
K ₂ U Total	4,52	10,44	10,10	13,99	13,90	13,68	13,93	14,09	13,62	13,75	13,46	14,87	13,53	12,68	13,23	12,67	13,26	13,77	13,66	14,40			
TULAI	94,37	100,23	99,10	99,57	99,90	99,10	99,90	101,97	99,70 Rátomos	99,20 de oxidê	99,09 nio (anfu)	101,79	99,21	100,01	100,80	100,90	100,42	102,17	100,09	100,93	•		
Si	2 72	2 95	2 95	2 99	2.98	2 99	2.98	66.91	2.98	2 97	2 97	3 01	2 95	2 99	3 01	3 00	3.02	3.02	3.02	3.04	•		
AI	1.50	1.08	1.08	1.03	1.03	1.03	1.02	18.60	1.03	1.03	1.04	1.03	1.06	1.04	1.00	1.02	1.00	1.00	0.99	0.99			
Fe ²⁺	.,	.,	.,	.,	.,	.,	.,	0.08	.,	.,	.,• .	.,	.,	.,•	.,	.,	.,	.,	-,	-,			
Ca	0,09	0,02	0,02					0,09					0,01	0,01		0,01	0,01	0,01	0,01				
Ва	0,01	0,03	0,02					0,26	0,01	0,01		0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01						
Na	0,40	0,31	0,33	0,15	0,17	0,16	0,17	1,94	0,17	0,18	0,19	0,09	0,17	0,21	0,21	0,22	0,19	0,18	0,17	0,12			
K	0,28	0,61	0,59	0,82	0,81	0,81	0,82	14,09	0,80	0,81	0,79	0,86	0,80	0,74	0,77	0,74	0,77	0,79	0,80	0,84	_		
								Pro	porção m	embros-f	inais (wt,	%)											
An	11,28	1,76	1,95	0,42	0,47	0,44	0,50	0,45	0,48	0,35	0,43	0,18	0,84	1,19	0,49	1,08	0,53	0,57	1,42	0,32			
Ab	52,37	33,38	35,08	15,37	17,38	16,77	17,14	17,22	17,35	17,94	19,47	9,08	17,60	21,90	21,13	22,91	19,35	18,37	17,64	12,81			
Or	36,35	64,86	62,97	84,21	82,15	82,78	82,36	82,33	82,17	81,71	80,09	90,74	81,56	76,91	78,38	76,01	80,13	81,06	80,94	86,87			
Amostr a	62	62	62	62	62	62	62	62	52B	52B	52B	52B	52B	52B	52B	52B	52B	52B	52B	52B			
Ponto	01_P0	01_P0	01_P0	02 P1	02 P2	02 P3	02 P4	03 P1	01 P1	01_P	01 P3	02 P1	02 P2	02 P3	p01_P	p01_P	p01_P	p02_P	p02_P	p02_P			
FUILU	1	2	3	02_F1	UZ_FZ	UZ_F3	UZ_F4	03_F1	01_F1	2	01_F3	02_F1	02_FZ	02_F3	1	2	3	1	2	3			
SiO ₂	66,05	65,68	63,65	55,64	66,15	59,09	65,22	65,74	63,80	64,30	63,66	46,00	43,26	44,78	39,15	48,53	47,92	48,52	49,32	50,46			
Al ₂ O ₃	19,27	19,19	22,25	20,70	19,51	24,28	19,10	19,46	20,34	20,17	20,34	36,98	35,57	34,89	15,03	34,11	34,21	33,98	33,93	32,84			
FeO	0,13	0,04	0,26	0,16	0,17	0,11	0,16	0,19	0,05	0,06	0,02	0,19	0,01	0,15	16,23	0,30	0,30	0,26	0,23	0,24			
CaO	0,01	0,02	0,12	0,02	0,10	0,00	0,03	0,15	0,17	0,16	0,13	0,48	0,36	0,61	10,92	15,69	15,97	13,63	15,28	14,27			
BaO	0,07	0,16	0,00	0,00	0,14	0,00	0,02	0,11	2,11	1,49	2,04	0,00	0,03	0,00	4 70	4 70		4 70	0.07	0.04			
Na ₂ O	0,83	1,31	8,14	6,25	2,84	0,80	1,68	3,57	0,29	0,34	0,29	16,38	17,77	17,93	1,70	1,70	1,41	4,73	2,07	2,84			
K20	15,92	15,02	1,05	4,94	11,95	1,07	14,12	10,79	13,88	14,25	13,69	5,57	6,97	5,82	2,19	0,09	0,07	0,08	0,06	0,13			
Total	102,28	101,41	95,47	87,70	100,86	91,42	100,32	100,00	100,65	5	100,16	105,60	103,97	104,18	85,21	100,43	99,87	101,20	100,89	100,78			
								8	3 átomos	de oxigê	nio (apfu)										•		
Si	2,98	2,98	2,96	2,82	3,00	2,88	2,99	3,00	2,98	2,99	2,99	1,78	1,68	1,74	2,22	2,22	2,21	2,15	2,24	2,29			
AI	1,02	1,03	1,22	1,24	1,04	1,40	1,03	1,05	1,12	1,10	1,12	1,69	1,63	1,60	1,00	1,84	1,86	1,78	1,82	1,75			
Fe ³⁺				0,01								0,01			0,77			0,01					
Fe ²⁺			0,01		0,01		0,01	0,01								0,01	0,01	0,00	0,01	0,01			
Ca			0,01		0,01			0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,03	0,66	0,77	0,79	0,65	0,74	0,69			
Ва			0,00						0,04	0,03	0,04												
Na	0,07	0,12	0,74	0,61	0,25	0,65	0,15	0,32	0,03	0,03	0,03	1,23	1,34	1,35	0,19	0,15	0,13	0,41	0,18	0,25			
K	0,92	0,87	0,06	0,32	0,69	0,07	0,83	0,63	0,83	0,84	0,82	0,28	0,34	0,29	0,16	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01			
								Pro	porção m	embros-f	inais (wt,	%)											
An	0,06	0,07	0,74	0,13	0,53		0,17	0,75	0,96	0,90	0,77	1,31	0,89	1,52	65,81	83,12	85,86	61,18	80,07	72,93			
Ab	7,35	11,68	91,50	65,69	26,40	90,68	15,26	33,21	3,01	3,45	3,10	80,64	78,77	81,15	18,51	16,32	13,71	38,38	19,58	26,28			
Amostr	92,59	88,25	7,76	34,18	73,06	9,32	84,57	66,04	96,03	95,65	96,14	18,04	20,34	17,32	15,68	0,56	0,43	0,43	0,35	0,79			
a	52B	52B	52B	92	92	92	92	92	92	92	92	92	92	92	92	92	92	92	92	92	92	92	92
Ponto	р03_Р 1	р03_Р 2	р03_Р 3	01_P1	01_P2	01_P3	02_P1	02_P2	02_P3	02_P 4	03_P1	03_P2	03_P3	01_P1	01_P2	01_P3	01_P4	01_P5	01_P6	01_P7	01_ P8	01_ P9	01_ P10
SiO ₂	47,65	48,46	48,28	64,10	63,66	63,51	64,49	65,66	64,05	65,25	61,57	61,67	63,49	63,99	64,18	64,03	62,97	64,21	63,66	64,31	63,8 4	64,2 2	63,7 9

$AI_2O_3$	33,68	34,10	34,16	20,57	20,51	20,69	19,95	20,34	20,86	20,08	20,65	19,97	20,67	20,30	20,44	20,32	19,95	20,33	20,70	20,34	20,6 3	20,1 9	20,4 1
FeO	0,34	0,28	0,27	0,10	0,06	0,08	0,06	0,06	0,06	0,09	0,06	0,11	0,08	0,06	0,07	0,06	0,08	0,05	0,08	0,07	0,10	0,10	0,04
CaO	15,48	15,61	15,88	0,08	0,15	0,13	0,03	0,07	0,10	0,08	0,13	0,11	0,06	0,09	0,08	0,11	0,12	0,10	0,11	0,10	0,11	0,08	0,07
BaO				2,35	2,34	2,45	2,20	0,97	1,87	0,87	2,82	2,22	2,33	2,26	2,08	2,08	1,27	2,03	2,45	1,94	2,14	1,78	2,24
Na ₂ O	1,69	1,62	1,75	1,97	2,23	2,15	1,84	1,86	2,10	2,12	2,46	2,14	1,96	2,00	2,09	2,19	2,23	1,95	2,25	2,30	2,28	2,29	1,84
K ₂ O	0,09	0,09	0,05	11,61	11,31	11,21	12,17	12,32	11,45	12,18	10,59	11,26	11,47	11,80	11,62	11,73	11,65	11,83	11,09	11,44	11,0 7	11,5 6	11,7 5
Total	98,93	100,16	100,39	100,79	100,24	100,22	100,75	101,28	100,48	100,6 7	98,28	97,47	100,06	100,51	100,55	100,51	98,27	100,48	100,34	100,50	100, 17	100, 22	100, 13
										8 átomo	s de oxig	ênio (apfu	I)										
Si	2,21	2,23	2,21	2,97	2,96	2,95	2,98	3,00	2,96	2,99	2,92	2,94	2,96	2,97	2,97	2,96	2,96	2,97	2,95	2,97	2,96	2,97	2,97
AI	1,84	1,85	1,84	1,12	1,12	1,13	1,09	1,09	1,14	1,08	1,15	1,12	1,13	1,11	1,11	1,11	1,11	1,11	1,13	1,11	1,13	1,10	1,12
Fe ²⁺	0,01	0,01	0,01																				
Ca	0,77	0,77	0,78		0,01	0,01			0,01		0,01	0,01				0,01	0,01		0,01		0,01		
Ba				0,04	0,04	0,04	0,04	0,02	0,03	0,02	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,02	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04
Na	0,15	0,14	0,16	0,18	0,20	0,19	0,17	0,17	0,19	0,19	0,23	0,20	0,18	0,18	0,19	0,20	0,20	0,17	0,20	0,21	0,21	0,21	0,17
K	0,01	0,01		0,69	0,67	0,66	0,72	0,72	0,67	0,71	0,64	0,69	0,68	0,70	0,69	0,69	0,70	0,70	0,66	0,67	0,66	0,68	0,70
									Pr	oporção	membros	-finais (w	t, %)										
An	82,98	83,73	83,12	0,43	0,84	0,75	0,18	0,38	0,59	0,43	0,73	0,61	0,36	0,53	0,42	0,60	0,67	0,56	0,64	0,54	0,65	0,42	0,41
Ab	16,44	15,71	16,59	20,44	22,86	22,42	18,68	18,63	21,63	20,79	25,93	22,25	20,54	20,38	21,34	21,99	22,35	19,90	23,44	23,28	23,7 2	23,0 6	19,1 6
Or	0,58	0,56	0,29	79,12	76,30	76,83	81,14	81,00	77,77	78,77	73,35	77,14	79,09	79,09	78,23	77,42	76,98	79,54	75,93	76,18	75,6 2	76,5 2	80,4 3

Clino	niro	xêr	nio
0	P O		

Amostra	30	30	30	30	30	30	30	1	1	1	5	5	51E(1)	51E(1)	51E(1)	51E(1)	51E(1)	68B	68B	68B	
Ponto	1	2	3	4	05_N	05_B	1	1	02_N	02_B	01_P1	01_P2	01_P1	01_P2	01_P3	01_P4	01_P5	01_P1	01_P 2	01_P3	
SiO ₂	40,68	42,63	40,72	42,18	41,86	42,30	36,85	42,19	41,82	43,76	50,24	49,95	42,03	42,83	43,25	41,72	42,65	46,40	43,95	45,70	
TiO ₂	4,78	3,58	4,67	4,14	4,08	3,42	4,94	3,51	3,23	2,46	0,39	0,35	4,11	4,59	3,42	4,83	4,40	1,39	2,78	1,54	
$AI_2O_3$	11,45	10,20	11,91	10,59	10,70	10,02	15,47	9,50	9,89	8,75	1,75	1,38	10,17	9,70	9,26	10,28	9,30	5,73	8,79	6,88	
FeO	9,93	10,83	10,88	10,02	10,63	12,12	17,05	11,07	13,29	13,02	19,77	21,40	10,01	7,50	9,28	8,31	8,30	14,00	11,46	15,14	
MnO	0,34	0,31	0,35	0,34	0,39	0,45	0,52	0,42	0,59	0,71	3,30	3,33	0,41	0,15	0,31	0,17	0,22	0,61	0,45	0,64	
MgO	8,34	8,78	8,17	9,03	8,79	8,02	7,94	8,51	7,42	7,95	3,86	2,70	9,12	11,03	9,65	10,08	10,54	7,94	8,68	7,23	
CaO	22,97	23,09	22,91	23,01	22,76	22,43	11,58	22,19	22,51	22,51	16,58	14,88	22,64	23,49	22,84	23,23	23,09	21,87	22,17	21,81	
Na ₂ O	0,68	0,75	0,75	0,63	0,78	0,95	1,80	0,74	0,88	0,87	3,80	5,16	0,71	0,40	0,47	0,49	0,47	0,85	0,70	0,91	
K ₂ O							0,05														
NiO															0,06		0,02		0,01		
$Cr_2O_3$		0,03					0,01		0,02	0,01			0,04		0,02			0,02	0,01	0,01	
Total	99,16	100,16	100,34	99,93	99,99	99,70	96,19	98,12	99,61	100,04	99,69	99,15	99,20	99,68	98,53	99,12	98,98	98,79	98,99	99,85	
									6 átom	os de oxig	ênio (apfu)										
Si	1,55	1,61	1,54	1,60	1,58	1,61	1,46	1,63	1,60	1,67	1,95	1,95	1,60	1,61	1,66	1,58	1,62	1,80	1,68	1,76	
Ti	0,14	0,10	0,13	0,12	0,12	0,10	0,15	0,10	0,09	0,07	0,01	0,01	0,12	0,13	0,10	0,14	0,13	0,04	0,08	0,04	
AI (T)	0,45	0,39	0,46	0,40	0,42	0,39	0,54	0,37	0,40	0,33	0,05	0,05	0,40	0,39	0,34	0,42	0,38	0,20	0,32	0,24	
AI (M1)	0,07	0,06	0,07	0,07	0,06	0,06	0,18	0,06	0,05	0,06	0,04	0,01	0,06	0,04	0,07	0,04	0,03	0,06	0,08	0,07	
Fe ³⁺ (M1)	0,15	0,18	0,18	0,15	0,18	0,20	0,22	0,16	0,23	0,20	0,27	0,41	0,16	0,12	0,11	0,13	0,13	0,13	0,13	0,15	
Fe ²⁺	0,16	0,16	0,16	0,17	0,15	0,18	0,35	0,20	0,20	0,22	0,37	0,29	0,16	0,11	0,19	0,13	0,13	0,32	0,24	0,33	
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,11	0,11	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	
Mg	0,48	0,49	0,46	0,51	0,50	0,46	0,47	0,49	0,42	0,45	0,22	0,16	0,52	0,62	0,55	0,57	0,60	0,46	0,50	0,41	
Ca	0,94	0,93	0,93	0,93	0,92	0,92	0,49	0,92	0,92	0,92	0,69	0,62	0,92	0,95	0,94	0,94	0,94	0,91	0,91	0,90	
Na	0,05	0,05	0,05	0,05	0,06	0,07	0,14	0,06	0,07	0,06	0,29	0,39	0,05	0,03	0,03	0,04	0,03	0,06	0,05	0,07	
Total	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	
Grupo	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Ca-Na	Ca-Na	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	
									Proporção	membros	-finais (wt,	%)									-
En	27,25	27,76	26,41	28,79	28,04	25,71	30,39	27,54	23,63	24,97			29,19	34,24	30,69	31,97	33,03	24,92	27,74	22,76	-
Fs	18,82	19,76	20,37	18,52	19,74	22,61	37,75	20,86	24,81	24,22			18,71	13,33	17,11	15,10	14,98	25,74	21,36	27,89	
Wo	53,93	52,48	53,22	52,70	52,22	51,68	31,86	51,60	51,55	50,82			52,10	52,43	52,20	52,94	51,99	49,34	50,90	49,36	
Jd											3,51	1,22									
Ae											27.38	41.03									

Ca-	Ma-	

Ca-Mg- Fe											69,12	57,74								
Amostr a	68B	68C	68C	68C	68C	68C	68C	68C	68C	68C	68C	68C	68C							
Ponto	01_P4	01_P5	02_P1	02_P2	02_P3	02_P4	02_P5	02_P6	01_P1	01_P2	01_P3	01_P4	01_P5	01_P6	01_P7	01_P8	01_P9	01_P10	01_P 11	01_P12
SiO ₂	44,16	42,71	42,70	44,96	45,66	45,24	38,59	45,54	46,12	42,03	42,33	44,81	44,48	44,57	44,58	47,60	46,51	44,45	44,51	44,47
TiO ₂	2,99	3,55	3,52	2,03	1,71	1,72	2,66	1,45	1,56	4,38	4,12	3,31	3,41	3,39	3,51	1,00	1,74	3,46	3,42	3,53
$AI_2O_3$	8,71	9,79	10,12	7,88	6,94	7,02	13,07	6,45	6,32	9,91	9,92	8,22	8,53	8,20	8,41	4,75	6,43	8,35	8,46	8,46
FeO	10,42	10,21	10,36	13,37	14,08	13,93	20,21	14,90	13,52	8,74	8,85	8,38	7,89	8,15	8,23	15,50	13,63	8,29	8,46	8,38
MnO	0,37	0,31	0,35	0,58	0,67	0,64	0,77	0,65	0,56	0,15	0,17	0,15	0,17	0,14	0,14	0,73	0,53	0,16	0,15	0,15
MgO	9,51	9,44	9,08	7,89	7,45	7,57	7,19	7,08	8,30	10,38	10,40	11,35	11,26	11,50	11,32	7,67	8,55	11,29	11,28	11,32
CaO	22,81	22,57	22,83	22,13	21,68	22,07	11,36	21,59	22,07	22,76	23,08	22,81	22,95	23,17	23,05	21,65	22,08	22,96	23,09	22,79
Na ₂ O	0,55	0,53	0,53	0,77	0,79	0,83	1,41	0,77	0,89	0,43	0,41	0,35	0,41	0,43	0,51	0,97	0,90	0,45	0,43	0,40
NiO	0,01	0,02			0,01									0,01	0,06				0,02	0,01
$Cr_2O_3$		0,03	0,02				0,02		0,03	0,02		0,02		0,03	0,01					0,02
Total	99,52	99,13	99,49	99,61	98,98	99,02	95,24	98,43	99,33	98,77	99,27	99,38	99,10	99,55	99,80	99,87	100,36	99,40	99,82	99,50
									6 átom	os de oxig	ênio (apfu)									
Si	1,68	1,63	1,62	1,72	1,77	1,75	1,56	1,78	1,77	1,60	1,60	1,69	1,68	1,67	1,67	1,83	1,77	1,67	1,67	1,67
Ti	0,09	0,10	0,10	0,06	0,05	0,05	0,08	0,04	0,04	0,13	0,12	0,09	0,10	0,10	0,10	0,03	0,05	0,10	0,10	0,10
AI (T)	0,32	0,37	0,38	0,28	0,23	0,25	0,44	0,22	0,23	0,40	0,40	0,31	0,32	0,33	0,33	0,17	0,23	0,33	0,33	0,33
AI (M1)	0,07	0,07	0,08	0,08	0,08	0,07	0,18	0,08	0,06	0,04	0,04	0,05	0,06	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04	0,05
Fe ³⁺ (M1)	0,13	0,14	0,14	0,14	0,11	0,15	0,21	0,12	0,15	0,14	0,15	0,10	0,10	0,13	0,12	0,14	0,15	0,12	0,13	0,11
Fe ²⁺	0,20	0,18	0,19	0,29	0,35	0,30	0,47	0,37	0,28	0,14	0,13	0,17	0,15	0,13	0,13	0,36	0,28	0,14	0,14	0,16
Mn	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02		0,01		0,01			0,02	0,02	0,01		
Mg	0,54	0,54	0,51	0,45	0,43	0,44	0,43	0,41	0,47	0,59	0,59	0,64	0,63	0,64	0,63	0,44	0,48	0,63	0,63	0,64
Ca	0,93	0,92	0,93	0,91	0,90	0,91	0,49	0,90	0,91	0,93	0,94	0,92	0,93	0,93	0,93	0,89	0,90	0,93	0,93	0,92
Na	0,04	0,04	0,04	0,06	0,06	0,06	0,11	0,06	0,07	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,07	0,07	0,03	0,03	0,03
Total	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4,00	4	4	4	4	4	4	4	4
Grupo	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad								
									Proporção	membros	finais (wt,	%)								
En	29,75	29,91	28,84	24,95	23,78	23,94	26,50	22,60	25,88	32,73	32,44	34,89	34,89	35,05	34,74	23,72	26,41	34,71	34,50	34,85
Fs	18,95	18,71	19,08	24,76	26,45	25,88	43,41	27,87	24,64	15,71	15,80	14,71	14,02	14,19	14,42	28,17	24,55	14,57	14,78	14,73
Wo	51,30	51,38	52,08	50,29	49,77	50,17	30,09	49,53	49,48	51,56	51,76	50,39	51,09	50,76	50,85	48,11	49,03	50,71	50,73	50,42
Amostr a	68C	54B	54B	54B	54B	54B	54B	54B	54B	54B	54B	54B	58A(1)							

Ponto 01_P13 01_P14 01_P15 01_P1 01_P2 01_P3 01_P4 01_P5 01_P1 01_P2 01_P3 01_P4 01_P5 01_P6 01_P7 01_P8 01_P9 01_P10 01_P C1_01_ 11 P1

SiO ₂	44,58	42,16	46,62	44,69	44,55	44,44	42,73	44,08	36,39	40,84	41,37	43,06	43,34	37,78	45,70	44,71	45,58	45,18	44,59	47,36
TiO ₂	3,37	4,48	1,37	3,39	3,40	3,34	3,88	3,66	1,82	4,61	3,78	3,55	3,32	1,76	1,93	2,71	1,84	2,94	2,50	1,37
Al ₂ O ₃	8,34	10,29	5,67	8,70	8,59	8,78	8,26	9,24	14,13	11,03	10,97	9,36	9,17	14,49	6,77	8,22	6,99	8,10	7,66	5,30
FeO	8,23	8,30	13,51	7,37	7,48	7,17	11,08	7,21	23,45	9,40	10,54	10,26	10,48	19,70	11,30	10,91	12,98	12,09	11,86	12,95
MnO	0,15	0,16	0,56	0,08	0,10	0,09	0,10	0,10	0,76	0,20	0,27	0,25	0,43	0,77	0,66	0,49	0,71	0,58	0,56	0,76
MgO	11,36	10,21	8,63	11,84	11,95	12,00	11,79	11,73	4,90	9,53	8,80	9,63	9,15	7,64	8,95	9,27	8,47	8,85	8,64	8,88
CaO	23,12	23,00	22,14	22,95	23,24	23,20	21,50	23,33	11,11	23,10	22,74	22,71	22,70	11,53	21,96	22,32	22,15	22,17	22,25	21,97
Na ₂ O	0,46	0,45	0,82	0,46	0,42	0,35	0,37	0,46	1,48	0,44	0,55	0,60	0,67	1,39	0,79	0,82	0,85	0,68	0,77	0,93
NiO	0,01	0,03		0,01						0,01		0,02	0,04					0,01		
$Cr_2O_3$	0,02	0,02		0,03		0,01	0,01	0,02	0,03	0,01		0,04			0,02	0,04				
Total	99,62	99,08	99,33	99,48	99,72	99,36	99,70	99,81	94,04	99,16	99,02	99,44	99,29	95,07	98,05	99,44	99,56	100,60	98,81	99,52
									6 átom	os de oxig	ênio (apfu)									
Si	1,67	1,60	1,79	1,67	1,66	1,66	1,61	1,64	1,50	1,55	1,58	1,63	1,65	1,52	1,77	1,70	1,74	1,71	1,71	1,81
Ti	0,10	0,13	0,04	0,10	0,10	0,09	0,11	0,10	0,06	0,13	0,11	0,10	0,10	0,05	0,06	0,08	0,05	0,08	0,07	0,04
AI (T)	0,33	0,40	0,21	0,33	0,34	0,34	0,37	0,36	0,50	0,45	0,42	0,37	0,35	0,48	0,23	0,30	0,26	0,29	0,29	0,19
AI (M1)	0,04	0,06	0,04	0,06	0,04	0,05	0,00	0,05	0,19	0,05	0,07	0,05	0,06	0,20	0,07	0,07	0,06	0,07	0,06	0,05
Fe st (T)							0,02													
Fe ³⁺ (M1)	0,13	0,12	0,15	0,11	0,13	0,12	0,20	0,13	0,31	0,17	0,17	0,15	0,15	0,29	0,11	0,14	0,16	0,11	0,14	0,13
Fe ²⁺	0,13	0,14	0,28	0,12	0,10	0,10	0,13	0,09	0,50	0,13	0,17	0,17	0,19	0,37	0,26	0,21	0,26	0,28	0,24	0,28
Mn		0,01	0,02						0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Mg	0,64	0,58	0,49	0,66	0,67	0,67	0,66	0,65	0,30	0,54	0,50	0,54	0,52	0,46	0,52	0,52	0,48	0,50	0,49	0,51
Ca	0,93	0,93	0,91	0,92	0,93	0,93	0,87	0,93	0,49	0,94	0,93	0,92	0,93	0,50	0,91	0,91	0,91	0,90	0,92	0,90
Na	0,03	0,03	0,06	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,12	0,03	0,04	0,04	0,05	0,11	0,06	0,06	0,06	0,05	0,06	0,07
Total	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Grupo	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad										
									Proporção	membros	-finais (wt	, %)								
En	34,76	32,44	26,61	36,41	36,32	36,64	35,18	35,99	18,52	30,23	28,20	30,23	28,98	27,86	28,46	29,23	26,42	27,75	27,35	27,43
Fs	14,39	15,08	24,35	12,86	12,93	12,43	18,71	12,57	51,32	17,09	19,43	18,52	19,37	41,91	21,35	20,18	23,95	22,29	22,05	23,79
Wo	50,85	52,48	49,04	50,73	50,76	50,93	46,11	51,44	30,16	52,68	52,36	51,25	51,65	30,23	50,19	50,59	49,63	49,96	50,60	48,78
Amostr a	58A(1)	58A(1)	58A(1)	58A(1)	58A(1)	58A(1)	58A(1)	58A(1)	62	62										
Ponto	C1_01_ P2	C1_01_ P3	C1_01_ P4	C1_01_ P5	C1_01_ P6	C1_01_ P7	C1_01_ P8	C2_01_ P1	C2_01_ P2	C2_01_ P3	C2_02_ P1	C2_02_P2	C2_02_ P3	C2_02_ P4	C2_03_ P1	C2_03_ P2	C2_03_ P3	C2_03_ P4	01_P 1	01_P2
SiO ₂	47,01	47,10	44,45	46,93	47,82	47,96	47,52	48,61	46,51	45,96	47,57	47,15	47,36	47,66	46,84	45,27	47,38	48,10	46,10	49,13
TiO ₂	1,39	1,36	1,47	1,44	1,15	1,16	1,05	1,77	2,92	3,13	2,58	2,63	2,63	1,69	2,70	2,16	2,46	1,90	1,00	1,51
$AI_2O_3$	5,41	5,55	6,33	5,65	4,62	4,80	4,67	4,84	6,69	7,12	6,22	6,40	6,15	5,63	6,47	7,90	6,15	5,11	5,41	4,27
FeO	12,60	12,68	12,38	12,72	12,60	12,40	12,66	9,92	8,62	8,85	9,10	8,96	8,73	11,65	9,40	12,88	8,27	9,86	17,18	9,86

MnO	0,65	0,67	0,68	0,70	0,71	0,74	0,78	0,37	0,29	0,27	0,30	0,29	0,30	0,42	0,30	0,41	0,30	0,36	1,59	0,68
MqO	9,19	8,96	8,17	9,01	9,47	9,29	8,97	10,93	11,11	10,56	11,27	10,91	11,52	9,86	10,90	11,19	11,60	10,88	5,14	11,18
CaO	22.06	22.05	21.69	22.01	22.25	21.61	22.25	22.30	22.58	22.80	22.37	22.65	22.28	22.44	22.62	16.10	22.79	22.46	21.62	22.87
Na ₂ O	0.80	0.81	0.84	0.77	0.81	0.81	0.89	0.91	0.84	0.79	0.83	0.84	0.84	0.80	0.84	0.77	0.71	0.78	0.81	0.45
NiO	,	,	0,06	,	0,03	0,01	0,03	,	0,02	0,02	0,01	,	0,01	0,01	,	0,02	,	,	,	,
$Cr_2O_3$	0,01		0,01		0,01	0,01					0,04	0,03	0,02	0,04					0,02	0,02
Total	99,11	99,17	96,06	99,22	99,45	98,77	98,81	99,64	99,56	99,51	100,26	99,84	99,83	100,16	100,05	96,69	99,65	99,45	98,87	99,95
									6 átom	os de oxig	ênio (apfu)									
Si	1,80	1,81	1,76	1,80	1,83	1,84	1,83	1,83	1,75	1,73	1,78	1,77	1,77	1,80	1,76	1,76	1,78	1,82	1,82	1,85
Ti	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,08	0,09	0,07	0,07	0,07	0,05	0,08	0,06	0,07	0,05	0,03	0,04
AI (T)	0,20	0,19	0,24	0,20	0,17	0,16	0,17	0,17	0,25	0,27	0,22	0,23	0,23	0,20	0,24	0,24	0,22	0,18	0,18	0,15
AI (M1)	0,05	0,06	0,06	0,05	0,03	0,06	0,04	0,04	0,04	0,05	0,05	0,05	0,04	0,05	0,04	0,12	0,05	0,04	0,07	0,04
Fe ³⁺ (M1)	0,13	0,12	0,16	0,12	0,14	0,09	0,14	0,14	0,10	0,10	0,09	0,09	0,09	0,11	0,11	0,04	0,09	0,09	0,11	0,06
Fe ²⁺	0,27	0,29	0,25	0,29	0,27	0,31	0,27	0,27	0,17	0,18	0,20	0,19	0,18	0,25	0,18	0,37	0,17	0,22	0,46	0,25
Mn	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,05	0,02
Mg	0,53	0,51	0,48	0,51	0,54	0,53	0,51	0,51	0,62	0,59	0,63	0,61	0,64	0,55	0,61	0,65	0,65	0,61	0,30	0,63
Ca	0,91	0,91	0,92	0,90	0,91	0,89	0,92	0,92	0,91	0,92	0,90	0,91	0,89	0,91	0,91	0,67	0,92	0,91	0,91	0,92
Na	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,07	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,05	0,06	0,06	0,03
Total	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Grupo	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad								
									Proporção	membros	-finais (wt,	%)								
En	28,30	27,74	26,27	27,85	28,75	28,84	27,59	27,59	34,36	32,94	34,54	33,70	35,35	30,09	33,43	37,04	35,38	33,21	16,47	33,33
Fs	22,89	23,20	23,58	23,28	22,69	22,92	23,22	23,22	15,45	15,95	16,17	16,03	15,55	20,68	16,69	24,68	14,66	17,51	33,76	17,64
Wo	48,81	49,06	50,15	48,87	48,56	48,24	49,19	49,19	50,19	51,10	49,29	50,27	49,11	49,23	49,88	38,29	49,96	49,28	49,77	49,02
Amostr a	62	62	62	62	62	62	52B	52B	52B	52B	52B	52B	52B	52B	92	92	92	92	92	92
Ponto	01_P3	01_P4	02_P1	02_P2	02_P3	02_P4	01_P1	01_P2	01_P3	01_P4	01_P1	01_P2	01_P3	01_P4	01_P1	01_P2	01_P3	01_P4	01_P 5	01_P6
SiO ₂	48,82	48,32	47,90	41,06	46,38	38,66	43,77	43,16	42,92	39,82	40,75	43,23	41,88	37,88	44,09	44,35	43,94	43,99	44,09	43,92
TiO ₂	1,66	1,81	2,09	2,60	2,71	3,28	1,69	3,21	3,36	4,34	4,55	3,45	3,38	2,92	3,00	3,07	3,11	3,29	3,23	3,27
Al ₂ O ₃	4,60	4,92	5,46	6,81	6,69	12,66	8,03	9,75	9,76	11,95	11,57	9,93	10,84	14,27	8,78	8,79	8,92	9,06	8,90	8,91
FeO	9,18	10,07	10,16	9,99	9,87	19,29	16,10	10,40	10,43	9,94	10,19	10,30	10,60	16,85	10,91	10,16	9,92	9,94	9,98	10,19
MnO	0,61	0,69	0,66	0,58	0,57	1,07	0,63	0,37	0,36	0,29	0,28	0,34	0,36	0,61	0,41	0,39	0,39	0,34	0,34	0,32
MgO	11,69	10,72	10,84	8,75	10,34	6,95	6,23	9,04	9,23	8,29	8,61	9,10	8,54	6,55	9,41	9,81	9,76	9,78	10,01	9,94
CaO	22,91	22,72	22,73	22,83	22,63	11,36	22,04	22,74	22,85	22,69	22,86	22,88	22,63	13,37	22,74	22,53	22,70	22,71	22,74	22,80
Na ₂ O	0,46	0,48	0,50	0,54	0,66	1,54	0,65	0,48	0,52	0,59	0,51	0,52	0,53	1,08	0,53	0,55	0,52	0,50	0,53	0,44
NiO		0,02						0,01				0,04				0,01	0,01		0,01	
$Cr_2O_3$	0,01	0,01		0,04			0,02	0,01		0,01		0,01	0,02	0,02	0,03		0,01			0,01

Total	99,93	99,75	100,33	93,16	99,84	94,81	99,14	99,15	99,42	97,90	99,32	99,78	98,74	93,52	99,87	99,65	99,27	99,60	99,83	99,78
									6 átom	os de oxig	ênio (apfu)									
Si	1,83	1,83	1,80	1,67	1,75	1,57	1,71	1,65	1,63	1,54	1,55	1,64	1,61	1,55	1,67	1,68	1,67	1,67	1,66	1,66
Ti	0,05	0,05	0,06	0,08	0,08	0,10	0,05	0,09	0,10	0,13	0,13	0,10	0,10	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09
AI (T)	0,17	0,17	0,20	0,33	0,25	0,43	0,29	0,35	0,37	0,46	0,45	0,36	0,39	0,45	0,33	0,32	0,33	0,33	0,34	0,34
AI (M1)	0,04	0,05	0,04	0,00	0,05	0,17	0,07	0,08	0,07	0,08	0,07	0,08	0,09	0,24	0,06	0,07	0,07	0,07	0,06	0,06
Fe ³⁺				0,01																
(1) Fe ³⁺ (M1)	0,07	0,06	0,08	0,22	0,10	0,18	0,17	0,12	0,15	0,17	0,15	0,12	0,14	0,11	0,13	0,12	0,12	0,11	0,13	0,13
Fe ²⁺	0,22	0,26	0,24	0,12	0,22	0,48	0,35	0,21	0,19	0,15	0,18	0,21	0,20	0,46	0,21	0,21	0,19	0,20	0,18	0,20
Mn	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	0,65	0,60	0,61	0,53	0,58	0,42	0,36	0,51	0,52	0,48	0,49	0,51	0,49	0,40	0,53	0,55	0,55	0,55	0,56	0,56
Ca	0,92	0,92	0,92	0,99	0,92	0,49	0,92	0,93	0,93	0,94	0,93	0,93	0,93	0,59	0,92	0,91	0,92	0,92	0,92	0,92
Na	0,03	0,04	0,04	0,04	0,05	0,12	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,09	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03
Total	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Grupo	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad
									Proporção	membros-	finais (wt,	%)								
En	34,73	32,38	32,61	28,15	31,85	26,19	19,81	28,76	29,11	27,31	27,84	28,88	27,59	25,23	29,32	30,73	30,64	30,69	31,15	30,84
Fs	16,34	18,26	18,25	19,08	18,05	43,06	29,84	19,24	19,10	18,93	19,01	18,94	19,86	37,75	19,79	18,55	18,15	18,09	18,02	18,30
Wo	48,93	49,35	49,14	52,77	50,10	30,75	50,34	52,00	51,78	53,76	53,15	52,18	52,55	37,02	50,89	50,72	51,21	51,21	50,84	50,85

#### Anfibólio

Amostra	30	30	30	79D	68C														
Ponto	1	2	3	01_P1	01_P2	01_P3	01_P4	01_P5	01_P6	01_P7	01_P8	01_P9	01_P1	01_P2	01_P3	01_P4	01_P5	01_P6	01_P7
SiO ₂	32,99	34,09	32,88	36,57	36,71	37,45	36,77	37,59	37,05	37,59	36,74	36,35	37,81	37,41	36,99	37,13	36,58	37,05	37,38
TiO ₂	5,40	5,53	5,38	2,57	2,53	2,72	2,04	3,26	2,83	2,91	2,87	2,32	2,82	4,32	4,71	4,30	5,02	5,15	5,13
$AI_2O_3$	16,33	16,42	16,09	14,54	14,45	14,23	14,23	13,66	14,35	14,22	14,10	14,54	13,73	14,17	14,36	14,61	14,64	14,63	15,00
MnO	0,59	0,65	0,56	0,97	0,96	0,95	0,86	0,82	0,92	0,91	0,91	0,95	0,68	0,55	0,50	0,49	0,44	0,46	0,43
FeO	18,93	20,45	17,83	22,12	22,31	20,86	21,46	19,30	20,38	20,21	20,29	22,55	20,77	16,94	16,25	16,52	15,23	15,20	14,84
MgO	6,87	6,58	7,40	5,54	5,61	6,20	6,00	6,88	6,02	6,67	6,52	5,20	6,83	7,87	8,35	8,41	8,21	8,55	8,51
CaO	12,08	12,36	12,04	11,68	11,90	11,59	11,27	11,64	11,77	11,86	11,68	11,69	11,58	11,81	11,82	11,74	11,84	11,96	11,96
Na ₂ O	1,56	1,49	1,70	1,43	1,54	1,64	1,68	1,69	1,49	1,54	1,48	1,48	1,48	1,75	1,39	1,48	1,44	1,42	1,35
K ₂ O	1,66	1,62	1,76	2,59	2,62	2,42	2,64	2,28	2,48	2,43	2,49	2,74	2,57	2,27	2,22	2,22	2,22	2,33	2,28
Total	96,41	99,20	95,64	98,01	98,63	98,05	96,96	97,11	97,28	98,33	97,08	97,80	98,28	97,09	96,58	96,90	95,60	96,75	96,88

Fe ³⁺ /ΣFe			0,214	0,1259	0,1179	0,0732	0,1403	0,015	0,0444	0,0763	0,1053	0,108	0,1004		0,0066	0,0236			
									Sítio T										
Si	5,459	5,273	5,18	5,722	5,72	5,827	5,791	5,882	5,816	5,814	5,764	5,725	5,851	5,793	5,734	5,734	5,707	5,71	5,73
AI	2,541	2,727	2,82	2,278	2,28	2,173	2,209	2,118	2,184	2,186	2,236	2,275	2,149	2,207	2,266	2,266	2,293	2,29	2,27
T subtotal	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
									Sítio C										
Ti	0,672	0,643	0,638	0,303	0,297	0,319	0,242	0,383	0,335	0,339	0,338	0,275	0,329	0,503	0,549	0,5	0,589	0,597	0,592
AI	0,642	0,266	0,167	0,404	0,372	0,436	0,433	0,401	0,47	0,407	0,371	0,424	0,355	0,38	0,358	0,393	0,398	0,367	0,44
Fe ³⁺			0,503	0,365	0,343	0,199	0,397	0,038	0,119	0,199	0,28	0,321	0,27		0,014	0,05			
Mn ²⁺			0,074	0,109	0,121	0,093	0,09	0,087	0,112	0,103	0,104	0,11	0,052	0,073	0,058	0,036	0,058	0,061	0,056
Fe ²⁺	1,992	2,574	1,847	2,53	2,564	2,516	2,43	2,487	2,557	2,414	2,382	2,649	2,419	2,194	2,093	2,084	1,987	1,959	1,902
Mg	1,695	1,518	1,739	1,291	1,303	1,437	1,409	1,604	1,408	1,538	1,524	1,221	1,575	1,816	1,928	1,937	1,91	1,965	1,944
C subtotal	5,001	5,001	4,968	5,002	5	5	5,001	5	5,001	5	4,999	5	5	4,966	5	5	4,942	4,949	4,934
									Sítio B										
Mn ²⁺	0,083	0,085		0,02	0,006	0,032	0,025	0,021	0,009	0,016	0,017	0,017	0,037		0,008	0,029			
Fe ²⁺	0,628	0,071																	
Ca	1,289	1,843	2	1,957	1,987	1,932	1,902	1,951	1,98	1,965	1,964	1,973	1,921	1,959	1,963	1,942	1,979	1,975	1,964
Na				0,023	0,007	0,036	0,073	0,027	0,011	0,018	0,019	0,011	0,042	0,041	0,03	0,029	0,021	0,025	0,036
B subtotal	2	1,999	2	2	2	2	2	1,999	2	1,999	2	2,001	2	2	2,001	2	2	2	2
									Sítio A										
Ca	0,852	0,205	0,032																
Na	0,501	0,447	0,52	0,411	0,459	0,457	0,439	0,485	0,441	0,442	0,43	0,44	0,401	0,483	0,387	0,414	0,414	0,399	0,366
К	0,35	0,319	0,355	0,517	0,52	0,48	0,53	0,455	0,496	0,479	0,498	0,55	0,508	0,449	0,439	0,438	0,441	0,458	0,446
A subtotal	1,703	0,971	0,907	0,928	0,979	0,937	0,969	0,94	0,937	0,921	0,928	0,99	0,909	0,932	0,826	0,852	0,855	0,857	0,812
									Sítio W										
OH		2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
0	2																		
W subtotal	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Amostra	68C	68C	68C	68C	68C	62	62	62	62	62	62	62	62	62	62	52B	52B	52B	52B
Ponto	01_P8	01_P9	01_P10	01_P11	01_P12	01_P1	01_P2	01_P3	01_P4	01_P5	02_P1	02_P2	02_P3	02_P4	02_P5	01_P1	01_P2	01_P3	01_P4
SiO ₂	36,87	36,50	37,58	37,29	37,12	38,27	38,41	38,30	38,53	38,33	38,09	38,57	38,52	37,49	38,83	36,92	37,14	37,07	36,88
TiO ₂	5,33	5,05	4,03	4,95	4,69	4,30	4,53	4,61	4,57	4,50	4,17	4,48	3,64	3,52	4,51	4,61	5,09	5,24	5,12
$AI_2O_3$	14,57	14,45	14,63	14,67	14,49	13,24	13,11	13,38	13,24	13,19	12,87	13,33	13,39	13,58	13,32	15,04	15,25	15,34	15,32
MnO	0,44	0,54	0,62	0,47	0,50	0,95	0,91	0,93	0,84	0,87	1,13	0,83	0,95	1,20	0,90	0,58	0,49	0,48	0,46
FeO	15,25	16,35	17,22	15,69	15,19	18,69	18,19	17,98	17,84	17,90	20,61	17,95	18,49	22,19	17,99	18,18	15,99	15,78	16,13
MgO	8,86	7,91	7,85	8,35	8,21	7,47	7,64	7,74	7,73	7,63	6,22	7,81	7,68	5,65	7,86	7,95	8,94	9,19	9,02
CaO	11,68	11,61	11,71	11,80	11,85	11,87	11,76	11,76	11,85	11,75	11,54	11,91	11,58	11,71	12,01	11,82	11,88	12,03	12,02

Na₂O	1,56	1,35	1,44	1,30	1,40	1,63	1,78	1,85	1,84	1,89	1,73	1,84	1,95	1,83	1,98	1,53	1,61	1,60	1,44
K₂O	2,26	2,24	2,34	2,10	2,22	2,22	2,32	2,28	2,20	2,26	2,23	2,26	2,25	2,31	2,27	2,31	2,30	2,31	2,32
Total	96,82	96,01	97,41	96,62	95,66	98,65	98,66	98,83	98,64	98,32	98,59	98,99	98,43	99,49	99,66	98,93	98,68	99,03	98,71
Fe ³⁺ /ΣFe		0,003	0,0144			0,0047					0,0091		0,0133	0,0562		0,082	0,0238	0,0246	0,0666
									Sítio T										
Si	5,679	5,7	5,791	5,749	5,779	5,878	5,89	5,857	5,893	5,889	5,911	5,883	5,917	5,802	5,885	5,618	5,623	5,591	5,578
AI	2,321	2,3	2,209	2,251	2,221	2,122	2,11	2,143	2,107	2,111	2,089	2,117	2,083	2,198	2,115	2,382	2,377	2,409	2,422
T subtotal	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
									Sítio C										
Ti	0,618	0,593	0,467	0,574	0,549	0,497	0,522	0,53	0,526	0,52	0,487	0,514	0,42	0,41	0,515	0,527	0,579	0,594	0,583
AI	0,323	0,36	0,449	0,415	0,437	0,274	0,26	0,269	0,279	0,278	0,265	0,279	0,342	0,279	0,265	0,316	0,344	0,317	0,309
Fe ³⁺		0,007	0,032			0,011					0,024		0,032	0,161		0,19	0,048	0,049	0,136
Mn ²⁺	0,058	0,068	0,062	0,062	0,066	0,117	0,118	0,121	0,109	0,113	0,135	0,108	0,105	0,134	0,115	0,041	0,035	0,034	0,034
Fe ²⁺	1,965	2,129	2,188	2,023	1,978	2,39	2,333	2,299	2,282	2,299	2,65	2,29	2,343	2,711	2,28	2,123	1,976	1,941	1,905
Mg	2,034	1,842	1,803	1,92	1,904	1,711	1,746	1,764	1,762	1,749	1,439	1,776	1,758	1,305	1,775	1,803	2,017	2,066	2,034
C subtotal	4,998	4,999	5,001	4,994	4,934	5	4,979	4,983	4,958	4,959	5	4,967	5	5	4,95	5	4,999	5,001	5,001
									Sítio B										
Mn ²⁺		0,004	0,018			0,006					0,014		0,018	0,023		0,034	0,027	0,028	0,025
Ca	1,927	1,942	1,933	1,95	1,976	1,954	1,932	1,926	1,942	1,934	1,919	1,947	1,906	1,942	1,95	1,927	1,928	1,944	1,947
Na	0,073	0,054	0,049	0,05	0,024	0,04	0,068	0,074	0,058	0,066	0,067	0,053	0,076	0,034	0,05	0,039	0,045	0,028	0,028
B subtotal	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	1,999	2	2	2	2	2
									Sítio A										
Na	0,393	0,354	0,383	0,337	0,398	0,447	0,462	0,474	0,487	0,498	0,452	0,49	0,504	0,516	0,532	0,412	0,427	0,439	0,393
К	0,445	0,447	0,46	0,412	0,44	0,436	0,454	0,445	0,429	0,443	0,441	0,441	0,441	0,455	0,439	0,448	0,445	0,444	0,447
A subtotal	0,838	0,801	0,843	0,749	0,838	0,883	0,916	0,919	0,916	0,941	0,893	0,931	0,945	0,971	0,971	0,86	0,872	0,883	0,84
									Sítio W										
OH	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
W subtotal	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Amostra	52B	52B	52B	52B	52B	52B	52B	52B	92	92	92	92	92	92	92	92	92	-	
Ponto	01_P5	01_P6	02_P1	02_P2	02_P3	02_P4	02_P5	02_P6	01_P1	01_P2	01_P3	01_P4	01_P5	01_P6	02_P1	02_P2	02_P3	-	
SiO ₂	37,08	36,80	36,96	37,13	37,30	37,67	37,35	36,93	36,27	36,35	36,03	35,79	35,76	35,54	36,05	35,87	35,89		
TiO ₂	5,08	4,147	4,164	4,906	5,147	4,058	5,095	4,053	2,291	2,378	2,405	2,372	2,333	2,351	2,469	2,39	2,261		
$AI_2O_3$	15,20	15,20	14,92	15,33	15,24	15,99	15,33	14,98	15,16	15,09	15,27	15,24	15,24	15,36	14,97	15,14	14,85		
MnO	0,48	0,69	0,63	0,51	0,47	0,47	0,52	0,64	1,11	1,15	1,16	1,14	1,09	1,12	1,13	1,13	1,13		
FeO	16,26	19,41	18,57	16,29	15,74	15,54	15,88	18,99	23,13	23,07	23,13	23,13	23,45	23,41	23,26	22,92	23,73		
MgO	9,20	7,19	7,56	8,69	9,27	9,32	9,17	7,40	5,47	5,38	5,38	5,31	5,38	5,07	5,51	5,58	5,36		
CaO	11,90	11,78	11,65	11,95	12,08	11,82	11,94	11,65	11,59	11,65	11,54	11,61	11,66	11,64	11,67	11,66	11,59		

Na ₂ O	1,50	1,50	1,62	1,49	1,59	1,45	1,54	1,56	1,41	1,28	1,34	1,43	1,33	1,28	1,36	1,39	1,33
K ₂ O	2,23	2,47	2,27	2,22	2,33	2,30	2,36	2,34	2,77	2,82	2,76	2,85	2,82	2,78	2,75	2,70	2,55
Total	98,93	99,19	98,35	98,50	99,16	98,62	99,18	98,55	99,20	99,16	99,01	98,86	99,05	98,55	99,17	98,77	98,69
Fe ³⁺ /ΣFe	0,0947	0,0927	0,0704	0,0273	0,0215	0,0918	0,0327	0,0871	0,2012	0,1925	0,2111	0,1828	0,2267	0,2132	0,2155	0,2203	0,2495
								Sítio T									
Si	5,586	5,618	5,669	5,634	5,616	5,658	5,619	5,659	5,609	5,625	5,581	5,573	5,545	5,544	5,581	5,566	5,576
AI	2,414	2,382	2,331	2,366	2,384	2,342	2,381	2,341	2,391	2,375	2,419	2,427	2,455	2,456	2,419	2,434	2,424
T subtotal	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
								Sítio C									
Ti	0,576	0,476	0,48	0,56	0,583	0,459	0,577	0,467	0,267	0,277	0,28	0,278	0,272	0,276	0,288	0,279	0,264
AI	0,285	0,354	0,367	0,375	0,32	0,488	0,337	0,365	0,373	0,378	0,369	0,37	0,33	0,368	0,312	0,335	0,295
Fe ³⁺	0,194	0,23	0,168	0,056	0,043	0,179	0,065	0,212	0,602	0,575	0,632	0,551	0,689	0,652	0,649	0,655	0,769
Mn ²⁺	0,025	0,055	0,042	0,033	0,035	0,014	0,029	0,043	0,108	0,118	0,112	0,109	0,113	0,123	0,118	0,12	0,116
Fe ²⁺	1,854	2,249	2,214	2,011	1,939	1,773	1,933	2,222	2,389	2,411	2,364	2,461	2,352	2,404	2,362	2,32	2,314
Mg	2,066	1,636	1,729	1,965	2,08	2,088	2,058	1,69	1,262	1,241	1,243	1,232	1,243	1,178	1,272	1,291	1,242
C subtotal	5	5	5	5	5	5,001	4,999	4,999	5,001	5	5	5,001	4,999	5,001	5,001	5	5
								Sítio B									
Mn ²⁺	0,037	0,034	0,04	0,032	0,024	0,046	0,037	0,04	0,037	0,032	0,039	0,041	0,029	0,025	0,03	0,029	0,033
Ca	1,921	1,926	1,914	1,942	1,948	1,902	1,925	1,913	1,92	1,931	1,915	1,937	1,937	1,946	1,936	1,939	1,929
Na	0,042	0,039	0,046	0,026	0,028	0,052	0,038	0,046	0,043	0,037	0,045	0,022	0,034	0,029	0,034	0,033	0,038
B subtotal	2	1,999	2	2	2	2	2	1,999	2	2	1,999	2	2	2	2	2,001	2
								Sítio A									
Na	0,397	0,405	0,437	0,412	0,437	0,369	0,41	0,418	0,38	0,348	0,358	0,408	0,368	0,359	0,374	0,384	0,363
К	0,428	0,48	0,445	0,429	0,447	0,441	0,452	0,457	0,546	0,556	0,545	0,565	0,557	0,554	0,543	0,534	0,506
A subtotal	0,825	0,885	0,882	0,841	0,884	0,81	0,862	0,875	0,926	0,904	0,903	0,973	0,925	0,913	0,917	0,918	0,869
								Sítio W									
OH	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
W subtotal	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2

Granada

Amostra	79D	79D	79D	79D	79D	79D	79D	79D	79D	79D	79D	1							
Ponto	01_P1	01_P2	01_P3	01_P4	01_P5	01_P6	02_P1	02_P2	02_P3	03_P1	03_P2	03_P3	04_P1	04_P 2	04_P 3	05_P1	05_P2	05_P3	01_P1
SiO ₂	34,79	34,95	34,84	34,63	34,74	34,76	35,20	34,73	35,13	35,13	35,37	35,38	35,40	34,55	34,54	35,54	34,87	35,59	34,55
TiO ₂	4,04	3,95	4,00	4,32	3,25	3,85	2,97	3,79	3,23	3,32	2,62	2,66	2,90	4,13	4,91	3,08	3,73	2,34	2,11
$AI_2O_3$	5,16	5,78	5,67	5,26	5,89	5,46	5,16	5,69	5,38	5,18	5,63	5,23	5,25	4,96	5,04	5,53	5,13	5,53	6,77
$Cr_2O_3$	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02		0,02	0,01	0,03	0,04	0,02		0,02		0,01	0,03	0,03	
$V_2O_3$	0,22	0,23	0,22	0,22	0,23	0,18	0,24	0,20	0,20	0,18	0,08	0,17	0,18	0,21	0,24	0,19	0,18	0,16	
FeO	20,65	19,86	19,32	20,10	19,30	20,64	20,80	19,87	20,49	21,02	20,62	20,89	21,00	20,33	20,27	20,56	21,19	20,89	19,99
MnO	1,39	1,42	1,35	1,32	1,18	1,31	1,50	1,44	1,33	1,38	1,37	1,29	1,42	1,28	1,44	1,50	1,35	1,41	0,79
MgO																			0,13
CaO	33,48	33,64	33,17	33,21	32,51	33,04	33,29	33,47	33,52	33,38	34,03	33,87	33,43	33,68	33,21	33,37	33,82	33,86	34,11
Total	99,72	99,84	98,57	99,06	97,11	99,26	99,14	99,20	99,29	99,61	99,76	99,51	99,57	99,17	99,65	99,77	100,30	99,81	98,43
								8 ox	igênios (a	pfu)									
Ti	0,25	0,24	0,25	0,27	0,20	0,24	0,18	0,23	0,20	0,20	0,16	0,16	0,18	0,25	0,30	0,19	0,23	0,14	0,13
AI	0,32	0,38	0,41	0,34	0,46	0,36	0,37	0,38	0,38	0,35	0,40	0,37	0,38	0,30	0,30	0,41	0,31	0,40	0,46
V	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00
Fe ²⁺	0,06	0,05	0,10	0,10	0,09	0,07	0,04	0,04	0,04	0,06	2,08	0,00	0,04	0,04	0,12	0,07	0,02	0,00	0,00
Fe ³⁺	1,34	1,29	1,23	1,28	1,23	1,32	1,38	1,31	1,35	1,37	1,39	1,42	1,38	1,35	1,26	1,33	1,41	1,41	1,36
Mn ³⁺											0,02							0,01	0,05
								4 ox	igênios (a	pfu)									
Si	2,83	2,83	2,86	2,83	2,89	2,84	2,87	2,83	2,86	2,86	2,86	2,87	2,88	2,82	2,82	2,88	2,82	2,88	2,81
AI	0,17	0,17	0,14	0,17	0,11	0,16	0,13	0,17	0,14	0,14	0,14	0,13	0,12	0,18	0,18	0,12	0,18	0,12	0,19
								12 ox	kigênios (a	apfu)									
Fe ²⁺					0,02	0,02										0,00			
Mn ²⁺	0,10	0,10	0,09	0,09	0,08	0,09	0,10	0,10	0,09	0,09	0,07	0,09	0,10	0,09	0,10	0,10	0,09	0,09	
Mg																			0,02
Ca	2,92	2,92	2,91	2,91	2,89	2,89	2,91	2,92	2,92	2,91	2,95	2,95	2,91	2,95	2,90	2,90	2,93	2,93	2,98
							Propo	orção dos	membros	s-finais (w	t, %)								
Blythine											1,16								

Hutcheonita	8,59	8,47	7,13	8,31	5,71	8,15	6,36	8,46	6,99	7,2	7,01	6,41	6,24	8,78	9,19	6,05	9,08	6,14	6,47
Morimotoita	6,31	5,48	9,64	9,6	8,88	7,36	4,09	4,07	4,15	5,69		0,02	4,49	4,01	11,71	6,65	2,43		
Goldmanite	0,7	0,75	0,71	0,72	0,76	0,59	0,77	0,64	0,64	0,58	0,27	0,54	0,6	0,68	0,78	0,61	0,59	0,51	
Uvarovita	0,03	0,02	0,03	0,02	0,06	0,05		0,06	0,02	0,08	0,13	0,08		0,07		0,02	0,08	0,1	
Espessartita	3,2	3,26	3,12	3,06	2,76	3,02	3,45	3,3	3,06	3,16	1,21	2,95	3,26	2,96	3,3	3,42	3,08	2,39	
Piropo																			0,51
Almandina					0,77	0,66										0,01			
Grossularia	12,93	15,86	17,16	14	19,61	14,41	15	15,55	15,78	14,46	18,6	15,68	15,61	12,15	11,74	16,93	12,28	17,82	22,64
Andradita	67,04	64,53	61,42	63,96	61,46	65,76	68,94	65,68	67,7	68,59	69,72	70,89	69,07	67,49	63,25	66,31	70,4	70,61	68,07
Outro	1,2	1,65		0,35			1,4	2,23	1,65	0,23	1,9	3,44	0,73	3,86	0,03	0	2,06	1,94	2,31
Total	100	100,02	99,21	100,02	100,01	100	100,01	99,99	99,99	99,99	100	100,01	100	100	100	100	100	99,51	100
Amostra	1	1	1	1	54B	54B	54B	92	92	92	92	92	92	92	92	92	92	92	92
Ponto	01_P2	01_P3	02_N	02_B	01_P1	01_P2	01_P3	01_P1	01_P2	01_P3	01_P4	01_P5	01_P6	01_P 7	01_P 8	01_P9	01_P1 0	01_P1 1	01_P1 2
SiO ₂	34,25	34,31	33,82	34,59	34,99	34,38	35,26	34,58	34,67	34,55	34,48	34,96	34,93	34,84	35,14	34,95	35,00	34,92	34,93
TiO ₂	4,71	2,84	4,63	3,67	3,39	5,02	4,62	3,34	3,46	3,20	3,91	2,91	2,77	3,39	3,30	3,48	3,25	3,42	3,61
$AI_2O_3$	5,72	5,66	6,36	6,15	6,04	5,70	5,55	5,33	5,72	5,25	5,81	5,82	5,88	5,54	5,69	5,61	5,83	5,83	5,70
Cr ₂ O ₃		0,05	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,02		0,01	0,01		0,01	0,01	0,01	0,01	0,02		
FeO	19,96	20,49	19,99	19,73	19,18	20,08	20,12	20,75	19,93	20,62	19,63	20,04	20,33	20,40	19,97	20,40	20,13	20,10	20,43
MnO	0,73	0,72	0,69	0,69	1,30	1,22	1,32	1,63	2,18	1,63	1,62	2,33	2,27	1,54	1,57	2,13	1,65	1,59	2,03
MgO	0,25	0,23	0,26	0,23	0,12	0,18	0,17	0,19	0,17	0,22	0,18	0,15	0,20	0,19	0,20	0,18	0,16	0,14	0,19
CaO	33,42	32,80	33,55	33,45	34,00	33,21	33,69	33,35	33,33	33,18	33,28	33,08	33,24	33,22	33,34	33,34	33,44	33,24	33,36
Total	99,04	97,10	99,32	98,54	99,03	99,80	100,74	99,18	99,46	98,66	98,92	99,29	99,61	99,12	99,22	100,0 9	99,47	99,24	100,24
								8 ox	igênios (a	pfu)									
Ti	0,29	0,18	0,28	0,23	0,21	0,31	0,28	0,00	0,21	0,20	0,24	0,18	0,17	0,21	0,20	0,21	0,20	0,21	0,22
AI	0,35	0,40	0,36	0,42	0,42	0,34	0,36	0,00	0,36	0,34	0,37	0,40	0,39	0,37	0,40	0,36	0,40	0,40	0,36
V	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,21	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,08	0,03	0,03	0,05	0,00	0,10	0,10	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00
Fe ³⁺	1,28	1,39	1,33	1,30	1,30	1,26	1,25	0,00	1,35	1,41	1,33	1,36	1,38	1,37	1,34	1,38	1,37	1,34	1,38
Mn ³⁺	0,00		0,00	0,00	0,01		0,00	0,00	0,04	0,02	0,00	0,04	0,07	0,00		0,02	0,00	0,00	0,01
Mg	0,00		0,00	0,00	0,01		0,01	3,25	0,02	0,03	0,02	0,02	0,00	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
								4 ox	igênios (a	pfu)									
Si	2,80	2,85	2,75	2,83	2,84	2,79	2,83	2,82	2,82	2,83	2,81	2,84	2,83	2,84	2,86	2,82	2,84	2,84	2,82
AI	0,20	0,15	0,25	0,17	0,16	0,21	0,17	0,18	0,18	0,17	0,19	0,16	0,17	0,16	0,14	0,18	0,16	0,16	0,18
								12 ox	kigênios (a	apfu)									
Fe ²⁺						0,01													

Mn ²⁺	0,05	0,05	0,05	0,05	0,08	0,08	0,09	0,09	0,11	0,09	0,11	0,12	0,09	0,11	0,11	0,13	0,11	0,11	0,13
Mg	0,03	0,03	0,03	0,02	0,00	0,02	0,01						0,02						
Са	2,92	2,92	2,92	2,93	2,96	2,89	2,90	2,91	2,90	2,91	2,91	2,88	2,88	2,90	2,90	2,89	2,91	2,90	2,88
							Propo	orção dos	membros	-finais (w	t, %)								
Blythine								1,19	2,19	1,25		2,03	2,95			0,9	0,11		0,44
Hutcheonita	10,24	7,61	12,59	8,67	7,79	10,48	8,35	9,04	9,2	8,49	9,27	7,91	8,42	8,01	7,13	8,84	8,06	7,95	9,15
Morimotoita	8,11	2,52	3,14	4,78		9,71	10,21				1			1,76	2,3			2,66	
Morimotoita- Mg	0,33		0,01	0,45	1,47		1	2,28	2,11	2,7	2,23	1,87		2,25	2,4	2,16	1,96	1,65	2,31
Goldmanite																			
Uvarovita		0,15	0,03	0,11	0,04	0,04	0,04	0,05		0,05	0,04		0,03	0,03	0,02	0,02	0,05		
Espessartita	1,69	1,69	1,58	1,59	1,84	2,79	2,99	1,76	1,34	1,68	3,73	1,95		3,53	3,61	3,36	3,59	3,66	3,88
Piropo	0,9	0,95	1,05	0,79		0,71	0,35						0,81						
Almandina		0,14				0,21													
Grossularia	14,67	17,31	15,25	18,58	19,29	13,08	14,57	14,79	16,85	15,2	14,94	18,03	18,68	15,04	16,53	14,52	16,21	16,32	14,05
Andradita	64,06	69,63	66,34	65,04	65,2	62,98	62,49	70,73	67,68	70,62	66,53	68,11	68,84	68,64	66,76	68,89	68,28	67,03	68,9
Outro					3,69			0,14	0,62		2,27	0,09	0,26	0,74	1,25	1,32	1,74	0,72	1,28
Total	100	100	99,99	100,01	99,32	100	100	99,98	99,99	99,99	100,01	99,99	99,99	100	100	100,0 1	100	99,99	100,01
																•			
Amostra	92	92	92	92	92	92	92	92	92	92	92	92	92						
Amostra Ponto	92 01_P1 3	92 01_P1	92 01_P1	92 01_P1	92 01_P1 7	92 01_P1 8	92 01_P1	92 01_P2	92 01_P2 1	92 01_P2 2	92 01_P2 3	92 01_P2	92 01_P2			·			
Amostra Ponto SiQ ₂	92 01_P1 3 34,83	92 01_P1 4 34,81	92 01_P1 5 35.05	92 01_P1 6 34.85	92 01_P1 7 34.62	92 01_P1 8 34.87	92 01_P1 9 35.00	92 01_P2 0 34,75	92 01_P2 1 34.94	92 01_P2 2 34.68	92 01_P2 3 34.55	92 01_P2 4 34.40	92 01_P2 5 34.46			·			
Amostra Ponto SiO ₂ TiO ₂	92 01_P1 3 34,83 3.40	92 01_P1 4 34,81 3.49	92 01_P1 5 35,05 3.57	92 01_P1 6 34,85 3.80	92 01_P1 7 34,62 3.75	92 01_P1 8 34,87 3.37	92 01_P1 9 35,00 3.10	92 01_P2 0 34,75 3.74	92 01_P2 1 34,94 3.67	92 01_P2 2 34,68 3.71	92 01_P2 3 34,55 4,42	92 01_P2 4 34,40 4.57	92 01_P2 5 34,46 4,22						
Amostra Ponto SiO ₂ TiO ₂ Al ₂ O ₃	92 01_P1 3 34,83 3,40 6.07	92 01_P1 4 34,81 3,49 5.90	92 01_P1 5 35,05 3,57 6,06	92 01_P1 6 34,85 3,80 5,88	92 01_P1 7 34,62 3,75 5.93	92 01_P1 8 34,87 3,37 5.90	92 01_P1 9 35,00 3,10 5.98	92 01_P2 0 34,75 3,74 6.03	92 01_P2 1 34,94 3,67 6.09	92 01_P2 2 34,68 3,71 5,53	92 01_P2 3 34,55 4,42 6.04	92 01_P2 4 34,40 4,57 5.91	92 01_P2 5 34,46 4,22 6.08						
Amostra Ponto SiO ₂ TiO ₂ Al ₂ O ₃ Cr ₂ O ₃	92 01_P1 3 34,83 3,40 6,07 0,01	92 01_P1 4 34,81 3,49 5,90	92 01_P1 5 35,05 3,57 6,06 0,01	92 01_P1 6 34,85 3,80 5,88 0,02	92 01_P1 7 34,62 3,75 5,93 0,02	92 01_P1 8 34,87 3,37 5,90	92 01_P1 9 35,00 3,10 5,98 0,02	92 01_P2 0 34,75 3,74 6,03	92 01_P2 1 34,94 3,67 6,09 0,02	92 01_P2 2 34,68 3,71 5,53	92 01_P2 3 34,55 4,42 6,04	92 01_P2 4 34,40 4,57 5,91	92 01_P2 5 34,46 4,22 6,08 0,01						
Amostra Ponto SiO ₂ TiO ₂ Al ₂ O ₃ Cr ₂ O ₃ FeO	92 01_P1 3 34,83 3,40 6,07 0,01 19,97	92 01_P1 4 34,81 3,49 5,90 19,85	92 01_P1 5 35,05 3,57 6,06 0,01 20,13	92 01_P1 6 34,85 3,80 5,88 0,02 20,69	92 01_P1 7 34,62 3,75 5,93 0,02 20,53	92 01_P1 8 34,87 3,37 5,90 20,32	92 01_P1 9 35,00 3,10 5,98 0,02 20,40	92 01_P2 0 34,75 3,74 6,03 20,35	92 01_P2 1 34,94 3,67 6,09 0,02 19,62	92 01_P2 2 34,68 3,71 5,53 20,53	92 01_P2 3 34,55 4,42 6,04 19,36	92 01_P2 4 34,40 4,57 5,91 19,67	92 01_P2 5 34,46 4,22 6,08 0,01 19,91						
Amostra Ponto SiO ₂ TiO ₂ Al ₂ O ₃ Cr ₂ O ₃ FeO MnO	92 01_P1 3 34,83 3,40 6,07 0,01 19,97 2,06	92 01_P1 4 34,81 3,49 5,90 19,85 2,25	92 01_P1 5 35,05 3,57 6,06 0,01 20,13 1,69	92 01_P1 6 34,85 3,80 5,88 0,02 20,69 1,69	92 01_P1 7 34,62 3,75 5,93 0,02 20,53 2,25	92 01_P1 8 34,87 3,37 5,90 20,32 2,21	92 01_P1 9 35,00 3,10 5,98 0,02 20,40 2,16	92 01_P2 0 34,75 3,74 6,03 20,35 2,24	92 01_P2 1 34,94 3,67 6,09 0,02 19,62 2,37	92 01_P2 2 34,68 3,71 5,53 20,53 2,31	92 01_P2 3 34,55 4,42 6,04 19,36 2,24	92 01_P2 4 34,40 4,57 5,91 19,67 2,19	92 01_P2 5 34,46 4,22 6,08 0,01 19,91 2,23						
Amostra Ponto SiO ₂ TiO ₂ Al ₂ O ₃ Cr ₂ O ₃ FeO MnO MgO	92 01_P1 3 34,83 3,40 6,07 0,01 19,97 2,06 0,17	92 01_P1 4 34,81 3,49 5,90 19,85 2,25 0,17	92 01_P1 5 35,05 3,57 6,06 0,01 20,13 1,69 0,19	92 01_P1 6 34,85 3,80 5,88 0,02 20,69 1,69 0,20	92 01_P1 7 34,62 3,75 5,93 0,02 20,53 2,25 0,19	92 01_P1 8 34,87 3,37 5,90 20,32 2,21 0,19	92 01_P1 9 35,00 3,10 5,98 0,02 20,40 2,16 0,17	92 01_P2 0 34,75 3,74 6,03 20,35 2,24 0,21	92 01_P2 1 34,94 3,67 6,09 0,02 19,62 2,37 0,22	92 01_P2 2 34,68 3,71 5,53 20,53 2,31 0,23	92 01_P2 3 34,55 4,42 6,04 19,36 2,24 0,21	92 01_P2 4 34,40 4,57 5,91 19,67 2,19 0,21	92 01_P2 5 34,46 4,22 6,08 0,01 19,91 2,23 0,23						
Amostra Ponto SiO ₂ TiO ₂ Al ₂ O ₃ Cr ₂ O ₃ FeO MnO MgO CaO	92 01_P1 3 34,83 3,40 6,07 0,01 19,97 2,06 0,17 33,20	92 01_P1 4 34,81 3,49 5,90 19,85 2,25 0,17 33,28	92 01_P1 5 35,05 3,57 6,06 0,01 20,13 1,69 0,19 33,38	92 01_P1 6 34,85 3,80 5,88 0,02 20,69 1,69 0,20 33,28	92 01_P1 7 34,62 3,75 5,93 0,02 20,53 2,25 0,19 33,17	92 01_P1 8 34,87 3,37 5,90 20,32 2,21 0,19 33,25	92 01_P1 9 35,00 3,10 5,98 0,02 20,40 2,16 0,17 33,53	92 01_P2 0 34,75 3,74 6,03 20,35 2,24 0,21 33,00	92 01_P2 1 34,94 3,67 6,09 0,02 19,62 2,37 0,22 33,27	92 01_P2 2 34,68 3,71 5,53 20,53 2,31 0,23 33,16	92 01_P2 3 34,55 4,42 6,04 19,36 2,24 0,21 32,86	92 01_P2 4 34,40 4,57 5,91 19,67 2,19 0,21 33,20	92 01_P2 5 34,46 4,22 6,08 0,01 19,91 2,23 0,23 33,17						
Amostra Ponto SiO ₂ TiO ₂ Al ₂ O ₃ Cr ₂ O ₃ FeO MnO MgO CaO Total	92 01_P1 3 34,83 3,40 6,07 0,01 19,97 2,06 0,17 33,20 99,70	92 01_P1 4 34,81 3,49 5,90 19,85 2,25 0,17 33,28 99,74	92 01_P1 5 35,05 3,57 6,06 0,01 20,13 1,69 0,19 33,38 100,06	92 01_P1 6 34,85 3,80 5,88 0,02 20,69 1,69 0,20 33,28 100,41	92 01_P1 7 34,62 3,75 5,93 0,02 20,53 2,25 0,19 33,17 100,46	92 01_P1 8 34,87 3,37 5,90 20,32 2,21 0,19 33,25 100,11	92 01_P1 9 35,00 3,10 5,98 0,02 20,40 2,16 0,17 33,53 100,35	92 01_P2 0 34,75 3,74 6,03 20,35 2,24 0,21 33,00 100,33	92 01_P2 1 34,94 3,67 6,09 0,02 19,62 2,37 0,22 33,27 100,20	92 01_P2 2 34,68 3,71 5,53 20,53 2,31 0,23 33,16 100,15	92 01_P2 3 34,55 4,42 6,04 19,36 2,24 0,21 32,86 99,67	92 01_P2 4 34,40 4,57 5,91 19,67 2,19 0,21 33,20 100,14	92 01_P2 5 34,46 4,22 6,08 0,01 19,91 2,23 0,23 33,17 100,30						
Amostra Ponto SiO ₂ TiO ₂ Al ₂ O ₃ Cr ₂ O ₃ FeO MnO MgO CaO Total	92 01_P1 3 34,83 3,40 6,07 0,01 19,97 2,06 0,17 33,20 99,70	92 01_P1 4 34,81 3,49 5,90 19,85 2,25 0,17 33,28 99,74	92 01_P1 5 35,05 3,57 6,06 0,01 20,13 1,69 0,19 33,38 100,06	92 01_P1 6 34,85 3,80 5,88 0,02 20,69 1,69 0,20 33,28 100,41	92 01_P1 7 34,62 3,75 5,93 0,02 20,53 2,25 0,19 33,17 100,46 8 0	92 01_P1 8 34,87 3,37 5,90 20,32 2,21 0,19 33,25 100,11 oxigênio (	92 01_P1 9 35,00 3,10 5,98 0,02 20,40 2,16 0,17 33,53 100,35 apfu)	92 01_P2 0 34,75 3,74 6,03 20,35 2,24 0,21 33,00 100,33	92 01_P2 1 34,94 3,67 6,09 0,02 19,62 2,37 0,22 33,27 100,20	92 01_P2 2 34,68 3,71 5,53 20,53 2,31 0,23 33,16 100,15	92 01_P2 3 34,55 4,42 6,04 19,36 2,24 0,21 32,86 99,67	92 01_P2 4 34,40 4,57 5,91 19,67 2,19 0,21 33,20 100,14	92 01_P2 5 34,46 4,22 6,08 0,01 19,91 2,23 0,23 33,17 100,30						
Amostra Ponto SiO ₂ TiO ₂ Al ₂ O ₃ Cr ₂ O ₃ FeO MnO MgO CaO Total Ti	92 01_P1 3 34,83 3,40 6,07 0,01 19,97 2,06 0,17 33,20 99,70 0,21	92 01_P1 4 34,81 3,49 5,90 19,85 2,25 0,17 33,28 99,74 0,21	92 01_P1 5 35,05 3,57 6,06 0,01 20,13 1,69 0,19 33,38 100,06	92 01_P1 6 34,85 3,80 5,88 0,02 20,69 1,69 0,20 33,28 100,41 0,23	92 01_P1 7 34,62 3,75 5,93 0,02 20,53 2,25 0,19 33,17 100,46 8 0 0,23	92 01_P1 8 34,87 3,37 5,90 20,32 2,21 0,19 33,25 100,11 >xigênio ( 0,20	92 01_P1 9 35,00 3,10 5,98 0,02 20,40 2,16 0,17 33,53 100,35 apfu) 0,19	92 01_P2 0 34,75 3,74 6,03 20,35 2,24 0,21 33,00 100,33 0,23	92 01_P2 1 34,94 3,67 6,09 0,02 19,62 2,37 0,22 33,27 100,20	92 01_P2 2 34,68 3,71 5,53 20,53 2,31 0,23 33,16 100,15 0,23	92 01_P2 3 34,55 4,42 6,04 19,36 2,24 0,21 32,86 99,67 0,27	92 01_P2 4 34,40 4,57 5,91 19,67 2,19 0,21 33,20 100,14 0,28	92 01_P2 5 34,46 4,22 6,08 0,01 19,91 2,23 0,23 33,17 100,30 0,26						
Amostra Ponto SiO ₂ TiO ₂ Al ₂ O ₃ Cr ₂ O ₃ FeO MnO MgO CaO Total Ti Al	92 01_P1 3 34,83 3,40 6,07 0,01 19,97 2,06 0,17 33,20 99,70 0,21 0,40	92 01_P1 4 34,81 3,49 5,90 19,85 2,25 0,17 33,28 99,74 0,21 0,38	92 01_P1 5 35,05 3,57 6,06 0,01 20,13 1,69 0,19 33,38 100,06 0,22 0,40	92 01_P1 6 34,85 3,80 5,88 0,02 20,69 1,69 0,20 33,28 100,41 0,23 0,36	92 01_P1 7 34,62 3,75 5,93 0,02 20,53 2,25 0,19 33,17 100,46 8 0 0,23 0,35	92 01_P1 8 34,87 3,37 5,90 20,32 2,21 0,19 33,25 100,11 oxigênio ( 0,20 0,37	92 01_P1 9 35,00 3,10 5,98 0,02 20,40 2,16 0,17 33,53 100,35 apfu) 0,19 0,38	92 01_P2 0 34,75 3,74 6,03 20,35 2,24 0,21 33,00 100,33 0,23 0,23 0,37	92 01_P2 1 34,94 3,67 6,09 0,02 19,62 2,37 0,22 33,27 100,20 0,22 0,39	92 01_P2 2 34,68 3,71 5,53 20,53 2,31 0,23 33,16 100,15 0,23 0,33	92 01_P2 3 34,55 4,42 6,04 19,36 2,24 0,21 32,86 99,67 0,27 0,38	92 01_P2 4 34,40 4,57 5,91 19,67 2,19 0,21 33,20 100,14 0,28 0,34	92 01_P2 5 34,46 4,22 6,08 0,01 19,91 2,23 0,23 33,17 100,30 0,26 0,36						
Amostra Ponto SiO ₂ TiO ₂ Al ₂ O ₃ Cr ₂ O ₃ FeO MnO MgO CaO Total Ti Al V	92 01_P1 3 34,83 3,40 6,07 0,01 19,97 2,06 0,17 33,20 99,70 0,21 0,21 0,40 0,00	92 01_P1 4 34,81 3,49 5,90 19,85 2,25 0,17 33,28 99,74 0,21 0,38 0,00	92 01_P1 5 35,05 3,57 6,06 0,01 20,13 1,69 0,19 33,38 100,06 0,22 0,40 0,00	92 01_P1 6 34,85 3,80 5,88 0,02 20,69 1,69 0,20 33,28 100,41 0,23 0,36 0,00	92 01_P1 7 34,62 3,75 5,93 0,02 20,53 2,25 0,19 33,17 100,46 8 0 0,23 0,35 0,00	92 01_P1 8 34,87 3,37 5,90 20,32 2,21 0,19 33,25 100,11 0xigênio ( 0,20 0,37 0,00	92 01_P1 9 35,00 3,10 5,98 0,02 20,40 2,16 0,17 33,53 100,35 apfu) 0,19 0,38 0,00	92 01_P2 0 34,75 3,74 6,03 20,35 2,24 0,21 33,00 100,33 0,23 0,23 0,37 0,00	92 01_P2 1 34,94 3,67 6,09 0,02 19,62 2,37 0,22 33,27 100,20 0,22 0,39 0,00	92 01_P2 2 34,68 3,71 5,53 20,53 2,31 0,23 33,16 100,15 0,23 0,33 0,00	92 01_P2 3 34,55 4,42 6,04 19,36 2,24 0,21 32,86 99,67 0,27 0,38 0,00	92 01_P2 4 34,40 4,57 5,91 19,67 2,19 0,21 33,20 100,14 0,28 0,34 0,00	92 01_P2 5 34,46 4,22 6,08 0,01 19,91 2,23 0,23 33,17 100,30 0,26 0,36 0,00						
Amostra Ponto SiO ₂ TiO ₂ Al ₂ O ₃ Cr ₂ O ₃ FeO MnO MgO CaO Total Ti Al V Fe ²⁺	92 01_P1 3 34,83 3,40 6,07 0,01 19,97 2,06 0,17 33,20 99,70 0,21 0,40 0,00 0,00	92 01_P1 4 34,81 3,49 5,90 19,85 2,25 0,17 33,28 99,74 0,21 0,38 0,00 0,00	92 01_P1 5 35,05 3,57 6,06 0,01 20,13 1,69 0,19 33,38 100,06 0,22 0,40 0,00 0,02	92 01_P1 6 34,85 3,80 5,88 0,02 20,69 1,69 0,20 33,28 100,41 0,23 0,36 0,00 0,03	92 01_P1 7 34,62 3,75 5,93 0,02 20,53 2,25 0,19 33,17 100,46 8 0 0,23 0,35 0,00 0,00	92 01_P1 8 34,87 3,37 5,90 20,32 2,21 0,19 33,25 100,11 0xigênio ( 0,20 0,37 0,00 0,00	92 01_P1 9 35,00 3,10 5,98 0,02 20,40 2,16 0,17 33,53 100,35 apfu) 0,19 0,38 0,00 0,00	92 01_P2 0 34,75 3,74 6,03 20,35 2,24 0,21 33,00 100,33 0,23 0,23 0,37 0,00 0,00	92 01_P2 1 34,94 3,67 6,09 0,02 19,62 2,37 0,22 33,27 100,20 0,22 0,39 0,00 0,00	92 01_P2 2 34,68 3,71 5,53 20,53 2,31 0,23 33,16 100,15 0,23 0,33 0,00 0,00	92 01_P2 3 34,55 4,42 6,04 19,36 2,24 0,21 32,86 99,67 0,27 0,38 0,00 0,04	92 01_P2 4 34,40 4,57 5,91 19,67 2,19 0,21 33,20 100,14 0,28 0,34 0,00 0,01	92 01_P2 5 34,46 4,22 6,08 0,01 19,91 2,23 0,23 33,17 100,30 0,26 0,36 0,00 0,00						
Amostra Ponto SiO ₂ TiO ₂ Al ₂ O ₃ Cr ₂ O ₃ FeO MnO MgO CaO Total Ti Al V Fe ²⁺ Fe ³⁺	92 01_P1 3 34,83 3,40 6,07 0,01 19,97 2,06 0,17 33,20 99,70 0,21 0,21 0,40 0,00 0,00 1,35	92 01_P1 4 34,81 3,49 5,90 19,85 2,25 0,17 33,28 99,74 0,21 0,38 0,00 0,00 1,34	92 01_P1 5 35,05 3,57 6,06 0,01 20,13 1,69 0,19 33,38 100,06 0,22 0,40 0,00 0,02 1,34	92 01_P1 6 34,85 3,80 5,88 0,02 20,69 1,69 0,20 33,28 100,41 0,23 0,36 0,00 0,03 1,37	92 01_P1 7 34,62 3,75 5,93 0,02 20,53 2,25 0,19 33,17 100,46 8 0 0,23 0,35 0,00 0,00 1,38	92 01_P1 8 34,87 3,37 5,90 20,32 2,21 0,19 33,25 100,11 0xigênio ( 0,20 0,37 0,00 0,00 1,37	92 01_P1 9 35,00 3,10 5,98 0,02 20,40 2,16 0,17 33,53 100,35 apfu) 0,19 0,38 0,00 0,00 1,37	92 01_P2 0 34,75 3,74 6,03 20,35 2,24 0,21 33,00 100,33 0,23 0,23 0,37 0,00 0,00 1,37	92 01_P2 1 34,94 3,67 6,09 0,02 19,62 2,37 0,22 33,27 100,20 0,22 0,39 0,00 0,00 1,32	92 01_P2 2 34,68 3,71 5,53 20,53 2,31 0,23 33,16 100,15 0,23 0,33 0,00 0,00 1,39	92 01_P2 3 34,55 4,42 6,04 19,36 2,24 0,21 32,86 99,67 0,27 0,38 0,00 0,04 1,28	92 01_P2 4 34,40 4,57 5,91 19,67 2,19 0,21 33,20 100,14 0,28 0,34 0,00 0,01 1,32	92 01_P2 5 34,46 4,22 6,08 0,01 19,91 2,23 0,23 33,17 100,30 0,26 0,36 0,00 0,00 1,34						

Mg	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,00	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
					4 c	oxigênio (	apfu)						
Si	2,82	2,82	2,83	2,81	2,79	2,81	2,82	2,80	2,82	2,80	2,79	2,78	2,78
AI	0,18	0,18	0,17	0,19	0,21	0,19	0,18	0,20	0,18	0,20		0,22	0,22
					12	oxigênio	(apfu)						
Mn ²⁺	0,13	0,12	0,12	0,11	0,13	0,12	0,09	0,15	0,14	0,13	0,15	0,15	0,14
Mg			0,00	0,01	0,01	0,01	0,02						
Ca	2,88	2,89	2,88	2,87	2,86	2,87	2,89	2,85	2,87	2,87	2,86	2,87	2,87
				Prop	orção do	s membr	os-finais (	(wt, %)					
Blythine	0,72	1,52			1,15	1,55	2,72	0,01	1,16	1,45			0,48
Hutcheonita	9,01	9,06	8,66	9,68	10,6	9,32	9,25	9,96	9,23	9,86	9,81	10,99	11,06
Morimotoita			2	2,58							3,77	0,81	
Morimotoita- Mg	2,03	2,03	2,32	1,07	1,51	1,81	0,28	2,52	2,69	2,72	2,5	2,54	2,72
Uvarovita	0,04		0,02	0,08	0,06		0,06		0,05				0,04
Espessartita	3,51	2,61	3,84	3,83	3,21	2,45	0,36	5,08	3,47	2,86	5,13	4,99	4,27
Piropo			0	0,46	0,25	0,17	0,6						
Grossularia	16,44	16,46	16,28	13,95	14,1	16,12	18,12	13,61	16,22	13,6	13,92	12,16	13,53
Andradita	67,61	67,22	66,89	68,36	69,12	68,57	68,61	68,57	66,09	69,39	63,8	66,06	67,12
Outro	0,65	1,1						0,24	1,1	0,11	1,07	2,45	0,78
Total	100,01	100	100,01	100,01	100	99,99	100	99,99	100,01	99,99	100	100	100

ΝЛ		00
11/1	I	(
		υu

Amostra	92	92	92	92	92	92	92	92	92	92	92	92	92	92	92	92	92	92	92	92	92	92	92
Ponto	1_P1	1_P2	1_P3	1_P4	1_P5	1_P6	1_P7	1_P8	1_P9	1_P10	1_P11	1_P12	1_P13	2_P1	2_P2	2_P3	2_P4	2_P5	2_P6	2_P7	2_P8	2_P9	2_P10
SiO ₂	33,77	33,87	33,77	34,38	34,03	33,83	33,84	34,07	34,27	33,89	34,43	34,13	34,15	33,84	34,10	33,95	33,80	34,10	33,19	33,75	34,17	33,70	33,84
TiO ₂	2,40	2,29	2,34	2,33	2,36	2,38	2,42	2,41	2,33	2,38	2,45	2,43	2,41	2,36	2,46	2,31	2,37	2,40	2,22	2,49	2,44	2,52	2,41
$AI_2O_3$	16,24	16,21	16,21	16,23	16,28	16,18	16,15	16,35	16,59	16,09	16,20	16,08	16,41	16,08	16,09	16,00	16,24	16,16	15,69	15,94	15,90	16,12	16,08
FeO	25,99	25,65	26,21	26,09	25,77	26,41	25,98	26,76	25,49	25,93	24,66	25,57	24,83	25,16	25,23	25,56	25,79	26,03	25,94	25,87	26,02	26,07	25,69
MnO	0,81	0,88	0,82	0,91	0,92	0,86	0,87	0,81	0,90	0,90	1,05	0,96	0,88	0,96	0,90	0,86	0,83	0,87	0,89	0,83	0,86	0,87	0,87
MgO	7,21	7,08	7,16	7,08	7,04	7,10	7,08	7,26	7,22	7,43	7,56	7,65	7,85	7,64	7,58	7,46	7,27	7,40	7,61	7,35	7,36	7,16	7,16
K ₂ O	9,54	9,25	9,47	9,48	9,51	9,52	9,47	9,68	9,67	9,53	9,73	9,50	9,67	9,53	9,48	9,73	9,59	9,43	9,52	9,65	9,48	9,40	9,64
Total	95,96	95,22	95,97	96,50	95,91	96,28	95,81	97,34	96,48	96,13	96,09	96,33	96,20	95,57	95,83	95,86	95,88	96,38	95,05	95,88	96,22	95,83	95,70
										11	l oxigêni	os (apfu)											
Si	2,67	2,69	2,67	2,70	2,69	2,67	2,68	2,66	2,69	2,67	2,70	2,68	2,68	2,68	2,69	2,68	2,67	2,68	2,66	2,67	2,69	2,67	2,68
Ti	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,15	0,14	0,14	0,14	0,13	0,15	0,14	0,15	0,14
AI	1,51	1,52	1,51	1,50	1,52	1,51	1,51	1,51	1,53	1,50	1,50	1,49	1,52	1,50	1,49	1,49	1,51	1,50	1,48	1,49	1,48	1,50	1,50
Fe ⁺²	1,72	1,70	1,73	1,71	1,70	1,74	1,72	1,75	1,67	1,71	1,62	1,68	1,63	1,67	1,66	1,69	1,71	1,71	1,74	1,71	1,71	1,73	1,70
Mn	0,05	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,05	0,06	0,06	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06
Mg	0,85	0,84	0,84	0,83	0,83	0,84	0,84	0,85	0,84	0,87	0,88	0,90	0,92	0,90	0,89	0,88	0,86	0,87	0,91	0,87	0,86	0,85	0,85
К	0,96	0,94	0,96	0,95	0,96	0,96	0,96	0,96	0,97	0,96	0,97	0,95	0,97	0,96	0,95	0,98	0,97	0,95	0,97	0,98	0,95	0,95	0,97
Н	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2

Amostra	58A(1)	54B	68C	68C	68C	68C	68C	68C	52B	52B	52B	52B	92
Ponto			1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	1
TiO ₂	2,53	4,53	4,95	4,70	4,74	4,52	5,63	5,38	1,90	5,59	3,88	0,80	0,52
$AI_2O_3$	1,02	1,35	2,38	0,99	1,51	1,22	1,10	1,34	1,56	2,25	0,96	1,24	0,27
FeO	88,39	85,81	84,55	86,22	85,54	86,15	84,96	84,95	91,06	85,86	87,38	91,18	93,46
MnO	1,86	3,10	2,42	2,64	2,66	2,27	2,98	3,02	0,95	2,40	2,01	0,58	1,08
MgO	0,16	0,29	0,60	0,18	0,15	0,15	0,20	0,30	0,25	0,41	0,24	0,07	0,03
$Cr_2O_3$	0,02	0,02	0,04	0,03	0,04	0,02	0,04	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,02
Total	93,96	95,09	94,90	94,72	94,60	94,30	94,87	94,99	95,71	96,51	94,47	93,86	95,35
			Cat	tion ass	ignmen	it per 6	oxygen	atoms	(apfu)				
Ti	0,14	0,24	0,26	0,25	0,26	0,25	0,30	0,29	0,10	0,29	0,21	0,04	0,03
AI	0,09	0,11	0,20	0,08	0,13	0,10	0,09	0,11	0,13	0,18	0,08	0,11	0,02
Fe ²⁺	5,45	5,12	4,97	5,19	5,12	5,20	5,06	5,04	5,51	4,96	5,30	5,70	5,84
F ³⁺	3,75	3,58	3,49	3,58	3,55	3,58	3,51	3,51	3,77	3,46	3,65	3,87	3,95
Mn	0,12	0,19	0,14	0,16	0,16	0,14	0,18	0,18	0,06	0,14	0,12	0,04	0,07
Mg	0,02	0,03	0,06	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,04	0,03	0,01	

**APÊNDICE E** – Tabelas das composições de geoquímica elementar das principais rochas do Morro de São João

### Elementos maiores

Amostra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O _{3(T)}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	#Mg	Total
CA-MSJ-58B	39,17	5,21	11,70	15,92	0,31	5,91	13,37	2,59	3,83	1,90	0,54	30,7	100,40
CA-MSJ-68B	37,33	5,58	11,85	15,52	0,34	5,53	13,92	1,55	3,86	2,22	1,15	43,9	98,85
CA-MSJ-60A	39,59	5,01	12,02	14,80	0,30	5,38	13,01	3,01	4,24	1,84	0,72	35,8	99,92
CA-MSJ-68C	40,04	4,69	13,77	15,78	0,36	4,57	12,41	3,10	3,72	1,11	0,56	45	100,10
CA-MSJ-30	37,30	6,52	14,84	13,97	0,31	3,72	13,67	2,13	2,44	0,64	0,75	44,5	95,54
CA-MSJ-05	40,74	5,76	13,77	10,60	0,25	3,67	11,36	2,29	5,45	0,93	2,97	39	94,82
CA-MSJ-52B	38,01	6,45	14,96	14,34	0,32	3,64	13,82	2,37	3,23	0,68	0,54	43,2	98,36
CA-MSJ-65	42,24	5,47	13,80	14,60	0,40	2,78	11,71	2,52	4,80	0,64	1,19	29,6	100,20
CA-MSJ-46	44,96	3,62	16,92	9,34	0,22	2,07	8,95	2,93	5,71	0,50	1,02	32,8	96,22
CA-MSJ-54B	46,68	3,18	16,87	9,32	0,29	2,01	8,91	3,90	5,37	0,58	0,92	32,2	98,01
CA-MSJ-44B	48,54	3,06	17,92	8,28	0,23	1,67	6,74	3,75	6,25	0,39	0,75	31,3	97,60
CA-MSJ-1	48,32	2,36	17,89	6,76	0,20	1,40	6,40	3,34	7,04	0,26	1,14	30,8	93,97
CA-MSJ-11	52,04	1,45	18,74	4,74	0,16	1,07	4,24	5,37	6,80	0,16	0,87	27,3	94,77
CA-MSJ-51A	51,00	1,77	20,18	5,38	0,18	0,92	5,09	3,71	8,60	0,19	1,73	29,2	98,74
CA-MSJ-92	51,32	1,53	21,17	4,56	0,16	0,86	4,49	4,61	8,70	0,21	1,05	20,9	98,67
CA-MSJ-79D	61,26	0	18,10	2,93	0,13	0,75	2,31	3,20	10,56	0,10	0,40	33,1	100,00
CA-MSJ-57	57,28	1,61	18,62	4,82	0,17	0,74	3,19	4,26	8,99	0,20	0,57	33,4	100,50
CA-MSJ-55A	53,36	1,41	20,01	4,76	0,17	0,73	3,48	5,86	7,72	0,17	0,63	25,6	98,29
CA-MSJ-51E	53,04	0,99	21,24	3,16	0,09	0,72	3,47	2,65	12,02	0,14	2,09	25,2	99,61
CA-MSJ-62	57,02	1,13	19,81	3,76	0,17	0,57	2,62	5,14	8,85	0,12	1,00	24,2	100,20
CA-MSJ-58A	54,65	0,94	21,55	3,62	0,11	0,52	2,76	6,22	8,75	0,11	0,90	15,7	100,10
CA-MSJ-64	53,35	0,77	22,20	2,87	0,08	0,45	2,47	4,83	10,90	0,10	1,64	22,7	99,66
CA-MSJ-74B	54,98	0,86	21,19	3,41	0,16	0,45	2,40	5,90	9,58	0,12	1,05	11,7	100,10
CA-MSJ-74A	55,52	0,56	22,05	2,88	0,16	0,33	2,12	7,56	8,01	0,09	1,07	15	100,30
CA-MSJ-29	51,96	0,55	20,91	2,67	0,15	0,32	1,99	7,53	7,96	0,09	1,82	20	94,13
CA-MSJ-54A	55,73	0,66	21,84	2,93	0,14	0,32	1,97	6,32	9,50	0,07	0,68	19,3	100,20
CA-MSJ-49 (I)	55,41	0,44	22,13	2,84	0,16	0,23	1,72	8,70	7,19	0,06	1,48	25,1	100,30
CA-MSJ-47A	57,80	0,49	22,26	2,59	0,17	0,22	1,46	5,20	9,60	0,07	0,66	14,2	100,50
CA-MSJ-37	54,81	0,42	21,61	2,29	0,15	0,19	1,76	7,79	7,91	0,03	0,84	13,4	96,96
CA-MSJ-55B	57,11	0,44	21,89	2,52	0,16	0,19	1,53	7,61	8,26	0,03	0,72	25,1	100,50
CA-MSJ-68	57,15	0,33	22,92	2,52	0,17	0,18	1,37	4,42	9,70	0,04	1,60	15,7	100,40
CA-MSJ-49 (II)	55,18	0,33	21,98	2,27	0,16	0,14	1,63	7,95	7,99	0,04	2,05	35,9	99,73
# Elementos-traço

Amostra	Sc	Ni	Co	v	Ва	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Но	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Pb	Th	U
CA-MSJ-58B	18	120	38	397	1431	111	1195	58	479	124	165,0	336,0	41,30	135,0	23,50	7,07	17,80	2,51	12,80	2,31	5,91	0,74	4,17	0,60	10,1		10,6	2,4
CA-MSJ-68B	15	130	44	414	2611	163	2311	64	465	135	187,0	385,0	47,90	167,0	28,70	8,69	21,70	2,90	14,70	2,66	6,57	0,84	4,61	0,58	10,1		11,4	2,0
CA-MSJ-60A	16	110	36	366	1300	131	1411	53	443	114	157,0	316,0	38,80	129,0	23,00	6,54	17,10	2,30	12,10	2,21	5,57	0,70	3,99	0,55	8,6		10,5	2,1
CA-MSJ-68C	12	120	23	407	1438	54	2377	56	567	193	184,0	370,0	44,10	141,0	22,00	6,70	15,40	2,37	12,30	2,23	5,79	0,79	4,66	0,60	11,3		11,4	1,9
CA-MSJ-30		6	19	394	2753	44	5835	86	769	517	241,9	622,5	73,8	242,6	35,10	10,90	27,13	3,65	19,06	3,46	9,01	1,13	6,60	0,80	17,8		13,7	1,8
CA-MSJ-5		5	25	272	1132	323	1614	77	618	349	205,4	511,9	62,8	224,4	37,10	10,66	28,75	3,76	18,05	3,19	7,84	0,97	5,40	0,64	16,0		11,6	1,6
CA-MSJ-52B	2	130	15	428	3617	67	4883	96	744	370	287,0	662,0	81,90	250,0	36,90	11,60	25,90	3,87	20,80	3,91	10,40	1,34	7,03	0,94	15,3		14,4	1,8
CA-MSJ-65	3	100	14	392	1293	68	2687	81	928	427	308,0	620,0	70,10	201,0	28,90	9,04	20,50	3,09	17,00	3,27	9,28	1,23	6,65	0,94	17,0	6,0	21,1	3,4
CA-MSJ-46	2	60	12	272	10700	92	13760	58	508	301	209,0	446,0	50,10	146,0	20,60	6,49	14,30	2,19	12,30	2,29	6,27	0,83	4,59	0,62	10,3		12,5	2,1
CA-MSJ-54B	4	60	19	248	5587	75	8308	52	583	275	232,0	420,0	43,30	123,0	17,10	5,26	11,80	1,83	9,84	1,98	5,34	0,73	4,39	0,61	10,4	8,0	14,7	2,5
CA-MSJ-44B	2	50	11	225	11550	88	13200	48	50	270	197,0	391,0	41,80	116,0	15,90	5,11	11,10	1,67	9,61	1,91	5,18	0,69	3,88	0,52	8,9	6,0	11,3	1,6
CA-MSJ-1			15	198	9374	67	12953	35	458	255	136,0	293,9	30,8	93,5	12,70	4,50	10,36	1,38	7,50	1,40	3,74	0,53	3,20	0,41	9,5		11,0	2,3
CA-MSJ-11		5	32	109	5672	103	6090	25	374	183	105,1	210,6	21,2	63,0	8,30	2,82	6,41	0,87	4,68	0,94	2,57	0,36	2,20	0,31	7,7		9,6	1,8
CA-MSJ-51A		40	9	138	6706	153	9560	29	445	197	140,0	250,0	24,50	64,4	8,17	2,66	5,77	0,92	5,17	1,05	3,08	0,46	2,96	0,44	7,4	8,0	13,0	2,8
CA-MSJ-92	1	30	9	117	5640	181	8508	27	458	143	119,0	220,0	23,60	66,4	9,44	3,02	6,83	1,03	5,41	1,05	3,06	0,42	2,36	0,36	7,2	9,0	14,8	3,3
CA-MSJ-79D	3		9	39	1936	163	2133	5	313	25	63,3	83,5	7,37	19,9	2,70	0,54	1,54	0,20	0,99	0,20	0,53	0,07	0,49	0,08	4,5	11,0	20,7	2,6
CA-MSJ-57		30	5	56	633	77	2838	28	310	97	99,6	187,0	21,70	70,1	10,80	6,77	7,38	1,07	5,79	1,08	3,04	0,40	2,14	0,32	5,8	9,0	9,7	2,2
CA-MSJ-55A		30	8	83	2020	106	3108	26	375	132	120,0	205,0	21,10	62,3	9,34	4,22	6,47	0,90	4,98	1,02	2,61	0,35	2,25	0,32	5,9	12,0	13,1	2,8
CA-MSJ-51E			14	75	4627	408	5935	16	211	100	75,8	137,0	13,90	38,9	5,11	1,71	3,60	0,56	3,10	0,62	1,77	0,24	1,41	0,20	3,7		5,5	0,9
CA-MSJ-62		20	6	37	1041	122	2379	27	331	112	104,0	199,0	22,40	66,8	9,68	3,65	6,59	1,08	5,68	1,10	2,96	0,39	2,27	0,31	6,1	9,0	9,8	2,0
CA-MSJ-58A		20	12	74	2680	164	3641	17	387	114	90,8	143,0	13,20	32,1	4,34	1,32	2,95	0,44	2,52	0,54	1,71	0,28	1,82	0,29	6,0	12,0	14,3	3,5
CA-MSJ-64			9	58	3405	377	4491	10	241	58	52,6	85,6	8,48	23,9	3,39	1,09	2,12	0,34	1,90	0,36	1,07	0,16	1,00	0,14	3,4	9,0	10,1	2,5
CA-MSJ-74B			9	42	1407	312	2169	19	447	149	135,0	208,0	19,00	47,0	5,74	1,73	3,72	0,55	3,16	0,66	2,09	0,30	1,84	0,28	7,4	15,0	17,1	3,4
CA-MSJ-74A			9	38	373	162	917	16	639	123	121,0	162,0	13,30	31,8	3,69	1,14	2,77	0,42	2,45	0,56	1,79	0,31	2,20	0,33	9,6	16,0	22,3	5,3
CA-MSJ-29			31	58	348	148	955	16	553	152	108,2	164,3	13,4	35,2	4,30	1,20	3,28	0,51	2,74	0,54	1,81	0,29	2,20	0,33	9,4		17,3	4,3
CA-MSJ-54A			11	35	884	163	1966	13	218	111	85,0	139,0	12,50	30,3	3,64	1,06	2,40	0,36	2,13	0,46	1,38	0,19	1,20	0,18	4,0	7,0	6,2	0,8
CA-MSJ-49 I			8	32	288	161	859	19	854	132	114,0	159,0	13,10	31,4	3,64	1,10	2,44	0,43	2,73	0,62	2,07	0,35	2,56	0,45	12,1	15,0	27,2	7,4
CA-MSJ-47A			12	23	437	173	1076	21	624	177	129,0	190,0	16,40	37,8	4,45	1,06	2,93	0,52	3,24	0,71	2,50	0,40	2,80	0,49	9,4	16,0	25,8	3,1
CA-MSJ-37			23	43	113	117	636	17	456	143	105,3	154,6	11,5	26,5	2,70	0,81	2,24	0,39	2,18	0,55	2,01	0,37	2,90	0,43	8,1		17,6	3,7
CA-MSJ-55B			10	20	49	124	382	14	600	134	109,0	148,0	11,60	25,0	2,43	0,68	1,72	0,29	1,94	0,46	1,58	0,27	2,16	0,34	8,4	12,0	18,4	3,7
CA-MSJ-68			8	26	184	216	458	24	653	149	172,0	244,0	20,10	44,1	4,93	0,92	3,40	0,57	3,65	0,83	2,64	0,43	3,06	0,51	11,1	18,0	30,3	3,2
CA-MSJ-49 (II)			7	21	118	157	642	21	619	187	160,0	230,0	18,50	39,9	4,33	1,19	2,67	0,46	3,08	0,72	2,35	0,38	2,87	0,48	9,2	13,0	20,7	4,3

## Norma CIPW

Amostra	PI	Or	Ne	Lct	Crn	Di	OI	Lr	llm	Mag	Ар	Cal	Total
CAMSJ-1	23,71	43,97	10,80	0,00	0,00	8,59	2,09	0,00	4,73	2,74	0,63	2,73	99,99
CAMSJ-11	27,70	42,14	14,76	0,00	0,00	6,48	1,31	0,00	2,89	2,23	0,39	2,07	99,97
CAMSJ-29	16,44	49,11	24,80	0,00	0,74	0,00	1,98	0,00	1,08	1,26	0,21	3,50	99,99
CAMSJ-30	24,92	3,84	10,27	8,90	0,00	30,41	2,05	0,00	13,03	3,25	1,55	1,80	100,02
CAMSJ-37	18,11	47,87	27,11	0,00	0,00	2,29	0,70	0,00	0,82	1,06	0,07	1,96	99,99
CAMSJ-44b	26,05	38,06	11,23	0,00	0,00	10,68	2,02	0,00	6,00	3,28	0,93	1,75	100,00
CAMSJ-46	20,25	35,34	12,28	0,00	0,00	16,20	2,94	0,00	7,20	2,17	1,20	2,43	100,01
CAMSJ-47a	22,79	56,56	12,82	0,00	2,35	0,00	1,75	0,00	0,93	1,16	0,16	1,50	100,02
CAMSJ-49 I	23,73	42,43	25,74	0,00	0,47	0,00	2,00	0,00	0,84	1,28	0,14	2,93	100,02
CAMSJ-49 II	23,85	47,45	18,40	0,00	2,15	0,00	1,62	0,00	0,63	1,01	0,09	2,83	99,99
CAMSJ-5	12,26	33,21	10,45	0,00	0,00	16,90	4,27	0,00	11,28	2,42	2,22	6,98	99,99
CAMSJ-51a	22,02	51,65	12,53	0,00	0,00	0,02	3,80	0,00	3,42	2,10	0,44	4,00	99,98
CAMSJ-51e	3,12	70,18	12,24	0,99	2,75	0,00	2,27	0,00	1,90	1,44	0,32	4,78	99,99
CAMSJ-52b	21,26	0,00	11,18	15,38	0,00	28,87	2,62	1,91	12,61	3,26	1,62	1,27	99,98
CAMSJ-54a	13,07	56,14	23,62	0,00	0,00	1,55	1,33	0,00	1,25	1,32	0,16	1,55	99,99
CAMSJ-54b	20,74	32,62	14,18	0,00	0,00	18,55	0,48	0,00	6,21	3,68	1,39	2,16	100,01
CAMSJ-55a	20,87	46,57	19,14	0,00	0,00	5,71	0,93	0,00	2,73	2,19	0,39	1,46	99,99
CAMSJ-55b	20,99	48,70	24,05	0,00	0,00	1,45	1,16	0,00	0,84	1,13	0,07	1,64	100,03
CAMSJ-57	25,93	53,07	8,22	0,00	0,00	4,77	1,02	0,00	3,06	2,17	0,46	1,30	100,00
CAMSJ-58a	16,83	51,77	22,18	0,00	0,00	1,88	1,64	0,00	1,79	1,62	0,25	2,05	100,01
CAMSJ-58b	9,11	0,00	11,96	17,89	0,00	33,86	7,75	0,21	9,97	3,55	4,45	1,23	99,98
CAMSJ-60a	6,84	0,51	13,98	19,53	0,00	34,36	5,84	0,00	9,65	3,32	4,31	1,66	100,00
CAMSJ-62	26,49	52,36	11,83	0,00	0,00	0,88	2,05	0,00	2,15	1,70	0,28	2,27	100,01
CAMSJ-64	3,58	64,77	21,00	0,00	2,01	0,00	1,89	0,00	1,46	1,29	0,23	3,75	99,98
CAMSJ-65	12,29	20,25	11,69	6,60	0,00	29,03	2,15	0,00	10,50	3,26	1,51	2,73	100,01
CAMSJ-68	27,00	57,21	1,93	0,00	6,45	0,00	1,88	0,00	0,61	1,13	0,09	2,35	100,01
CAMSJ-68b	14,32	4,62	7,29	14,73	0,00	28,04	8,68	0,00	10,86	3,52	5,28	2,68	100,02
CAMSJ-68c	12,81	1,52	14,39	16,28	0,00	32,07	6,50	0,00	9,02	3,54	2,59	1,30	100,02
CAMSJ-74a	20,46	47,28	24,91	0,00	0,00	0,51	1,85	0,00	1,06	1,29	0,21	2,43	100,00
CAMSJ-74b	12,52	56,67	21,96	0,00	0,00	1,21	1,79	0,00	1,63	1,54	0,28	2,39	99,99
CAMSJ-79d	26,65	62,52	2,34	0,00	0,00	3,72	1,75	0,00	0,55	1,32	0,23	0,91	99,99

**APÊNDICE F** – Tabelas das composições de geoquímica isotópica das principais rochas do Morro de São João

Amostra	Rocha	Idade	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _(m)	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _(i)	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd _(m)	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd _(i)	εNd _(i)	T _{DM} (Ma)
CA-MSJ-54	Malignito	98.7	0.704939	0.704902367	0.512444	0.512390	-2.4	716
CA MSJ-74A	Eonolito	65.9	0 705396	0 705006359	0.512420	0.512400	-3.0	587
CA-MSJ-51E	Nefelina sienito	65.9	0.705103	0.704916787	0.512439	0.512405	-2.9	699
CA-MSJ-92	Nefelina monzosienito	65.9	0.704934	0.704876374	0.512432	0.512395	-3.1	739
CA-MSJ-79D	Nefelina monzosienito	65.9	0.707778	0.707571002	0.511462	0.511427	-22.0	1757
CA-MSJ-57	Álcali-feldspato sienito com nefelina	65.9	0.705537	0.705463507	0.512405	0.512365	-3.7	812
CA-MSJ-58B	Essexito	98.7	.,	.,	-,	-,	- /	
CA-MSJ-55B	Fonolito	65,9	0,705873	0,704993718	0,512395	0,512370	-3,6	652
CA-MSJ-47A	Fonolito	65,9	0,705408	0,704972484	0,512406	0,512381	-3,4	643
CA-MSJ-58A	Sienito	65,9	0,705009	0,704886991	0,512436	0,512401	-3,0	713
CA-MSJ-54A	Fonolito	65.9	0.705256	0.705031418	0.512405	0.512374	-3.5	702
CA-MSJ-68C	Malignito	98,7	0,704863	0,704770813	0,512449	0,512179	-6,5	-512
CA-MSJ-65	Essexito	98,7	0,704898	0,704795306	0,512441	0,512385	-2,5	735
CA-MSJ-55A	Sienito	65,9	0,705161	0,705068616	0,512421	0,512382	-3,3	778
Amostra	Rocha	Idade	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb _(m)	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb _(i)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb _(m)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb _(i)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb _(m)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb _(i)
CA-MSJ-54	Malignito	98,7	38,683	38,109	15,503	15,489	18,300	18,000
CA MSJ-74A	Fonolito	65,9	38,460	38,170	15,503	15,493	18,214	18,003
CA-MSJ-51E	Netelina sienito	65,9	38,513		15,489		18,174	
CA-MSJ-92	Nefelina monzosienito	65,9	38,488	38,145	15,500	15,489	18,230	17,999
CA-MSJ-79D	Nefelina monzosienito	65,9	38,969	38,577	15,535	15,528	18,053	17,902
CA-MSJ-57	Alcali-feldspato sienito com nefelina	65,9	38,634	38,409	15,529	15,522	18,309	18,151
CA-MSJ-58B	Essexito	98,7	38,802		15,526		18,466	
CA-MSJ-55B	Fonolito	65,9	38,401	38,082	15,501	15,492	18,120	17,927
CA-MSJ-47A	Fonolito	65,9	38,657	38,321	15,514	15,508	18,195	18,071
CA-MSJ-58A	Sienito	65,9	38,434	38,186	15,496	15,487	18,188	18,001
CA-MSJ-54A	Fonolito	65,9	38,401	38,217	15,501	15,498	18,097	18,029
CA-MSJ-68C	Malignito	98,7	38,834		15,520		18,400	
CA-MSJ-65	Essexito	98,7	39,010	37,912	15,507	15,481	18,471	17,936
CA-MSJ-55A	Sienito	65,9	38,536	38,309	15,512	15,505	18,236	18,089
Amostra	Rocha	Idade	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf _(m)	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf _(i)	εHf _(i)	Т _{сник} (Ма)	-	
CA-MSJ-54	Malignito	98,7	0,282685	0,282684018	-3,6	1841	-	
CA MSJ-74A	Fonolito	65,9	0,282677	0,282676577	-3,8	1835		
CA-MSJ-51E	Nefelina sienito	65,9	0,282683	0,282682321	-3,6	1856		
CA-MSJ-92	Nefelina monzosienito	65,9	0,282675	0,282674383	-3,9	1967		
CA-MSJ-79D	Nefelina monzosienito	65,9	0,282373	0,282372774	-14,6	6628		
CA-MSJ-57	Álcali-feldspato sienito com nefelina	65,9	0,28265	0,28264931	-4,8	2461		
CA-MSJ-58B	Essexito	98,7	0,282654	0,282652994	-4,6	2422		
CA-MSJ-55B	Fonolito	65,9	0,282636	0,282635494	-5,3	2584		
CA-MSJ-47A	Fonolito	65,9	0,282662	0,28266136	-4,4	2213		
CA-MSJ-58A	Sienito	65,9	0,282674	0,282673401	-3,9	1975		
CA-MSJ-54A	Fonolito	65,9	0,282659	0,282658433	-4,5	2222		
CA-MSJ-68C	Malignito	98,7	0,282686	0,282685099	-3,5	1792		
CA-MSJ-65	Essexito	98,7	0,282685	0,282684072	-3,5	1820		
CA-MSJ-55A	Sienito	65,9	0,282665	0,282664324	-4,3	2180		

**APÊNDICE G –** Tabelas dos resultados analíticos de U-Pb das rochas do Morro de São João

Amostra	U	Th	206Pbcomum	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ L	J	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸	Ъ	206Pb/238U vs, 207Pb/235U		
	(ppm)	(ppm)	ooman		média	2σ	média	2σ	erro (%)		
CA-MSJ-Z-02_001	54	825	0,09807	15,92	0,06100	0,01	0,01018	0,00	0,31		
CA-MSJ-Z-02_002	39	418	0,08026	11,23	0,06001	0,01	0,01004	0,00	0,32		
CA-MSJ-Z-02_003	<del>319</del>	47	0,00100	<del>0,15</del>	4,18937	0,17	0,26255	<del>0,01</del>	<del>0,57</del>		
CA-MSJ-Z-02_004	774	<del>107</del> 4	<del>0,01394</del>	<del>1,48</del>	<del>0,06828</del>	0,00	<del>0,01017</del>	0,00	<del>0,37</del>		
CA-MSJ-Z-02_005	33	304	<del>0,25430</del>	<del>9,95</del>	<del>0,14429</del>	0,02	<del>0,01079</del>	0,00	<del>0,33</del>		
CA-MSJ-Z-02_006	<del>279</del>	<del>49</del>	<del>0,01735</del>	<del>0,19</del>	<del>0,06905</del>	0,00	<del>0,01028</del>	<del>0,00</del>	<del>0,30</del>		
CA-MSJ-Z-02_007	4	<del>16</del>	<del>0,86753</del>	<del>18,3</del> 4	484,77208	<del>60,64</del>	4,10253	<del>0,52</del>	<del>0,99</del>		
CA-MSJ-Z-02_008	4 <del>79</del>	262	<del>0,01585</del>	<del>0,59</del>	<del>0,07399</del>	0,00	0,01025	0,00	<del>0,31</del>		
CA-MSJ-Z-02_009	274	425	0,00083	1,64	0,09592	0,01	0,01044	0,00	0,30		
CA-MSJ-Z-02_010	425	506	0,00847	1,29	0,07237	0,00	0,01011	0,00	0,31		
CA-MSJ-Z-02_011	<del>58</del>	<del>42</del>	<del>0,00013</del>	<del>0,68</del>	<del>5,52167</del>	<del>0,23</del>	<del>0,33789</del>	<del>0,02</del>	<del>0,38</del>		
CA-MSJ-Z-02_012	4 <del>5</del>	2	<del>0,00062</del>	<del>0,05</del>	<del>0,8015</del> 4	0,04	<del>0,09447</del>	0,00	<del>0,3</del> 4		
CA-MSJ-Z-02_013	<del>68</del>	<del>13</del> 4	<del>0,00122</del>	<del>2,13</del>	<del>6,08694</del>	<del>0,25</del>	<del>0,36376</del>	<del>0,02</del>	<del>0,62</del>		
CA-MSJ-Z-02_014	32	438	0,00833	14,89	0,08341	0,01	0,01064	0,00	0,06		
CA-MSJ-Z-02_015	<del>189</del>	<del>515</del>	<del>0,00140</del>	<del>2,97</del>	<del>0,07302</del>	0,01	<del>0,01087</del>	0,00	<del>0,38</del>		
CA-MSJ-Z-05_001	2376	93	0,00271	0,03	0,09199	0,00	0,01415	0,00	0,42		
CA-MSJ-Z-05_002	744	20	0,00102	0,01	0,09989	0,01	0,01360	0,00	0,33		
CA-MSJ-Z-05_003	1197	47	0,04712	0,01	0,10951	0,01	0,01500	0,00	0,34		
CA-MSJ-Z-05_004	- <del>19940</del>	<del>-3860</del>	0,02715	2,28	0,07811	0,01	0,01108	0,00	0,36		
CA-MSJ-Z-05_005	<del>-5307</del>	<del>-60</del>	0,00221	0,02	0,09907	0,00	0,01427	0,00	0,35		
CA-MSJ-Z-05_006	<del>-2003</del>	-17	0,01645	0,01	0,10513	0,01	0,01403	0,00	0,34		
CA-MSJ-Z-05_007	<del>-2</del> 41	-2	0,00265	0,03	0,10411	0,01	0,01435	0,00	0,31		
CA-MSJ-Z-05_008	<del>-2663</del>	- <del>11162</del>	0,00552	6,03	0,08132	0,00	0,01099	0,00	0,34		
CA-MSJ-Z-05_009	<del>-1539</del>	<del>-8040</del>	<del>0,00188</del>	<del>7,2</del> 4	<del>0,08358</del>	0,01	0,01115	0,00	<del>0,37</del>		
CA-MSJ-Z-05_010	θ	4	<del>0,76581</del>	<del>-20,10</del>	<del>516,34802</del>	<del>120,72</del>	<del>3,68567</del>	<del>0,94</del>	<del>0,88</del>		
CA-MSJ-Z-05_011	-3869	- 14741	<del>0,00950</del>	<del>5,05</del>	<del>0,08338</del>	<del>0,00</del>	<del>0,01109</del>	<del>0,00</del>	<del>0,31</del>		
CA-MSJ-Z-05_012	-457	<del>-581</del>	<del>0,00086</del>	<del>1,66</del>	<del>0,07942</del>	0,01	<del>0,01097</del>	0,00	<del>0,31</del>		
CA-MSJ-Z-05_013	-365	-395	<del>0,00588</del>	<del>1,41</del>	<del>0,08233</del>	0,01	<del>0,01072</del>	0,00	<del>0,3</del> 4		
CA-MSJ-Z-05_014	0	θ	<del>9,00595</del>	<del>117,35</del>	<del>22,64778</del>	<del>9,20</del>	<del>0,18553</del>	<del>0,08</del>	<del>0,16</del>		
CA-MSJ-Z-05_015	<del>-937</del>	<del>-18</del>	0,01524	0,02	0,10323	0,00	0,01396	0,00	0,49		

	207Pb/235L	J	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ L	J	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ P	Concordância	
Amostra	média idade	2σ (propagad o)	média idade	2σ (propagad o)	média idade	2σ (propagad o)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U vs, ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U
CA-MSJ-Z- 02_001	59,25	9,32	65,31	3,86	-283,90	375,17	110
CA-MSJ-Z- 02_002	57,58	12,21	64,42	3,81	191,45	343,34	112
CA-MSJ-Z- 02_003	<del>1670,53</del>	<del>33,95</del>	<del>1502,02</del>	<del>62,82</del>	<del>1931,07</del>	<del>33,82</del>	<del>90</del>
CA-MSJ-Z- 02_004	<del>67,45</del>	3,59	<del>65,23</del>	<del>3,15</del>	<del>159,52</del>	<del>87,88</del>	<del>97</del>
CA-MSJ-Z- 02_005	<del>134,92</del>	<del>20,19</del>	<del>69,20</del>	<del>4,09</del>	<del>1393,86</del>	<del>272,39</del>	<del>51</del>
CA-MSJ-Z- 02_006	<del>67,68</del>	<del>4,69</del>	<del>65,91</del>	<del>3,26</del>	<del>91,89</del>	<del>140,48</del>	<del>97</del>
CA-MSJ-Z- 02_007	<del>6046,48</del>	<del>111,27</del>	<del>9534,31</del>	<del>569,10</del>	<del>4752,56</del>	<del>61,97</del>	<del>158</del>
CA-MSJ-Z- 02_008	72,40	4,11	<del>65,72</del>	<del>3,36</del>	<del>306,46</del>	<del>105,91</del>	91
CA-MSJ-Z- 02_009	92,67	5,43	66,94	3,23	807,57	100,75	72
CA-MSJ-Z- 02_010	70,82	4,25	64,83	3,37	256,41	124,14	92
CA-MSJ-Z- 02_011	<del>1901,51</del>	<del>36,08</del>	<del>1874,86</del>	<del>76,25</del>	<del>1980,35</del>	<del>35,56</del>	<del>99</del>
CA-MSJ-Z- 02_012	<del>595,47</del>	<del>25,20</del>	<del>581,61</del>	<del>26,93</del>	<del>658,87</del>	<del>89,28</del>	<del>98</del>
CA-MSJ-Z- 02_013	<del>1986,36</del>	<del>36,16</del>	<del>1996,97</del>	<del>81,01</del>	<del>2032,78</del>	<del>33,88</del>	<del>101</del>
CA-MSJ-Z- 02_014	77,20	13,85	68,23	4,17	918,46	294,11	88
CA-MSJ-Z- 02_015	71,29	<del>7,95</del>	<del>69,71</del>	4 <del>,30</del>	72,47	<del>240,53</del>	<del>98</del>
CA-MSJ-Z- 05_001	89,53	4,27	90,54	4,46	91,72	77,70	101
CA-MSJ-Z- 05_002	96,53	5,25	87,04	4,18	261,83	101,87	90
CA-MSJ-Z- 05_003	105,04	6,07	95,93	4,95	274,65	103,60	91
CA-MSJ-Z- 05_004	76,02	7,27	71,05	3,89	119,00	211,62	93
CA-MSJ-Z- 05_005	95,76	4,31	91,33	4,44	180,76	68,12	95
CA-MSJ-Z- 05_006	101,27	4,77	89,79	4,41	311,58	75,27	89
CA-MSJ-Z- 05_007	99,44	10,16	91,83	5,68	169,76	232,47	92
CA-MSJ-Z- 05_008	79,28	3,61	70,45	3,28	250,34	69,55	89
CA-MSJ-Z- 05_009	<del>81,42</del>	<del>5,53</del>	71,50	<del>4,03</del>	<del>258,20</del>	<del>136,63</del>	88
CA-MSJ-Z-	<del>6318,07</del>	<del>269,66</del>	7849,80	<del>1842,01</del>	4645,64	72,70	<del>12</del> 4

05 040								
05_010								
<del>CA-MSJ-Z-</del> 05_011	<del>81,29</del>	<del>3,34</del>	<del>71,10</del>	<del>3,30</del>	<del>261,81</del>	<del>54,00</del>	<del>87</del>	
CA-MSJ-Z- 05 012	77,34	7,47	70,30	4,35	67,28	232,67	91	
CA-MSJ-Z- 05-013	80,00	7,34	<del>68,72</del>	<del>3,65</del>	<del>134,66</del>	210,90	86	
CA-MSJ-Z- 05_014	<del>3372,02</del>	<del>268,63</del>	<del>598,50</del>	4 <del>86,25</del>	<del>3173,76</del>	<del>288,83</del>	<del>18</del>	
CA-MSJ-Z- 05_015	99,66	4,44	89,36	4,42	145,65	65,33	90	

## APÊNDICE H - Produtos (artigos científicos) gerados

# ARTIGO 1 - Petrological implications of melanite in the rocks of the Morro de São João Alkaline Complex, Casimiro de Abreu, Rio de Janeiro, Brazil

ARTICLE

https://doi.org/10.1590/2317-4889202420240016



## Petrological implications of melanite in the rocks of the Morro de São João Alkaline Complex, Casimiro de Abreu, Rio de Janeiro, Brazil

Mariana Bessa Fagundes* (a), Anderson Santos (b), Mauro Geraldes' (a), Sérgio de Castro Valenter (a), Eliane Guedes (a), Theresa Rocco Pereira Barbosá (b), Júlio Lopes (b)

#### Abstract

This article presents a study of the titanium-rich andradite garnet, melanite, which occurs in the rocks of the Morro de São João Alkaline Complex, of Paleocene age, located in the district of Casimiro de Abreu, southeast of the state of Rio de Janeiro, Brazil. The complex comprises fel sic to mafic syenitic rocks associated with pseudoleucite. The garnet-bearing rocks are composed of a mineralogical assemblage rich in Ti and Ca, consisting mainly of alkali-feldspar, nepheline, clinopyroxene and amphiboles rich in calcium, and accessory phases containing titanite, titanite-rich magnetite, apatite, annite, and melanite. This mineral has contents of up to 4860 itst /hcTaOular constituents include andradite (73.54%), grossular (17.09%), and hutcheonite (9.34%). The presence of melanite, mainly associated with calcium clinopyroxene, indicates a crystallization environment characterized by conditions of high oxygen fugacity and the influence of mantle metasomatism at its source. Furthermore, as this garnet is the result of late crystallization, its presence indicates that the bearing rocks, even the most parental ones, are evolved rocks, given the low contents of MgO (< 8.14 wt.%) and Ni (< 60 ppm), as opposed to the high levels of Ba (< 10,840 ppm), Rb (< 464 ppm), and Sr (< 10,000 ppm).

KEYWORDS alkaline magmatism; melanite; titanium-rich andradite; compositional zoning; disequilibrium textures; oxygen fugacity; mantle metasomatism; crustal assimilation.

'Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia, Programa de Pós-graduação em Geociências – Rio de Janeiro (RJ), Brazil. CEP: 20551-100. E-mail: marianafbessa@gmail.com

²Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia, Departamento de Mineralogia e Petrologia Ígnea, Grupos Tektos and GeoAtlântico – Rio de Janeiro (RJ), Brazil. E-mail: andersonsantos@ dmpi.com.br

¹Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia, Departamento de Mineralogia e Petrologia Ígnea, Laboratório Multiusuário de Meio Ambiente e Materiais – Rio de Janeiro (RJ), Brazil. E-mail: geraldes@uerj.br

⁴Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Departamento de Petrologia e Geotectônica, Laboratório de Modelagem e Evolução Geológica – Seropédica (RJ), Brazil. E-mail: labmeg.ufrrj@gmail.com

¹Museu Nacional - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Departamento de Geologia e Paleontologia, Programa de Pós-graduação em Patrimônio Geopaleontológico – Rio de Janeiro (RJ), Brazil. E-mail: equedes@mn.ufri.br

⁴Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Laboratório de Modelagem e Evolução Geológica – Seropédica (RJ), Brazil. E-mail: theresa.rocco@gmail.com

'Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Programa de Pós-Graduação em Modelagem e Evolução Geológica – Seropédica (RJ), Brazil. E-mail:juliogeo@ufrrj.br

Corresponding author.

#### Supplementary data

The supplementary table with mineral chemistry data and compiled stepsental and isotopic geochemistry data can be found at _______ org/10.48331/scielodata.QPTP4D.



© 2024 The authors. This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons license.

#### **1 INTRODUCTION**

Traditionally, "garnet" refers to six minerals; almandine, pyrope, spessartite, andradite, grossular, and uvarovite. Melanite is a titanium-rich variation of andradite garnet. However, it is cor rect to refer to the mineral as aluminum-rich andradite (Agrosi et al., 2002; Nickel & Mandarino, 1987). Some mineral variet ies, such as melanite and kunzite (a variety of spodumene, for example), are used for definitional purposes. Nevertheless, this practice is not o all cially sanctioned by the Commission on New Minerals and Mineral Names (CNMMN). For ease of reading, the name melanite will be used in this article.

The general chemical formula of melaniteZcox. This mineral is typically found in silica-undersaturated rocks and is distinguished by substituting AI, Fe, and Ti in the octa hedral (Y) and tetrahedral (Z) sites. Fe and Ti can occur in different valence states, such affer TP*, and Tr, and can be distributed in different crystallographic sites (Agrosi et al., 2002). However, foreferentially occupies the-octa hedral (Y) site, while Feccupies the tetrahedral (Z) site (Armbruster et al., 1998).

The occurrence of this mineral has been documented by Brotzu et al. (1997, 2007), Fagundes (2020), Gomes (1969), Rosa (2017), Ruberti et al. (2011), Vlach et al. (2018), and in alkaline complexes and massifs in the southeast of Brazil, in and around the Ponta Grossa Arch and Poços de Caldas -Cabo Frio (PCCF) Alkaline Alignment. However, this article focuses on the PCCF bodies, specifically in the Morro de São João Alkaline Complex.

In the context of the PCCF, melanite-bearing rocks are nepheline syenite or their subvolcanic counterparts like pho nolites (Brotzu et alg97, 2007; Gomes et al., 1968; Rosa & Ruberti, 2018; Ruberti et al., 2005, 2011; Vlach et al., 2018). They are also present in ijolites, lamproites, and their volcanic and subvolcanic counterparts.

This research aims to examine the importance of melanite in the formation of Morro de São João (Fig. 1) using mineralogical and textural analysis in order to obtain data on the origin, conditions of occurrence, and petrologisal impli cations of this mineral, as well as to establish comparisons with previously known occurrences. The data were obtained using conventional optical mineralogy techniques, such as electron microprobe for quantitative elemental analysis by wavelength-dispersive spectroscopy (WDS) for clinopy roxene, amphibole, mica, oxide, and melanite crystals, and compositional maps obtained by quantitative elemental anal ysis by energy-dispersive spectroscopy (EDS) for melanite. To discuss the source that generated the melanite-bearing rocks, isotopic and elemental geochemical data were compiled from Brotzu et al. (2007), Fagundes (2020), Guarino et al. (2021), Mota (2012), Mota et al. (2009), Rosa and Ruberti (2018), Thompson et al. (1998), and Ulbrich et al. (2003).

#### **2 GEOLOGICAL SETTINGS**

Following a prolonged period of tectonic stability in the Lower Cretaceous, a succession of dike swarms occurred, resulting in the fragmentation of the supercontinent Gondwana and, subsequently, the formation of the Atlantic Ocean opening (Almeida et al., 2021). In the Cretaceous-Paleocene, the higher-altitude regions experienced isostatic instability, resulting in gravitational collapse and the formation of a series of tafrogenic basins extend ing from Paraná to northern Rio de Janeiro. Riccomini et al. (2004, 2005) documented this geological phenomenon as the Continental Rift of Southeastern Brazil (CRSB).

The intense formation of shear zones in the Ribeira Belt in southeastern Brazil resulted in the reactivation of faults, typical to both the coastline during the Paleogene and trans current faults in the Neogene (Almeida, 1976, 1983; Almeida et al., 2021; Riccomini et al., 2004; Zalán & Oliveira, 2005). The occurrence of magmatic activity, specifically alkaline intrusions, is closely linked to the formation and evolution of the CRSB. Several alkaline provinces in southeastern Brazil (Almeida, 1983; Riccomini et al., 2005) indicate alkaline mag matism during the Upper Cretaceous and Paleocene periods on the South American Platform.

In this context, the PCCF, previously named the Cabo Frio Magmatic Lineament (Almeida, 1991), is located in the southern



MSJ: Morro de São João.

Figure 1. Location and geological map of Morro de São João re-interpreted from Fagundes (2020) with the occurrence of melanite and those selected for WDS and EDS analyses.



region of Minas Gerais and extends along the coastal area of Rio de Janeiro. Its central massifs and complexes are Poços de Caldas, Passa Quatro, Itatiaia, Mendanha, Tanguá, Rio Bonito, Ilha de Cabo Frio, and Morro de São João located at the eastern end of the alignment and on the edge of the Campos offshore sedimentary basin.

The alignment exhibits a west-northwest to east-southeast structural orientation, defined by a series of plutonic bodies predominantly comprising nepheline syenites, syenites, pho nolites, and trachytes. In select instances, these complexes may also contain pseudoleucite. In contrast to the felsic manifesta tions of the PCCF, mafic foide-syenites (malignite - Fagundes, 2020) and gabbros with modal and normative nepheline (essex ite) are found in abundance in Morro de São João (Brotzu et al., 2007; Fagundes, 2020; Mota, 2012; Mota et al., 2009). Some of them display a cumulative texture.

The melanite described in PCCF rocks (Fig. 2) are depicted in Poços de Caldas Alkaline Massif, MG/SP (Vlach et al., 2018), Itatiaia Alkaline Massif, RJ/MG (Brotzu et al., 1997; Rosa & Ruberti, 2018), and Morro de São João Alkaline Complex (Brotzu et al., 2007; Fagundes, 2020). The main information, including age, lithological association, and isotopic geochemistry, is presented in Table 1, providing a comprehensive over view of the geological characteristics.

In a local context, Morro de São João is part of the Cabo Frio Terrain - Ribeira Belt. The terrain is dominated by Paleoproterozoic migmatitic orthogneisses and weakly foli ated granitoids of ca. 1.9 Ga, the Região dos Lagos Complex (Fonseca, 1993; Schmitt et al., 2016; Zimbres et al., 1990). It was amalgamated with the Eastern Terrane of the Ribeira Belt at ca. 520 Ma (Fernandes et al., 2015; Heilbron et al., 2016; Schmitt et al., 2016) in the so-called M2 event or Búzios orogeny.

#### **3 MATERIALS AND METHODS**

A total of 94 samples were gathered during three separate field campaigns conducted at Morro de São João. Seventyeight samples were chosen for petrographic analysis, with a subset of 12 samples specifically set aside for subsequent min eral chemistry analysis.

Electron microscopy techniques such as WDS were employed to analyze the chemical characterization of several minerals. The electron microprobe utilized in this study was a JEOL JXA-8230 5-spectrometer located at LABSONDA, in the Rio de Janeiro Federal University, Brazil. The experimental parame ters employed consisted of two different analytical conditions: 15 and 20 kV (specifically for the oxide minerals). -The elec tric current was set at 20 nA, with a beam diameter of 1µ The laboratory employed the analytical procedures outlined in MINM25-53, Mineral Standard of Astimex Scientific Limited, utilizing natural and synthetic minerals as reference standards.



Figure 2. Simplified and schematic map of the tectonic compartments where the PCCF is located according to Heilbron et al. (2004, 2016) and Riccomini et al. (2004), highlighting the MSJ. (1) São Francisco Craton; (2) Brasilia Belt; (3) Cabo Frio Terrain; (4) Eastern Terrain - Coastal Domain; (5) Eastern Terrain - Rio Negro Magmatic Arc; (6) Paralba do Sul Klippe; (7) Western Terrain; (8) Paraná Basin; (9) Upper Cretaceous to Eocene alkaline bodies; (10) CRSB sedimentary basins: A - São Paulo; B - Taubaté; C - Resende; D - Volta Redonda; E - Macacu; F - Itaboraí; G - Barra de São João; (11) Cenozoic sediments; (12) reverse faults, nappes; (13) PCCF; and (14) boundaries of the CRSB grabens. The dashed line represents the alignment. The massifs and alkaline complexes are as follows: 1 - Poços de Caldas (Ulbrich et al. 2003); 2 - Passa Quatro (Sonoki & Garda, 1988); 3 - Itatiaia (Rosa & Rubetti, 2018); 4 - Morro Redondo (Mota, 2012); 5 - Marapicu (Mota, 2012); 6 - Mendanha (Mota, 2012); 7 - Tinguá (Sonoki & Garda, 1988); 8 - Itaúna (Sonoki & Garda, 1988); 9 - Soarinho (Thompson et al. 1998); 10 - Tanguá (Sonoki & Garda, 1988); 11 - Rio Bonito (Sonoki & Garda, 1988); 12 - Ilha de Cabo Frio (Motoki et al., 2013); and 13 - Morro de São João (Mota, 2012).



Table 1. Summary of the melanite occurrences in the PCCF bodies and their main characteristics: age, lithological association, and isotopic geochemistry

1022-134-222 V	Age (Ma) -	• • • • • • • • • • • • • • • • • • •	Molecular	Isotopic geoche	mistry/mantle sou	rce	
Location	method	Melanite-bearing rocks	components	87Sr/86Sr	143Nd/144Nd	Authors	
Deese de Colde		Necholine cuepites and	Andradite	0.70443-0.70911			
Alkaline Massif – MG/SP	87 – Ar-Ar	with pseudoleucite	hutcheonite, and morimotoite	Between Bu (BSE) and Enr crustal co	1, 2, and 3		
		Dikes of porphyritic	ana	0.70469-0.73406	10.510959-0.51245	7	
Itatiaia Alkaline Massif– RJ/MG	70 – U-Pb	phonolite associated with pseudoleucite and brecci of syenitic fragments	Andradite, hutcheonite, and morimotoite	Between Bu (BSE) and Enr crustal co	4, 5, and 6		
		Nepheline syenite,		0.7049-0.7499	0.512333-0.512428	8	
Morro de São João Alkaline Complex - RJ	64.8 – K-Ar	nepheline monzosyenite, phonolites, and malignite associated or not to pseudoleucite	Andradite, grossular, and hutcheonite	Between Bu (BSE) and Enr crustal co	7, 8, and 9		

Authors: 1 - Thompson et al. (1998); 2 - Vlach et al. (2018); 3 - Guarino et al. (2021); 4 - Brotzu et al. (1997); 5 - Rosa (2017); 6 - Rosa and Ruberti (2018); 7 - Brotzu et al. (2007); 8 - Mota (2012), Mota et al. (2009); 9 - Fagundes (2020).

The chemical formula of melanite was determined using a Microsoft Excel table described by Locock (2008). This table was used for calculating the proportions of the 29 end-members, hypothetical and o # cial by the International Mineralogical outcrops in the form of regolith (Fig. 3C), and observers note Association (IMA - Warr, 2021).

The program PX-NOM, Sturm (2002), was used-to deter mine the clinopyroxene. The Fand Fan, scrotal, were cal culated according to Middlemost (1989). Theomen tration was calculated according to Droop (1987) and the classification by Morimoto et al. (1988).

For the amphibole group, the classification calculations were made using a series of tables in the Microsoft Excel pro gram AMPH2012, proposed by Locock (2014) and named according to Hawthorne et al. (2012).

The compositional maps were obtained using a field emission gun-scanning electron microscope (FEG-SEM), model Sigma 300 VP, Zeiss, equipped with a backscattered electron (BSE) detector, at the Centro de Tecnologia Mineral (CETEM), Rio de Janeiro, Brazil (in English: Mineral Technological Center). In order to perform the detection, a Bruker Quantax-X-ray flu orescence spectrometer (EDS) equipped with Xflash 6I60 sil icon drift detectors was utilized. The experimental parameters include a voltage of 20 kV, an aperture sizempfa@Qua work distance of 8.5 mm. The photos underwent processing

using Bruker software known as ESPRIT, version 2.1.

#### **4 RESULTS**

#### 4.1 Field description

The area studied is delimited in zone 23S within the UTM coordinates 803000-808500-7502000-7508000, comprising the region of Casimiro de Abreu, Rio de Janeiro, Brazil. Morro de São João is a circular, conical body of approximately 10 km² and 700 m high, surrounded by quaternary sediments arranged in alluvium, where sand mining activities for civil works occur. The complex exhibits a topographic elevation line of approxi mately 45°, reaching a height of 400-500 m (Fig. 3A), and talus



of the body. At the same time, metric blocks aggregate from the base to the top (Fig. 3B).

The gneissic basement belonging to the Cabo Frio Terrain its presence as isolated points to the northeast, southeast, and south of the complex, such as in a road cut. Intuitive contact between the alkaline body and the basement occurs from the base, where the elevation of the relief begins.

A feature on the felsic rock blocks is the occurrence of can nelures, as shown in Fig. 3D. This phenomenon, characterized by grooves resulting from weathering, has also been observed in other syenitic massifs in the PCCF, including Itatiaia (Rosa & Ruberti, 2018) and the island of Cabo Frio (Oliveira, 2019).

Tabular structures are observed in all complex sectors (Fig. 3E). Due to the absence of conventional outcrops, the lack of structural data prevents the classification of tabular struc tures as dikes or sills. These structures exhibit a felsic composition and vary in thickness but are measured in centimeters. They associate with all the rocks in the complex.

Interaction structures between the magmas of felsic and mafic composition are observed in blocks throughout the com plex. These features vary in size and show abrupt, polygonal contacts (Fig. 3F) and reaction edges that give rise to rounded shapes and/or diffuse variations between them (Fig. 3G). Centimetric and angular xenoliths are also observed (Fig. 3H) and included in syenitic rocks. In addition, there are unsampled mafic-ultramafic enclaves (Fig. 3I) observed within a mafic syenitic rock. These enclaves have a rounded shape and are approximately 15 cm long.

#### 4.2 Melanite-bearing rocks

Morro de São João comprises holocrystalline, inequigran ular to serial inequigranular, and medium- to coarse-grained rocks. In their modal classification, these rocks are classified as nepheline-bearing alkali-feldspar syenite, nepheline syenite, nepheline-bearing syenite, nepheline monzosyenite, malignite, and essexite, and the main mineralogy consists of alkali-feldspar, nepheline, clinopyroxene, amphibole, and accessory phases deposits are located essentially in the drainages and recesses containing titanite, magnetite, apatite, biotite, and melanite.



Braz. J. Geol. (2024), 54(3): e20240016

Figure 3. Rock distribution and lithological features of Morro de São João. (A) Panoramic view of the Morro de São João Complex; (B) talus deposit, typical feature of Morro de São João; (C) outcrop of regolith from the basement rock; (D) a block with cannelures in a felsic rock; (E) tabular structures; (F and G) interaction features of magmas of different compositions; (H) xenoliths of the host gneissic rock; and (I) mafic enclave hosted in a syenitic rock.



The felsic rocks of Morro de São João have two main char acteristics: they come in large blocks and are often distrib uted in the surrounding areas and at the base of the complex. brown colors at random; (2) regular concentric: green core They are isotropic but exhibit textural variation. The hololeu cocratic felsic types (nepheline-bearing alkali-feldspar syenite, for example) are coarse-grained. At the same time, leucocratic felsic types and those with a mesocratic tendency (nepheline syenite and nepheline monzosyenite, respectively, for example) are medium-grained.

The feldspar crystals are white, sometimes orange, and the nepheline are grayish, both anhedral crystals with-a dull lus ter. It is not possible to distinguish the mafic crystals without the aid of additional instrumentation. However, the crystals are anhedral and thick. The felsic samples exhibit medium- to coarse-grained, caramel-colored prismatic titanites.

The mafic rocks are arranged in blocks throughout the com plex but are more frequent at higher elevations. The mesocra tic mafic types (malignite, for example) are medium-grained and visibly show white feldspar, gravish nepheline, and medi um-grained black tabular mafic crystals. In contrast, the mela nocratic mafic types (essexite, for example) are medium- to coarse-grained and sometimes have a cumulate texture with amphibole macro crystals up to 1 cm. The rock formation dis plays the presence of greenish feldspars and pale caramel-col ored titanite, essentially embedded in amphibole crystals.

For this study, the analyzed melanite-bearing rocks were nepheline-bearing syenite, nepheline monzosyenite, and malignite.

#### 4.2.1 Nepheline-bearing svenite

These rocks have an inequigranular texture, governed by feldspar crystals with a tabular shape, semi-polygonal edges, and subhedral nepheline, which sometimes changes to cancrinite. Subordinately, the clinopyroxene and xenomorphic amphibole have greenish and brownish tones, respectively. Most of the amphiboles are overgrowths of clinopyroxene crystals. They are anhedral crystals with serrated edges, with both the clinopyroxene in the cores and the amphibole on the edges. The occurrence of titanite, titanite-rich magnetite, melanite, and occasionally sodalite in the rocks is an accessory ant detail is that the more mafic the rock, the greater the modal phase. Melanite is present throughout the petrographic range of Morro de São João. In the felsic rocks, the crystals show a strong pattern of irregular compositional zoning (Figs. 4A and 4B); they are anhedral and granular, with serrated edges, medium-grain size, and feldspar inclusions. The zoning colors vary from dark brown to light brown.

#### 4.2.2 Nepheline monzosyenite

These rocks are located near magmatic mixing structures, a frequent feature of the complex. They are inequigranular and mesocratic due to the modal percentage of clinopyroxene and amphibole. Amphibole overgrowth over clinopyroxene caysd Martially composed of ℃in a content of 2.85-2.98 apfä: Mn tals also occurs in these rocks, but it is possible to observe clinopyroxene crystals exhibiting compositional zoning pat terns without overgrowth. These crystals are prismatic with semi-polygonal edges, are medium- to coarse-grained, and have green and brown zoning. There are three compositional



zoning patterns: (1) irregular: crystals displaying green and and brown edges; (3) inverted concentric: brown core with green edges. The third is the most abundant.

Alkali-feldspar and nepheline occur in a medium-grained anhedral to subhedral form. Sometimes, they manifest as interstices associated with clinopyroxene crystals exhibit ing overgrowths.

Accessory phases scattered throughout the rock include melanite, prismatic titanite, amorphous sodalite, apatite, titanite-rich magnetite, and fine-grained biotite. Biotite is gen erally associated with caramel-colored amphibole overgrowths.

#### 4.2.3 Malignite

These are rocks with a serial inequigranular fabric and two varieties of feldspar: one with fine-grained, granular crystals and a second generation with medium-grained, subhedral crys tals. Medium-grained anhedral nepheline crystals are scattered throughout the rock.

Most clinopyroxene crystals with amphibole overgrowth exhibit a serrated contact between the overgrowth and the edge of the amphibole crystal (Figs. 4C and 4D). The clino pyroxene appears brown with moderate compositional zoning, while the overgrown amphibole is dark brown. The com positionally zoned clinopyroxene crystals are prismatic with semi-polygonal edges, displaying color variation between core and rim. At times, they show light brown cores with green rims (Fig. 4E), and at other times, green cores with light brown rims (Fig. 4G). Accessory phases include titanite, melanite, acicular apatite, titanite-rich magnetite, and biotite.

In malignite, melanite crystals exhibit compositional zon ing to a lesser extent than that in felsic rocks. They are brown to dark brown and are closely associated with clinopyroxene, amphibole, titanite, and titanite-rich magnetite. This associa tion is sometimes granular (i.e., composed of single crystals see Figs. 4A and 4B) and sometimes in the interstices between clinopyroxene and titanite (Figs. 4I and 4J). The substantial modal volume of titanite is notable in these rocks. An import amount of amphibole with a poikilitic (Figs. 4K and-4L) tex ture. These crystals are dark brown and coarse-grained, with inclusions of clinopyroxene, feldspar, titanite-rich magnetite, and occasionally biotite.

#### 4.3 Mineral chemistry

Quantitative WDS spot analyses were conducted on melanite and other minerals, such as garnet, clinopyroxene, amphibole, mica, and oxide. The Supplementary Table pres ents a complete dataset of the samples.

In the melanite samples, the cubic coordination is essen-

are also present at this site in the proportions of 0.050 to 0.154 and 0.110 and 0.032 apfu, respectively. In the octahedral coordination site (Y ); Mgr, Fér, APr, and Pr are present in proportions ranging from 0.005 to 0.032, 0.008 to 2.808, 1.228 to 1.418, 0.301 to 0.463, and 1.129 to 0.307, respectively, in 549 apfu. In the tetrahedral site (Z), the Si

#### Braz. J. Geol. (2024), 54(3): e20240016



Cpx: clinopyroxene; Ttn: titanite; Afs: alkali-feldspar; Amp: amphibole; Bt: biotite; Grt: garnet (melanite); Ti-mag: titanite-rich magnetite. The yellow arrows indicate the mineral in question or the texture studied, such as compositional zoning and overgrowth. The yellow dotted lines indicate the contact between the overgrown amphibole clinopyroxene.

Figure 4. Photomicrograph of melanite and other crystals with their respective textures. Melanite crystal exhibits irregular compositional zoning, however, with lighter edges contrasting with a darker core at parallel (A) and crossed (B) nicols; clinopyroxene crystal with overgrowth of amphibole associated with biotite at parallel (C) and crossed (D) nicols; subhedral clinopyroxene crystal exhibits compositional zoning with a brown core and green edges at parallel (E) and crossed (F) nicols and with a green core and brown edges at parallel (G) and crossed (H) nicols; melanite in the interstices of clinopyroxene, titanite, and titanite-rich magnetite crystals at parallel (I) and crossed (J) nicols; coarse-grained, dark brown amphibole crystal with a poikilitic texture and inclusions of clinopyroxene, titanite, and titanite-rich magnetite at parallel (K) and crossed (L) nicols.



content varies from 2.75 to 2.89 apfu, while then then (Ca,Fe^{*}₂ varies from 0.11 to 0.25 apfu,

A proposed categorization for classifying a titanium-rich andradite into melanite involves a subdivision based on the weight percentage of titanium oxide, with < 8 wt.% (Howie & Woolley, 1968). The melanite crystals from Morro de São João exhibit a range of 2.11-4.91 wt,% TiO

According to the definitions proposed by Locock (2008), the main molecular components of melanite include andradite  $(SiQ_4)_3$ , grossular ( $QM_2(SiQ_4)_3$ ), and hutcheonite of schorlomite group ( $QTe_3(SiQ_4)(AIO_4)_3$  — Warr, 2021; Williams et al., 2013). The prevalence of the andradite com ponents (up to 73.54%) is evident, with subsequent occur rences of grossular (up to 17.09%) and hutcheonite (up to 9.34%). Based on the provided data, the recalculated values of the three molecular components are normalized to 100% in order to facilitate their representation on the tensary dia gram (Fig. 5A).



Adr: andradite; Grs: grossular; Htn: hutcheonite.

Figure 5. Ternary diagram and integrated EDS and WDS data on melanite crystals for mapping compositional zoning. (A) Andraditehutcheonite-grossular ternary diagram. (B) Photomicrograph with parallel nicols of melanite crystals and the blue and red points where WDS analyses were carried out. (C) BSE image of melanite crystals where compositional mapping was carried out. (D) Compositional map exhibiting Ti content (apfu). The zones exhibiting intense red colors are indicative of elevated concentrations of the element. Conversely, the lighter areas exhibit low contents. (E) BSE image zoomed in with the WDS analysis points and TiO₂ contents (wt.%). The actual figures are in the Suppl. Mat.



The crystal with a strong zoning pattern selected for com position mapping via EDS (Fig. 5D) revealed that the Ti con tent governs the zoning pattern. However, the crystal shows irregular zoning with more intense colors observed in the core and less intense at the edges. The most intense colors have con -titanium-rich augite and contains up to 4.61 wt.%. tents of up to 4.71 wt.%, while the minimum content for less intense colors is 2.11 wt.% (Fig. 5E).

The clinopyroxene in the rocks of Morro de São João is a variation of the Quandup (Ca-Mg-Fe) according to Morimoto et al. (1988) and Sturm (2002). In these miner als, Ca is responsible for filling the M2 site. The molar per centage of the Wo member exceeds 50%, which is above the diopside-hedenbergite limit.

In this case, the Tschermak molecular component rep resents the average composition, allocating most^a of the AI to the Z site and Tho the M1(Y) site in its formula. All the available Tiproduces the Ca-Ti-Tschermak molecule-In addi tion, such minerals can also be named s ubsilicic augite (Sturm, 0.92 for Mg apfu, 2002), prefixed with the cationic prevalence at the M1 site, for example/uminian ferrian subsidiogite. For clinopyroxene with a Wo member < 50%, we have aluminian ferrian subsilicic ranging from 84.55 to 93.46 wt.%. The cationic contents range diopside and aluminian ferrian sodian subsilicic augite (Sturm, from 0.03 ≤ Ti ≤ 0.30 and 4.96 ≤ Fe ≤ 5.70 apfu. 2002). The Mg-Na-(Fe Mn), Fig. 6A, ternary diagram in



Prg: pargasite; Sdg: Sadanagaite, Phl: phlogopite; Bt: biotite; Ann: annite. Figure 6. Classification diagrams referring to the mineral chemistry analyses of clinopyroxene, amphibole, and biotite. (A) Mg-Na-(Fe + Mn) diagram in apfu for clinopyroxene from Morro de São João associated with melanite. (B) Compositional diagram proposed by Hawthome et al. (2012) and Locock (2014) for the amphibole associated with melanite from Morro de São João. (C) Composition of biotite plotted on the Mg-AF/(FMn) ternary diagram. Composition fields proposed by Mitchell (1995) and Vlach et al. (2018).



apfu shows that these minerals tend to be rich in Mg and sub ordinately in (Fe+ Mn). The Ti content determines compositional zoning. Brown zoning varies in accordance with

According to Hawthorne et al. (2012), Leake et al. (1997, 2004), and Locock (2014), amphiboles are classified as ironrich pargasite and sadanagaite (Fig. 6B). This classification refers to amphiboles characterized beantent < 0.5 apfu, as well as variations of (Be2.71) and Mg(≤ 0.13) in the octahedral coordination site Y (Suppl. Mat.).

The mica in melanite-bearing rock is classified as annite, of the biotite series, with an end-member rich and e2 Mn. The chemical composition of this biotite is illustrated in Fig. 6C, which depicts the Mg-Al+(Re) ternary dia gram. The annite exhibits a range of ments, from 0.13 to 0.15, and Al: 148 to 1.53; Re62 to 1.75, and 0.83 to

The oxide minerals analyzed were classified as titanite-rich magnetite, with Ti@arying from 0.52 to 5.63 wt.% and FeO

#### 4.3.1 Variation diagram

To examine the behavior of Ti in the liquid-crystal equilib rium process, variation diagrams (apfu) were constructed using Si as the differentiation index. Ti was selected due to its high concentration in all the crystals analyzed and its relevance as a discriminatory index in the classification of garnets. All the graphs are the result of analyses along the length of a single crystal of melanite (Figs. 7A and 7B), augite (Figs. 7C and 7D), sadanagaite (Fig. 7E), pargasite (Fig. 7F), and annite (Fig. 7G).

For the melanite crystal in nepheline monzosyenite (Fig. 7A), there is a slight fractionation of Ti concerning Si. A small compositional gap is observed between the 2.810-2.830 and 2.830-2.850 apfu Si contents. In the crystal from malignite (Fig. 7B), no obvious correlations are observed.

For the augite crystal in nepheline monzosyenite (Fig. 7C), there is a clear fractionation of Ti concerning Si. Due to the limited number of data points along the crystal, it is not pos sible to determine whether a compositional gap is present. For the augite crystal in malignite, two patterns are observed (Fig. 7D): a trend of fractionation of Ti concerning Si and two analyses with low Ti and Si contents compared to the other samples, which are located outside the main trend

The sadanagaite crystal in nepheline monzosyenite exhib its no correlation, with Ti concentrations scattered relative to Si (Fig. 7E). In contrast, the pargasite crystal in malignite (Fig. 7F) exhibits a linear and consistent trend of Ti fraction ation, except for a compositional gap between the 5.780 and 5.860 apfu Si contents.

The annite crystal (Fig. 7G) exhibits a dispersed pattern of Ti concentration relative to Si.

In the diagrams presented, a trend line is displayed along with the linear correlation coe# cient, R2, to assess the variabil ity of the elemental concentration patterns. Only the pargasite crystal in malignite (Fig. 7F) exhibits a moderately-high cor relation with R² = 0.804, indicating low variability in content.



Figure 7. Si vs. Ti (apfu) variation diagrams to investigate the crystal-liquid equilibrium process in (A and B) melanite, (C and D) augite, (E) sadanagaite, (F) pargasite, and (G) annite crystals.

The remaining crystals show low to moderately low R² values (0.013 to 0.555), denoting high variability in the data.

#### 5 PETROLOGICAL IMPLICATIONS OF MELANITE

#### 5.1 Genesis

The isotopic signatures (Sr-Nd) compiled of the complex (Brotzu et al., 2007; Mota et al., 2009) and others from the PCCF (Brotzu et al., 2007; Guarino et al., 2021; Mota et al., 2009; Rosa & Ruberti, 2018; Ruberti et al., 2011; Thompson et al., 1998; Ulbrich et al., 2003) suggest that the magmas responsible for its formation originated in the mantle and underwent evolutionary processes over geological time, incor porating varying degrees of crustal contamination.

The initial ratios for Md/14Nd to vs5750%Srg (Zindler & Hart, 1986) indicate that the mantle reservoir is near EM I with



the influence of Tristão da Cunha Plume (Fig. 8A). These samples with relatively low Sr values (< 0.70600) indicate that the crustal material contaminated the samples without significantly altering their initial isotopic compositions. Thus, assume that the rocks, mainly from Morro de São João, are close to their respective mantle sources (Louback et al., 2023).

The T_(DM) ages (Brotzu et al., 2007; Mota et al., 2009) from Morro de São João, ranging from 0.73 to 0.83 Ga, span the Brasiliano Cycle (approximately 550-750 Ma; Almeida, 1976; Neves et al., 2014) and end after the collisional event. In this geodynamic context, the juvenile mantle involved in extracting the continental crust that generated the complex was subject to several subductions in the Wilson Cycles over geo logical time before and during the orogeny. The subduction of the continental crust generated metasomatic fluids that acted on and modified the rocks above the asthenospheric wedge. In this sense, the subcontinental mantle, which aggregated various tectonic events over geological time, metasomatic



episodes, and crust-mantle differentiation, became a chemi cally heterogeneous mantle.

The authors claim that fluid activity or melting from sub sequent subduction processes (Alici et al., 1998; Altherr et al., 2004; Beccaluva et al., 1992; Grégoire et al., 2008; Guo et al., 2006; Maury et al., 1992) or small partial melt fractions orig inating from a deep mantle in a rift environment (Comin-Chiaramonti et al., 1997; Foley et al., 2002; Grégoire et al., 2002; Tappe et al., 2006) are fully capable of generating a strongly silica-undersaturated primordial magma (Ruberti et al., 2011).

Azzone et al. (2016), Eggler (1978), Ruberti et al. (2011), and Wyllie (1995) attribute the genesis of these primitive alka line magmas strongly silica-undersaturated to the volatile CO activity of a peridotitic source with portions of phlogopite. Experimental data by Lloyd et al. (1985) also showed that the melting of a phlogopite-clinopyroxene magma derived from a mantle with 20-30% partial melting at 2-3 GPa can generate silica-undersaturated primary potassic magma. This magma would be the generator of a primitive magma of a high Ca series, which would later develop a Ca-rich mineralogical assembly (Ruberti et al., 2011).

## 5.2 Magmatism and

### differentiation processes

The alkalinity of the melanite-bearing rocks from the Morro de São João Complex is corroborated by the presence of nor mative nepheline (Brotzu et al., 2007; Fagundes, 2020; Mota et al., 2009). According to the classification based on the TAS



diagram (Le Maitre, 2002), these rocks form a compositional series extending from basalto to phonolite, passing through phonotephrite and tephrifonolite (see Fig. 7B). They are also classified as metaluminous, potassic to ultrapotassic, and exhibit high concentrations of incompatible elements such as Ba, Rb, Sr, and light rare earth elements (Refinition et al., 2007; Fagundes, 2020; Mota et al., 2009).

The mafic rocks of Morro de São João, such as malignite, exhibit SiO₂ contents ranging from 37.72 to 46.68 wt.%, are metaluminous, and are potassic with a tendency toward sodic compositions. No samples represent primary magma compo sitions, as indicated by their relatively low MgO (< 8.14 wt.%) and Ni (< 60 ppm) contents.

The felsic rocks, particularly nepheline-bearing syenite, exhibit SiO₂ contents up to 53.36 wt.% and 0.73 wt.% of MgO. These rocks are potassic to ultrapotassic and metaluminous with a tendency toward peralkaline and peralumi nous compositions.

The absence of olivine, low MgO and Ni concentrations, in contrast to the high Ba (< 10,840 ppm), Rb (< 464 ppm), and Sr (< 10,000 ppm) levels in the samples, suggests that the rocks in the complex have already undergone moderate mag matic evolution. The absence of phlogopite, a magnesium-rich mica typical of alkaline rocks, but the presence of annite, an iron-rich biotite, is consistent with this evolutionary trend.

The occurrence of melanite in these rocks is linked to their metaluminous nature with a tendency toward peralkalinity. The distinctive geochemical properties of peralkaline rocks

are reflected in a set of mineral phases with unusual chemical compositions, of which melanite is a part (Marks et al., 2008). Furthermore, the evolution of intensive parameters during the magmatic differentiation process, such as oxygen@ygacity (f in a magma with elevated Ti contents, significantly influences the chemical composition of the crystallizing phases (Marks et al., 2008). This process leads to the crystallization of melanite associated with calcium-rich clinopyroxene, titanite, and tita nium-rich magnetite (Ruberti et al., 2011; Vlach et al., 2018).

The metaluminous geochemical character with a peralka line tendency, along with the dominant calcium and titanif erous mineralogy, is also observed in other melanite-bearing massifs within the PCCF as Poços de Caldas (Vlach et al., 2018) and Itatiaia (Rosa & Ruberti, 2018).

#### 5.2.1 Crustal assimilation

The cationic allocation and the behavior of elements in the variation diagrams (see Fig. 7) exhibit interesting patterns regarding the crystallization of melanite and other minerals.

In the analyzed rocks, there are inversely proportional rela tionships of Ti relative to Si Additionally, the concentra tions of Af (tetrahedral AI) are also inversely proportional to Sit* (see Suppl. Mat.). These rocks, derived from silica-under saturated and metaluminous magma, lack suaacient Si AP* to crystallize all minerals (Shand, 1943; Sørensen, 1974). However, even with low contents of At in melanite crystals, At is predominantly allocated in the Z site (tetra hedral coordination) to compensate for the absence of Si while all Tr are allocated in the Y site (octahedral coordina tion). Due to the crystal-chemical property of melanite crys tals, Ti* should replace Sin the Z site (Grapes et al., 1979; Vlach et al., 2018), but this is not the case.

The octahedral coordination partitioned theatd the remaining Alnot accommodated in the Z site. They are incorporated into the structure of melanite through a coupled substitution mechanism (Vlach et al., 2018), ensuring charge balance within the crystal structure.

The patterns observed in the variation diagrams, as well as cationic allocations, are also evident in augite crystals. Various substitution mechanisms in this clinopyroxene require coupled substitutions (Cawthorn & Collerson, 1974; Morimoto et al., 1988). In the case of augite from Morro de São João, the substitution, known as the Tschermak component or the Ca-Ti-Tschermak molecule, involves substitutions between Ti3+ and AP. In this process, most of theis ABlocated in the tetrahedral coordination, while splaced in the octa hedral coordination.

Cationic substitutions in amphiboles are more complex to study (Hawthome et al., 2012; Leake et al., 1997). However, sim ilar patterns to those observed in melanite and augite can be identified. In both pargasite and sadanagaite crystals, Ti occupies the octahedral (Y) site, while Aledominantly located in the tetrahedral coordination.

However, according to Rieder et al. (1998), the incorporation of Ti* into this biotite occurs through isomorphic substitution with Al* in the octahedral coordination.

Regarding the patterns observed in the variation diagrams, the melanite crystals in nepheline monzosyenite and pargasite in malignite exhibit moderate compositional gaps- In addi tion, the low linear correlation (R2) in approximately 85% of the samples, particularly those from melanite in malignite, sadanagaite, and annite in nepheline monzosyenite, reflects variability in Ti concentrations along the analyzed crystals. This observation suggests a potential disturbance in the mag matic system's equilibrium, which in turn leads to the afore mentioned crystal-chemical substitutions, resulting in compositional zoning textures as observed in the melanite and augite crystals (Gomes, 1969; Gomes et al., 1968; Rollinson, 1993; Vlach et al., 2018).

Vlach (2002) assert that compositional variations in min erals are a common consequence of the existence of solid solutions in natural systems, as different cations or anions can occupy the same crystallographic sites. In their study of melanite from Poços de Caldas, Vlach et al. (2018) propose that this system disequilibrium stems from crustal-assimila tion processes in these magmatic liquids.

There is clear evidence of crustal assimilation processes imprinted in the rocks of the complex, and according to Azzone et al. (2016), magmas derived from a mantle reservoir placed in a crustal chamber may present degrees of crustal contami nation of up to 10% (Margues et al., 2018). The high tempera tures of these magmas, approximately 1,100°C, favor these processes. This temperature is capable of melting granitoid or metamorphic horst rocks (Azzone et al., 2016; Hersum et al., 2007; Philpotts & Asher, 1993; Reiners et al., 1995).

According to Azzone et al. (2016) and Kuritani et al. (2005), assimilation can occur through the entry of xenoliths into the magma chamber and through the melting of the host rock, transporting this melt to the interior of the magma cham ber (Azzone et al., 2016). Two cases occur in Morro de São João. Biotite gneiss xenoliths (not sampled) inserted in sve nitic rocks are mapped, in addition to the patterns observed in the mineral chemistry, elemental geochemistry, and isoto pic data, which are consequences of the interaction between magmatic melt and assimilate.

In addition to mineral chemistry analyses, it is possible to analyze the evidence of assimilation using major, trace element, and isotope data such as toekPO vs."Sr/"Sr and Ba/ Sr vs. Rb/Sr (Fig. 8) ratios, where a decrease and an increase, respectively, in these ratios indicate the possibility of crustal contamination of the host rock in the alkaline liquid (Azzone et al., 2016; Margues et al., 2018).

The malignite sample exhibits an inverse correlation to that proposed by the ratios. K. O vs.67Sr/66Sr (Fig. 9A) and Ba/Sr vs. Rb/Sr (Fig. 9B), suggesting little influence of crustal assimilation. However, the nepheline monzosyenite and nepheline-bearing syenite samples exhibit a positive correla tion with the proposed ratios/R ,O vs87Sr/86Sr (Fig. 9A) No distinct pattern is observed in the annite crystatiscrustations. Rb/Sr (Fig. 9B), suggesting a strong influence

> The analysis of melanite effectively underscores the complex and evolving nature of magmatic systems, where shifts in mineral composition frequently reflect external factors, such





Figure 9. Binary diagrams with ratios between major elements (wt.%), trace (ppm), and interference of analyze crustal contamination in rocks from Morro de São João. The rocks compiled by Brotzu et al. (2007) and Mota et al. (2009) for isotopic analysis are essentially syenites and nepheline syenites.

as crustal assimilation, which significantly influences the crys tal-chemical behavior and the development of mineral textures.

#### 5.2.2 Water activity

In their study of the alkaline rocks of the Ponte Nova mas sif in São Paulo, Azzone et al. (2016) state that, through the assimilation process, the activity of white (increases significantly in the magmatic system. The presence of water is capable of altering the entire balance of the system, affecting crystallization and mineral composition (Carroll & Holloway, 1994). Azzone et al. (2016) and Barbey (2007) state that the water in this process comes from the breakdown of hydrated minerals, such as biotite, when the melting of the crystalline basement is assimilated into the alkaline magma.

In this case, for the magmatic system that generated the rocks of Morro de São João, it is assumed that the orthogneiss basement of the Cabo Frio Terrain was the supplier of a melt rich in hydrated minerals which, when associated with the alkaline magma high Ca and Ti, already influenced by high  $IO_2$ , favored the crystallization of the mineralogical assemblage studied, mainly the crystallization of a hydrated phase with the arrival of amphiboles as overgrowths of augite, as well as annite and titanium-rich magnetite. This last mineral is an excellent indicator of high **@Hand IQ** conditions, typical in differentiated alkaline magmas (Carroll & Holloway, 1994).

#### **6 CONCLUSIONS**

The present study concludes that the presence of melanite in alkaline rocks has relevant petrological implications:

Alkaline environment of evolved magmas: Melanite is a typical mineral in silica-undersaturated alkaline rocks, such as nepheline syenites and phonolites. It usually appears in advanced stages of magmatic differentiation, which indicates that alkaline rocks containing melanite have already under gone some degree of magmatic evolution. This can be seen by the association of melanite with rocks containing low levels of MgO and Ni and high concentrations of incompatible elements, such as Ba, Sr, Rb, and REE

 $fO_3$  conditioning factors: Melanite forms in environments with high  $\Phi_2$ , which suggests that alkaline rocks have undergone oxidizing conditions during magmatic crys tallization. This factor is crucial for forming titanium-rich mineral phases, such as titanite and titanium-rich magne tite, which often accompany melanite;

Mantle metasomatism: Melanite may suggest the influence of a geochemically heterogeneous mantle enriched by metasomatism processes, where CO₂-rich fluids alter the chemical mantle composition, resulting in the gener ation of high Ca and Ti alkaline magmas;

Indicator of crustal contamination: The crystal-chemical behavior of Ti and AI in the structures of melanite, aug ite, and pargasite, along with the irregular distribution of Ti within these crystals, suggests possible disturbances in the equilibrium of the magmatic system during differentia tion. The compositional zoning printed within these crys tals, the result of this phenomenon, serves as evidence for investigating crustal assimilation processes during mag matic evolution. Basic geochemical modeling, supported by isotopic and elemental data, indicates that while some samples, such as malignite, demonstrate limited evidence of contamination, others, such as nepheline monzosyenite, exhibit strong signs of crustal influence, as demonstrated by geochemical ratios and isotopic signatures.

#### ACKNOWLEDGMENTS

This study was financed in part by CAPES Brasil – Finance Code 001. We thank the Laboratório de Estudos Tectônicos - LET/Tektos (UERJ), coordinated by Professor Júlio Almeida/UERJ for technical support; the CETEM-UFRJ coordinated by Professor Reiner Neumann and technician Victor Huggo Mesquita for technical support; and the Laboratório de Modelagem e Evolução Geológica



nical support. We thank the projects: Entidades Estaduais coordinated by Professor Sérgio Valente/UFRRJ for the finan -(E-26/010.101156/2018); APQ1 (E-26/010.001924/2019);

Emergentes (E-26/010.002147/2019) coordinated by Professor Anderson Costa dos Santos/UERJ for the financial support; a significant improvement in the final product.

coordinated by Professor Sérgio Valente/UFRRJ for tech- and PETROMAGMATISMO-PETROBRAS (2017/0035-1) cial support. Finally, I would like to express my gratitude to all the reviewers for their constructive criticism, which has led to

#### ARTICLE INFORMATION

Manuscript ID: e20240016. Received on: 27 FEB 2024. Approved on: 23 OCT 2024. How to cite: Fagundes, M. B., Santos, A. C., Geraldes, M. C., Valente, S. C., Guedes, E., Barbosa, T. R. P., & Lopes, J. C. (2024). Petrological implications of melanite in the rocks of the Morro de São João Alkaline Complex, Casimiro de Abreu, Rio de Janeiro, Brazil, Brazilian Journal of Geology, 54(3), e20240016. https://doi.org/10.1590/2317-4889202420240016

M.B.F.: Conceptualization; investigation; methodology; project administration; writing%review and editing. A.C.S.: Conceptualization; funding acquisition; resources; supervision; and writing%review and editing. M.C.G.: Funding acquisition; resources; and writing%review and editing. S.C.V.: Funding acquisition; resources; and writing%review and editing. E.G.: Conceptualization; funding acquisition; resources; and writing%review and editing. T.R.P.B.: Conceptualization; data curation and methodology. J.L.: Conceptualization; methodology; and writing%review and editing.

#### REFERENCES

Agrosi, G., Schingaro, E., Pedrazzi, G., Scandale, E., & Scordari, F. (2002). A Brotzu, P., Gomes, C. B., Meiluso, L., Morbidelli, L. Morra, V., & Ruberti, E. crystal chemical insight into sector zoning of a titanian andradite ('melanite') crystal European Journal of Mineratoly), 785-794. https://doi. org/10.1127/0935-1221/2002/0014-0785 Lithos 40

Alici P. Temel A. Gourgaud A. Kieffer G. & Gundoodu M. N. (1998). Petrology and geochemistry of potassic rocks in the Gölcük área (Isparta, SW Turkey): genesis of enriched alkaline magmas/ournal of Volcanology and Geothermal Research, 8\$1-4), 423-446. https://doi.org/10.1016/ S0377-0273(98)00065-1

Almeida, F. F. M. (1976). The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. Anais da Academia Brasileira de Ciéncias, 48, 15-26.

Almeida, F. F. M. (1991). O alinhamento magmatico de Cabo Frio. Simposio de Geologia do Sudeste, 2, 423-428.

Almeida, F. F. M. (1983). Relacoes tectonicas das rochas alcalinas Revista Brasileira de Geociéntale3, 139-158. https://doi. org/10.25249/0375-7536.1983133139158

Almeida, J. C., Heilbron, M., Guedes, E., Neubauer, F., Mandred, B., Klausen, M. B., Valeriano, C. M., Bruno, H., Giro, J. P., McMaster, M., & Tetzner, W. (2021). Pre-to-syn-rift tholeiitic magmatism in a transtensive hyperextended continental margin: Onshore and offshore magmatism of the Campos Basin, SE Bulazimal of South American Earth Statinces. 103218. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103218

Altherr, R., Meyer, H. P., Holl, A., Volker, F., Alibert, C., McCulloch, M. T., & Majer, V. (2004). Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic characteristics T., & Majer, V. (2004). Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic characteristics of Late Cenozoic leucite lamproites from the East European Alpineirbelle system Na (Macedonia and Yugoslavia). Contributions to Mineralogy ant/Petrology. 27. Magedonia and Yugoslavia). Contributions to Mineralogy ant/Petrology. 58-73. https://doi.org/10.1007/s00410-003-0540-4

Armbruster, T., Birrer, J., Libowitzky, E., & Beran, A. (1998). Crystal chemistry of Ti-bearing andradites. European Journal of Millebalogy 907-922. https://doi.org/10.1127/ejm/10/5/0907

Azzone, R. G., Muñoz, P. M., Enrich, G. E. R., Alve, S. A., Ruberti, E., & Gomes, C. B. (2016). Petrographic, geochemical and isotopic evidence of crustal assimilation processes in the Ponte Nova alkaline maficof crustal assimilation processes in the Ponte Nova alkaline mafic- Cambrian active margin in the Ribeira Orogen (SE Brazil): U-Pb and Lu-ultramafic massif, SE Brazil, Li29602; 58-75, https://doi.org/10.1016/j. Hf provenance data. Precambrian Researed. 337-360, https://doi. lithos.2016.05.004

Barbey, P. (2007). Diffusion-controlled biotite breakdown reaction textures at the solid/liquid transition in the continental crust. Contributions to Mineralogy and Petroldge, 707-716. https://doi.org/10.1007/ s00410-007-0220-x

Beccaluva, L., Di Girolamo, P., & Serri, G. (1992). Petrogenesis and tectonic Fonseca, A. C. (1998sboço geocronológico da região de Cabo Frio, Estado setting of the Roman Volcanic Province, Italigit26(6-4), 191-221. https://doi.org/10.1016/0024-4937(91)90029-K

(1997). Petrogenesis of coexisting all dersaturated to Supersaturated felsic igneous rocks: The alkaline complex of Itatiaia, southeastern Brazil.

(2-4), 133-156. https://doi.org/10.1016/S0024-4937(97)00007-8

Brotzu, P., Melluso, L., Bennio, L., Gomes, C. B., Lustrino, M., Morbidelli, L., Morra, V., Ruberti, E., Tassinari, C., & D'Antonio, M. (2007). Petrogenesis of the Early Cenozoic potassic alkaline complex of Morro de São João, southeastern Brazil, Journal of South American Earth60de08ets5. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2007.02.006

Carroll, M. R., & Holloway, J. R. (1994). Volatiles in magmas. Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy, 30, 509

Cawthorn, R. G., & Collerson, K. D. (1974). The recalculation of pyroxene endmember parameters and the estimation of ferrous and ferric iron content from electron microprobe analyses. American Mira9(Mag12), 1203-1208

Comin-Chiaramonti, P., Cundari, A., Piccirillo, E. M., Gomes, C. B., Castorina, F., Censi, P., De Min, A., Marzoli, A., Speziale, S., & Velázquez, V. F. (1997). Potassic and sodic igneous rocks from Eastern Paraguay: their origin from the lithospheric mantle and genetic relationships with the associated Paraná flood tholeiltes. Journal of #8(#0/0595-528. https://doi.org/10.1093/petroj/38.4.495

Droop, G. T. R. (1987). A general equation for estinitations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criterilatineralogical Magazifit(361), 431-435. https:// doi.org/10.1180/minmag.1987.051.361.10

278(3), 305-343. https://doi.org/10.2475/ajs.278.3.305

Fagundes, M. B. (2020). Caracterização petrológica e geoquímica do complexo alcalino do Morro de São João, Casimiro de Abreu-RMSc. Dissertation, Universidade Estadual do Rio de Janeiro]

Fernandes, G. L. F., Schmitt, R. S., Bongiolo, E. M., Basel, M. A. S., & Mendes, J. C. (2015). Unravelling the tectonic evolution of a Neoproterozoic-Precambrian Research, 337-360. https://doi. org/10.1016/j.precamres.2015.05.017

Foley, S. F., Andronikov, A. V., & Melzer, S. (2002). Petrology of ultramatic lamprophyres from the Beaver Lake area of Eastern Antarctica and their relation to the breakup of Gondwanaldineralogy and Petrology861-384. https://doi.org/10.1007/s007100200011

do Rio de Janeiro [PhD Thesis, Universidade de São Paulo]. https://doi. org/10.11606/T.44.1994.tde-17042015-161414



Gomes, C. B. (1969). Electron microprobe analysis of zoned melanites. American Mineralogist, 54(11-12), 1654-1661.

Gomes, C. B., Dutra, C. V., Hypolito, R., & Valarelli, J. V. (1968). Granadas titaniferas das rochas alcalinas de Itapirapuã, SP. Anais da Academia Brasileira de Ciéncias, 40, 313-326.

Grapes, R. H., Yagi, K., & Okumura, K. (1979). Aenigmatite, sodic pyroxene, arfvedsonite and associated minerals in syenites from Morou, SakhalirContributions to Mineralogy and Pettel (3),103. https://doi. ora/10.1007/BF00371853 volcanics.

Grégoire, M., Bell, D. R., & Le Roex, A. P. (2002). Trace element geochemistry of phlogopite-rich mafic mantle xenoliths: their classification and their relationship to phlogopite-bearing peridotites and kimberlites revisitedContributions to Mineralogy and Petre2g903-625. https:// doi.org/10.1007/s00410-001-0315-8

Grégoire, M., Jego, S., Maury, R. C., Polve, M., Payot, B., Tamayo, T. A. Jr., & Yumul, G. P. Jr. (2008). Metasomatic interactions between slabderived melts and depleted mantle: Insights from xenoliths within Monglo adakite (Luzon arc, Philippines)L/thbB3(3-4), 415-430. https://doi. org/10.1016/j lithos 2007 10.013

Guarino, V., Lustrino, M., Zanetti, A., Tassinari, C. C. G., Ruberti, E., de Gennaro, R., & Melluso, L. (2021). Mineralogy and geochemistry of a giant agpaitic magma reservoir. The Late Cretaceous Popos de Caldas strutterie alkalina complex (SE Brazil). \$89,699, 106330. https://doi. potassic alkaline complex (SE Brazil), 898-899, 106330. https://doi. org/10.1016/j.lithos.2021.106330

Guo, Z., Wilson, M., Liu, J., & Mao, Q. (2006). Post-collisional, potassic and ultrapotassic magmatism of the Northern Tibetan Plateau: constraints on characteristics of the mantle source, geodynamic setting and uplift mechanisms. Journal of Petrolog §7(6), 1177-1220, https://doi. org/10.1093/petrology/egi007

Hawthorne, F. C., Oberti, R., Harlow, G. E., Maresch, W. V., Martin, R. F., Schumacher, J. C., & Welch, M. D. (2012). IMA report, nomenclature of the amphibole supergroup American Miner#200%(12), 2031-2048, https://doi.org/10.2138/am.2012.4276

Heilbron, M., Eirado, L. G., & Almeida, J. C. (2016). Geologia e Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro. Nota Explicativa - CPRM, p. 109.

Heilbron, M., Pedrosa-Soares, A. C., Campos Neto, M., Silva, L. C., Trouw, R. A. J., & Janasi, V. C. (2004). A Provincia Mantiqueira. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C. D. R., & Brito Neves, B. B. (Eds.), O desvendar de um continente: a moderna geologia da América do Sul e o legado da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida (pp. 203-234). Beca.

Hersum, T. G., Marsh, B. D., & Simon, A. C. (2007). Contact partial melting of granific country rock, melt segregation, and re-injection as dikes into Ferrar dolerite sills, McMurdo Dry Valleys, Antaloticate/ of Petrology, 48(11), 2125-2148. https://doi.org/10.1093/petrology/egm054

Howie, R. A., & Woolley, A. R. (1968). The role of titanium and the offers, C. E. M. (2012). of TiO, on cell size, refractive index and specific gravity in the andrad melanite-schorlomite series American Minera 62(262), 775-790. https://doi.org/10.1180/minmag.1968.036.282.04

Irvine, T. N., & Baragar, W. R. A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rock@anadian Journal of Earth Science, 8(5), 523-548. https://doi.org/10.1139/e71-055

Kuritani, T., Kitagawa, H., & Nakamura, E. (2005), Assimilation and fractional crystallization controlled by transport process of crustal melt: implicative form an alkali basalt-dacite suite from Rishiri Volcano, Japannal of Geologia USP. Série Cierat/Nga 85-100. https://doi. Petrolog#6(7), 1421-1442. https://doi.org/10.1093/petrology/egi021

Le Maitre, R. W. (2002) Igneous rocks a classification and glossary of terms recommendations of the International Union of Geological Sciences, Sub-Commission on the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge University Press. https://doi.org/10.1017/CBO9780511535581

Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W. V., Nickel, E. H. Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Shephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittake, E. J. W., & Youzhi, G. (1997). Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. Canadian Minerald (485), 295-310. https://doi. org/10.1180/minmag.1997.061.405.13



Leake, B. E., Woolley, A. R., Birch, W., Burke, E. A. J., Ferraris, G., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kisch, H. J., Vladimir, K., Schumacher, J. C., Stephnson, N. C. N., & Whittaker, E. J. W. (2004). Nomenclature of amphiboles: Additions and revisions to the International Mineralogical Association's amphibole nomenclature. The Canadian Minesalceas. 887. https:// doi.org/10.2113/gscanmin.41.6.1355

Lloyd, F. E., Arima, M., & Edgar, A. D. (1985). Partial melting of a phlogopite-clinopyroxenite nodule from south-west Uganda: an experimental study bearing on the origin of highly potassic continental rift Contributions to Mineralogy and Petidio391-329. https:// doi.org/10.1007/BF00374688

Locock, A. J. (2008). An Excel spreadsheet to recast analyses of garnet into end-member components, and a synopsis of the crystal chemistry of natural silicate garnets. Computers and Geo34(98);a769-1780. https://doi. org/10.1016/j.cageo.2007.12.013

Locock, A. J. (2014). An Excel spreadsheet to classify chemical analyses of amphiboles following the IMA 2012 recommendationsComputers & Geosciences, 62, 1-11. https://doi.org/10.1016/j.cageo.2013.09.011

Louback, V., Valente, S., Neysi, C., Ross, J., & Borghi, L. (2023). Aptian flood basalts in Bacalhau oil and gas field: petrogenesis and geodynamics of post-rift tholeiites in the pre-salt sequence of Santos Basin, Brazil.

Marks, M. A. W., Schilling, J., Coulson, I. M., Wenzel, T., & Markl, G. (2008). The Alkaline-Peralkaline Tamazeght Complex, High Atlas Mountains, Morocco: mineral chemistry and petrological constraints for derivation from a compositionally heterogeneous mantle source_Journal of Petrology 49(6), 1097-1131. https://doi.org/10.1093/petrology/egn019

Marques, L. S., De Min, A., Rocha Jünior, E. R. V., Babinski, M., Bellieni, G., & Figueiredo, A. M. (2018). Elemental and Sr-Nd-Pb isotope geochemistry of the Florianópolis Dyke Swarm (Paraná Magmatic Province): crustal contamination and mantle source constraintenal of Volcanology

jvolgeores.201ahd7.004bthermal Reseated, 149-164. https://doi.org/10.1016/j

Maury, R. C., Defant, M. J., & Joron, J. L. (1992). Metasomatism of the subarc mantle inferred from trace elements in Philippine xenolith#60/ature 661-663. https://doi.org/10.1038/360661a0

Middlemost, E. A. (1989). Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks. Chemical G7(1)9/9-26. https://doi. org/10.1016/0009-2541(89)90011-9

Mitchell, R. H. (1995). Kimberlites, orangeites, and related rocks. Plenum Press.

Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A. K., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F. A., Zussman, J., Aoki, K., & Gottardi, G. (1988). Nomenclature of

Petrogénese e geocronologia das intrusões alcalinas de Morro Redondo, Mendanha e Morro de São João: caracterização do magmatismo alcalino no estado do Rio de Janeiro e implicações geodinámicas [PhD Thesis, Universidade do Estado do Rio de Janeiro]

Mota, C. E. M., Geraldes, M. C., de Almeida, J. C. H., Vargas, T., de Souza, D. M., Loureiro, R. O., & Silva, A. P. (2009). Características Isotópicas (Nd e Sr), Geoquímicas e Petrográficas da Intrusão Alcalina do Morro do

org/10.5327/Z1519-874X2009000100006

Motoki, A., Araujo, A. N., Geraldes, M. C., Jourdan, F., Motoki, K. F., & Silva, S. (2013). Nepheline syenite magma differentiation with continental crustal assimilation for the Cabo Frio Island intrusive Complex, State of Rio de Janeiro, Brazil. Geociéricias, 32(2), 195-218

Neves, B. B. de B., Fuck, R. A., & Pimentel, M. M. (2014). The Brasiliano collage in South America: a review. Brazilian Journal of 453(pldg); 518. https://doi.org/10.5327/Z2317-4889201400030010

Nickel, E. H., & Mandarino, J. A. (1987). Procedures involving the IMA Commission on New Minerals and Mineral Names and guidelines on mineral nomenclature. American Mineralogist, 72(9-10), 1031-1042.

Oliveira, F. M. (2019). O magmatismo alcalino da Ilha do Cabo Frio. Arraial do Cabo, RJ: geologia e evolução litogeoquimic@MSc Dissertation, Museu Nacional, Universidade Federal do Rio de Janeiro]. Philpotts, A. R., & Asher, P. M. (1993). Wallrock melting and reaction effects along the Higganum diabase dike in Connecticut: contamination of a continental flood basalt feeder. Journal of Revolog029-1058. https://doi.org/10.1093/petrology/34.5.1029

Reiners, P. W., Nelson, B. K., & Ghiorso, M. S. (1995). Assimilation of felsic crust by basaltic magma; thermal limits and extents of crustal contamination of mantle-derived magma@eology23(6), 563-566. https://doi. org/10.1130/0091-7613(1995)023%3C0563 AOFCBB%3E2.3 CO;2

Riccomin, C., Sant'Anna, L. G., & Ferrari, A. L. (2004). Evolução geológica do Rift Continental do Sudeste do Brasil. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C. D. R., & Britto-Neves, B. B. (Eds.) Geologia do Continente Sul-americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida (pconsequence of incipient lithospheric thinning beneath the North Atlantic 382-405), Beca. Journal of Petrology 7), 1261-1315, https://doi.org/10.1093/ petrology/egi008

Riccomini, C., Velázquez, V. F., & Gomes, C. B. (2005). Tectonic controls of the mesozoic and cenozoic alkaline magmatism in Central-Southeastern Brazilian Platform. In: Comin-Chiaramonti, P., & Gomes, C. (Eds.), Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in central-southeastern Brazilianmagmatismin the Serra do Mar Alkaline Province, SE Brazil: melts from the Platform(pp. 31-55). Editora da Universidade de São Paulo.

Rieder, M., Cavazzini, G., D'Yakonov, Y. S., Frank-Kamenetskii, V. A., Gottardt, G., Guggenheim, S., Koval, P. V., Muller, G., Neiva, A. M. R., Radoslovich, E. Ulbrich, H. H. G. J., Demaiffe, D., Vlach, S. R. F., & Ulbrich, M. N. C. W., Robert, J. L., Sassi, F. P., Takeda, H., Weiss, Z., & Wones, D. R. (1998) (2003). Geochemical and Sr, Nd and Pb isotope signatures of phonolites Nomenclature of the micas. The Canadian Minadabg905-912. Brazil

Rollinson, H. R. (1993) sing geochemical data: evaluation, presentation, 201 interpretatio/Routledge

Rosa, P. A. S. (2017).Geologia e evolução petrogenética do Maciço Algalina de Itatiaia, MG-RJ [PhD Thesis, Universidade de São Paulo]. https://doi. org/10.11606/T.44.2018.tde-10072018-152847

Rosa, P. A. S., & Ruberti, E., (2018). Nepheline syenites to syenites and granitic rocks of the Itatiaia Alkaline Massif, Southeastern Brazil: new geological insights into a migratory ring Complex. Brazilian Journal of Geology Massif (MG/SP), and implications. Brazilian Journal of Geology 1-48(2), 347-372. https://doi.org/10.1590/2317-4889201820170092

Ruberti, E., Azzone, R. G., Enrich, G. E. R., Comin-Chiaramonti, P., Gomes, C. B., & Angelo, M. (2011). The Banhadão Alkaline Complex, Southeastern Brazil: Source and evolution of potassiaraersacrated high-Ca and low-Ca magmatic series. Mineralogy and Ptotology 80. https://doi. org/10.1007/s00710-011-0171-9

Ruberti, E., Gomes, C. B., & Comin-Chiaramonti, P. (2005). The alkaline magmatism from Ponta Grossa Arch. In: Cornin-Chiaramonti, P., & Gomes, C. B. (Eds.)Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform(pp. 472-521). Edusp/Fapesp.

Schmitt, R. S., Trouw, R., Van Schmus, W. R., Armstrong, R., & Stanton, N. S. G. (2016). The tectonic significance of the Cabo Frio Tectonic Domain in the SE Brazilian margin: a Paleoproterozoic through Cretaceous sata(a), 269-300. reworked continental margin. Brazilian Journal of 49(50000, 1), 37-66. https://doi.org/10.1590/2317-4889201620150025

their relation to ore-deposits with a chapter on meteorite. John Wiley,

Sonoki, I. K., & Garda, G. M. (1988). Idades K-Ar de rochas alcalinas do Brasil Meridional e Paraguai Oriental: compilação e adaptação às novas

constantes de decaimentoBoletim IG-USP. Série Cient/82+85. https://doi.org/10.11606/issn.2316-8986.v19i0p63-85

Sørensen, H. (1974). The alkaline rocks. John Wiley & Sons.

Sturm, R. (2002). PX-NOM - An interactive spreadsheet program for the computation of pyroxene analyses derived from the electron microprobe. Computers & Geoscier29(4), 473-483. https://doi.org/10.1016/ S0098-3004(01)00083-8

Tappe, S., Foley, S. F., Jenner, G. A., Heaman, L. M., Kjarsgaard, B. A., Romer, R. L., Stracke, A., Joyce, N., & Hoefs, J. (2006). Genesis of ultramafic lamprophyres and carbonatites at Aillik Bay, labrador: a

Thompson, R. N., Gibson, S. A., Mitchell, J. G., Dickin, A. P., Leonardos, O. H., Brod, J. A., & Greenwood, J. C. (1998). Migrating cretaceous-eccene deflected Trindade Mantle Plume? Journal of Peterskig \$493-1526. https://doi.org/10.1093/petroj/39.8.1493

Ulbrich, H. H. G. J., Demaiffe, D., Vlach, S. R. F. & Ulbrich, M. N. C. and nepheline syenites from Poços de Caldas alkaline massif, southeastern

4th South American Symposium on Isotope Geology, Short Paperspp.

Vlach, S. R. F. (2002). A classe dos tectossilicatos: guia geral da teoria e Geologia USP. Série Didatide. https://doi.org/10.11606/ issn 2316-9109 v1i0p1-49

Vlach, S. R. F., Ulbrich, H. H. G. J., Ulbrich, M. N. C., & Vasconcelos, P. M. (2018). Melanite-bearing nepheline syenite fragments/and age of phlogopite megacrysts in conduit breccia from the Poços de Caldas Alkaline 402. https://doi.org/10.1590/2317-4889201820170095

Warr, L. N. (2021). IMA-CNMNC approved mineral symbols. Mineralogical Magazine, 85(3), 291-320, https://doi.org/10.1180/mgm.2021.43

Williams, P. A., Hatert, F., Pasero, M., & Mills, S. J. (2013). New minerals and nomenclature modifications approved in 2013. Mineralogical Magazine, 77(6), 2695-2709. https://doi.org/10.1180/minmag.2013.077.6.01

Wyllie, P. J. (1995). Experimental petrology of upper mantie materials, processes and products. Journal of Geody 2064 hio429-468. https:// doi.org/10.1016/0264-3707(95)00023-3

Zalán, P. V., & Oliveira, J. A. B. (2005). Origin and structural evolution of the Cenozoic Rift System of Southeastern. Boletim de Geociéncias - Petrobras ,

Zimbres, E., Kawashita, K., & Van Schmus, W. R. (1990). Evidências de um núcleo Transamazônico na Região de Cabo Frio, RJ e sua correlação com Shand, S. J. (1943). Eruptive rocks. Their genesis composition. classification, andraton de Angola, África. Congresso Brasileiro de Geologia, 36, 2735-2743.

> Zindler, A., & Hart, S. (1986). Chemical geodyn/amical Review of Earth and Planetary Sciencest 4 493-571. https://doi.org/10.1146/ annurev.ea.14.050186.002425

.

ARTIGO 2 - Combining magnetometric signatures and petrography analysis of the Morro de São João Alkaline Complex, southeastern Brazil: insights into opensystem magmatic evolution COMBINING MAGNETOMETRIC SIGNATURES AND PETROGRAPHY ANALYSIS OF THE MORRO DE SÃO JOÃO ALKALINE COMPLEX, SOUTHEASTERN BRAZIL: INSIGHTS INTO OPEN-SYSTEM MAGMATIC EVOLUTION

Mariana Bessa Fagundes^{1*}, André Luis Albuquerque dos Reis², Anderson Costa dos Santos³, Mauro Cesar Geraldes⁴, Sérgio de Castro Valente⁵, Jailane de Sousa Gomes⁶

1 - Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ), Faculdade de Geologia (FGEL),
Programa de Pós-graduação em Geociências (PPGG). Rua São Francisco Xavier, 524
- 4° andar/bloco A, Rio de Janeiro-RJ, Brasil. CEP: 20551-100; ORCID: https://orcid.org/0000-0002-6796-0626

2 - Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ), Faculdade de Geologia (FGEL). Departamento de Geologia Aplicada (DGAP). Rua São Francisco Xavier, 524 - 2° andar/bloco A, Rio de Janeiro-RJ, Brasil. CEP: 20551-100, Rio de Janeiro, Brasil; ORCID: <u>https://orcid.org/0000-0002-2225-5106</u>, e-mail: reisandreluis@gmail.com

3 - Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ), Faculdade de Geologia (FGEL), Departamento de Mineralogia e Petrologia Ígnea (DMPI), Grupos Tektos e GeoAtlântico. Rua São Francisco Xavier, 524 – 4033A, Rio de Janeiro-RJ, Brasil. CEP 20551-100; ORCID: <u>https://orcid.org/0000-0003-2526-8620</u>, e-mail: <u>andersonsantos@dmpi.com.br</u>

4 - Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ), Faculdade de Geologia (FGEL), Departamento de Mineralogia e Petrologia Ígnea (DMPI), Laboratório Multiusuário de Meio Ambiente e Materiais (MultiLab). Rua São Francisco Xavier, Rio de Janeiro-RJ, Brasil. CEP: 20940-040; ORCID: https://orcid.org/0000-0003-2914-2814, e-mail: mauro.geraldes@gmail.com

5 - Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro (UFRRJ), Departamento de Petrologia e Geotectônica (DPETRO), Laboratório de Modelagem e Evolução Geológica (LabMeg). BR 465, Km 7, Seropédica-RJ, Brasil. CEP: 23890-000; ORCID: <u>https://orcid.org/0000-0002-7467-672X</u>, e-mail: <u>labmeg.ufrrj@gmail.com</u>

6 - Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ), Faculdade de Geologia (FGEL), Programa de Pós-graduação em Geociências (PPGG). Rua São Francisco Xavier, 524 - 4° andar/bloco A, Rio de Janeiro-RJ, Brasil. CEP: 20551-100; ORCID: <u>https://orcid.org/0000-0002-6276-2284</u>, e-mail: jailane3@gmail.com

## *Corresponding author: marianafbessa@gmail.com

Area 3: Potential Methods, Gamma-Ray Spectrometry and Geothermal Studies

**ABSTRACT.** The present study integrates the magnetometric with petrographic data from the Morro de São João (MSJ) Alkaline Complex to investigate the magmatic evolution of the complex. The findings emphasize the critical role of magma mixing processes in shaping the textural and compositional diversity of MSJ rocks. The complex is a circular and conical body of approximately 10 km² located southeast of Rio de Janeiro composed of alkaline rocks strongly-silica undersaturation. The study used conventional petrographic analysis and aeromagnetic data processing, such as the Total Gradient Amplitude (TGA) and Reduction to the pole (RTP) maps to reveal the presence of multiple anomalous domains, supporting the hypothesis of non-cogenetic magmatic bodies that interacted during magma mixing events. To accomplish these objectives, this study employs a cross-correlation method to estimate the magnetization direction of the magnetic source. From a geodynamic perspective, the evolution of the MSJ's evolution is supposed to be closely linked to geomagnetic polarity reversals, mantle plume activity, and extensional tectonic processes associated with the breakup of the Gondwana paleocontinent. These factors contributed to the generation of alkaline magmatism through the decompression of the subcontinental lithospheric mantle and the thermal influence of deep mantle plumes.

**Keywords:** magnetometric signature, igneous petrology, magmatic system, crosscorrelation method, magnetization direction estimation

## INTRODUCTION

Aerogeophysical methods are used on every conceivable scale and for a wide range of purposes (Sharma, 1987; Dutra et al., 2022). Among these methods, magnetic surveys are crucial for various applications, including the study of tectonic settings, exploration of minerals and hydrocarbons, groundwater analysis, and geothermal resource assessment (Telford et al., 1990; Nabighian et al., 2005). Recent studies show that the integration of magnetometric data with petrological analyses significantly enhances the interpretation and understanding of magmatic systems. For instance, magnetic measurements have been employed to monitor volcanic activity by tracing subsurface magma movements, providing critical insights into magmatic processes (Magee et al., 2018; Hill et al., 2023).

With this context in mind, the present study investigates the geophysical and petrographic evidence of an open-system behavior during the magmatic evolution of the Morro de São João Alkaline Complex (MSJ). The MSJ, of Cenozoic age, is a circular geological formation measuring approximately 4 km in diameter. It has a conical shape with a top dissected by weathering processes and a summit reaching around 700 m in height. Its landscape is so striking that it is popularly known in the region as the "Casimiro Volcano". This complex is situated in Casimiro de Abreu, in the southeastern region of Rio de Janeiro (Figure 1). It comprises rocks with alkaline felsic and mafic affinities and exhibits notable magmatic mixing features (Brotzu et al., 2007; Fagundes et al., 2024).

## Applications of aeromagnetic data at Morro de São João

Recently, Sales and Martins (2024) applied aerogeophysical technique to focus primarily on delineating the architecture and dynamics of the underlying magma chamber systems for MSJ Alkaline Complex, shedding light on the mechanisms driving magmatic and tectonic developments regionally. To achieve these goals, Sales and Martins (2024) employed methods such as Reduction to the pole (RTP), Total Gradient Amplitude (TGA) in an attempt to enhance the signal from shallow-seated sources, thereby providing maps suitable for interpreting the edges of the sources.

Furthermore, despite the limitations inherent in each method when describing potential fields, the authors included the Upward continuation to attenuate shallow sources; Tilt derivative to normalize the data intensity; the Euler Deconvolution to estimate the position of the sources. Finally, Sales and Martins (2024) constructed a 3D voxel-based inversion to estimate the geometry of the causative source. It is important to note that, in all the steps aforementioned, the authors did not incorporate any prior knowledge about physical properties of the sources, neither in the inversion process nor in the magnetic data processing, such as RTP, which depends on the magnetization direction.

Unlike previous studies, this research employs processing methods based on Total Gradient Amplitude (TGA) and Reduction to the Pole (RTP), incorporating information about a key physical property - the total magnetization direction - of the local source over the MSJ Alkaline Complex. The method relies on the cross-correlation between TGA and RTP to estimate the total magnetization direction. Using this estimated direction, the RTP and TGA maps are constructed, and the study combines these geophysical interpretations with petrographic results to offer valuable insights into the geology and magmatic processes of the MSJ. Finally, the goal of this work is to enhance our understanding of the local magma chamber system, contributing to the knowledge of both the complex's formation and the regional tectonic evolution. It is important to emphasize that this study does not provide insights into the magnetization evolution (the process of acquisition and the different processes of magnetization over the time) of the MSJ Alkaline Complex. Instead, the total magnetization direction is only used to process the aeromagnetic data and interpret the resulting maps combined with petrographical interpretations. Further details are provided in the following sections.

## **Geological settings**

The Late Cretaceous and Paleocene alkaline magmatism of the South American Platform comprises a series of alkaline provinces in southeastern Brazil, collectively referred to as the Serra do Mar Alkaline Province (PASM - Almeida, 1983). Riccomini et al., (2004, 2005) divided the PASM into two provinces based on the structural control of the magmatic bodies and variations in their ages.

One of these provinces, previously known as the Cabo Frio Magmatic Alignment (Sadowski and Dias Neto, 1981; Almeida, 1991), was later renamed the Poços de Caldas-Cabo Frio Alkaline Alignment (PCCF - Riccomini et al., 2005). This alignment extends from southern Minas Gerais to the coastal region of Rio de Janeiro state.

The PCCF exhibits a structural trend oriented WNW-ESE and includes a series of predominantly felsic alkaline plutons. In addition to the plutons, subvolcanic structures such as sills and dikes, both mafic and felsic, are scattered along the alignment and intrude primarily into the gneissic rocks of the Ribeira and Brasília Orogens (Valeriano et al., 2011; Tupinambá et al., 2012; Alves et al., 2016). The Morro de São João Complex (MSJ) is located at the easternmost of PCCF, intruded into the Cabo Frio Terrain, Ribeira Orogeny. In addition to being north of the Cabo Frio High (CFH), west of the Campos Basin and the Barra de São João Graben, the eastern limit of the CRSB (Figure 1 - Mohriak et al., 2022).

The evolution of the Cabo Frio Terrane involves episodes of high-grade deformation and metamorphism associated with the collision of continental blocks during the Neoproterozoic (Heilbron et al., (2004). Magmatism in the Cabo Frio Terrane is marked by syn- and post-orogenic granitic intrusions, migmatites from crustal partial melting, and mafic dikes with mantle-derived tholeiitic compositions, reflecting tectonic processes from the Brasiliano orogeny to Gondwana's fragmentation (Schmitt et al., 2004; Heilbron et al., 2016). Quaternary sedimentary deposits in coastal and alluvial regions document erosional and sedimentary dynamics linked to sea-level changes during the Quaternary (Heilbron et al., 2016).



Figure 1: Schematic figure of the location of the MSJ in relation to the PCCF, ACF and Campos Basin. The white lines indicate the boundary of the offshore sedimentary

basins. Green are the alkaline intrusions of the PCCF: 1) Poços de Caldas (74.6 Ma -  40 K/ 40 Ar - Ulbrich et al., 2003); 2) Passa Quatro (66.7 Ma -  40 K/ 40 Ar - Sonoki & Garda, 1988); 3) Itatiaia (70 Ma - U-Pb - Rosa and Rubeti, 2018); 4) Morro Redondo (74.3 Ma -  40 K/ 40 Ar - Mota, 2012); 5) Marapicu (80 Ma -  40 Ar/ 39 Ar - Mota, 2012); 6) Mendanha (64, 1 Ma -  40 Ar/ 39 Ar - Mota, 2012); 7) Tinguá (67.9 Ma -  40 K/ 40 Ar - Sonoki and Garda, 1988); 8) Itaúna (64.4 Ma -  40 K/ 40 Ar - Sonoki and Garda, 1988); 9) Soarinho (62 Ma -  40 K/ 40 Ar - Sonoki and Garda, 1988); 10) Tanguá (68.4 Ma -  40 K/ 40 Ar - Sonoki and Garda, 1988); 11) Rio Bonito (68.4 Ma -  40 K/ 40 Ar - Sonoki and Garda, 1988); 12) Ilha de Cabo Frio (68.4 Ma -  40 K/ 40 Ar - Motoki et al., 2013); 13) Morro de São João (64.8 Ma  40 K/ 40 Ar - Mota et al., 2012). Modified from Almeida et al., (2013); Heilbron et al., (2016); Barros et al., (2023), and Fagundes (2024).

## MATERIALS AND METHODS

### Field Campaign

For the preparation of geological maps, the topographic bases were sourced from the RJ-25 Project database of the IBGE and subsequently processed, adjusted, and edited by the technical team of the Tectonic Studies Laboratory (LET) at Rio de Janeiro State University (UERJ), using ArcGIS 10.6 software.

The field campaigns were divided into three stages. The first stage focused on the eastern and southeastern sectors of the complex, based on an initial interpretation of geomorphological characteristics and descriptions of the local lithology. During the second stage, mapping efforts were concentrated on the southern, southwestern, and western sectors, with sampling points primarily located along the road encircling the body. The third stage was exclusively dedicated to delineating the predominance of facies to define contacts and construct the geological map. The central part of the complex requires more elaborate logistics and mapping methods due to several challenges. In addition to being located on private properties that control access to the main trails leading to the central region, it is covered by dense vegetation (Mata Atlântica biome). Furthermore, it was previously an area of illegal hunting, with numerous traps installed throughout, which limits entry, handling, and any human interventions, while posing significant risks to those entering the complex.

In total, 94 samples were collected during four field campaigns across the complex, of which 89 were selected for petrographic analysis.

## Petrography

The processes of thin section preparation and sample polishing were conducted at the Laboratório Geológico de Preparação de Amostras (LGPA) at the Rio de Janeiro State University (UERJ) and by the contracted company SOLINTEC – Serviços em Geologia Integrados, respectively.

Petrographic thin sections were examined under transmitted light using a conventional petrographic microscope on Zeiss microscope, model Axioskop 40. The investigation involved semi-quantitative analysis based on the average modal proportions obtained from approximately 8 to 10 fields of view for each thin section. The classification criteria for macroscopic descriptions followed the standards established by the Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks of the International Union of Geological Sciences (IUGS), as outlined by Streckeisen (1976) and Le Maitre (2002).

## Geophysical data processing

The field data used here was obtained from an aeromagnetic survey carried out in the state of Rio de Janeiro and provided by the Geological Survey of Brazil (Serviço Geológico do Brasil - SGB) of the Aerogeophysical Project 1117 - Rio de Janeiro (CPRM, 2012), available in XYZ format on the GEOSGB (2022) online platform. The survey covers an area of approximately 32,000 km² between the latitudes from - 20° to -23° and longitudes from - 44° to - 41.5° referred to in the WGS-84 datum. The flight height was 100 m above the ground. The inlines and tie lines are spaced at 500 m and 10 km with orientation along with N-S and E-W, respectively. For the MSJ application, we crop an area limited to latitudes from - 22.5° to - 22.6° and longitudes from - 42.01° to - 42.06°, totalizing a number of 38,000 observations. The main geomagnetic field direction at the epoch of survey for this area was equal to - 39.06° and - 22.71° for inclination and declination, respectively.

## Reduction to the pole (RTP) and the total-gradient amplitude (TGA) computation

Different from gravity data, where the anomalies tend to be located over the causative sources, the total-field anomaly (TFA) depends on the main field (*i.e.,* the geomagnetic field) and the total magnetization directions. This fact leads to a phase shift contribution in the magnetic data, mainly when the ambient field and the magnetization direction do not have the same direction. For this reason, it may distort

the shape of the anomaly or even change its sign. In general terms, the magnetic anomaly depends on the direction of the geomagnetic field at the epoch of the survey and depends on a vectorial summation of other two components: the induced magnetization (i.e., the response of the source to an ambient field) and the natural remanent magnetization (*i.e.*, the component acquired at the time of the rock formation). This complexity can be attenuated by applying a phase transformation called Reduction to the Pole (RTP). This technique was first introduced by Baranov (1957). The RTP transformation leads to an anomaly that would be measured at the north magnetic pole, where the source would have purely vertically induced magnetization. In other words, it will transform a measured total-field anomaly into the vertical component of the field caused by the same source distribution magnetized in the vertical direction. This transformation relocates the anomaly over the magnetic source, making the interpretation process more suitable. It is commonly performed in Fourier Domain by applying an RTP filter. Nevertheless, this process depends on the magnetization direction of the sources and, consequently, we have to estimate this physical property. However, as with any other technique, there are some limitations (Blakely, 1996, p. 330).

The concept of the analytic signal was first introduced by Ville (1948). The analytic signal of a function is a complex quantity that is represented by the Hilbert Transformation of an arbitrary function. It was pioneered in Potential field data processing by Nabighian (1972, 1974). In this context, the potential field analytical signal is the summation of the horizontal (i.e., the derivative in the x- and/or y-axis direction) and the vertical (*i.e.*, along the z-axis) gradients of a potential field. It leads to a commonly known quantity called Analytic Signal Amplitude (ASA), which is the Euclidean norm of the aforementioned derivatives. For practical purposes, here we used the term Total-Gradient Amplitude (TGA) adopted by Reid (2012). The use of TGA may complement the RTP in the interpretation process, and estimating the magnetization direction.

## Cross-correlation method for estimating the total magnetization direction

The total magnetization is the sum of two components: the induced and the remanent magnetizations. The induced magnetization of the lithospheric rocks is due to the response of the lithospheric rocks to an ambient field (*i.e.,* the geomagnetic field),

which is also known as an induced magnetic field. The remanent magnetization preserves the geological history of rocks and the past Earth's magnetic field, including the magnetization acquisition at the time of formation and the posteriorly processes along the geological time due to metamorphism, for example, the chemical alteration and stress deformation (Dunlop and Ozdemir, 1997; Ravat, 2007; Gonzalez et al, 2022). For this reason, the determination of the magnetization direction is a suitable tool for describing the lithospheric rocks and, consequently, their history throughout time. In the context of applied geophysics, ignoring this physical property can lead to a misinterpretation of the geological scenarios.

Clark (2014) presented a seminal review of available methods for determining the remanent and total magnetization. Due to difficulties in directly estimating the remanent component from total-field magnetic anomalies data, the author emphasizes the importance of indirect methods for estimating the total magnetization direction, which was divided into eight strategies. These groups of methods are the following : (a) constrained modeling and inversion-based methods (*e.g.*, Lelièvre and Oldenburg, 2009; Liu et al., 2018); (b) inversion method assuming, a priori, simple geometries (*e.g.*, Oliveira Jr., 2015); (c) magnetization estimation pre- and post-mining; (d) combined analysis of magnetic and gravimetric anomalies based on Poisson's relation (*e.g.*, Alencar de Matos and Mendonça, 2020); (e) methods based on controlled sources (*e.g.*, Huang and Fraser, 2001); (f) method using Helbig-type integrals (*e.g.*, Tontini and Pedersen, 2008); (g) equivalent-layer technique based estimation (Ribeiro-filho et al., 2020; Reis et al., 2020) and (h) cross-correlation methods. In this work, we use the last group.

The approach of cross-correlation methods consists of enhancing some symmetry of potential quantities using statistical correlation. The idea consists of estimating the total magnetization direction by searching for the maximum cross-correlation coefficient (*e.g.*, Pearson correlation coefficient) from a grid search of inclinations and declination. There are several methods based on this strategy in the current literature. As a pioneer work, Roest and Pilkington (1993) propose a method for estimating total- magnetization direction by correlating the total gradient amplitude of the RTP field for 2D magnetic sources. Fedi et al., (1994) applied successive RTP operations assuming that the total magnetization direction could be estimated by searching the inclination and declination into a grid. Bilim and Ates (1999) performed

the maximum correlation between the gravity field and pseudo gravity from magnetic anomalies that can provide a valuable estimation of the total magnetization. Dannemiller and Li (2006) analyze the correlation between the total and vertical gradients from the RTP field for different magnetization directions. Gerovska et al., (2009) apply the crosscorrelation between the magnetic amplitude and RTP anomalies. Li et al., (2017) presented a new cross- correlation method of normalized source strength (NSS) and RTP field by computing a combination of inclinations and declinations. Zhang et al., (2018) extended this approach by applying the correlation between the derivative of the NSS and the RTP field for a set of trial magnetization directions. Ribeiro-Filho et al., (2020) improved the Dannemiller and Li (2006) for the application in low-latitude anomalies by using the cross-correlation between potential guantities calculated from the equivalent-layer technique. Jian et al., (2022) presented a new correlation method by using multiple correlations of potential field quantities. Finally, in this work, we use the cross- correlation between the TGA and RTP fields for estimating the MSJ magnetization direction from total-field anomaly data. The estimated magnetization direction, as well as all magnetic data processing, was determined by developing Python scripts using the Numpy (Harris et al., 2020) and Scipy (Virtanen et al., 2020) libraries.

## RESULTS

### **MSJ** features and structures

. The complex stands out in the landscape due to its peak of approximately 700 m above sea level. The drainage system in the MSJ is of the radial, centripetal, and centrifugal type. There are no conventional in situ outcrops in the MSJ. However, deposits of talus and metric-scale blocks, mainly within the drainages of the body, were used for sampling (Figure 3B). Rocks belong to the gneissic basement of the Cabo Frio Terrain, Ribeira Belt, and outcrops in the road cuts as regolith (Figure 3C).



Figure 3: Main features of the MSJ. A) Panoramic view of the complex; B) Thallus deposit, typical feature; C) Road cut with regolith from the crystalline basement.

Tabular structures, essentially felsic, are observed in all sectors of the complex (Figure 4A). Due to the lack of structural data and the absence of in situ outcrops, these structures cannot be definitively classified as dikes or sills; therefore, they are referred to in this manner. These structures vary in thickness on a centimeter scale and are associated with all the rocks present in the complex.

Three critical structures were observed in the field: (1) interaction between materials of different compositions. This feature is composed of mafic and felsic rocks and has varying centimeter sizes with abrupt and polygonal contacts (Figure 4B) or corroded with a diffuse interaction between the two distinct rocks; (2) xenoliths of gneissic rocks (Figure 4C). The xenoliths are approximately 15 to 20 cm in size and

have polygonal contacts; and (3) enclaves (Figure 4D) of ultramafic rock with a rounded shape, approximately 15 cm in diameter. The enclaves are only observed in the mafic rocks of the complex.



Figure 4: Structures observed in the MSJ rocks. A) Tabular structures; B) Interaction features of magmas of different compositions; c) Xenoliths of the host rock; D) Ultramafic enclave hosted in a mafic rock.

## Petrography

Except for the aphanitic hypabyssal rocks, the rocks within the complex are predominantly phaneritic, holocrystalline, inequigranular, and medium- to coarsegrained. The essential mineralogy consists of alkali-feldspar, plagioclase, nepheline, clinopyroxene, and amphibole, as well as accessory titanite, apatite, garnet, titanomagnetite, subordinate, biotite, carbonate, sulfide, cancrinite, and zircon. Based on their mineralogical composition and textural characteristics, the MSJ rocks are classified as nepheline-bearing alkali-feldspar syenite, nepheline syenite, nephelinebearing syenite, nepheline monzosyenite, malignite, shonkinite and essexite, as well as phonolites and trachytes.

## Felsic Rocks

The nepheline-bearing alkali-feldspar syenite exhibits a serial inequigranular texture, characterized by tabular alkali-feldspar crystals with semi-polygonal edges and subhedral nepheline, which is occasionally altered to cancrinite. This texture results from the coexistence of two alkali-feldspar populations with grain sizes ranging from fine to medium. Essential minerals include nepheline, alkali-feldspar, and clinopyroxene, the latter appearing as anhedral crystals with serrated edges and greenish hues. Accessory minerals include brownish prismatic titanite, Fe and Ti oxides, and anhedral garnet with compositional zoning (Fig.5A) and brown hues. Additionally, sodalite and alteration minerals such as sericite are occasionally observed.

The nepheline svenite and nepheline-bearing syenite similar share inequigranular textures, with tabular alkali-feldspar crystals exhibiting semi-polygonal edges and subhedral nepheline. The primary distinction between the two is the modal content of nepheline, which is higher in the nepheline-bearing syenite. Clinopyroxene in these rocks displays greenish and brown hues and is often overgrown by amphibole (Fig.5B), appearing as anhedral crystals with serrated edges. Accessory minerals include titanite, garnet, Fe and Ti oxides, zircon, and sodalite, with the garnet showing irregular compositional zoning in various shades of brown. These garnet crystals are granular, medium to coarse-grained, and occasionally contain alkali-feldspar inclusions.



Figure 5: Photomicrograph showing predominant mineral textures in the felsic rocks of the MSJ. (A) Garnet crystal with strong compositional zoning in the brown colors of an nepheline-bearing alkali-feldspar syenite; (B) clinopyroxene crystal overgrown with amphibole and also associated with biotite from a nepheline syenite. Bt: biotite; Amp; amphibole; Cpx: clinopyroxene; Mag: Fe and Ti oxide; Afs: alkali-feldspar; Grt: garnet.

The nepheline monzosyenite is associated with magmatic mixing structures commonly found within the complex. These rocks exhibit an inequigranular, mesocratic texture due to the modal abundance of clinopyroxene and amphibole. Alkali-feldspar and nepheline occur as medium-grained, anhedral to subhedral crystals, sometimes interstitially associated with mafic minerals. Amphibole overgrowth on clinopyroxene is a notable feature, although fine-grained, subhedral clinopyroxene crystals without overgrowth are also present. These crystals display compositional zoning with green and brown hues, characterized by three distinct patterns: irregular zoning with random alternation of green and brown hues, concentric zoning with brown cores and green rims, and concentric zoning with green cores and brown rims. Accessory minerals in these rocks include anhedral garnet, prismatic titanite, globular and acicular apatite, Fe
and Ti oxides, zircon, fine-grained mica, and zircon. These accessory minerals are often associated with the amphibole overgrowth on clinopyroxene.



Figure 6: Photomicrograph exhibiting the textural variations of the clinopyroxene crystals found in the nepheline monzosyenite rocks of the MSJ. A) Clinopyroxene with irregular compositional zoning; B) Clinopyroxene with concentric zoning with brown centers and green edges; C) Clinopyroxene with subtle compositional zoning with green centers and brown edges. Cpx: clinopyroxene; Ttn: titanite; Afs: alkali-feldspar; Mag: Fe and Ti oxide.

Phonolites have a mineralogy composed of alkali-feldspar, nepheline, amphibole, clinopyroxene and fine-grained Fe and Ti oxides. In the massive phonolite, the fine-grained alkali-feldspar are oriented, generating a moderate flow texture. In porphyry phonolites, the matrix does not have a preferential crystalline orientation and alkali-feldspar, nepheline, which sometimes displays a glomeroporphyritic texture, and medium-grained sodalite make up the phenocrysts of these rocks.

The following Table 1 summarizes the relevant characteristics of each rock, presenting them in terms of Texture, Main Minerals, Accessory Minerals, and Key Features.

Rock	Texture	Main minerals	Accessory minerals	Key features
Nepheline- bearing alkali- feldspar syenite	Serial inequigranular; fine to medium grain	Alkali-feldspar (tabular), nepheline (subhedral, altered to cancrinite) and clinopyroxene overgrown by amphibole	Titanite (prismatic), Fe and Ti oxides, garnet (zoned, brown), sodalite, sericite, zircon	Two alkali- feldspar populations; greenish clinopyroxene overgrown by amphibole
Nepheline syenite and nepheline- bearing syenite	Inequigranular	Alkali-feldspar (tabular), nepheline (subhedral) and clinopyroxene overgrown by amphibole	Titanite, garnet (zoned, irregular, brown), Fe and Ti oxides, sodalite, zircon	Garnet with alkali-feldspar inclusions; clinopyroxene overgrown by amphibole (greenish to

Table1: Comparative table between the felsic rocks of MSJ.

				brown tones)
Nepheline monzosyenite	Inequigranular	Alkali-feldspar, nepheline, clinopyroxene (zoned) and clinopyroxene overgrown by amphibole	Garnet, titanite, apatite (globular/acicula r), Fe and Ti oxides, mica, zircon	Three clinopyroxene zoning patterns; associated with magmatic mixing structures
	Massive	Alkali-feldspar	Oxide, garnet and clinopyroxene	Fine-grained crystals of
Phonolite	Glomeroporphyr itic	Phenocrysts: alkali-feldspar, nepheline and sodalite Matrix: alkali- feldspar	Oxide, garnet and clinopyroxene	clinopyroxene, nepheline and oxide are found in the matrix

# Mafic rocks

Malignite and Shonkinite exhibit a serial inequigranular texture with a bimodal size distribution, comprising fine-grained anhedral crystals and medium-grained subhedral alkali-feldspar crystals. Anhedral nepheline, medium-grained, is present throughout the rocks. Clinopyroxene displays compositional zoning with green and brown hues, appearing as fine-grained, subhedral crystals. Some clinopyroxenes exhibit overgrowths of amphibole with serrated edges and medium to coarse grain sizes. Amphibole is also found as anhedral, coarse-grained, dark brown crystals with a poikilitic texture (Fig.7A), often containing inclusions of clinopyroxene, Fe and Ti oxides, and alkali-feldspar. Rare subhedral brown amphibole crystals without a cumulate texture are occasionally observed (Fig.7B).



Figure 7: Photomicrograph exhibiting the textural variations of the amphibole crystals in the malignite. A) Amphibole with poikilitic texture with clinopyroxene and biotite as included crystals; B) Rare amphibole crystal found in the MSJ mafic rocks without poikilitic texture. Cpx: clinopyroxene; Amp: amphibole; Ttn: titanite; Bt: biotite; Afs: alkali-feldspar.

Essexite contains dark brown amphibole macrocrystals with a poikilitic texture and clinopyroxene showing pronounced green and brown compositional zoning. The clinopyroxene crystals are fine-grained and subhedral, while the felsic phase predominantly consists of alkali-feldspar, plagioclase and nepheline. Accessory minerals include garnet, titanite, Fe and Ti oxides, apatite, and zircon.

Essexite with cumulatic texture commonly display oriented arrangements of clinopyroxene and amphibole with poikilitic textures. In these rocks, interstices are filled with alkali-feldspar and nepheline. In non-cumulate-textured essexites, fine- to mediumgrained felsic minerals exhibit subhedral and truncated contacts, while other mineral features are consistent with cumulate-textured rocks. Apatite is present in all rocks of the MSJ. In cumulate-textured rocks, apatite appears prominently in interstitial spaces and as inclusions within poikilitic textures, where it is predominantly acicular.

The following Table 2 summarizes the relevant characteristics of each rock, presenting them in terms of Texture, Main Minerals, Accessory Minerals, and Key Features.

Table2: Comparative table between the mafic rocks of MSJ.

Rock	Textute	Main minerals	Accesory minerals	Key features
Malignite and Shonkinite	Serial inequigranular	Clinopyroxene (zoned green/brown, subhedral), clinopyroxene overgrown by amphibole, nepheline (anhedral, medium- grained), and alkali-feldspar	Titanite, Fe and Ti oxides, alkali- feldspar, apatite, and zircon	Amphibole with poikilitic texture includes clinopyroxene, Fe and Ti oxides, alkali- feldspar
Essexite	Cumulatic	Clinopyroxene (zoned green/brown, subhedral), amphibole (brown, subhedral to poikilitic)	Garnet, titanite, Fe and Ti oxides, apatite, zircon	Amphibole with poikilitic texture includes clinopyroxene, Fe and Ti oxides, alkali- feldspar; rare subhedral brown amphibole

		Clinopyroxene	
	Massive	(zoned	
		green/brown,	
		subhedral),	
		amphibole	Cumulate rocks
		(brown,	feature poikilitic
		subhedral to	amphibole and
		poikilitic),	interstitial
		nepheline	apatite is
		(anhedral,	acicular
		medium-	
		grained), and	
		alkali- alkali-	
		feldspar	

# Magnetic data processing and total magnetization direction estimation

The raw total-field anomaly data (not shown) were interpolated into a grid of 600 x 12 (7200 points) with a grid spacing of 49 m and 502 m, respectively, along with northing and easting directions. The gridded total-field anomaly data is shown in Figure 8A. We processed the gridded data for a regional-residual separation. With this purpose, we used a first-order polynomial fitting to the gridded data (Figure 8B).

After removing the regional field (Figure 8B) from the gridded data (Figure 8A), we obtained the residual field shown in Figure 8C. In order to estimate the total magnetization direction, we applied the cross-correlation method by correlating RTP and TGA calculated from the residual total-field anomaly. We construct a grid of trial orientations ranging the inclinations from 5° to 90° and the declinations from -180° to 180° with an increment of 0.5° for both. The grid search is shown in Figure 8D. We set a maximum correlation equal to 0.51. This value corresponds to a total magnetization direction of 57.5° and -79.5 for inclination and declination, respectively, which is characterized as a reversed magnetization. The reason for reaching this conclusion is that when the magnetization is opposed to the direction of the present day field (*i.e.*, the main field direction), it is referred to as reverse magnetization (for more details see

Mazaud, 2007). It can be observed by the difference between the sign of the inclination of the main field and the sign of the estimated total magnetization inclination obtained by the method.



Figure 8: Results for processing and total magnetization direction estimation of MSJ area. A) Gridded TFA (nT) from the raw anomaly data (not shown); B) Regional field (nT) estimated from a first-order polynomial fitting; C) Residual total-field anomaly (nT),

obtained subtracting panels (A) and (B); D) Cross correlation map, where the yellow triangle shows the maximum correlation between RTP and TGA maps which gives the estimation of total magnetization direction. In the figure, the axes of the maps in A, B and C are given in kilometers and the one in D is given in degrees (declination and inclination), respectively.

We used this estimated magnetization direction to perform a RTP and TGA calculation for interpreting the magnetic data (Figure 9). The RTP field (Figure 9A) shows a centered high amplitude above the causative sources, demonstrating that we estimate a reliable magnetization direction. The TGA map (Figure 9B) confirms the high correlation between these two potential quantities, as well as highlighting almost the same structures in both results. These results show that we obtained a reliable result for the magnetization direction, indicating a set of causative magnetic sources mainly into the region composing MSJ (the solid black line in Figure 9A and Figure 9B).



Figure 9: Results for interpreting the causative bodies within the area of MSJ limited by the solid black line in both maps. The color gradient (from light to dark red) indicates variations in the intensity of the magnetic gradient, with higher values associated with areas in darker red (magnetic peaks). A) RTP (nT) anomaly obtained from the magnetization direction estimative; B) TGA (nT/m) field obtained from RTP anomaly.

257

#### DISCUSSIONS

Geochronological data (Brotzu et al., 2007; Mota et al., 2009; Fagundes, 2024) indicate that one of the magmatic pulses responsible for the formation of the MSJ occurred approximately 65 Ma. This age marks the end of the Cretaceous and the beginning of the Paleocene, a period contemporaneous with the establishment of the CRSB (Riccomini et al., 2004, 2005). During this time, magmatic activity (tholeiitic and alkaline) along southeastern Brazil, particularly in the Serra do Mar region, and various dyke intrusions were closely associated with the development of the rift system.

The mafic rocks of the MSJ, such as essexites and malignites, according to Fagundes (2020, 2024), exhibit SiO₂ contents ranging from 39.17 to 46.68 wt.%, are metaluminous, and potassic with a sodic tendency. In contrast, the felsic rocks, represented by nepheline syenite, syenite with nepheline, nepheline monzosyenite, alkali-feldspar syenite with nepheline, and phonolite, exhibit SiO₂ contents ranging from 51 to 55.18 wt.% and MgO contents between 0.14 and 0.92 wt.%. These felsic rocks are potassic to ultrapotassic, metaluminous with a tendency towards peralkaline and peraluminous compositions (Fagundes, 2020, 2024).

According to the aforementioned author, the metaluminous geochemical signature of these rocks is reflected in their mineralogy, while the textures observed in their minerals reflect the magmatic evolution of the complex (Fagundes et al., 2024). The conventional petrographic analysis conducted in the present study, together with the mineral chemistry, elemental geochemistry, and isotopic analyses proposed by Brotzu et al., (2007) and Fagundes et al., (2024) suggest that processes such as crustal assimilation and magma mixing in an open system played a significant role in the magmatic evolution of the MSJ.

In their work, Azzone et al., (2016), Vlach et al., (2018) and Fagundes et al., (2024) conducted an extensive study of disequilibrium textures observed in clinopyroxene, garnet, and amphibole crystals from the Ponte Nova Alkaline Massif, Poços de Caldas Alkaline Massif and MSJ rocks, respectively. The authors assert that crustal assimilation processes are responsible for the pronounced compositional zoning patterns exhibited by these minerals. However, the present study emphasizes textures that are indicative of magma mixing processes.

# Petrological and magnetometric data integration

As a result of the magma mixing process, an important texture was imprinted on amphibole crystals (Fagundes, 2024): the poikilitic texture. Commonly described by Azzone et al., (2016) in the rocks of the Ponte Nova Alkaline Massif, this texture is characteristic of cumulate mafic rocks and occurs in lower modal proportions in noncumulate mafic rocks of the MSJ.

Latypov et al., (2020) and Mollo and Hammer (2017) associate the formation of poikilitic texture with magma mixing processes involving the cooling and crystallization of magmas with differing compositions and temperatures. Latypov et al., (2020) suggest that poikilitic texture can form through the interaction between crystals from a more primitive (and typically hotter) magma and a more evolved (and cooler) host magma. During this interaction, larger crystals may act as oikocrysts, encapsulating smaller minerals (chadacrysts) or those of differing compositions. This process is driven by chemical instability resulting from magma mixing, which promotes the simultaneous nucleation and growth of various mineral phases.

Mollo and Hammer (2017) similarly associate poikilitic texture with magma mixing, emphasizing that fluctuations in temperature, chemical composition, and flow dynamics during magma interactions create favorable conditions for smaller crystals to be entrapped within larger ones. These conditions are characteristic of magmatic systems where mixing is incomplete, resulting in disequilibrium textures such as poikilitic textures. Thermal and compositional interactions also influence the saturation of minerals in the magma, fostering the crystallization of mineral phases out of equilibrium with the magmatic liquid. Thus, it is possible to state that poikilitic texture serves as a significant petrographic indicator of magma mixing processes. It is frequently employed as evidence of magmatic interactions in intrusive complexes.

The idea that distinct batches of magma mixed at a specific stage in geological time can be associated with observations from the Total Gradient Amplitude (TGA - nT/m) map, where a set of laterally associated anomalous domains is evident. The magnetic domains were delineated using the highest TGA values (Fig. 10), with eight peaks identified. These anomalies range from 0.5 to 4.5 nT/m.



Figure 10: The eight anomalies mapped have high TAG values (nT/m), where observers can identify anomalous magnetic sources.

The figure reinforces the hypothesis that the magnetic gradient of the region is composed of multiple anomalous domains. The eight identified anomalous peaks may represent areas with varying concentrations of ferromagnesian minerals or different magmatic bodies within the intrusion, as noted by Li (2006).

For the hypothesis of a single intrusion with magnetic heterogeneity, it is crucial to consider the process of fractional crystallization as a generator of these distinct mineralogical zones (Li, 2006; Chmyz, 2017), which produce detectable magnetic signatures. However, this hypothesis can be dismissed, as authors such as Brotzu et al., (2007) and Fagundes (2024) argue that fractional crystallization was not the primary magmatic evolutionary process of the MSJ, nor responsible for the recorded facies diversity. Consequently, mineralized zones with magnetic minerals, originating from a

fractional crystallization process and generating anomalous peaks, are not applicable to the MSJ.

For the hypothesis involving multiple intrusive bodies, the segmentation into eight anomalies may indicate the presence of distinct (non-cogenetic) magmatic intrusions that later interacted during magma mixing events. This idea aligns with the findings of this study, as fundamental methods such as field observations and petrographic analysis already suggest such a process. Furthermore, the aforementioned authors affirm that mechanisms like magma mixing were predominant in the magmatic evolution of the MSJ. Brotzu et al., (2007) and Fagundes (2024) support this assertion through analyses of elemental and isotopic geochemistry. Furthermore, Sales and Martin (2024) identified a magma chamber approximately 4 km beneath the surface through 3D modeling, unveiling features indicative of magmatic processes, including magma mixing and crustal assimilation.

A relevant factor to discuss is the distribution of the peaks. The moderately linear and aligned arrangement of the anomalies suggests they may be related to some structural control or magmatic process, such as fractures or magma feeding channels. The 3D model proposed by Sales and Martin (2024) reveals that the complex is associated in the subsurface with magnetic lineaments of NW-SE and NE-SW direction, which confirms a structural control on the intrusion.

The combination of textural studies and magnetometric signatures aligns with the models proposed by Davidson et al., (2007b). These authors link textures to specific magmatic systems (Fig. 11) operating under open- and closed-system regimes. According to Davidson et al., (2007b), the textural complexities described in this study suggest that the processes forming the complex are based on a system involving two or more non-cogenetic magmatic centers. These centers evolved over time and became interconnected, producing diverse textures (Fig. 11C). This is reflected in clinopyroxene, garnet, and amphibole crystals through irregular and concentric compositional zoning, corroded rims, and the presence of poikilitic texture.



Figure 11: A simplified diagram of magmatic systems, modified from Davidson et al., (2007b), shows different forms of mineral zoning and causes of generation.

Thus, it is possible to affirm that the magnetometric signatures, as revealed by the Total Gradient Amplitude Map of the MSJ, support the hypothesis that one of the mechanisms driving the magmatic evolution of the complex involved magma mixing. The various anomalous domains observed in the subsurface can be interpreted as intrusions that were once distinct, non-cogenetic magma batches.

# **Geodynamic implications**

Throughout the processing of magnetometric data, it was observed that the alkaline complex, at the time of its crystallization, was affected by reversed magnetic polarity phenomenon. Figure 12 exhibits the correlation between the geological

timetable and the terrestrial geomagnetic polarity table, as presented by Garcés and Beamud (2016). The time scale reveals the normal and reverse polarity periods that occurred during the Paleocene time.



Figure 12: The geological time scale with the geomagnetic polarity of the Paleocene modified by Garcés and Beamud (2016). The dark areas denote periods when the polarity is normal, and the light areas denote periods when the polarity is reversed. The red trace corresponds to the age at which the MSJ crystallized with age, according to Mota et al., (2009).

Reverse polarity arises when the magnetic field changes its orientation so that magnetic north and south are exchanged. These events usually involve a prolonged decline in field strength followed by a rapid recovery after the new orientation is established (Wilson et al., 1972). The cause of this phenomenon is discussed as major tectonic events that may or may not be associated with the Earth's core (Muller et al., 2002). These events can include the arrival of portions of continental plate slabs

subducted into the deep mantle or the initiation of new mantle plumes from the coremantle boundary (Dobretsov et al., 2021).

Reversed magnetic polarity determined by the intensity of mantle plumes can lead to the cooling of the core, an increase in the rate of convection in the asthenosphere, and, consequently, changes in the lithosphere (Dobretsov et al., 2021). The same author relates major reversal events to the extrusion of large igneous provinces, such as the Serra Geral - Etendeka, and mass extinctions.

This phenomenon directly implies a discussion of the geodynamic models proposed for the genesis of the MSJ and, consequently, the genesis of the PCCF. In the current literature, there are three hypotheses of a combined model between the movement of a hotspot under the South American plate in a NW-SE direction (Marsh, 1973; Herz, 1977; Thomaz Filho and Rodrigues, 1999); mantle plume activity (Thompson et al., 1998); and (3) subcrustal faults (Almeida, 1991; Riccomini et al., 2005) generating adiabatic decompression and, consequently, magmatism.

The hot spot plume model is not validated within the PCCF, as there is a lack of linear geochronological progression associated with alkaline intrusions. Furthermore, recent studies employing U-Pb zircon dating (Carvalho et al., 2023; Teodoro et al., 2024; Fagundes, 2024) have confirmed the absence of a downward age progression along the trend.

The hypothesis of the plume as a heat supplier is coherent, since authors (Sleep, 1990; Condie, 1997; Mota, 2012) estimate that for the head of a deep mantle plume, i.e., a plume generated at the core-mantle interface, the dimensions are around 1,000 to 1,500 km in diameter. If this is correct, it is possible, using heat convection, to generate magmatism in distant locations with similar ages and isotopic compositions (Sonoki and Garda, 1988; Thompson et al., 1998; Ulbrich et al., 2003; Motoki et al., 2013; Rosa and Rubetti, 2018), although they are petrographically distinct. This may explain the decreasing non-linearity of the ages and the geochemical similarities of the ages of the bodies belonging to the PCCF.

The model also recognizes that a first phase of alkaline magmatism was generated during extensional events related to the break-up of the Gondwana paleocontinent (Almeida, 1967). A second phase of alkaline magmatism was associated with the formation of the CRSB in the Lower Cretaceous (Riccomini et al., 2004). This whole process would have generated a decompression of the subcontinental lithospheric mantle which, combined with the heat coming from the plume, allowed magma to form and be injected into the crust.

In the PCCF, the Poços de Caldas Alkaline Massif also shows signatures of the reversed geomagnetic polarity phenomenon (Marangoni and Mantovani, 2013). However, extending this reasoning to the other bodies of the PCCF is hasty, as there are no studies of their magnetometric signatures. In the southeast, studies of the magnetic signatures of alkaline igneous provinces are concentrated only on the bodies of the Ponta Grossa High documented by Gomes et al., (2011) and Marangoni and Mantovani (2013).

#### CONCLUSIONS

The results obtained in this study underscore the significance of magma mixing processes in the evolution of the Morro de São João Alkaline Complex (MSJ). The integration of petrographic and magnetometric data highlights that the textural and compositional diversity of the MSJ rocks is closely linked to the interaction between distinct magmatic pulses in an open-system environment. Textures such as the poikilitic texture observed in amphibole crystals serve as significant petrographic indicators of these interaction processes.

The distribution of anomalous domains identified on the Total Gradient Amplitude (TGA) map supports the hypothesis of multiple intrusive magmatic bodies that are noncogenetic and interacted during magma mixing events. Furthermore, the magnetic signatures provide a new perspective on the structural heterogeneity of the MSJ, emphasizing the potential influence of structural controls such as fractures or magma feeding channels.

From a geodynamic perspective, the data suggest that the complex was influenced by geomagnetic polarity reversal phenomena associated with mantle plume activity and extensional tectonic processes related to the breakup of the Gondwana paleocontinent. These processes contributed to the generation of alkaline magmatism in distinct phases, driven by the decompression of the subcontinental lithospheric mantle and the thermal influence of deep mantle plumes.

# ACKNOWLEDGEMENTS

We thank the Laboratório de Estudos Tectônicos - LET/Tektos (UERJ), coordinated by Professor Júlio Almeida/UERJ for technical support; the Laboratório de Modelagem e Evolução Geológica coordinated by Professor Sérgio Valente/UFRRJ for technical support. The projects: Entidades Estaduais (E-26/010.101156/2018); APQ1 (E-26/010.001924/2019); Emergentes (E-26/010.002147/2019) coordinated by Professor Anderson Costa dos Santos/UERJ for the financial support: and PETROMAGMATISMO-PETROBRÁS (2017/0035-1) coordinated by Professor Sérgio Valente/UFRRJ for the financial support.

#### REFERENCES

Almeida, F. F. M., 1967, Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Boletim 241, Rio de Janeiro: DNPM-Divisão de Geologia e Mineralogia, p. 36.

Almeida, F. F. M., 1991, O alinhamento magmático de Cabo Frio. 20 Simpósio de Geologia do Sudeste, São Paulo, Atas, p. 423–428.

Almeida, J. C. H., Heilbron, M., Schmitt, R., valeriano, C. M., Rubim, I. N., Mohriak, W. U., Júnior, D. L. M., Tetzner, W., 2013, Guia de campo na área continental do Alto de Cabo Frio. Boletim de Geociências. Petrobras, 21, 325-355.

Alves, A., Janasi, V. de A., Neto, M. C. C., 2016, Sources of granite magmatism in the Embu Terrane (Ribeira Belt, Brazil): Neoproterozoic crust recycling constrained by elemental and isotope (Sr-Nd-Pb) geochemistry. Journal of South American Earth Sciences, v. 68, p. 205–223. <u>https://doi.org/10.1016/j.jsames.2015.10.014</u>

Azzone, R.G., Muñoz, P.M., Enrich, G.E.R., Alve,s A., Ruberti, E., Gomes C.B. 2016. Petrographic, geochemical and isotopic evidence of crustal assimilation processes in the Ponte Nova alkaline mafic–ultramafic massif, SE Brazil. Lithos, 260:58-75. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.05.004

Baranov, V., 1957, A new method for interpretation of aeromagnetic maps pseudogravimetric anomalies: Geophysics, 22, 359–383.

Barros, T. M. J., Brito, P. C., Corval, A., Valente, S. C., Miranda, A, W, A., 2023, The post-breakup magmatism in Cabo Frio High, Campos Basin, Brazil: implications to a

thinned lithosphere contribution in magma formation. Comunicações Geológicas. 110, 1, 39 - 60. <u>https://doi.org/10.34637/h145-3n13</u>

Bilim, F., Ates, A., 2004, An enhanced method for estimation of body magnetization direction from pseudogravity and gravity data: Computers & Geosciences, 30, 161–171. https://doi.org/10.1016/j.cageo.2003.09.003

Blakely, R. J., 1996, Potential theory in gravity and magnetic applications. Cambridge: Cambridge University Press.

Brotzu, P., Melluso, L., Bennio, L., Gomes, C. B., Lustrino, M., Morbidelli, L., Morra, V., Ruberti, E., Tassinari, C., D'Antonio, M., 2007, Petrogenesis of the Early Cenozoic potassic alkaline complex of Morro de São João, southeastern Brazil. Journal of South American Earth Sciences, v. 24, n. 1, p. 93–115. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2007.02.006

Carvalho, M, O., Mottramd, C. M., Valeriano, C. M., Ramos, R. C., Parrish, R., Dunlop, J., Cota, N., Paravidini, G., Neto, C. C. A., Heilbron, M., Storey, C., 2023, Sedimentary provenance in continental rifts: U–Pb detrital zircon, Nd and Sr isotopes and lithogeochemistry of the Eocene alluvial sandstones of the Resende Basin, SE–Brazil. Sedimentary Geology 453, 106452. <u>https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2023.106452</u>

Chmyz, L., Arnaud, N., Biondi, J.C., Azzone, R.G., Bosch, D., Ruberti, E., 2017, Ar-Ar ages, Sr-Nd isotope geochemistry, and implications for the origin of the silicate rocks of the Jacupiranga ultramafic-alkaline complex (Brazil). J. South Am. Earth Sci., 77:286-309. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.05.009

Clark, D. A., 2014, Methods for determining remanent and total magnetisations of magnetic sources - A review. Exploration Geophysics, 45(4), 271–304. <u>https://doi.org/10.1071/eg14013</u>

Condie, K. C., 1997, Plate Tectonics and Crustal Evolution. 4 ed. Oxford-UK: Butterworth-Heinemann, 282 p.

CPRM, 2012, Projeto Aerogeofísico Rio de Janeiro. Relatório Final do Levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos. Prospector Aerolevantamentos e Sistemas Ltda. Volume I. Programa Geologia do Brasil PGB.

Dannemiller, N., Li, Y., 2006, A new method for determination of magnetization direction. Geophysics, 71(6), L69–L73. <u>https://doi.org/10.1190/1.2356116</u>

Davidson, J.P., Morgan, D.J., Charlier, B.L.A., Harlou, R., Hora, J.M., 2007b, Microsampling and isotopic analysis of igneous rocks: implications for the study of magmatic systems: Annual Review of Earth and Planetary Sciences, v. 35, p. 273-311. https://doi.org/10.1146/annurev.earth.35.031306.140211

Dobretsov, N., Metelkin, D., Vasilevskiy, A., 2021, Typical Characteristics of the Earth's Magnetic and Gravity Fields Related to Global and Regional Tectonics. Russian Geology and Geophysics, 62, 6-24. <u>https://doi.org/10.2113/RGG20204261</u>

Dunlop, D.J., Özdemir, Ö., 1997, Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers. Cambridge University Press.

Dutra, A. C. D., Guimarães, S. N. P., Salomão, M. S., Palermo, N., Bertolino, L. C., Bruno, H., Mane, M. A., 2022, Use of Airborne Geophysics for Potential Fe-Ti-V Oxides Mineralization in Metagabbros: An Example within the Paleoproterozoic Basement of Ribeira Belt, Southeast Brazil. Brazilian Journal of Geophysics. v. 40, 2, 1-24. https://doi.org/10.22564/brig.v40i2.2161

Fagundes, M. B., 2020, Caracterização Petrológica e Geoquímica do Complexo Alcalino do Morro de São João, Casimiro de Abreu-RJ. M.Sc. dissertation, Universidade do Estado do Rio de Janeiro. p.116.

Fagundes, M. B., Santos, A. C., Geraldes, M. C., Valente, S. C., Guedes, E., Barbosa, T. R. P., Lopes, J. C., 2024, Petrological implications of melanite in the rocks of the Morro de São João Alkaline Complex, Casimiro de Abreu, Rio de Janeiro, Brazil. Brazilian Journal of Geology, 54(3), e20240016. <u>https://doi.org/10.1590/2317-4889202420240016</u>

Fedi, M., Floria, G., Rapolla, A., 1994, A method to estimate the total magnetization direction from a distortion analysis of magnetic anomalies. Geophysical Prospecting, 42(3), 261–274. <u>https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1994.tb00209.x</u>

Garcés, M., Beamud, E., 2016, La Magnetoestratigrafía y la Escala del Tiempo Geológico basada en las inversiones del campo magnético terrestre. Enseñanza de las Ciencias de la Tierra, v.24, n.3, 282-293. https://raco.cat/index.php/ECT/article/view/328854 GEOSGB, 2022, Dados, Informações e Produtos do Serviço Geológico do Brasil. Disponível em <4. Acesso em: Jan/2022.

Gerovska, D., M. J. Araúzo-Bravo, and P. Stavrev, 2009, Estimating the magnetization direction of sources from southeast Bulgaria through correlation between reduced-to-the-pole and total magnitude anomalies: Geophysical Prospecting, 57, 491–505. https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.2008.00761.x

Gonzalez, S. P., Barbosa, V. C. F., and Oliveira, Jr., V. C., 2022, Analyzing the ambiguity of the remanent magnetization direction separated into induced and remanent magnetic sources. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 127, e2022JB024151. https://doi.org/10.1029/2022JB024151

Gomes, C. B., Ruberti, E., Comin-chiaramonti, P., Azzone, R. G., 2011, Alkaline magmatism in the Ponta Grossa Arch, SE Brazil : A review. Journal of South American Earth Sciences, 32(2), 152-168. <u>https://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.05.003</u>

Harris, C.R., Millman, K.J., van der Walt, S.J. *et al,*. 2020, Array programming with NumPy. Nature, 585, 357–362. https://doi.org/10.1038/s41586-020-2649-2

Heilbron, M., Eirado, L. G., Almeida, J., 2016, Geologia e Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro. Nota Explicativa - CPRM, p. 109.

Heilbron, M., Pedrosa-Soares, A.C., Campos Neto, M., Silva, L.C., Trouw, R.A.J., Janasi, V.C, 2004a, A Província Mantiqueira. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B. Brito Neves (eds.) O Desvendar de um Continente: A Moderna Geologia da América do Sul e o Legado da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo, Ed. Beca, cap. XIII, p. 203-234.

Herz, N.,1977, Timing of spreading in the South Atlantic: Information from Brazilian alkalic rocks. Geol. Soc. Amer. bull., 88:101-112.

Hill, G., Moorkamp, M., Avram, Y., Hogg, C., Mateschke, K., Gahr, S., Schultz, A., Bowles-Martinez, E., Peacock, J., Karcioglu, G., Chen, C., Cimarelli, C., Carrichi, L., Ogawa, Y., 2023, Probing the 4D evolution of active magmatic systems through magnetotelluric monitoring, EGU General Assembly, EGU23-2969, 24–28. https://doi.org/10.5194/egusphere-egu23-2969, 2023 Huang, H., Fraser, D. C., 2001, Airborne resistivity and susceptibility mapping in magnetically polarizable areas. Geophysics, 65(2), 502–511. https://doi.org/10.1190/1.1444744

Jian, X., Liu,S., Hu, X., Zhang, Y., Zhu, D., and Zuo, B., 2022, A new method to estimate the total magnetization direction from the magnetic anomaly: Multiple correlation. Geophysics, 87 (5): G115–G135. doi: <u>https://doi.org/10.1190/geo2021-0733.1</u>

Le Maitre, R. W., 2002, Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms: A Classification and Glossary of Terms. Cambridge UniversityPress. p.236.

Lelièvre, P. G., Oldenburg, D. W., 2009, A 3D total magnetization inversion applicable when significant, complicated remanence is present. Geophysics, 74(3), L21–L30. https://doi.org/10.1190/1.3103249

Li, J., Y. Zhang, G. Yin, H. Fan, and Z. Li, 2017, An approach for estimating the magnetization direction of magnetic anomalies: Journal of Applied Geophysics, 137, 1–7. https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2016.12.009

Li, X., 2006, Understanding 3D analytic signal amplitude. Geophysics, vol. 71, no. 2, B13–B16. <u>https://doi.org/10.1190/1.2184367</u>

Magee, C., Stevenson, C. T. E., Ebmeier, S. K., Keir, D., Hammond, O. S., Gottsmann, J, H., Whaler, K, A., Schofield, N., Jackson, C. A-L., Petronis, M. S., O'driscoll, B., Morgan, J., Cruden., A., Vollgger., A. A., Dering, G., Micklethwaite, S., Jackson, M. D., 2018, Magma Plumbing Systems: A Geophysical Perspective. Journal of Petrology, Vol. 59, No. 6, 1217–1251. <u>https://doi.org/10.1093/petrology/egy064</u>

Marangoni, Y, R., Mantovani, M. S. M., 2013, Geophysical Signatures of the alkaline intrusions bordering the Paraná Basin. Journal of South American Earth Sciences. v41, p.p. 83-98. <u>https://doi.org/10.1016/j.jsames.2012.08.004</u>

Marsh, B.D., 2006, Dynamics of magmatic systems. Elements, 2(5):287-292. <u>https://doi.org/10.2113/gselements.2.5.287</u> Mazaud, A., 2007, Geomagnetic Polarity Reversals. In D. Gubbins & E. Herrero-Bervera (Eds.), Encyclopedia of geomagnetism and paleomagnetism (pp. 320–324). Dordrecht: Springer Netherlands.

Mohriak, W. U., Almeida, J. C. H., Gordon, A. C. (2022). South Atlantic Ocean: postbreakup configuration and Cenozoic magmatism. In: Meso-Cenozoic Brazilian Offshore Magmatism. Academic Press. 1-45. <u>https://doi.org/10.1016/B978-0-12-823988-9.00007-1</u>

Mota, C.E.M., 2012, Petrogênese e geocronologia das intrusões alcalinas de Morro Redondo, Mendanha e Morro de São João: caracterização do magmatismo alcalino no estado do Rio de Janeiro e implicações geodinâmicas. Ph.D. thesis. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. p. 203.

Mota, C.E.M., Geraldes, M. C., de Almeida, J. C. H., Vargas, T., de Souza, D. M., Loureiro, R. O., da Silva, A. p., 2009, Características Isotópicas (Nd e Sr), Geoquímicas e Petrográficas da Intrusão Alcalina do Morro do São João: Implicações Geodinâmicas e Sobre a Composição do Manto Sublitosférico. Geologia USP - Série Científica, São Paulo, 9, n. 1, 85-100. <u>https://doi.org/10.5327/Z1519-874X2009000100006</u>

Motoki, A., Araujo, A. N., Geraldes, M. C., Jourdan, F., Motoki., K. F., Silva, S., 2013, Nepheline syenite magma differentiation with Continental crustal assimilation for the Cabo Frio Island Intrusive Complex, State of Rio de Janeiro, Brazil. Geociências. 32(2): 195-218.

Muller, R. A, 2002, Avalanches at the core-mantle boundary». Geophys. Res. Lett. 29 (19). <u>https://doi.org/10.1029/2002GL015938</u>

Nabighian, M. N., 1972, The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section - Its properties and use for automated anomaly interpretation: Geophysics, 37, 507-517.

Nabighian, M. N., 1974, Additional comments on the analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: Geophysics, 39, 85–92.

Nabighian, M. N, Grauch, V. J. S., Hansen, R. O., LaFehr, T. R., Li, Y., Peirce, J. W., Phillips, J. D., and Ruder, M. E., 2005, The historical development of the magnetic method in exploration. Geophysics, 70:6 33ND-61ND.

Oliveira Jr., V. C., Sales, D. P., Barbosa, V. C. F., Uieda, L., 2015, Estimation of the total magnetization direction of approximately spherical bodies. Nonlinear Processes in Geophysics, 22(2), 215–232. <u>https://doi.org/10.5194/npg-22-215-2015</u>

Ravat, D., 2007, Crustal magnetic field. In D. Gubbins & E. Herrero-Bervera (Eds.), Encyclopedia of geomagnetism and paleomagnetism (pp. 140–144). Dordrecht: Springer Netherlands.

Reid, A., 2012, Forgotten truths, myths and sacred cows of Potential Fields Geophysics
II, in SEG Technical Program Expanded Abstracts 2012, pp. 1-3, Society of Exploration Geophysicists.

Reis, A. L. A., Oliveira Jr., V. C., and Barbosa, V. C. F., 2020, Generalized positivity constraint on magnetic equivalent layers. Geophysics, 85(6), J99–J110. https://doi.org/10.1190/geo2019-0706.1

Ribeiro-Filho, N., Bijani, R., Ponte-Neto, C., 2020, Improving the crosscorrelation method to estimate the total magnetization direction vector of isolated sources: A space-domain approach for unstable inclination values. Geophysics, 85(4), J59–J70. https://doi.org/10.1190/geo2019-0008.1

Riccomini, C., Sant'Anna, L.G., Ferrari, A.L., 2004, Evolução geológica do Rift Continental do Sudeste do Brasil. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Britto-Neves B.B. (Org.) Geologia do Continente Sul-americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Beca, São Paulo, 647 p.

Riccomini, C., 1989, O Rift Continental do Sudeste do Brasil. Ph.D. Thesis, Universidade de São Paulo. p.256.

Riccomini, C.; Velázquez, V. F.; Gomes, C. B., 2005, Tectonic Controls of the Mesozoic and Cenozoic Alkaline Magmatism in Central-Southeastern Brazilian Platform. In: Comin-Chiaramonti, P., Gomes, C. Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in central-southeastern Brazilian Platform. Editora da Universidade de São Paulo. 2017, p. 31–55.

Roest, W. R., Pilkington, M., 1993, Identifying remanent magnetization effects in magnetic data. Geophysics, 58(5), 653–659. <u>https://doi.org/10.1190/1.1443449</u>

Rosa, P.A. da S., Ruberti, E., 2018, Nepheline syenites to syenites and granitic rocks of the Itatiaia Alkaline Massif, Southeastern Brazil: new geological insights into a migratory ring Complex. Brazilian Journal of Geology. 48, 347–372. <u>https://doi.org/10.1590/2317-4889201820170092</u>

Sales, T. J. B., Martins, S. S, 2024, Aeromagnetic geophysical data 3D inversion: Revealing internal and external structures of Morro São João Alkaline Complex, Southeast Brazil. Journal of South American Earth Sciences, 144, 105008. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2024.105008

Schmitt, R.S., Trouw, R.A.J., Medeiros, S.R., Dantas, E.L., 2008a, Age and geotectonic setting of Late-Neoproterozoic juvenile mafic gneisses and associated paragneisses from the Ribeira Belt (SE Brazil): geochemistry and Sm-Nd data - implications on Gondwana assembly. Gondwana Res. 13, 502–515. https://doi.org/10.1016/j.gr.2007.05.015

Schmitt, R.S., Trouw, R.A.J., Schmus, W.R.V., Pimentel, M. M., 2004, Late amalgamation in the central part of Western Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collision orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil).Precambrian Research, 133:29-61. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2004.03.010

Sharma, P.V., 1987, Magnetic Method applied to mineral exploration: Ore Geology Reviews, 2(4), 323–357.

Sleep, N. H., 1990, Hot-spots and mantle plumes: Some phenomenology. Journal of Geophysical Research, v. 95, p. 6715-6736. <u>https://doi.org/10.1029/JB095iB05p06715</u>

Sonoki, I.K., Garda. G. M., 1988, Idades K-Ar de rochas alcalinas do Brasil Meridional e Paraguai Oriental: compilação e adaptação às novas constantes de decaimento. Bol. IG-USP, Cien., v. 19, p. 63–85. <u>https://doi.org/10.11606/issn.2316-8986.v19i0p63-85</u> Streickeisen, A.L. 1976. Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. N. Jahrb. Miner. Abh., 107, 144-240.

Telford, G., Geldart, L. P., Sheriff R. E., 1990, Applied Geophysics, 2nd ed. Cambridge University Press, Cambridge, 770 pp.

Teodoro, M. A. M., Santos, A. C., Bertolino, L. C., Rosa, Pedro, A. S., Bezerra, C. R., Monteiro, L., G. P., Lopes, J. C., Fagundes, M. B., Geraldes, M., Cardoso, L. M. C., Jourdan, F., 2024, Unraveling the Poços de Caldas – Cabo Frio Alignment: A petrochronological review of an unconventional plume model. Anuário do Instituto de Geociências, *in press.* 

Thomaz Filho A., Rodrigues A.L., 1999, O alinhamento de rochas alcalinas Poços de Caldas- Cabo Frio (RJ) e sua continuidade na Cadeia Vitória- Trindade. Brazilian Journal of Geology, v. 29 (2), p. 189–194.

Thompson, R.N., Gibson, S.A., Mitchell, J.G., Dickin, A.P., Leonardos, O.H., Brod, J.A., Greenwood, J.C., 1998, Migrating Cretaceous-Eocene Magmatismin the Serra do Mar Alkaline Province, SE Brazil: Melts from the Deflected Trindade Mantle Plume? Journal of Petrology. 39, 1493–1526. <u>https://doi.org/10.1093/petroj/39.8.1493</u>

Tontini, F. C., Pedersen, L. B., 2008, Interpreting magnetic data by integral moments. Geophysical Journal International, 174(3), 815–824. <u>https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03872.x</u>

Tupinambá, M., Heilbron, M., Valeriano, C., Porto Júnior, R., De Dios, F.B., Machado N., Silva L.G. E., Almeida, J. C. H., 2012, Juvenile contribution of the Neoproterozoic Rio Negro Magmatic Arc (Ribeira Belt, Brazil): Implications for Western Gondwana amalgamation. Gondwana Research, v. 21, p. 422–438. https://doi.org/10.1016/j.gr.2011.05.012

Ulbrich, H.H.G.J., Demaiffe, D., Vlach, S.R.F., Ulbrich, M.N.C., 2003, Geochemical and Sr, Nd and Pb isotope signatures of phonolites and nepheline syenites from Poços de Caldas alkaline massif, southeastern Brazil. 4th South American Symposium on Isotope Geology, Salvador, Short Papers, pp. 698-701.

Valeriano, C., D. E. M., Tupinambá, M., Simonetti, A., Heilbron, M., Almeida, J.C.H., 2011, U-Pb LA-MC-ICPMS geochronology of Cambro-Ordovician post-collisional granites of the Ribeira belt, southeast Brazil: Terminal Brasiliano magmatism in central Gondwana supercontinent. Journal of South American Earth Sciences, v. 32, p. 416–428. <u>https://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.03.003</u>

Ville, J., 1948, Théorie et applications de la notion de signal analytique: Cables et Transmissions, 2A, 61–74.

Virtanen, P., Gommers, R., Oliphant, T.E. *et al.*, 2020, SciPy 1.0: fundamental algorithms for scientific computing in Python. Nature Methods, 17, 261–272. https://doi.org/10.1038/s41592-019-0686-2

Vlach, S. R. F., Ulbrich, H. H. G. J., Ulbrich, M. N. C., Vasconcelos, P. M., 2018, Melanite-bearing nepheline syenite fragments and 40Ar/39Ar age of phlogopite megacrysts in conduit breccia from the Poços de Caldas Alkaline Massif (MG/SP), and implications. Brazilian Journal of Geology, 48(2), 391-402. <u>https://doi.org/10.1590/2317-4889201820170095</u>

Wilson, R., 1972, Palaeomagnetic Differences Between Normal and Reversed Field Sources, and the Problem of Far-sided and Right-handed Pole Positions. Geophysical Journal International, 28, 295-304. <u>https://doi.org/10.1111/J.1365-</u> 246X.1972.TB06130.X

Zhang, H., D. Ravat, Y. R. Marangoni, G. Chen, and X. Hu, 2018, Improved total magnetization direction determination by correlation of the normalized source strength derivative and the reduced-to-pole fields: Geophysics, 83, no. 6, J75–J85. https://doi.org/10.1190/geo2017-0178.1

## **AUTHOR CONTRIBUTIONS**

Fagundes, M. B.: Main author, study conception and design, data acquisition, result discussion (data analysis and interpretation), manuscript drafting, manuscript critical revision for important intellectual content, version approval of the manuscript to be published, reviews;

Reis, A. L. A.: Result discussion (data analysis and interpretation), manuscript drafting, review interpretation, effective participation in the adequacy of the manuscript through suggestions from the reviewers together with the main author, version approval of the manuscript to be published, reviews;

Santos, A. C.: Effective participation in the adequacy of the manuscript through suggestions from the reviewers together with the main author, version approval of the manuscript to be published, reviews;

Geraldes, M. C.: Effective participation in the adequacy of the manuscript through suggestions from the reviewers together with the main author, version approval of the manuscript to be published, reviews;

Valente, S. C.: Effective participation in the adequacy of the manuscript through suggestions from the reviewers together with the main author, version approval of the manuscript to be published, reviews;

Gomes, J.: Study conception and design, result discussion (data analysis and interpretation), version approval of the manuscript to be published, reviews.

ARTIGO 3 - Petrogenesis, magmatic evolution of the Morro de São João Alkaline Massif, southeastern Brazil, and implications for the evolution of the South American Platform

# Petrogenesis, magmatic evolution of the Morro de São João Alkaline Massif, southeastern Brazil, and implications for the evolution of the South American Platform

Mariana Bessa Fagundes^{1*}, Anderson Costa dos Santos², Mauro Geraldes³, Sérgio de Castro Valente⁴, Gabriela Rodrigues Caitano⁵, Eduardo Reis Viana Rocha-Júnior⁶

1 - Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ), Faculdade de Geologia (FGEL),
Programa de Pós-graduação em Geociências (PPGG). Rua São Francisco Xavier, 524
- 4° andar/bloco A, Rio de Janeiro - RJ, Brasil. CEP.: 20551-100; ORCID: <a href="https://orcid.org/0000-0002-6796-0626">https://orcid.org/0000-0002-6796-0626</a>

2 - Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ), Faculdade de Geologia (FGEL), Departamento de Mineralogia e Petrologia Ígnea (DMPI), Grupos Tektos e GeoAtlântico. Rua São Francisco Xavier, 524 – 4033A, Rio de Janeiro - RJ, Brasil. CEP.: 20551-100, ORCID: <u>https://orcid.org/0000-0003-2526-8620</u>

3 - Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ), Faculdade de Geologia (FGEL), Departamento de Mineralogia e Petrologia Ígnea (DMPI), Laboratório Multiusuário de Meio Ambiente e Materiais (MultiLab). Rua São Francisco Xavier, Rio de Janeiro - RJ, Brasil. CEP.: 20940-040, ORCID: <u>https://orcid.org/0000-0003-2914-2814</u>

4 - Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro (UFRRJ), Departamento de Petrologia e Geotectônica (DPETRO), Laboratório de Modelagem e Evolução Geológica (LabMeg). BR 465, Km 7, Seropédica - RJ, Brasil. CEP.: 23890-000, ORCID: <u>https://orcid.org/0000-0002-7467-672X</u>

5 - Universidade Federal Fluminese (UFF), Instituto de Química, Programa de Pós-Graduação em Geoquímica (PPG). Outeiro São João Baptista, s/n – Centro, Niterói -RJ, CEP.: 24.020-141, ORCID: <u>https://orcid.org/0000-0002-0843-0158</u>

6 - Universidade Federal da Bahia (UFBA), Departamento de Física da Terra e do Meio Ambiente (DFTMA), Instituto de Física. Rua Barão de Jeremoabo s/n, Campus Universitário de Ondina, Salvador - BA, CEP.: 40170-115, ORCID: <u>https://orcid.org/0000-0003-1853-015X</u>

*Corresponding author at: marianafbessa@gmail.com

# ABSTRACT

The Morro de São João Alkaline Massif, Meso-Cenozoic, is an alkaline intrusion of approximately 10 km², located within the Poços de Caldas – Cabo Frio Alkaline Alignment. The massif consists of metaluminous rocks, ultrabasic to intermediate, potassic to ultrapotassic, SiO₂-undersaturated, and occasionally intersected by hypabyssal rocks, associated or not with pseudoleucite. The rocks of the massif are olivine-free and rich in nepheline, alkali-feldspar, and titanium- and calcium-bearing minerals. The  $(Dy/Yb)_N vs. (La/Yb)_N$  ratios suggest that the partial melting responsible for generating the massif occurred at approximately 1% of a garnet-bearing spinel peridotite. Meanwhile, isotopic ratios indicate that this source results from a mixture of up to 71.95 % of the EM I end-member, with influences from DMM, HIMU, and carbonatite. The magmatic evolution of the massif was not driven exclusively by fractional crystallization; the observed mineralogical and lithological diversity reflects complex processes of crustal assimilation and magma mixing. Evidence of these processes is provided by high ratios of ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, Ba/Sr and Rb/Sr, as well as low ratios of P₂O₅/K₂O, in addition to distinctive mineral textures such as compositional zoning in garnet and clinopyroxene crystals, poikilitic textures in amphiboles, and geochemical modeling of trace elements suggesting that the nepheline-monzosyenite, a hybrid member of the massif, contains up to 32% mafic contribution from malignite.

*Keywords:* Alkaline magmatism, Crustal assimilation, Magmatic mixing, Metasomatized mantle, Tristan da Cunha mantle plume.

#### Introduction

The alkaline magmatism of the South American Platform has been studied for decades (Almeida, 1983; Sonoki and Garda, 1988; Thompson et al., 1998; Riccomini et al., 2004 and 2005; Geraldes et al., 2013; Azzone et al., 2013, 2016 and 2018) in order to understand its evolution and implications. This magmatism is mapped as dykes, plugs, stocks, and, more rarely, effusions.

In the Upper Jurassic, the South Atlantic region underwent tectonic reactivations responsible for the evolution of the continental break-up and the opening of the South Atlantic Ocean (Almeida et al., 2021). In the Eocretaceous, mafic and ultramafic alkaline magmatism was first described by Sonoki and Garda (1988) with occurrences near the Paraná Basin, concentrated in and around the Ponta Grossa Arc. The occurrences are predominantly potassic series, ranging from weakly to strongly SiO₂-unsaturated, and their characteristic evolutionary processes are fractional crystallization that generates more evolved liquids, such as phonolites and syenites (Azzone et al., 2013, 2016; Chmyz et al., 2017).

Between the Neocretaceous and the middle Paleocene-Eocene, there was a new period of alkaline magmatism, notably in the most proximal region of the Campos Basin (Mohriak et al., 1990). This predominantly felsic alkaline magmatism is characterized by different facies of syenite, alkali-feldspar syenite, nepheline syenite, trachyte, and phonolite with associated pseudoleucite (Brotzu et al., 2007; Motoki et al., 2008, 2010; Mota, 2012; Geraldes et al., 2013).

The Morro de São João (MSJ; 64.8 Ma by ⁴⁰K/⁴⁰Ar in whole rock; Mota et al., 2009, 2012) is a circular intrusion approximately 4 km in diameter located in the eastern part of the state of Rio de Janeiro, Brazil. It belongs to the Poços de Caldas - Cabo Frio Alkaline Alignment (PCCF - Riccomini et al., 2005) and intrudes the Cabo Frio Terrane - Ribeira Orogen (Schmitt et al., 2004; Heilbron et al., 2016). It has a wide variety of facies from unsaturated to ultrapotassic potassic syenite, metalluminous, rich in Ca and Ti, associated or not with pseudoleucite and hypabyssal unsaturated syenitic rocks (Mota et al., 2009; 2012). It has various olivine-free mafic rocks, some with cumulitic textures (Brotzu et al., 2007; Fagundes et al., 2014).

In this context, the study of the MSJ is highly significant due to two essential characteristics: it is the only body in the PCCF with a significant volume of mafic rocks,

and it is located adjacent to an essential pre-oil-producing sedimentary basin, the Campos Basin (Fig. 1). These characteristics are important because they are fundamental for studying the genesis and magmatic evolution of alkaline intrusions and the dynamics of alkaline magma chambers. In addition, their location can provide essential local and regional information on the evolution of the South American Platform and how this magmatism influenced the development of the Campos Basin.



Figure 1: A schematic map highlighting the MSJ (zoomed-in on quadrant A) in relation to the PCCF (numbered intrusions), Cabo Frio Terrane (quadrant B), Alto de Cabo Frio (quadrant C), and the Campos and Santos Basins. Adapted from Mohriak and Barros (1990), Almeida et al., (2013), Heilbron et al., (2004a, 2016), and Barros et al., (2023). The PCCF: 1) Poços de Caldas (74.6 Ma - ⁴⁰K/⁴⁰Ar - Ulbrich et al., 2003); 2) Passa Quatro (66.7 Ma - ⁴⁰K/⁴⁰Ar - Sonoki and Garda, 1988); 3) Itatiaia (70 Ma - U-Pb - Rosa and Rubeti, 2018); 4) Morro Redondo (74.3 Ma - ⁴⁰K/⁴⁰Ar - Mota, 2012); 5) Marapicu (80 Ma - ⁴⁰Ar/³⁹Ar - Mota, 2012); 6) Mendanha (64, 1 Ma - ⁴⁰Ar/³⁹Ar - Mota, 2012); 7) Tinguá (67.9 Ma - ⁴⁰K/⁴⁰Ar - Sonoki and Garda, 1988); 8) Itaúna (64.4 Ma - ⁴⁰K/⁴⁰Ar - Sonoki and Garda, 1988); 10) Tanguá (68.4 Ma - ⁴⁰K/⁴⁰Ar - Sonoki and Garda, 1988); 11) Rio Bonito (68.4 Ma -

⁴⁰K/⁴⁰Ar - Sonoki and Garda, 1988); 12) Ilha de Cabo Frio (68.4 Ma - ⁴⁰K/⁴⁰Ar - Motoki et al., 2013); 13) Morro de São João (64.8 Ma ⁴⁰K/⁴⁰Ar - Mota et al., 2012).

This study presents new field, petrographic, lithogeochemical, isotopic, and geochronological data obtained for the MSJ. Geochemical models are presented and analyzed from a regional perspective to elucidate the influence of MSJ magmatism on the evolution of the South American Platform.

# 2. Geological setting

# 2.1 Alkaline Alignment Poços de Caldas - Cabo Frio

The Gondwana break-up during the Lower Cretaceous initiated a series of tectonic and magmatic events, characterized by the emplacement of extensive dyke swarms in the region corresponding to present-day southeastern Brazil and southwestern Africa (Schmitt et al., 2008b; Almeida et al., 2021). These intrusions marked the onset of lithospheric extension, ultimately leading to the opening of the South Atlantic Ocean. After this event, already in the Cretaceous, elevated areas became isostatically unstable, and their gravitational collapse resulted in several iatrogenic basins from the state of Paraná to northern Rio de Janeiro with the intense formation of shear zones, faults normal to the coastline during the Paleogene and transcurrent faults in the Neogene were reactivated along the Ribeira Belt (Almeida, 1976 and 1983; Riccomini et al., 2004; Zalán and Oliveira, 2005), the Continental Rift of Southeast Brazil (Riccomini et al., 2004, 2005).

During this period, magmatic activity in southeastern Brazil, particularly in the Serra do Mar region, along with numerous dyke intrusions, was closely linked to the development of the Continental Rift. The MSJ is located within the Barra de São João graben (Mohriak and Barros, 1990; Mohriak, 2022), which represents the final segment of the Paleogene-age Continental Rift.

Upper Cretaceous and Paleocene alkaline magmatism on the South American Platform comprises a series of alkaline provinces in southeastern Brazil, the Serra do Mar Alkaline Province (SMAP - Almeida, 1983). Riccomini et al., (2004, 2005) divided the alkaline provinces into two. This division was based on the structural control in which the bodies are inserted and the variation in their ages: Serra do Mar Northern

Sector, which includes the coast of the state of São Paulo and a portion of the Serra da Mantiqueira up to the edge of the Paraná basin; and Poços de Caldas - Cabo Frio Alkaline Alignment (PCCF - Riccomini et al., 2005), which used to be called the Cabo Frio Magmatic Alignment (Sadowski and Dias Neto, 1981; Almeida, 1991), and is located in the south of the state of Minas Gerais and extends to the coast of the state of Rio de Janeiro.

This paper focuses mainly on the PCCF discussion. However, examples outside the alkaline alignment will be cited to add information to the debate. The alignment has WNW-ESE structural trends and consists of a series of plutons, including the MSJ at its eastern end (see Fig. 1). In addition to the plutons that make up the alignment, there are subvolcanic structures, such as sills and dikes, both mafic and felsic, which occur scattered along the alkaline alignment and mainly invade the gneissic rocks of the basement (Riccomini et al., 2004, 2005).

The PCCF intrusions are composed of syenites, phonolites, trachytes, malignites, and gabbros rich in nepheline and with potassic affinity, sometimes bearing pseudoleucite (Sonoki and Garda, 1988; Ulbrich et al., 2003; Rosa and Rubeti, 2018; Mota et al., 2009, 2012). The mafic rocks (malignite and gabbro) only occur significantly in the MSJ (Brotzu et al., 2007; Mota, 2012; Fagundes, 2020). The PCCF bodies are intruded into calcium-alkaline syenites and syn- and post-orogenic granites with a high potassium content from the Ribeira and Brasília Orogen (Valeriano et al., 2011; Tupinambá et al., 2012; Alves et al., 2016).

The ages along the PCCF alignment range from 87 to 55 Ma (Ulbrich et al., 2003; Brotzu et al., 2007; Mota, 2012; Rosa, 2017). The hypotheses about the genesis, evolution, and progression of this alignment: the passage of a hotspot under the South American Plate in an NW-SE direction (Marsh, 1973; Herz, 1977; Thomaz Filho and Rodrigues, 1999) associated to a mantle plume (Thompson et al., 1998), and subcrustal faults (Almeida, 1991; Riccomini et al., 2005) generating adiabatic decompression and, consequently, magmatism. However, the progression of the alignment is not synchronized with the progressive dating of the alkaline intrusions, which threatens the hot spot model.

New U-Pb dating on detrital zircons from Cretaceous rocks in the Resende Basin (Carvalho et al., 2023), in addition to the present work, suggests an age between ca. 138 Ma and 67 Ma for the Itatiaia and Morro Redondo massifs, which reinforces the non-progression of ages along the trend. These discrepancies indicate that the hotspot

hypothesis alone may not fully explain the magmatic evolution of the PCCF alignment. Therefore, further studies are necessary to reassess the mechanisms involved in its genesis and progression.

In addition to the geochronological inconsistencies, it is also essential to refine the terminology used to describe the geological features of the region. A precise classification of the MSJ aligns with this effort, ensuring consistency with geological standards.

The term "complex", previously applied by Brotzu et al., (2007), Mota et al., (2009), and Fagundes et al., (2024) to refer to the MSJ, will no longer be used. The appropriate designation is "massif" (Petrakis et al., 2010; Aires et al., 2012), which aligns with the established terminology for such exposed alkaline intrusions. The use of the term "complex" would imply an association with sedimentary and/or metamorphic rocks (Petri et al., 1986), a criterion that the MSJ does not meet. Therefore, to maintain terminological accuracy and ensure consistency with established geological classifications, the term "massif" will be used in this paper.

#### 2.2 Cabo Frio Terrane

The Ribeira Orogeny is a collisional orogen that developed in several episodes of the convergence of the Brasiliana - Pan African Orogeny during the Neoproterozoic -Cambrian, with the last stages occurring in the Lower Ordovician and affecting Meso- to Neoproterozoic sediments and the Paleoproterozoic basement (Heilbron et al., 2016). It is part of the Mantiqueira Province, bordered to the north by the southern portion of the São Francisco Craton, to the NW by the Araçuaí Belt, to the SW by the Southern Brasília Belt, and to the south by the Luiz Alves Craton.

The Ribeira Belt is divided into four tectonostratigraphic terranes: Cabo Frio, Oriental, Paraíba do Sul-Embú, and Occidental (Heilbron et al., 2016, 2020a). The Cabo Frio Terrane, where the MSJ is located, is dominated by Paleoproterozoic migmatitic orthogneisses and weakly foliated granitoids of ca. 1.9 Ga, the Região dos Lagos Complex (Zimbres et al., 1990; Fonseca, 1993; Schmitt et al., 2004; Machado et al., 2017). It was amalgamated with the Eastern Terrane of the Ribeira Belt at 535 and 510 Ma (Schmitt et al., 2004, 2008a, 2008b; Fernandes et al., 2015, Heilbron et al., 2016) in the so-called M2 event or Búzios Orogeny.

Magmatism plays a fundamental role in the evolution of the Cabo Frio Terrane. According to Schmitt et al., (2004), the region exhibits abundant granitic intrusions and migmatites, recording both syn-orogenic and post-orogenic magmatic activity. These granites display geochemical characteristics typical of compressive and extensional tectonic settings, reflecting the early and late stages of the Brasiliano event. The interaction between magmatism and metamorphism is evident in the formation of migmatites, which result from partial melting of crustal rocks.

Furthermore, the Cabo Frio Terrane contains mafic dikes, primarily composed of basalt and lamprophyres, whose tholeiitic composition and geochemical characteristics suggest a mantle-derived origin. These intrusions, associated with late- or post-tectonic magmatism, reflect crustal extension processes and the ascent of hot mantle material linked to the fragmentation of Gondwana during the Mesozoic (Heilbron et al., 2016). Additionally, Quaternary sedimentary deposits cover parts of the region, particularly along the coast and in alluvial plains, recording the influence of erosional processes and sea-level fluctuations throughout the Quaternary.

#### 3. Materials and methods

Four field campaigns throughout the massif collected one hundred and five samples. Eighty-nine were selected for petrographic analysis, and of these, 13 for mineral chemistry analysis, 32 for lithogeochemical analysis, 14 for isotopic analysis, and six for dating by the U-Pb method.

The lamination, polishing, collecting grains (zircon), and pulverizing of the samples were carried out, respectively, at the Laboratório de Laminação do Museu Nacional/Rio de Janeiro University (UFRJ), the Laboratório Geológico de Preparação de Amostras (LGPA) at the Rio de Janeiro State University (UERJ), and by the contracted company SOLINTEC - Serviços em Geologia Integrados.

Twenty-six samples were analyzed for major elements by ICP-OES (Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectrometry) on a Thermo Jarrell Ash ENVIRO II at ACTLABS Ltd. in Canada. Calibrations were performed using seven prepared USGS and CANMET-certified reference materials. Rare earth elements (REEs) and selected trace elements were determined by ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) on a Perkin Elmer Sciex ELAN 9000. Calibrations were performed using ten synthetic calibration standards. In addition to these 26 samples, six were introduced
into the lithogeochemical analysis package. These were analyzed at ALS Brasil Ltd. The methods used were ICP-AES (Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometry) for the determination of major elements and Lithium Borate Fusion with ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer) analysis for the determination of trace elements. LOI (Loss on Ignition) data were obtained by weight percent differences of unignited and ignited samples (at 1100 - 1200 °C). Iron was measured as  $Fe_2O_{3(T)}$  (total iron) according to Middlemost (1989).

Sr, Nd, Pb, and Hf isotopic data were obtained from the Johnson Mass Spectrometer Lab., (New Mexico State University Isotope Laboratory). Selected samples were pulverized and leached in 6M HCl for 1 hour before isotopic analysis to remove secondary alteration-derived Sr. 200-400 milligrams of rock powder were dissolved using hydrofluoric, nitric, and hydrochloric acids. Sr was purified by cation exchange through 2.5N HCI resin. Sr isotopes were analyzed using a thermal ionization mass spectrometer (TIMS) with five Faraday cups in dynamic mode with 86Sr/88Sr ratios normalized to 0.1194 and NBS 987 standard with ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0.710284 (n=2) and ⁸⁴Sr/⁸⁶Sr = 0.056427 (n=2). REEs were purified with cation exchange resin and 6.0 N HCI. Nd was then separated/purified from the remaining REEs using an HDEHP resin and 0.25 N HCI. The purified Nd was then dissolved in 1-2 mL of 2 % HNO3 and analyzed for 100 ratios using a ThermoScientific Neptune with seven Faraday cups in static mode. Nd isotopes were normalized to  $^{146}Nd/^{144}Nd = 0.7219$  and the analysis used JNdi-1 standards with ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.512109 (n=9) and ¹⁴⁵Nd/¹⁴⁴Nd = 0.348412 (n=9). Pb was purified with anion exchange resin and 1.0 N HBr. Pb was dissolved in 1-2 ml of 2% HNO₃, and TI was introduced into the sample to obtain a Pb/TI ratio between 2-5 (Wolff and Ramos, 2003). The samples were analyzed for 100 ratios using a ThermoScientific Neptune in static mode with five Faraday cups. The Pb isotope results were normalized to ²⁰³TI/²⁰⁵TI = 0.41892 with NBS 981 standards with ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb = 16.931 (n=11),  ${}^{207}Pb/{}^{204}Pb = 15.484$  (n=11),  ${}^{208}Pb/{}^{204}Pb = 36.673$  (n=11).

ThermoScientific Neptune also performed Hf measurements in static mode using nine Faraday cups, following the methods of Yang et al., (2010). The Hf isotope results were normalized to  176 Hf/ 177 Hf = 0.282160 with the JMC 475 standard = 0.282152 (n=11).

Six samples were selected for dating using the U-Pb zircon method. However, only two showed potential for dating. These samples were sent and treated at LGPA/UERJ and the Laboratório Multiusuário de Meio Ambiente e Materiais (MultiLab/UERJ).

At LGPA/UERJ, aliquots of samples intended for mineral separation were prepared following the following processing steps: washing, drying, and crushing using a crusher and disc mill; separation of heavy grains using a hydrodynamic vibrating table; separation of magnetic minerals using a Frantz electromagnetic separator, model LB-1; concentration of heavy minerals by density in bromoform and methylene iodide.

At MultiLab, processing began with manual separation of zircon crystals using tweezers using a conventional binocular magnifying glass; mounting of grains on mounts; metallization of samples with gold; obtaining images by cathodoluminescence (CL) and backscattered electrons (BSE) in a Scanning Electron Microscope (SEM) model Quanta 250 FEG coupled to a Leica cathodoluminescence microscope.

To obtain data from the U-Th-Pb system for dating in radioactive isotopes, the equipment used was the Analyte G2 – Laser Ablation connected to the Multicollector Mass Spectrometer, model Element 2 [™], under the conditions of cool gas: 16.00 L/min; Auxiliary gas: 0.90 L/min; Sample gas: 1,200 L/min; with a power of 1200W.

Correction and normalization were performed using the data reduction software GLITTER and iolite 4, mass spectrometry data processors. Graphs were generated using the IsoplotR program.

#### 4. Results

#### 4.1 Fieldwork data

The study area was delimited by the coordinates 23 S, UTM: 802500-808500/7502000-7507500 comprising the region of Casimiro de Abreu, Rio de Janeiro, Brazil. One hundred points were made throughout the massif of approximately ten square kilometers. The MSJ is surrounded by Quaternary sediments arranged in alluvial deposits, where sand mining for civil works and livestock farming are carried out.

A topographic elevation line that reaches a height of approximately 400 m. At this level, there is a sharp break in relief where a dissected area is displayed, forming a concave region. In the central area, the massif displays a significant peak with a height of 728 m (Fig.2A), and the drainage system is of the centripetal radial type and centrifugal in the external region. In the massif, talus deposits and metric boulders (Fig. 2B), especially within the drainages and recesses of the body, coalesce when reaching the base of the slope.

The host rock, belonging to the gneissic basement of the Cabo Frio Terrane – Ribeira Belt, outcrops in the form of regolith (Fig. 2C) and is observed in isolation in small road cuts to the NE, SE, and S of the massif. The contact of the alkaline body with the basement was made intuitively from the base of the massif, where the elevation of the relief begins.

Tabular structures (Fig. 2D) such as veins, dikes, and sills are observed in all massif sectors. Since the massif lacks conventional outcrops and structural information, it is impossible to classify the tabular structures as dikes or sills. Such structures have felsic composition and varied thickness, although centimetric, and are associated with all the rocks throughout the massif.

Blocks throughout the massif show evidence of the interaction of magmas of different compositions (Fig. 2E). Mafic and felsic rocks are in contact with each other. These features vary in size, with abrupt and polygonal contacts, reaction edges generating rounded shapes, and diffuse variations between them.

Assimilation features (Fig. 2F) were also seen throughout the massif. Centimetersized, angular xenoliths of the basement composed of biotite gneiss are observed in a confined area, associated with the syenitic body. In addition to these structures, mafic enclaves (Fig. 2G) measuring approximately 15 cm and rounded in shape are observed, hosted in a syenitic rock that is also mafic.



Figure 2: Primary structures and features found in the MSJ. A) Panoramic view of the MSJ and its conical shape; B) Talus deposit on the slope of the massif; C) In the foreground the basement regolith outcrops and in the background, the MSJ; D) Tabular structures that section off the rocks of the massif; E) Portions of the gneissic basement

in a syenitic matrix; F) Mafic enclaves in a syenitic matrix. Modified from Fagundes et al., (2024).

## 4.2 Petrography

The MSJ comprises a wide range of syenitic rocks rich in foid (nepheline), felsic to mafic, associated with pseudoleucite and tabular structures. As described in the previous section, the MSJ lacks conventional outcrops. For this reason, the following map (Fig. 3) does not display all sampled units. Instead, a facies map is presented, highlighting areas where a specific rocks predominates. The identified facies are: Malignite Facies, Nepheline Syenite Facies, and Indiscriminated Facies (Table 1).



Figure 3: Faciological map of MSJ reinterpreted from Fagundes (2020) highlighting the Malignite, Nepheline Syenite, and Indiscriminated Facies. The MSJ is located within a Private Natural Heritage Reserve and is surrounded by private properties, where agricultural and livestock activities, as well as sand mining, predominate. In the map, the straight lines observed in the sedimentary deposits are not roads or streets; rather, they are artificial drainage systems designed to support local agricultural activities.

# Table 1

Main features of the mapped facies in the MSJ.

Facies	Main features				
	In this facies there are several				
	rocks (which will be described in				
	the next section), but it is				
	predominantly composed of mafic				
	rocks such as malignite and				
Malignite Facies	essexite. Phonolites, trachytes				
	and rocks classified as				
	assimilated from the crystalline				
	basement are also mapped in this				
	area.				
	In this facies there are also				
	several rocks, but it is				
	predominantly composed of felsic				
	rocks such as nepheline syenite				
Nepheline Syenite Facies	and syenite with nepheline.				
	Phonolites, mafic enclaves, and				
	magmatic mixing structures are				
	also mapped in this area.				
	In this region, the predominant				
Indiscriminated Facies	characteristic is the magmatic				
	mixing, with no single type				
	dominating over the others.				

It is important to highlight that the mapped area presents logistical challenges for field activities. The massif is difficult to access due to the dense vegetation of the Atlantic Forest biome, as well as its rugged topography. For this reason, the projection and inferred contacts of facies in areas without direct sampling required alternative methods, in this case, aeromagnetic data from Fagundes (2024).

The felsic rocks of the MSJ have three significant characteristics: (1) they occur in large-volume blocks, and (2) they are frequently distributed in the surrounding portions and at the base of the massif; and (3) they are isotropic, but exhibit textural variation, whereas the hololeucocratic felsic types (nepheline-bearing alkali-feldspar syenite, for example) exhibit coarse-graining. In contrast, the leucocratic felsic types with a mesocratic tendency (nepheline-bearing monzosyenite, for example) have medium graining.

The mafic rocks are arranged in blocks throughout the massif but are more frequent at higher elevations. They are isotropic but exhibit two distinct textural patterns. Mesocratic mafic types (e.g., malignite) have medium grain size. In contrast, melanocratic mafic types (e.g., essexite) have medium to coarse grain size, sometimes exhibit a cumulatic texture, and are sectioned by millimetric veins.

## 4.2.1 Nepheline-bearing alkali-feldspar syenite

These rocks exhibit a serial inequigranular texture governed by alkali-feldspar crystals with tabular shapes, semi-polygonal edges, and subhedral nepheline, sometimes altered to cancrinite. Two populations of alkali-feldspar with distinct grain sizes, fine to medium, create the serial inequigranular texture.

Subordinately, the clinopyroxene overgrown with amphibole has a greenish and brown tone, respectively. The crystals are anhedral with serrated edges, both the clinopyroxene in the core and the amphibole on the edges. In felsic rocks, the entire clinopyroxene content generally has amphibole overgrowth, both with larger grain sizes than the felsic phase of alkali-feldspar and nepheline.

As an accessory phase, caramel-colored prismatic titanite, anhedral garnet with compositional zoning, opaque mineral, and zircon. Occasionally, sodalite and weathering materials.

#### 4.2.2 Nepheline syenite and nepheline-bearing syenite

The discriminating agent between these two rocks is the modal nepheline content. Texturally, they are similar. These rocks have an inequigranular texture with tabular alkali-feldspar crystals with semi-polygonal edges and subhedral nepheline.

Clinopyroxene, in a smaller proportion, overgrown with amphibole, exhibits greenish and brown tones, respectively, is anhedral, and has serrated edges.

The occurrence of titanite, garnet, opaque mineral, zircon and, occasionally, sodalite in these rocks is an accessory phase. Garnet (Fig. 4A) is present throughout the petrographic belt of MSJ. In the felsic rocks, the crystals show a strong irregular compositional zoning pattern in brown colors, are anhedral, granular medium to coarse-grained, and, sometimes, present alkali-feldspar inclusions.

#### 4.2.3 Nepheline monzosyenite

These rocks, located near magmatic mixing structures, a frequent feature of the massif, are a unique subject of study due to their inequigranular and mesocratic nature. Alkali-feldspar and nepheline occur in an anhedral to subhedral medium-grained form. They sometimes occur as interstices associated with mafic crystals.

Amphibole overgrowth on clinopyroxene also occurs in these rocks, but occasionally, fine-grained, subhedral, non-overgrowth clinopyroxene crystals exhibiting green and brown compositional zoning patterns are observed.

There are three compositional zoning patterns in clinopyroxene crystals: (1) irregular compositional zoning, with crystals displaying random green and brown colors (Fig. 4B); (2) subtle concentric, with green cores and brown rims (Fig. 4C); and (3) concentric, with brown cores and green rims (Figs. 4D). The third is the most abundant.

The accessory phase includes anhedral garnet, prismatic titanite, spherical and acicular apatite, and fine-grained, brownish opaque mineral, zircon and mica. This mineral is usually associated with amphibole overgrowth on clinopyroxene.



Figure 4: Photomicrograph of the compositional zoning of garnet and clinopyroxene crystals from the MSJ. Garnet exhibiting a strong compositional zoning pattern at parallel (A); Clinopyroxene with irregular compositional zoning at parallel (B); Clinopyroxene with subtle compositional zoning with green cores and brown edges at parallel (C); Clinopyroxene with concentric compositional zoning with brown core and green edges at parallel (D). Afs: alkali-feldspar; Grt: garnet; Cpx: clinopyroxene; Ttn: titanite; Op: opaque mineral. S: sample. Modified from Fagundes et al., (2024).

### 4.2.4 Malignite and shonkinite

These are rocks with a serial inequigranular fabric and, as in alkali-feldspar syenite with nepheline, two textural varieties of alkali-feldspar, one with anhedral finegrained crystals and a second with medium-grained subhedral crystals. Medium-grained anhedral nepheline occurs throughout the rock.

Ferromagnesian minerals have a series of textural variations: (1) clinopyroxene with compositional zoning, in green and brown colors, subhedral and fine-grained; (2) clinopyroxene with anhedral amphibole overgrowth (Fig. 5A), serrated edges and medium to coarse-grained; (3) amphibole with a dark brown poikilitic texture (Fig. 5B), anhedral and coarse-grained. This texture is familiar in mafic rocks. The inclusions consist of tiny crystals of clinopyroxene, opaque mineral, and alkali-feldspar; (4) amphibole without poikilitic texture, subhedral and brownish (Fig. 5C). These occur occasionally.

The accessory phase includes titanite, spherical and acicular apatite, opaque mineral, mica, garnet, and zircon. In these rocks, garnet shows compositional zoning to a lesser extent than in the felsic rocks, and these crystals are closely associated with clinopyroxene, amphibole, titanite, and opaque mineral. This association is sometimes granular or occurs as interstices between clinopyroxene and titanite (Fig. 5D). The substantial modal volume of titanite is notable in these rocks.



Figure 5: Photomicrographs of ferromagnesian minerals: clinopyroxene and amphibole. Clinopyroxene with overgrowth of amphibole associated with biotite at parallel polarizers (A); Amphibole with poikilitic texture with included biotite and titanite crystals at parallel polarizers (B); Amphibole without poikilitic texture at parallel polarizers (C); Interstitial garnet associated with clinopyroxene, opaque mineral and titanite crystals (D). Bt: biotite; Amp: amphibole; Cpx: clinopyroxene; Op: opaque mineral; Ttn: titanite; Afs: alkali-feldspar; Grt: garnet. S: sample. The yellow dotted lines symbolize the contact between the overgrowth of amphibole in the clinopyroxene crystal, followed by biotite. Modified from Fagundes et al., (2024).

### 4.2.5 Essexite

There is a notable number of mafic rocks in the massif, some close to being classified as ultramafic in the case of some cumulatic rocks. These rocks contain macrocrystals of amphibole, dark brown with poikilitic texture, clinopyroxene with green

and brown compositional zoning, and are fine-grained and subhedral. A felsic phase is composed essentially of alkali-feldspar and plagioclase. Garnet, titanite, opaque mineral, zircon and a considerable modal percentage of spherical and acicular apatite are observed in the accessory phase.

Features resembling the texture of a flow are observed, where there are different portions rich in clinopyroxene exhibiting a moderate orientation, with compositional zoning and medium grain size, and portions rich in poikilitic of coarse grain size, without orientation. Both portions have a cumulus texture and a felsic phase in the interstices. The presence of felsic veins is familiar in these rocks. Such veins are observed on both a macro and micro scale. For example, they can be observed on a micro-scale by cutting the amphibole microcrystals.

In essexites without cumulus texture, there is a crystalline organization where it is possible to identify felsic minerals, such as acceptable to medium-grained alkali-feldspar, subhedral, and truncated contacts. The features of the other minerals are the same as those of the rock with cumulus.

Apatite is present in all rocks of the MSJ. However, the expressive modal volume of apatite in cumulus rocks is notable in the interstices and as a crystal included in the poikilitic textures. In rocks with cumulus texture, these crystals are essentially acicular.

#### 4.2.6 Phonolite and trachyte

Two phonolites are distinguished in the massif: an isotropic phonolite and a porphyritic phonolite. The mineralogy of these phonolites is composed of alkali-feldspar, nepheline, amphibole, clinopyroxene, and fine-grained opaque mineral. In the isotropic phonolite, the alkali-feldspar is oriented, generating a flowing texture; this is not the case in the porphyritic phonolite. In the latter, the matrix does not have a preferential orientation of the crystals. The microcrystals of these rocks are composed of alkali-feldspar, nepheline - which sometimes presents a glomeroporphyritic texture - and medium-grained sodalite.

Nepheline-bearing trachyte has an essentially aphanitic porphyritic texture and is composed of fine-grained alkali-feldspar and medium-grained nepheline phenocrysts. Fine-grained, spherical garnet is observed following the orientation plane given by the alkali-feldspar.

#### 4.2.7 Pseudoleucite

Hesselbo (1986) mentioned that analyzing pseudoleucite is challenging due to the high degree of alteration it presents. In the MSJ, this intergrowth of minerals in a globular format occurs in felsic and mafic rocks. When present in felsic rocks, they can reach 5 cm in diameter, while our phonolites and mafic rocks are smaller and are about 1 to 2 cm in diameter. The intergrowth between alkali-feldspar and nepheline associated with kaolinite, carbonate, muscovite, and sericite can be observed. The contact between pseudoleucite and the host rock exhibits a recrystallized rim.

#### 4.3 Whole rock chemistry

Thirty-two samples from the MSJ were selected for whole rock analysis, and the results are shown in the Supplementary Table. The samples were analyzed for the full range of major oxides (wt.%) and trace elements (ppm), including REE.

The MSJ samples cover a geochemical range from ultrabasic (37.31 to 44.96 wt.% SiO₂ content), basic (46.68 to 52.04 wt.% SiO₂) to intermediate (53.04 to 61.26 wt.% SiO₂).

The alkaline character, based on the normative nepheline content, of the 32 samples is supported by the calculation of the CIPW Standard with rocks weakly unsaturated in silica ( $Ne_{norm} < 7$ ) with a minimum content of 3.62; intermediate (7>  $Ne_{norm} > 13$ ) with contents ranging from 7.38 to 13.83; and strongly unsaturated in silica ( $Ne_{norm} > 13$ ) with contents reaching up to 32.74 (Azzone et al., 2018).

In the TAS (Total Alkalis *vs.* Silica) diagram, the MSJ rocks comprise a group that extends from basanite to phonolite, passing through phonotephrite and tephrifonolite (Fig. 6A). In the R1 - R2 diagram, the cation contents classify the rocks in a series that goes from trachyte to basanite with a tendency towards ankaratite (Fig. 6B). Most parental rocks have low alkali contents and are potassic with a sodic tendency, while the most evolved rocks are rich in alkali, potassic to ultrapotassic (Middlemost, 1975; Fig. 6C). In addition, the MSJ rocks are classified as miaschitic-metalluminous (Shand, 1943) with peralkaline and peraluminous tendencies (Fig. 6D).





Figure 6: Lithogeochemical classification of the MSJ rocks. A) TAS diagram (Total Alkalis vs. Silica), according to Le Maitre (2002), shows the alkaline character of the samples. The dotted line refers to the division of the alkaline-subalkaline series of Irvine Baragar (1971). 1 - Phonolite; 2 - Foidite; 3 - Tefri-phonolite; and 4 Trachyte/Trachydacite; 5 - Phonotephrite; 6 - Trachyandesite; 7 - Tephrite-basanite; 8 -Trachy basalt; 9 - Trachyandesite-basalt; 10 - Picrobasalt; 11 - Basalt; 12 - Basaltic Andesite; 13 - Andesite; 14 - Dacite; 15 - Riolite; B) R₁ - R₂ diagram showing the cation proportions of the MSJ samples according to De la Roche et al., (1980). 1 - Ankaratrite; 2 - Nephelinite: 3 - Basanite: 4 - Picrite: 5 - Tephrite: 6 - Alkali-basalt: 7 - Basalt: 8 -Toleiitite; 9 - Phono-tephrite; 10 - Hwaiite; 11 - Lato-basalt; 12 - Andesi-basalt; 13 -Mugearite; 14 - Latite; 15 - Lati-andesito; 16 - Andesite; 17 - Phonolite; 18 - Trachyphonolite; 19 - Trachyte; 20 - Quatz traqchyte; 21 - Quartz lalite; 22 - Dacite; 23 - Alkali rhyolite; 24 - Rhyolite; 25 - Rhyodacite.  $R_2 = 6Ca + 2Mg + AI$ ;  $R_1 = 4Si - 11(Na + K) - Ca + 2Mg + AI$ ;  $R_1 = 4Si - 11(Na + K) - Ca + 2Mg + AI$ ;  $R_2 = 6Ca + 2Mg + AI$ ;  $R_1 = 4Si - 11(Na + K) - Ca + 2Mg + AI$ ;  $R_2 = 6Ca + 2Mg + AI$ ;  $R_1 = 4Si - 11(Na + K) - Ca + 2Mg + AI$ ;  $R_2 = 6Ca + 2Mg + AI$ ;  $R_1 = 4Si - 11(Na + K) - Ca + 2Mg + AI$ ;  $R_2 = 6Ca + 2Mg + AI$ ;  $R_1 = 4Si - 11(Na + K) - Ca + 2Mg + AI$ ;  $R_2 = 6Ca + 2Mg + AI$ ;  $R_1 = 4Si - 11(Na + K) - Ca + 2Mg + AI$ ;  $R_2 = 6Ca + 2Mg + AI$ ;  $R_1 = 4Si - 11(Na + K) - Ca + 2Mg + AI$ ;  $R_2 = 6Ca + 2Mg + AI$ ;  $R_1 = 4Si - 11(Na + K) - Ca + 2Mg + AI$ ;  $R_2 = 6Ca + 2Mg + AI$ ;  $R_1 = 4Si - 11(Na + K) - Ca + 2Mg + AI$ ;  $R_2 = 6Ca + 2Mg + AI$ ;  $R_1 = 4Si - 11(Na + K) - Ca + 2Mg + AI$ ;  $R_2 = 6Ca + 2Mg + AI$ ;  $R_1 = 4Si - 11(Na + K) - Ca + 2Mg + AI$ ;  $R_2 = 6Ca + 2Mg + AI$ ;  $R_1 = 4Si - 11(Na + K) - Ca + 2Mg + AI$ ;  $R_2 = 6Ca + 2Mg + AI$ ;  $R_1 = 4Si - 11(Na + K) - Ca + 2Mg + AI$ ;  $R_2 = 6Ca + 2Mg + AI$ ;  $R_1 = 4Si - 11(Na + K) - Ca + 2Mg + AI$ ;  $R_2 = 6Ca + 2Mg + AI$ ;  $R_2 = 6Ca + 2Mg + AI$ ;  $R_1 = 4Si - 11(Na + K) - Ca + 2Mg + AI$ ;  $R_2 = 6Ca + 2Mg + AI$ ;  $R_1 = 4Si - 11(Na + K) - Ca + 2Mg + AI$ ;  $R_2 = 6Ca + 2Mg + AI$ ;  $R_1 = 4Si - 11(Na + K) - Ca + 2Mg + AI$ ;  $R_2 = 6Ca + 2Mg + AI$ ;  $R_1 = 4Si - 11(Na + K) - Ca + 2Mg + AI$ ;  $R_2 = 6Ca + 2Mg + AI$ ;  $R_1 = 4Si - 11(Na + K) - Ca + 2Mg + AI$ ;  $R_2 = 6Ca + 2Mg + AI$ ;  $R_1 = 4Si - 11(Na + K) - Ca + 2Mg + AI$ ;  $R_2 = 6Ca + 2Mg + AI$ ;  $R_1 = 4Si - 11(Na + K) - Ca + 2Mg + AI$ ;  $R_2 = 6Ca + 2Mg + AI$ ;  $R_1 = 4Si - 11(Na + K) - Ca + 2Mg + AI$ ;  $R_1 = 4Si - 11(Na + K) - Ca + 2Mg + AI$ ;  $R_2 = 6Ca + 2Mg + AI$ ;  $R_1 = 4Si - 11(Na + K) - Ca + 2Mg + AI$ ;  $R_2 = 6Ca + 2Mg + AI$ ;  $R_1 = 4Si - 11(Na + K) - Ca + 2Mg + AI$ ;  $R_2 = 6Ca + 2Mg + AI$ ;  $R_1 = 4Si - 11(Na + K) - CA + 2Mg + AI$ ;  $R_2 = 6Ca + 2Mg + 2Mg$ 2Fe + Ti); C) Na₂O vs. K₂O diagram (wt. %) diagram according to Middlemost (1975),

showing the more parental types with low alkali contents, potassic with a sodic tendency and the more evolved types rich in alkali, potassic to ultrapotassic; D) Classification diagrams of the elements in molecular proportions according to Shand (1943) of the MSJ rocks showing the metalluminous character and the peralkaline and peraluminous tendency. A: Al; C: Ca; N: Na; K: K in molecular proportions. PCCF compiled from Araújo (1995); Schorscher and Shea (1992); Mota (2012); Motoki et al., (2013); Motoki et al., (2015); Rosa (2017); Silva (2019); Oliveira (2019); and Guarino et al., (2021).

In the variation diagrams (Fig. 7) for major (in wt.%) and trace elements (in ppm), MgO was used as a differentiation index to investigate crystal-liquid equilibrium processes.

For the major elements Ti, Ca, and P (Fig. 7A), there is an evolutionary trend concerning Mg consumption, denoting more differentiated rocks with low MgO content. Note the subtle bifurcation (dotted lines) in the TiO₂ contents around three wt.% of MgO. In addition to high levels of CaO, above 10 wt.%, and P₂O₅, up to approximately 2 wt.%, for some of the mafic rocks of MSJ. The high P₂O₅ levels coincide with the high modal amount of apatite described in rocks that exhibit a cumulitic texture.

The trace element patterns display non-linear distributions. Sr and Hf exhibit diffuse trends. For Sr, the compiled samples exhibit a horizontal linear distribution, with concentrations below 400 ppm. Nd, in contrast, demonstrates two distinct patterns: a single oblique linear relative to MgO across all rock samples, and a smaller group that deviates from this trend, showing moderate Nd levels relative to MgO.

The diagrams utilize the linear correlation coefficient,  $R^2$ , to evaluate the variability in elemental concentration patterns. In the major element graphs, a high  $R^2$  coefficient is observed, with values of 0.8319, 0.8319, and 0.8319 for TiO₂, CaO, and  $P_2O_5$ , respectively (Fig. 7A), indicating low variability in these contents. For the trace elements, however, the  $R^2$  values are notably lower with values of 0.0009, 0.2574, and 0.6292 for Sr, Hf, and Nd, respectively (Fig. 7B), denoting high variability in the contents.



Figure 7: Variation diagrams of MSJ rocks for major elements in wt.% (A) and trace elements in ppm (B) with MgO as the differentiation index. PCCF: see Fig. 6.

Figure 8A presents the normalized trace element diagram of the primitive mantle, following McDonough and Sun (1995), and exhibit a pronounced negative P anomaly, which becomes more intense in the more differentiated felsic rocks, such as phonolites. A positive Ba anomaly is evident in intermediate felsic rocks (nepheline-bearing syenite and nepheline monzosyenite) as well as in mafic rocks (malignite), with Ba

concentrations reaching up to 11,550 ppm, compared to just 49 ppm in the more differentiated rocks. Additionally, high levels of Sr are observed throughout the samples. This anomaly is most noticeable in malignites, nepheline syenite, nepheline monzosyenite, and nepheline-bearing syenite. The Sr content can reach 13,200 ppm. The MSJ phonolites show high trace element contents except for a significant negative anomaly for Ba, P, and Ti.

Figure 8B exhibit the REE diagram normalized by chondrite according to Boynton (1984). The diagram indicates that the rocks of the MSJ are more enriched in the ETR_{LIGHTS} than in the ETR_{HEAVY} ones. Positive Eu anomalies are seen in nepheline-bearing alkali-feldspar syenite (Eu/Eu*: 1.09), nepheline syenites (Eu/Eu*: 2.32), and nepheline-bearing syenite (Eu/Eu*: 1.22).



Figure 8: Multi-elemental diagrams of trace and rare earth elements in MSJ rocks A)Normalized diagram for the primitive mantle according to McDonough and Sun (1995);B) REE diagram normalized by Boynton chondrite (1984). The pink field see Fig. 6.

It is important to highlight that classificatory and discriminatory diagrams of elemental geochemistry, as well as some geochemical modeling diagrams presented in the following Discussions section, include samples of rocks with cumulate textures. Although it is well known that such rocks do not directly represent the magmatic liquid of the São João Massif (MSJ), as their composition reflects crystal accumulation rather than the true composition of the parental magma, their inclusion in these diagrams was necessary due to the lack of direct alternatives for characterizing the primitive liquid. Nevertheless, the results were interpreted with caution, taking into account the influence of the cumulate process on the chemical composition.

#### 4.4 U-Pb geochronology

The results of the U-Pb analysis obtained by LA-ICP-MS on zircon crystals are shown in the Supplementary Table. Crystalization ages were calculated by weighted mean. Two representative samples were selected from the main rock types in the massif: nepheline-bearing alkali-feldspar syenite and malignite.

Zircon crystals 1, 2, and 9 from the nepheline-bearing alkali-feldspar syenite sample (CA-MSJ-Z-02) exhibit lighter rims with darker cores. In contrast, crystals 10 and 14 from the same sample show no distinction between core and rim but display oscillatory zoning. All analyzed zircons have a semi-prismatic shape. The  232 Th/ 238 U ratios range from 1.29 to 15.91, while  206 Pb values vary between 0.0008310 and 0.0980652. However, since no concordant ages were obtained, the weighted mean  206 Pb/ 238 U age was calculated at 65.9 ± 1.6 Ma (Fig. 9), with a Mean Square Weighted Deviation (MSWD) of 0.69 and a concordance probability of 0.60.



Figure 9: Concordia  207 Pb/ 235 U vs.  206 Pb/ 238 U diagrams of zircon with an average age plot displaying an age of 65. 9 ± 1.6 Ma for the nepheline-bearing alkali-feldspar syenite from MSJ.

Distinct zircon age populations were observed in the malignite samples (CA-MSJ-Z-05), with all crystals exhibiting a semi-prismatic shape. The youngest population, represented by crystals 4, 8, and 12 show no distinction between core and rim and lack oscillatory zoning. Additionally, crystals 4 and 8 exhibit a homogeneous texture, whereas crystal 12 presents a chaotic texture. The  232 Th/ 238 U ratios range from 1.66 to 6.03, while  206 Pb values vary between 0.0008581 and 0.0271546. The weighted mean  206 Pb/ 238 U age for these grains is 70.6 ± 1.5 Ma (Fig. 10A), with an MSWD of 0.079 and a concordance probability of 0.092.

The remaining analyzed zircon crystals from the malignite sample (1, 2, 3, 5, 6, and 7) exhibit alternating light and dark zones but do not follow an oscillatory zoning pattern or a core-rim zonation. The  232 Th/ 238 U ratios for these crystals range from 0.0085 to 0.0338, while  206 Pb values vary between 0.0010174 and 0.0471237. The weighted mean  206 Pb/ 238 U age obtained for these zircons is 89.7 ± 1.6 Ma (Fig. 10B), with an MSWD of 0.73 and a concordance probability of 0.60.



Figure 10: Concordia  207 Pb/ 235 U vs.  206 Pb/ 238 U diagrams of zircon with an average age plot displaying an age of 70.6 ± 1.5 (A) and 89.7 ± 1.6 Ma (B) for the malignite from MSJ.

### 4.5 Sr-Nd-Pb-Hf isotopes

Fourteen samples were selected for whole-rock isotopic composition analysis in the Sr-Nd-Pb-Hf system, and the results are shown in the Supplementary Table. The initial isotopic ratios were calculated at 89.7 Ma for the mafic rocks and 65.9 Ma for the felsic rocks of the MSJ. The initial Sr and Nd isotopic compositions of the MSJ rocks indicate signatures similar to those observed in the EM I end-member (Enriched Mantle I; Zindler and Hart, 1986; Fig. 11A). The ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr_(i) ratios for the MSJ rocks range from 0.704770 to 0.705463 with errors ( $2\sigma$ ) ± 0.000082, except a sample of nepheline monzosyenite which exhibits dissimilar values with a ratio of 0.707571 and error ( $2\sigma$ ) ± 0.000011.

The initial ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf ratios of the mafic rocks are lower than those of the felsic types, with values of 0.281484 to 0.281638 for the mafics and 0.281944 to 0.282244 for the felsics with errors ( $2\sigma$ ) ± 0.0000021 (Fig. 11B). Combined with the initial ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd ratios of the MJS rocks, it suggests the end-member near the EM I mantle reservoir (Salters and White, 1997). The ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd_(i) ratios vary between 0.511426 and 0.512404 with errors ( $2\sigma$ ) ± 0.0000039.

According to the Zindler and Hart (1986), reservoir models for Pb data, in the  $^{207}Pb/^{204}Pb_{(i)}$  vs.  $^{206}Pb/^{204}Pb_{(i)}$  diagram, the MSJ samples suggest a source between the EM I and DMM reservoirs (Fig. 11C). For  $^{206}Pb/^{204}Pb_{(i)}$ , the values range from 17.902 to 18.151 with errors (2 $\sigma$ ) ± 0.0014. The  $^{207}Pb/^{204}Pb_{(i)}$  values range from 15.481 to 15.505 with errors (2 $\sigma$ ) ± 0.0013.

The age models ( $T_{DM}$ ) range from 587 to 812 Ma, and the  $\epsilon$ Nd parameter varies from -2.9 to -6.4 (Fig. 11D). Again, a sample of nepheline monzosyento stands out, showing discrepant  $T_{DM}$  values of 1,757 Ma and  $\epsilon$ Nd of -21.





Figure 11: Diagrams with initial ratios of ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd *vs.* ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr; ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf *vs.* ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd, and ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb *vs.* ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb modified from Zindler and Hart (1986) and Salters and White (1997) for the MSJ rocks and the representations of the respective reservoirs. A) ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd_(i) *vs.* ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr_(i); B) ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf_(i) *vs.* ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd_(i); C) ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb_(i) *vs.* ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb_(i). BSE: Bulk Silicate Earth; EM I: Enriched Mantle I; EM II: Enriched Mantle II; PREMA: Prevalent Mant Composition; DMM: Depleted MORB Mantle; HIMU: High U/Pb. The pink field corresponds to the compiled samples: Thompson et al., (1998), Ulbrich et al., (2003), Brotzu et al., (2007), Motoki et al., (2010), Sichel et al., (2011), Sichel et al., (2012); Mota (2012); Rosa (2018); Guarino et al., (2021).

5. Discussions

## 5.1 Petrogenetic models

The isotopic signatures (Sr-Nd-Pb-Hf) and the parameter εNd, -2.9 to -6.4, of the MSJ suggest a genesis involving mantle-derived magmas that evolved over geological

time, incorporating components of crustal contamination. Relatively low Sr values (< 0.706) imply crustal contamination with minimal alteration of initial isotopic compositions. Consequently, it is inferred that the MSJ rocks are closely associated with their respective mantle sources (Louback et al., 2023; Fagundes et al., 2024).

Geochemical modeling using a mixture of Sr, Nd and Pb isotopes indicates that the mantle source originated from the partial melting of a sublithospheric mantle enriched in incompatible elements (EM I), and subordinately, a portion of the depleted mantle (DMM) with a high U and Pb content (HIMU - Fig. 12).

To quantify the proportions of this mixture, calculations were performed based on the mixing equation proposed by DePaolo et al., (1979). Although this represents a ternary mixture, the first step involved calculating the binary mixture using the studies by Rocha-Júnior et al., (2020) and Quaresma (2022), focusing on the DMM and EM I components. In a second step, the result was combined with the HIMU end-member. In the third step, the modeling results were normalized to 100%. Consequently, the proportions were adjusted to 71.95% for EM I, followed by 14.74% for DMM and 14.22% for HIMU.



Figure 12: Modeling of mantle component mixing using ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd (i) vs. ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (i) and ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd (i) vs. ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb (i) ratios for the MSJ rocks. The model assumes a mixture of three components: DMM (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0.7025, [Sr] = 7.66 ppm, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.5129, [Nd] = 0.58 ppm), EMI (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0.7056, [Sr] = 495.4 ppm, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.5122, [Nd] = 30.6 ppm), and HIMU (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0.7028, [Sr] = 757 ppm, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.5127, [Nd] = 45.7 ppm). The blue, red and yellow fields are based on Maia et al., (2022). The parameters for mantle components follow Zindler and Hart (1986). Data for DMM, EMI, EMII, and HIMU localities are compiled from GEOROC (http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/). Modified from Zindler and Hart (1986), Salters and White (1997) and Rocha-Júnior et al., (2020). The discrepant sample is a nepheline monzosyenite, which exhibits Sr and Nd values of 0.707778 and 0.511462, respectively, as mentioned in section 4.5, Fig. 11. These values were crucial in considering the possibility of crustal assimilation and/or mixing processes, discussed in the following sections.

Marques et al., (2018) suggest that the high values of incompatible elements, such as Sr, imply a source also influenced by carbonatite melting, in addition to the influence of volatiles like CO₂. The carbonatitic source may indicate the presence of recycled or metasomatized material in the mantle, which has been enriched by carbonatitic fluids or melts, leading to a heterogeneous mantle. The authors further state that such processes are common in regions where the mantle is affected by mantle plumes or interaction with subduction.

The T (DM) ages of MSJ rocks, 587 to 812 Ma, precede the beginning of the Brasiliano Cycle (Almeida, 1976; Neves et al., 2014) and extend after the ending. Within this geodynamic setting, the juvenile mantle responsible for continental crust extraction beneath the MSJ underwent multiple subductions over geological time, generating metasomatic fluids that altered the rocks above the asthenospheric wedge, as also suggested by Marques et al., (2018) and Carvalho et al., (2022).

Following Gondwana's stability and a dike swarm event that led to a continental breakup in the Cretaceous (Almeida et al., 2013 and 2021; Mohriak et al., 2022), the Continental Rift (Riccomini et al., 2004 e 2005) was established. The subcontinental mantle, shaped by tectonic and metasomatic events and crust-mantle differentiation, evolved into a chemically heterogeneous mantle. Subsequent subduction processes produced fluid activities and melts capable of generating highly SiO₂-undersaturated

magmas (Beccaluva et al., 1992; Maury et al., 1992; Alici et al., 1998; Altherr et al., 2004; Guo et al., 2006; Grégoire et al., 2008), driven by  $CO_2$  volatility in a peridotitic source and linked to low degrees of partial melting and an alkaline parental source (Ruberti et al., 2011; Fagundes et al., 2024).

Elemental and isotopic geochemistry data (Sm-Nd-Hf) from the Região dos Lagos Complex, Cabo Frio Terrane (Viana et al., 2008; Schmitt et al., 2008b; Freitas et al., 2024) also indicate a heterogeneous magmatic origin, suggesting the presence of multiple magmatic sources. Schmitt et al., (2008) point out that in the Sm-Nd isotope analysis ( 143 Nd/ 144 Nd (i) = 0.511948), mafic gneisses show a positive ɛNd value, with a model age (T _{DM}) of 1.1 Ga, suggesting a juvenile mantle, in contrast to paragneisses that display a negative ɛNd and an older T _(DM) age of 1.7 Ga.

## 5.2 Magmatic evolution

The new U-Pb geochronological data indicate that the magmatic activities that generated the MSJ occurred in two stages. The first, 89.7 Ma and 70.6 Ma, with the generation of a basic magma chamber, with and malignite as representatives. Other occurrences of contemporary mafic-ultramafic-alkaline and alkaline-carbonatitic cumulates are recorded in the central-eastern region of the Brazilian Platform (Ulbrich and Gomes, 1981; Almeida, 1983; Morbidelli et al., 1995; Comin-Chiaramonti et al., 2005; Azzone et al., 2013 and 2016).

These intrusions are predominantly represented by rocks rich in clinopyroxene, sometimes associated with carbonatites or syenites. They are Jacupiranga (Germann et al., 1987), São Sebastião Island (Bellieni et al., 1990; Enrich et al., 2005), Juquiá (Beccaluva et al., 1992; Azzone et al., 2013), Pariquera-Açu (Morbidelli et al., 1995); Monte de Trigo Island (Enrich et al., 2009), Banhadão (Ruberti et al., 2011), and Ponte Nova (Azzone et al., 2016). In the PCCF, only the MSJ has these attributes: Cretaceous-age mafic rocks with a cumulitic texture.

The mafic rocks of the MSJ, such as essexites and malignites, are olivine-free,  $SiO_2$  contents ranging from 39.17 to 46.68 wt.%. They are metaluminous, potassic, and show a sodic tendency. Due to their relatively low MgO (5.9 wt.%) contents, these rocks do not represent primary magma compositions.

The felsic rocks of the MSJ are approximately 65.9 Ma old, marking the end of the Cretaceous and the beginning of the Tertiary (Paleocene), a period that coincides with

the establishment of the Continental Rift, as noted by Brotzu et al., (2007) and Mota et al., (2009 and 2012). This group, including nepheline syenite, syenite with nepheline, nepheline monzosyenite, alkali-feldspar syenite with nepheline, and phonolite, has  $SiO_2$  levels from 51 to 55.18 wt.% and MgO from 0.14 to 0.92 wt.%, and ranges from potassic to ultrapotassic. These rocks are metaluminous with trends toward peralkaline and peraluminous compositions.

The presence of normative olivine, combined with the absence of modal olivine and low MgO levels, suggests that the mafic rocks of the MSJ have undergone significant evolutionary processes. The metaluminous character with a tendency towards peralkalinity, as discussed by Marks et al., (2008), along with mineral chemistry data from Fagundes et al., (2024), points to a mineralogical assemblage shaped by these evolutionary stages. Annite, an Fe-rich mica, has replaced phlogopite, the Mg-rich mica commonly found in evolved alkaline rocks. Additionally, melanite, a variety of titaniferous andradite (Agrosì et al., 2002; Vlach et al., 2018), is present and is indicative of differentiated alkaline rocks influenced by high oxygen fugacity ( $fO_2$ ) during crystallization. The notable presence of titaniferous magnetite (Fagundes et al., 2024) further supports a system with high  $fO_2$ .

Several authors (Gomes et al., 1968; Azzone et al., 2016; Vlach et al., 2018; Fagundes et al., 2024) assert that variations in mineralogical assemblages and textures within differentiated alkaline rocks are attributable not only to a heterogeneous source (Marks et al., 2008) but also to processes occurring within an open system. Assimilation and magma mixing are proposed as key processes in the magmatic evolution of the MSJ. To explore these processes, geochemical models have been developed to estimate fractional crystallization, assimilation, and magma mixing, aiming to identify the most plausible mechanisms involved in the MSJ's evolutionary history.

### 5.2.1 Partial melting

As previously mentioned, there is no sample representing the primitive or nearprimitive liquid due to the evolved nature of the samples. However, Jung et al., (2006) propose a diagram using rare earth element ratios, Dy/Yb *vs.* La/Yb, to estimate partial melting. Based on this diagram, it is suggested that for the most parental rocks of the MSJ (malignite – Fig.13), partial melting occurred at approximately 1% of a garnetbearing spinel-peridotite.



Figure 13: The  $(Dy/Yb)_N vs. (La/Yb)_N$  ratios normalized to the Primitive Mantle according to McDonough and Sun (1995) were used for the parental rocks of the MSJ to estimate partial melting. The partial melting (%) curves were calculated using a non-modal fractional melting model following Shaw (1970). Mineral-melt partition coefficients were taken from McKenzie and O'Nions (1991), Hart and Dunn (1993), Kelemen et al., (1993), and LaTourrette et al., (1995). Modified from Jung et al., (2006).

#### 5.2.2 Fractional crystallization

The variation diagrams with low linear correlation (low R²) for trace elements (Sr, Nd and Hf) suggest non-geneticity between the most primitive and most evolved samples. This analysis, combined with the initial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios, points towards Assimilation - Fractional Crystallization (AFC) or assimilation with little or no fractional

crystallization as key processes involved in the differentiation of the MSJ's magmatic chamber.

Two magmatic series were identified, with each series containing both the most primitive (less radiogenic) and the most evolved (more differentiated) samples. Series 1 has isotopic ratios of approximately 0.7047, while Series 2 has ratios of around 0.7050. Additionally, one sample was identified as a possible hybrid member, resulting from magma mixing processes, with ratios of 0.7048 and 0.7075 (Table 2, Fig.14A).

## Table 2

Samples selected for geochemical modeling are listed in Serie 1 and 2. _c: has a cumulatic texture; Nph. Monz.: nepheline monzosyenite.

Samples	SiO ₂	MgO	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd(a)	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf/	εNd	εHf	Classification
	wt.%	wt.%			• • • • • • • • • • • • • • • • • • • •			Classification
CA-MSJ-68C (Malignite-A1)	40.04	4.57	0.7047	0.5122	0.282685	-6	-3.5	Less radiogenic and more parental sample of Série 1
CA-MSJ-58B (Essexite _C - A ₂ )	39.17	5.91	0.7050	-	0.2826	-	-	Less radiogenic and more parental sample of Série 2
CA-MSJ-79D (Nph. MonzH)	61.26	0.75	0.7075	0.5114	0.2823	-22	14.6	Hybrid
CA-MSJ-55B (Phonolite-B1)	57.11	0.19	0.7049	0.5123	0.,2826	-3.6	-4.6	More differentiated sample of Serie 1
CA-MSJ-54A (Phonolite-B ₂ )	55.73	0.32	0.7050	0.5123	0.2826	-3.5	-4.5	More differentiated sample of Serie 2

The REE patterns of the mafic samples (A₁ and A₂) are similar and subparallel to the felsic samples (B₁ and B₂), which are truncated. Any cogeniticity between the mafic and felsic liquids by fractional crystallization (with or without assimilation) would imply the existence of a fractionating assembly capable of reducing the contents of all the REEs. Common fractionating phases in mafic and ultramafic liquids include olivine and pyroxenes. However, REEs are incompatible during crystal-liquid equilibrium processes between these phases and mafic magmas (Rollinson, 1993). Therefore, a possible cogeniticity between the mafic and felsic magmas represented in the normalized REE diagram for the chondrite would have to involve, in principle and predominantly, a mafic phase (for example, clinopiroxene and titanite) capable of retaining REE (Wilson, 2007). The hypothesis of cogeniticity between the mafic and felsic compositions of the MSJ was tested with a fractional crystallization model using the Rayleigh (Wood and Fraser, 1976) fractionation equation.

The equation was used to generate the REE composition of a model-evolved felsic magma (M) based on the composition of the mafic sample (A₁) listed as representative of the parental mafic magma. The model is validated by comparing the composition of the model magma with the composition of the felsic sample (B₂), which is representative of the evolved felsic magma.

The model results are presented in Fig. 14B. After testing several combinations of potential fractionating assemblages, varying percentages of clinopiroxene, apatite, and titanite, the best fit was achieved by considering a fractionation of 90 % clinopyroxene, 5 % of apatite and 5 % of titanite, with a degree of fractional crystallization of 65 %. The selection of apatite and titanite, along with clinopyroxene, as part of the fractionating assemblage is justified by their common occurrence in alkaline basic systems and, most importantly, by their ability to retain rare earth elements (REEs) from the residual melt (Wilson, 2007; Sichel et al., 2013). Furthermore, these minerals exhibit a significant modal volume in the most primitive rocks of the MSJ.

The percentage difference (Table 3) between the model's elemental concentrations and those of sample B₂ exceeds the analytical error for these elements, indicating that the model results were not satisfactory.

Thus, it is unlikely that the analyzed samples are cogenetic through differentiation processes within a single magma chamber. Instead, these rocks likely represent multiple flows from different emission centers, each associated with distinct differentiation processes that occurred in separate magma chambers. This finding is consistent with Sichel et al., (2013), who stated that the composition of less fractionated magmas differs from that of more fractionated magmas. Consequently, this implies that the intermediate magmas responsible for the formation of nepheline syenites in the state of Rio de Janeiro are not derived from the ultrabasic and basic magmas that generate malignites.



Figure 14: Rare-earth elements in the samples selected to test the fractional crystallization model. A) Normalized multielement diagram for REE for the samples selected for geochemical modeling; B) Fractional crystallization modeling results showing the REE concentrations of a modeled evolved composition compared to the

phonolite in the normalized REE diagram for the chondrite. Normalizations are according to Boynton (1984). Crystal-liquid partition coefficient values are according to Rollinson (1993).

# Table 3:

Geochemical modeling results for fractional crystallization using the Rayleigh equation.  $C_0^N$  and  $C_{L^N}$  are normalized concentrations (Boynton, 1984) of elements from samples A₁ and B₂. M is the proposed model. Partition coefficients used to calculate D values are according to Rollinson (1993).

Element	D	Co ^N	C∟ ^N	$CL^N$	Percentage			
		(A ₁ )	(B ₂ )	(M)	difference			
La	0.100	559	331	1439	334			
Ce	2.185	428	171	123	28			
Pr	-	394	104	-	-			
Nd	3.854	224	40	11	72			
Sm	-	-	-	-	-			
Eu	5.080	108	12	1	88			
Gd	2.744	87	9	14	57			
Tb	4.480	56	6	1	77			
Dy	-	50	6	-	-			
Но	4.272	36	6	1	80			
Er	-	32	7		-			
Tm	1.620	26	7	13	91			
Yb	-	26	9		-			
Lu	2.592	21	10	4	59			
Fractionating assemblage								
(vol. %)								
Clinopyroxene	90							
Apatite	5							
Titanite	5							
Fractional Crystallization	65							

#### 5.2.3 Crustal assimilation

There is clear evidence of crustal assimilation processes in the rocks of the massif. Magmas derived from a mantle reservoir emplaced within the crust can acquire up to 10% assimilated material from the surrounding host rock (Marques et al., 2018). According to Azzone et al., (2016), this process is facilitated by the high temperatures of these magmas, approximately 1100 °C, which are sufficient to melt granitic or metamorphic rocks (Hersum et al., 2007; Philpotts and Asher, 1993; Reiners et al., 1995; Azzone et al., 2016).

Assimilation can occur through the incorporation of xenoliths into the magma chamber, as well as through the melting of the host rock and its subsequent incorporation into the magma chamber (Kuritani et al., 2005; Azzone et al., 2016). Both processes are observed in the MSJ. Biotite gneiss xenoliths have been identified within syenitic rocks. Elemental patterns observed in lithogeochemical, and isotopic data also support this assimilation process.

The presence of assimilation can be analyzed through major, trace, and isotopic element data, specifically in the ratios of  $P_20_5/K_20 \ vs. \ ^{87}Sr/^{86}Sr$  e Ba/Sr vs. Rb/Sr (Fig. 14). A decrease and increase, respectively, in these ratios indicates potential crustal contamination of the host rock within the alkaline magma (Azzone et al., 2016; Marques et al., 2018).

For the more primitive MSJ samples, except for cumulate-textured essexite, the  $P_20_5/K_20 \ vs. \ ^{87}Sr/^{86}Sr$  (Fig. 15A) and Ba/Sr vs. Rb/Sr (Fig. 15B) ratios suggest minimal influence from crustal assimilation. However, in the more evolved samples, the data suggest a moderate degree of crustal assimilation.



Figure 15: Binary diagrams illustrating the ratios of major elements (wt.%), trace elements (ppm), and initial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios, used to investigate the effects of crustal contamination in MSJ rocks. Modified from Azzone et al., (2016), Marques et al., (2018), and Fagundes et al., (2024).

In their study, Fagundes et al., (2024) investigate the assimilation process using petrographic data and mineral chemistry of garnet classified as melanite, as well as its association with other minerals within the MSJ rocks. The authors examine the behavior of Ti throughout the garnet crystal. High variability in Ti content, low R² values, observed in variation diagrams, suggests that this phenomenon arises from a destabilizing process, crustal assimilation, occurring in the magma chamber, which prevents homogeneous crystallization of the crystal after nucleation. This results in compositional zoning observed in garnets and clinopyroxenes, primarily controlled by Ti concentrations along the crystal structure.

#### 5.2.4 Magmatic mixing

In the field, the mafic types of MSJ appear as portions immersed in felsic portions. These portions vary in size with abrupt or polygonal contacts, sometimes resembling magmatic breccia features, as suggested by other authors (Mota et al., 2009 and 2012). In addition, reaction edges generate rounded shapes or diffuse variations between the two (see Fig. 2).

The MSJ has two situations: mingling and mixing. In the first situation, Sparks and Marshal (1986) point out that for mechanical mixing to generate features as observed in the field, there must be a difference in viscosity between the two magmas, as listed below: (1) mafic magma less viscous than felsic magma; (2) mafic magma becoming more viscous than felsic magma due to the crystallization of some minerals; and (3) mafic magma effectively solid due to its high crystal content. The authors acknowledge that complete mixing cannot occur, but the mafic magma is dispersed as enclaves within the felsic magma. Complete mixing only occurs when both magmas behave as liquids at the same temperature, as the MSJ evidence. In such a process, according to the REE patterns shown in Table 1.

The convexity and similar La, Yb, and Lu values of member  $B_1$  with the patterns of member H do not allow  $B_1$  to be considered the final member in a hybridization process.

The hypothesis of hybridization between the mafic and felsic components was tested with a model using the binary mixture equation (Faure, 1984). Sample  $A_1$  was used as the mafic member of the mixture, sample  $B_2$  as the felsic member, and sample H was considered representative of the hybrid composition.

A model (M) was generated in which the rare earth element composition of this hybrid model is similar to that of sample H. The Binary Mixing Equation proposed by Faure (1984).

The model results are shown in Fig.16 and Table 4 below. The best fit involving the chosen members  $A_1$ ,  $B_2$ , and H was obtained with a 32 % contribution from member  $A_1$ .


Figure 16: Geochemical modeling used to test mixing models for MSJ rocks. A hybrid magma (M) compared to a real hybrid magma (H) represented by a sample of a nepheline monzosyenite from MSJ. The samples are normalized according to Boynton (1984).

## Table 4

Results of geochemical modeling to test the mixing model using the Faure equation (1984).  $A_1^N$  and  $B_2^N$  are normalized concentrations (Boynton, 1984) of elements from samples  $A_1$  and  $B_2$ .

				Mixin	Percent
Eleme nt	Δ ₁ N	$B_2^N$	Η ^N	g	age
	7.1			0 32	differenc
				0.02	е
La	559.3	258.4	361.7	354.7	1.9
Ce	427.7	160.7	254.3	246.2	3.2
Pr	393.8	111.6	210.7	201.9	4.2
Nd	223.8	48.1	105.4	104.3	1.0
Sm	-	-	-	-	-
Eu	108.4	17.9	46.5	46.9	0.8
Gd	87.0	13.8	39.2	37.2	5.1
Tb	55.8	8.7	24.7	23.8	4.0
Dy	50.4	7.7	21.9	21.3	2.6
Но	35.9	6.2	15.8	15.7	0.5
Er	31.9	6.6	15.0	14.7	2.2
Tm	25.7	6.1	13.6	12.4	8.8
Yb	26.3	6.4	14.0	12.7	8.7
Lu	21.2	5.5	10.7	10.5	2.2

Thus, it is evidence that sample H (nepheline monzosyenite) from the MSJ is the result of hybridization processes between a mafic magma (malignite) and a felsic magma (phonolite), supporting the hypothesis that magma mixing is a significant formative mechanism for the rocks of the massif.

# Mineral texture

As a result of assimilation and mixing processes, significant textures have developed in the primary minerals of MSJ rocks. These include compositional zoning, overgrowth of one crystal onto another, as previously noted, and the poikilitic texture of amphibole.

Latypov et al., (2020) investigated the development of poikilitic textures in basic magmas within cumulate intrusions, proposing that these textures arise due to supercooling (Latypov et al., 2020; Mollo and Hammer, 2017) in magma chambers, which leads to crystallization at an early stage of magmatism. Mollo and Hammer (2017) also indicate that crystal growth reaches its peak at lower degrees of supercooling compared to nucleation. Additionally, their study suggests that the arrival of new magma pulses and subsequent mixing can play a crucial role in the formation of these textures.

Typically, cumulate formation stages involve nucleation, growth, and accommodation (Latypov et al., 2020; Kotvytska, 2024). Accommodation occurs when an oikocrystal encloses other, smaller crystals known as chadacrysts. The emergence of poikilitic textures is explained by the crystallization of oikocrystals during specific intervals of supercooling (Kotvytska, 2024).

Maier (1995) and Kotvytska (2024) report that oikocrystals exhibit chemical zoning from core to rim. However, no apparent compositional zoning is observed in the poikilitic amphibole crystals in the MSJ. Based on the formation of the observed textures, it is suggested that, in the MSJ, newly nucleated clinopyroxene crystals from the early stages of magmatism evolved over the course of the magmatic process, displaying irregular and concentric compositional zoning (Fig.17A) and undergoing overgrowth by Na- and K-rich amphiboles (pargasite and sadanagaite - Fagundes et al., 2024 - Fig.17B).

In the final stages of crystallization, with Ti becoming available in the magmatic liquid, the clinopyroxene overgrowth of sodium- and potassium-bearing amphibole develops into titaniferous amphibole oikocrystals (kaersutite - Fagundes et al., 2024). These oikocrystals encompass the remaining clinopyroxene crystals as well as other surrounding crystals, such as alkali-feldspar and opaque mineral, thus forming the poikilitic texture in cumulate-textured rocks (Figure 17C). Within this context, the late crystallization of garnet (melanite) is also included.



Figure 17: Diagram illustrating the possible stages of poikilitic texture evolution in amphibole crystals of MSJ rocks that exhibit cumulate texture. Cpx: Clinopiroxene; Ttn: Titanite; Mag: Magnetite; Amp: Amphibole.

Based on all the data presented and discussed in the previous sections, a schematic diagram (Fig. 18) is provided below, suggesting a geodynamic model for the MSJ. This model illustrates, in summary form, the generation, migration, emplacement, and differentiation of the massif on a regional horizontal scale.

The image depicts the influence of the mantle plume and mantle componente at the asthenosphere-lithospheric mantle interface and, in shallower regions, at the lithospheric mantle-crust interface. Yellow arrows represent crustal assimilation, and the red ones represent the heat generated by the plume, which triggers the initial stages of partial melting. The photomicrographs indicate the mineral textures resulting from each magmatic process. A notable feature in the shallow crust is the presence of various magmatic centers (in red) that interact with each other and with hypabyssal rocks (in blue), intersecting the alkaline intrusion.

There are several converging perspectives in the debate regarding the denudation rate of the region where the MSJ is located. Ruberti et al., (2011) and

Motoki et al., (2015) suggest a rate of approximately 3 km. Ruberti et al., (2011) and Sichel et al., 2013 argue that pseudoleucite-bearing rocks indicate a shallow environment, given that leucite becomes unstable above 1 kbar under P(H2O). However, Schmitt et al., (2016) assert that the denudation rate for the Cabo Frio Terrane may reach up to 15 km.



Figure 18: Schematic representation of the geodynamic model of the MSJ with approximate depths, generation, migration, emplacement, differentiation of the magma and the resulting mineral textures. Legend: 1) Aphanitic texture of the hypoabyssal porphyritic phonolite; 2) Mineral texture resulting from magmatic mixing between

parental (mafic) and differentiated (felsic) rocks; 3) Cumulus texture observed in the more parental mafic rocks. Modified from Davidson et al., (2007b) and Gündüz and Asan (2021).

### 5.3 Implications for the evolution of the South American Platform

The MSJ is located north of the Cabo Frio High (see Fig. 1), west of the Campos Basin and the Barra de São João Graben (Mohriak and Barros, 1990; Mohriak et al., 2022), the eastern limit of the Continental Rift (Riccomini et al., 2004 and 2005). These three elements are discussed in the context of the evolution of the Cabo Frio Terrane, which refers to the evolution of the continental platform (Almeida et al., 2013).

According to Schmitt et al., (2008a, 2008b, 2016) and Almeida et al., (2013), the Cabo Frio Terrane played an important role in the evolution of the South American Platform, more specifically, the breakup of Gondwana. The tectonic evolution of the Terrane, according to Almeida et al., (2013), cannot be interpreted as a single event but rather as an evolution with multiple reactivations throughout the evolution of the continental margin.

Beyond discussions of the structural context, the magmatism and volcanism associated with the Cretaceous rifting episode, which led to continental breakup, remains a significant topic of debate. In addition to field studies, seismic profiles along the submerged continental margin reveal substantial magmatic and volcanic activity in both onshore and offshore regions.Recent work (Almeida et al., 2021; Giro et al., 2021), which integrates high-resolution field and geophysical data, indicates that the onshore crystalline basement was affected by ductile deformation. This deformation generated fault zones involving several crustal blocks that, on a map, morphologically resemble corridors.

Negrão et al., (2020) and Mohriak et al., (2022) state that some of these corridors comprise aligned alkaline stocks. Alignments such as Ilha de Cabo Frio - Morro de São João - Glicério, with an N – S orientation. This small lineament is regionally associated with the PCCF and, later, the Cruzeiro do Sul lineament with an NW – SE direction, already in the offshore portion (Mohriak et al., 2010 and 2022). In this region, in addition to the alkaline plugs and stocks, there are volcanic buildings in the offshore portions, indicating a significant post-salt magmatic event (Mohriak, 2020; Oreiro et al., 2008; Mota et al., 2009).

The Cenozoic rift systems and the late Cretaceous to Paleogene intrusions in the onshore region are direct indications of post-rupture reactivation along the southeastern margin of Brazil (Mohriak et al., 2022). Geraldes et al., (2022) argue, that parallel to the volcanism resulting from the separation of the South American and African plates, around 80 Ma, alkaline magmatism occurred in the continental crust to the southeast of the South American Platform. This magmatism corresponds to the cumulative maficultramafic manifestations such as Ponte Nova (Azzone et al., 2016) and the mafic manifestations of the MSJ, for example. They were followed by new magmatic pulses, *ca.* 70 and 55 Ma, which include most of the felsic manifestations of the PCCF, for example.

Oreiro et al., (2008) state that the most significant volumes of magmatic rocks in the Campos Basin, intercalated in the sedimentary section, occur close to areas of intersection between fault zones trending SE – NW (directional strike-slip faults) and SW – NE (normal faults), as well as alkaline intrusions belonging to the PCCF alignment. These data suggest that the magmatism in question did not originate solely from mantle plumes since the reactivated faults (mainly the directional strike-slip faults with SE – NW orientation) appear to have ruptured the entire lithosphere, reaching the asthenosphere, where they caused partial melting by simple pressure relief.

Thomaz Filho and Rodrigues (1999), Thomaz Filho et al., (2005, 2008), Geraldes et al., (2022), and Barros et al., (2023) assert that Meso-Cenozoic magmatic and volcanic events played a significant role in the evolution of sedimentary basins and hydrocarbon generation. The primary implications of these processes include:

- Lithospheric Modification: Geraldes et al., (2022) and Barros et al., (2023) suggest that lithospheric thinning during the breakup event facilitated magma ascent, influencing the composition and distribution of magmatic deposits in the region.
- Thermal Flux: Thomaz Filho et al., (2005) propose that magmatism increased regional heat flow, promoting the maturation of organic matter in source rocks.
- Formation of Structural Traps: Thomaz Filho et al., (2005, 2008) contend that the formation of features such as faults and folds associated with magmatism and volcanism also favored the creation of structural and stratigraphic traps, which

were crucial for hydrocarbon accumulation. The interaction between magmatic intrusions and sedimentary layers resulted in variations in porosity and permeability, aiding in hydrocarbon retention and accumulation.

#### 6. Conclusions

The Morro de São João Alkaline Massif, of Meso-Cenozoic age, 89.7 and 65.9 Ma (U-Pb in zircon), is a circular intrusion composed of syenitic rocks with an alkaline character. Its rocks are free of olivine and have a mineralogical assemblage rich in nepheline, alkali-feldspar, subordinately clinopyroxene, amphibole, titanite, garnet, magnetite, and biotite.

The alkalinity is corroborated by the notable presence of normative nepheline ranging from 3.62 to 13.83. Chemically, they are ultrabasic to intermediate rocks, 37.31 to 61.26 wt.% SiO₂, essentially potassic to ultrapotassic, metaluminous. The ultrabasic types are represented by essexite with and without cumulate texture, malignite; the basic types, nepheline monzosyenite, nepheline-bearing syenite; and intermediate nepheline syenite, nepheline-bearing alkali-feldspar syenite and phonolite.

Pseudoleucite, composed of nepheline, alkali-feldspar, muscovite, and sericitized minerals, is present in felsic rocks with a diameter of around 5 cm and in mafic rocks and phonolite, around 2 cm. Phonolite outcrops are centimeter-thick tabular structures sectioning off the other alkaline rocks. Its basic mineralogy is composed of alkali-feldspar, nepheline, and occasionally clinopyroxene. In some phonolites, alkali-feldspar and nepheline appear as porphyry crystals.

Isotopic signatures (Sr-Nd-Pb-Hf) of the MSJ indicate genesis through magmas of heterogeneous mantle origin that evolved over geological time with portions of crustal contamination. Their initial ratios vary from 0.704770 to 0.705463; 0.511426 to 0.512404; 0.282372 to 0, 282685; 38.401 to 39.010; 15.484 to 15.528; 17.902 to 18.151 for  87 Sr/ 86 Sr (i),  143 Nd/ 144 Nd (i),  176 Hf/ 177 Hf (i),  208 Pb/ 204 Pb (i),  207 Pb/ 204 Pb (i),  206 Pb/ 204 Pb (i), respectively. The T (DM) ages range from 587 to 812 Ma, and the  $\epsilon$ Nd parameter -2.9 to - 6.4, and  $\epsilon$ Hf -3.5 to -5.3.

The partial melting estimate indicates melting of approximately 1% of a garnetbearing spinel peridotite. Isotopic modeling (Sr-Nd-Pb) suggests that this source is a mixture of EM I end-members (up to 71.95 %) and, to a lesser extent, DMM and HIMU, with influences of the carbonatitic rocks, and volatile activity ( $CO_2$ ). We suggest that the Tristan da Cunha mantle plume is not a hotspot model, as previously suggested, but rather a contributing heat supplier to the generation of magmatic melts that led to the generation of the MSJ, as well as that the EMI signature observed in these rocks may contain contributions from detached continental lithospheric blocks during the opening of the Atlantic Ocean.

Fractional crystallization alone is insufficient to explain the lithological diversity of the massif. It is more plausible that sequential melting of a heterogeneous mantle source region generated multiple magma batches, each with distinct chemical and physicochemical properties. The genetic relationship among the rocks can be explained by the crystallization of magmas derived from different sources, interconnected by combined processes of crustal assimilation and magma mixing. These processes indicate that the evolution of alkaline magmas in the region was dynamic, suggesting that the South American Platform underwent multiple episodes of magmatism involving interactions between different sources.

Mineral textures, such as compositional zoning in garnets and clinopyroxenes; amphibole overgrowth on clinopyroxenes; amphiboles with poikilitic texture; and acicular apatites, provide petrological evidence of open-system processes like assimilation and mixing. These processes are further supported by elemental geochemical modeling.

Samples with low  $P_2O_5/K_2O$  vs. ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr and high Ba/Sr vs. Rb/Sr ratios indicate materials subjected to assimilation. Additionally, binary mixing geochemical modeling has shown that magma mixing involving batches with different chemical compositions produced a hybrid (nepheline monzosyenite) with up to 32% of a mafic parental component (malignite).

The MSJ, as part of the PCCF, represents a significant episode of Meso-Cenozoic intraplate magmatism in the South American Platform. Its genesis and evolution were controlled by tectonic processes, such as the reactivation of deep faults and lithospheric weakness zones, which guided magma ascent. Although this magmatism is not directly associated with sedimentary basins in hydrocarbon generation, the lithospheric thinning resulting from continental fragmentation, combined with the thermal influence of a mantle plume, favored magmatic activity in the region. These processes significantly impacted the stability of the southeastern Brazilian continental margin, influencing its geotectonic evolution, particularly regarding its structural configuration, subsidence, and sedimentary patterns.

#### Acknowledgements

We would like to thank the Laboratório de Estudos Tectônicos - LET/Tektos (UERJ), coordinated by professor Dra. Monica Heilbron, for their technical support; the Laboratório Multiusuário de Meio Ambiente e Materiais (MultiLab), coordinated by professor Dr. Mauro Geraldes, for the technical support; To professor Dr. Guilherme Loriato Poltratz for his assistance in the processing of samples for geochronological analysis; and the Laboratório de Modelagem e Evolução Geológica (LabMeg), coordinated by professor Dr. Artur Corval, for their technical support.

#### References

Aires, J.R., Motoki, A., Motoki, K.F., Motoki, D.F., Rodrigues, J.G. (2012). Análises geomorfológicas do Plato de Teresópolis e da Serra do Mar, RJ, com o auxílio de Seppômen e ASTER GDEM e sua relação aos tectonismos cenozóicos. *Anuário do Instituto de Geociências*, 35(2): 105-123. https://doi.org/10.11137/2012_2_105_123

Alici, P., Temel, A., Gourgaud, A., Kieffer, G., Gundogdu, M.N. (1998). Petrology and geochemistry of potassic rocks in the Gölcük área (Isparta, SW Turkey): genesis of enriched alkaline magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85:423–446. <u>https://doi.org/10.1016/S0377-0273(98)00065-1</u>

Almeida, F. F. M. (1976). The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. *Anais cademia Brasileira de Ciências.* 48, 15-26.

Almeida, F. F. M. (1991). O alinhamento magmatico de Cabo Frio. Simposio de Geologia do Sudeste, 2, 423-428.

Almeida, F.F.M. (1983). Relações tectonicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da plataforma Sul-Americana. *Revista Brasileira de Geociências*, 13, 139-158.

https://doi.org/10.25249/0375-7536.1983133139158

Almeida, J. C. H., Heilbron, M., Schmitt, R., valeriano, C. M., Rubim, I. N., Mohriak, W. U., Júnior, D. L. M., Tetzner, W. (2013). Guia de campo na área continental do Alto de Cabo Frio. *Boletim de Geociências. Petrobras*, 21, 325-355.

Almeida, J. C., Heilbron, M., Guedes, E., Neubauer, F., Mandred, B., Klausen, M. B., Valeriano, C. M., Bruno, H., Giro, J. P., McMaster, M., Tetzner, W. (2021). Pre-to-synrift tholeiitic magmatism in a transtensive hyperextended continental margin: Onshore and offshore magmatism of the Campos Basin, SE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 108, 103218. <u>https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103218</u>

Altherr, R., Meyer, H.P., Holl, A., Volker, F., Alibert, C., McCulloch, M.T., Majer, V. (2004). Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic characteristics of Late Cenozoic leucite lamproites from the East European Alpine belt (Macedonia and Yugoslavia). *Contributions to Mineralogy and Petrology.* 147:58–73. <u>https://doi.org/10.1007/s00410-003-0540-4</u>

Alves, A., Janasi V. de A., Campos Neto M. da C. (2016). Sources of granite magmatism in the Embu Terrane (Ribeira Belt, Brazil): Neoproterozoic crust recycling constrained by elemental and isotope (Sr-Nd-Pb) geochemistry. *Journal of South American Earth Sciences*, 68:205-223. <u>https://doi.org/10.1016/j.jsames.2015.10.014</u>

Araújo, A., Carlson, R.W., Gaspar, J.C., Bizzi, L.A. (2001). Petrology of kamafugites and kimberlites from the Alto Paranaiba alcaline province, Minas Gerais, Brazil. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 142:163–177. <u>https://doi.org/10.1007/s004100100280</u>

Araújo, A.L. 1995. Geologia, geoquímica e petrologia das rochas alcalinas da Ilha do Cabo Frio e das áreas continentais adjacentes, Arraial do Cabo - RJ. *M.Sc. dissertação, Fluminense Federal University*, 114 p.

Azzone, R. Enrich, G.E.R., Gomes, C.B., Ruberti, E. (2013). Trace element composition of parental magmas from mafic–ultramafic cumulates determined by in situ mineral analyses: The Juquiá mafic–ultramafic alkaline–carbonatite massif, SE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 41, 5-21. <u>https://doi.org/10.1016/j.jsames.2012.07.005</u>

Azzone, R.G., Muñoz, P.M., Enrich, G.E.R., Alve, S. A., Ruberti, E., Gomes C.B. (2016). Petrographic, geochemical and isotopic evidence of crustal assimilation processes in the Ponte Nova alkaline mafic-ultramafic massif, SE Brazil. *Lithos*, 260, 58-75. <u>https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.05.004</u>

Azzone, R.G., Ruberti, E., Silva, J.C.L., Gomes, C.B., Rojas, G.E.E., Hollanda, M.H.B.M., Tassinari C.C.G. (2018). Upper Cretaceous weakly to strongly silicaundersaturated alkaline dike series of the Mantiqueira Range, Serra do Mar alkaline province: Crustal assimilation processes and mantle source signatures. Brazilian Journal of Geology, 48 (2), 373-390. <u>https://doi.org/10.1590/2317-4889201820170089</u>

Barbey, P. (2007). Diffusion-controlled biotite breakdown reaction textures at the solid/liquid transition in the continental crust. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 154, 707–716. <u>https://doi.org/10.1007/s00410-007-0220-x</u>

Barros, T. M. J., Brito, P. C., Corval, A., Valente, S. C., Miranda, A, W, A. (2023). The post-breakup magmatism in Cabo Frio High, Campos Basin, Brazil: implications to a thinned lithosphere contribution in magma formation. Comunicações Geológicas. 110, 1, 39-60. <u>https://doi.org/10.34637/h145-3n13</u>

Beccaluva, L., Barbieri, M., Born, H., Brotzu, P., Coltorti, M., Conte, A., Garbarino, C., Gomes, C.B., Macciotta, G., Morbidelli, L., Ruberti, E., Siena, F., Traversa, G. (1992). Fractional crystallization and liquid immiscibility processes in the alkaline-carbonatite complex of Juquiá, São Paulo, Brazil. *Journal of Petrology*, 33, 1371–1404. http://dx.doi.org/10.1093/petrology/33.6.1371

Bellieni, G., Montes-Lauar, C.R., de Min, A., Piccirillo, E.M., Cavazzini, G., Melfi, A.J., Pacca, I.G.(1990). Early and Late Cretaceous magmatism fromSão Sebastião island (SE-Brazil): geochemistry and petrology. *Geochimica Brasiliensis*, 4,59 – 83.

Boynton, W.V. (1984). Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies. In: Henderson, P. (ed.) Rare Earth Element Geochemistry. 1st Ed. Elsevier, Amsterdam, 63-114. Brotzu, P., Melluso, L., Bennio, L., Gomes, C. B., Lustrino, M., Morbidelli, L., Morra, V., Ruberti, E., Tassinari, C., D'Antonio, M. (2007). Petrogenesis of the Early Cenozoic potassic alkaline complex of Morro de São João, southeastern Brazil. Journal of South American Earth Sciences, 24, 93–115. <u>https://doi.org/10.1016/j.jsames.2007.02.006</u>

Carlson, R.W., Esperança, S., Svisero, D.P. (1996). Chemical and Os isotopic study of Cretaceous potassic rocks from southern Brazil. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 125:393–405.

Carvalho, L. D.V., Jalowitzki, T., Scholz, R., Gonçalves, G. O., Rocha, M. P., Pereira, R. S., Lana, C., Castro, M. P., Queiroga, G., Fuck, R. A. (2022). An exotic Cretaceous kimberlite linked to metasomatized lithospheric mantle beneath the southwestern margin of the São Francisco Craton, Brazil. Geoscience Frontiers, 12, 101281. <u>https://doi.org/10.1016/j.gsf.2021.101281</u>

Carvalho, M, O., Mottramd, C. M., Valeriano, C. M., Ramos, R. C., Parrish, R., Dunlop, J., Cota, N., Paravidini, G., Neto, C. C. A., Heilbron, M., Storey, C. (2023). Sedimentary provenance in continental rifts: U–Pb detrital zircon, Nd and Sr isotopes and lithogeochemistry of the Eocene alluvial sandstones of the Resende Basin, SE–Brazil. *Sedimentary Geology*, 453, 106452. <u>https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2023.106452</u>

Chmyz, L., Arnaud, N., Biondi J.C., Azzone, R.G., Bosch, D., Ruberti, E. (2017). Ar-Ar ages, Sr-Nd isotope geochemistry, and implications for the origin of the silicate rocks of the Jacupiranga ultramafic-alkaline complex (Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 77:286-309. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.05.009

Comin-Chiaramonti, P., Cundari, A., Piccirillo, E.M., Gomes, C.B., Castorina, F., Censi, P., de Min, A., Marzoli, A., Speziale, S., Velázquez, V.F. (1997). Potassic and sodic igneous rocks from Eastern Paraguay: their origin from the lithospheric mantle and genetic relationships with the associated paraná flood tholeiites. Journal of Petrology, 38, 495–528. <u>https://doi.org/10.1093/petroj/38.4.495</u>

Comin-Chiaramonti, P., Gomes, C.B., Marques, L.S., Censi, P., Ruberti, E., Antonini, P. (2005). Carbonatites from southeastern Brazil: geochemistry, O-C, Sr-Nd-Pb isotopes

and relationships with the magmatism from the Paraná-Angola- Namibia province. In: Comin-Chiaramonti, P., Gomes, C.B. (Eds.), Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform. *Edusp/Fapesp*, 657 - 688.

Condie, K. C. (1997). Plate Tectonics and Crustal Evolution. Oxford-UK: Butterworth-Heinemann, 282 p.

De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P., Marcha, M. (1980). A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2 - diagram and major-element analyses - Its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29, 183 – 210.

DePaolo, D.J., Wasserburg, G.J. (1979). Petrogenetic mixing models and Nd-Sr isotopic patterns. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43 (4), 615 – 627. https://doi.org/10.1016/0016-7037(79)90169-8.

Eggler, D. H. (197)8. The effect of  $CO_2$  upon partial melting of peridotite in the system Na₂O-CaO-Al₂O₃-MgO-SiO₂-CO₂ to 35 Kb, with an analysis of melting in a peridotite-H₂O-CO₂ system. *Ameriacan Journal of Science*, 278, 305–343. https://doi.org/10.2475/ajs.278.3.305

Enrich, G.E.R., Azzone, R.G., Ruberti, E., Gomes, C.B., Comin-Chiaramonti, P., (2005). Itatiaia, Passa Quatro and São Sebastião island, the major alkaline syenitic complex from the Serra do Mar region. In: Comin-Chiaramonti, P., Gomes, C.B. (Eds.), Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform. *Edusp/Fapesp*, 419 - 441.

Enrich, G.E.R., Ruberti, E., Gomes, C.B., (2009). Geology and geochronology of Monte de Trigo island alkaline suite, southeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências,* 39, 67 - 80.

Fagundes, M. B. (2020). Caracterização Petrológica e Geoquímica do Complexo Alcalino do Morro de São João, Casimiro de Abreu-RJ. *M. Sc. Dissertation, Rio de Janeiro State University*. p.116.

Fagundes, M. B. (2024). Petrogênese, evolução magmática do Complexo Alcalino do Morro de São João, sudeste do Brasil, e suas implicações na evolução da Plataforma Sul-Americana. *Ph.D. Thesis, Rio de Janeiro State University*. p.337.

Fagundes, M. B., Santos, A. C., Geraldes, M.A. C., Valente, S., Guedes, E., Barbosa, T. R. P., LOPES, J. C. (2024). Petrological implications of melanite in the rocks of the Morro de São João alkaline complex, Casimiro de Abreu, Rio de Janeiro, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 54(3), e20240016. <u>https://doi.org/10.1590/2317-4889202420240016</u>

Faure, G. (1977). Principles of Isotope Geology. John Wiley & Sons, 464 p.

Fernandes, G.L.F., Schmitt, R.S., Bongiolo, E.M., Basei, M.A.S., Mendes, J.C. (2015). Unravelling the tectonic evolution of a Neoproterozoic-Cambrian active margin in the Ribeira Orogen (SE Brazil): U-Pb and Lu-Hf provenance data. *Precambrian Research*, 266, 337–360. <u>https://doi.org/10.1016/j.precamres.2015.05.017</u>

Foley, S. F., Andronikov, A.V., Melzer, S. (2002). Petrology of ultramafic lamprophyres from the Beaver Lake area of Eastern Antarctica and their relation to the breakup of Gondwanaland. *Mineralogy and Petrology*, 74, 361–384. <u>https://doi.org/10.1007/s007100200011</u>

Fonseca, A. do C. (1993). Esboço geocronológico da região de Cabo Frio, Estado do Rio de Janeiro. *Ph. D. Thesis. University of São Paulo.* https://doi.org/10.11606/T.44.1994.tde-17042015-161414

Freitas, N, C., Heilbron, M., Almeida, J., Dussin, I., Cutts, K., Carvalho, M., Mottram, C., Storey, C., Chapman, G. (2024). New U-Pb and Hf data of the contact region between the Oriental and Cabo Frio terranes, Central Ribeira Belt, Brazil: Implications for the closure of the Ediacaran-Cambrian oceanic space. Precambrian Research, 401, 107272. <u>https://doi.org/10.1016/j.precamres.2023.107272</u>

Geraldes, M. C., Mohriak, W. U., Bonifácio, J. F., Cardoso, L. M. C., MOURA, S. C. (2022). The role of the Rio Grande Rise on the continental Meso-Cenozoic alkaline

magmatism in southwest Brazil. In: Meso-Cenozoic Brazilian Offshore Magmatism. Academic Press, 257 - 282.

Geraldes, M.C., Motoki, A., Vargas, T., Iwanuch, W., Balmant, A., Motoki, K.F. (2013). Geology, petrography, and emplacement mode of the Morro dos Gatos alkaline intrusive rock body, State of Rio de Janeiro, Brazil. Geociências, 32(4), 625-639.

Germann, A., Marker, A., Friedrich, G. (1987). The alkaline complex of Jacupiranga, São Paulo, Brazil. Petrology and genetic considerations. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie,* 1, 807 - 818.

Gibson, S.A., Thompson, R.N., Leonardos, O.H., Dickin, A.P., Mitchell, J.G. (1999). The limited extent of plume-lithosphere interactions during continental flood-basalt genesis: geochemical evidence from Cretaceous magmatism in southern Brazil. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 137, 147 - 169. <u>https://doi.org/10.1007/s004100050588</u>

Giro, J.P., Almeida, J., Guedes, E., Bruno, H. (2021). Tectonic inheritances in rifts: The meaning of NNE lineaments in the continental rift of SE-Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 108, 103225. <u>https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103225</u>

Gomes, C.B., Morbidelli, L., Ruberti, E., Comin-Chiaramonti, P. (1996). Comparative aspects between Post-Paleozoic alkaline rocks from the western and eastern margins of the Paraná Basin. In: Comin-Chiaramonti, P., Gomes, C.B. (Eds.), Alkaline Magmatism in Central-eastern Paraguay. Relationships with Coeval Magmatism in Brazil. *Edusp/Fapesp, São Paulo*, pp. 249e274.

Grégoire, M., Jego, S., Maury, R.C., Polve, M., Payot, B., Tamayo, T.A., JR., Yumul, G.P. JR. (2008). Metasomatic interactions between slab-derived melts and depleted mantle: Insights from xenoliths within Monglo adakite (Luzon arc, Philippines). *Lithos*, 103:415–430. <u>https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.10.013</u>

Guarino, V., Lustrino, M., Zanetti, A., Tassinari, C.C.G., Ruberti, E., De Gennaro, R., Melluso, L., (2021). Mineralogy and geochemistry of a giant agpaitic magma reservoir:

The Late Cretaceous Poços de Caldas potassic alkaline complex (SE Brazil). *Lithos*, 398–399, 106330. <u>https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106330</u>

Gündüz, M., Asan, K. (2021). PetroGram: An excel-based petrology program for modeling of magmatic processes. *Geoscience Frontiers*, 12, 81-92. <u>https://doi.org/10.1016/j.gsf.2020.06.010</u>

Guo, Z., Wilson, M., Liu, J., Mao, Q. (2006). Post-collisional, potassic and ultrapotassic magmatism of the Northern Tibetan Plateau: constraints on characteristics of the mantle source, geodynamic setting and uplift mechanisms. *Journal of Petrology*, 47:1177–1220. <u>https://doi.org/10.1093/petrology/egl007</u>

Hart, S. R., Dunn, T. (1993). Experimental clinopyroxene/melt partitioning of 24 trace elements. Contributions to Mineralogy and Petrology, 113, 1–8. <u>https://doi.org/10.1007/BF00320827</u>

Heilbron, M., Eirado, L. G., Almeida, J. C. (2016). Geologia e Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro. *Nota Explicativa - CPRM*, p. 109.

Heilbron, M., Pedrosa-Soares, A.C., Campos Neto, M., Silva, L.C., Trouw, R.A.J., Janasi, V.C. (2004a). A Província Mantiqueira. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B. Brito Neves (eds.) O Desvendar de um Continente: A Moderna Geologia da América do Sul e o Legado da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. *Ed. Beca*, cap. XIII, p. 203-234.

Heilbron, M., Valeriano, C.M., Peixoto, C., Tupinambá, M., Neubauer, F., Dussin, I., Corrales, F., Bruno, H., Lobato, M., Almeida, J.C.H., Eirado, L.G., (2020a.) Neoproterozoic magmatic arc systems of the central Ribeira belt, SE-Brazil, in the context of the West-Gondwana pre-collisional history: a review. *Journal of South American Earth Sciences*, 103, 102710. <u>https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102710</u>

Hersum, T.G., Marsh, B.D., Simon, A.C. (2007). Contact partial melting of granitic country rock, melt segregation, and re-injection as dikes into Ferrar dolerite sills,

McMurdo Dry Valleys, Antarctica. *Journal of Petrology*, 48, 2125–2148. <u>https://doi.org/10.1093/petrology/egm054</u>

Herz, N. (1977). Timing of spreading in the South Atlantic: Information from Brazilian alkalic rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 88, 101-112.

Irvine, T.N., Baragar, W.R.A. (1971). A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, 8, 523-548. <u>https://doi.org/10.1139/e71-055</u>

Jung, C., Jung, S., Hoffer, E., Berndt, J. (2006). Petrogenesis of Tertiary Mafic Alkaline Magmas in the Hocheifel, Germany. *Journal of Petrology*, 47, 1637 – 1671. <u>https://doi.org/10.1093/petrology/egl023</u>

Kelemen, P. B., Shimizu, N., Dunn, T. (1993). Relative depletion of niobium in some arc magmas and the continental crust: partitioning of K, Nb, La and Ce during melt/rock reaction in the upper mantle. Earth and Planetary Science Letters, 120, 111–134. https://doi.org/10.1016/0012-821X(93)90234-Z

Kotvytska, Y. (2024). Poikilitic textures as a window into processes of crystal mush formation. Bachelor thesis. *Charles University, Faculty of Science*, 41 p.

Kuritani, T., Kitagawa, H., Nakamura, E. (2005). Assimilation and fractional crystallization controlled by transport process of crustal melt: implications from an alkali basalt–dacite suite from Rishiri Volcano, Japan. *Journal of Petrology*, 46, 1421–1442. <u>https://doi.org/10.1093/petrology/egi021</u>

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

Latypov, R.M., Yu Chistyakova, S., Namur, O., Barnes, S. (2020). Dynamics of evolving magma chambers: textural and chemical evolution of cumulates at the arrival of new

liquidus phases. Earth-Science Reviews, 210, 103388. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103388

Le Maitre, R. W. (2002). Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms: A Classification and Glossary of Terms. Cambridge UniversityPress. p.236.

Louback, V., Valente, S., Neysi, C., Ross, J., Borghi, L. (2023). Aptian flood basalts in Bacalhau oil and gas field: petrogenesis and geodynamics of post-rift tholeiites in the pre-salt sequence of Santos Basin, Brazil. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 178, 15. <u>https://doi.org/10.1007/s00410-023-01995-0</u>

Machado, M.S., Potratz, G.L., Alves, M.I., Almeida, B.S., Geraldes, M.C., Tavares, J. R., A.D., Nummer, A.R., Nogueira, C.C., Santos, A.C. (2017). Shrimp U-Pb data of the paleoproterozoic, Região dos Lagos complex, Rio de Janeiro, Brazil: implications to Ribeira belt evolution. *Journal of Sedimentary* Environments, 2, 4. <u>https://doi.org/10.12957/jse.2017.32650</u>

Maia, T. M., Santos, A. C., Valente, S. V., Rocha-Júnior, E. R. V., Barros, G. P. W., Heilbron, M., Valeriano, C. M., Arena, M. (2022). Abrolhos Magmatic Province petrogenesis and its link with the Vitória-Trindade Ridge, Southeast Brazilian Margin, South Atlantic Ocean. *Journal of South American Earth Sciences*, 120, 104075. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.104075

Marks, M. A. W., Schilling, J., Coulson, I. M. Wenzel, T., Markl, G. (2008). The Alkaline-Peralkaline Tamazeght Complex, High Atlas Mountains, Morocco: Mineral Chemistry and Petrological Constraints for Derivation from a Compositionally Heterogeneous Mantle Source. Journal of petrology, 49, 1097-1131. <u>doi:10.1093/petrology/egn019</u>

Marques, L. S., De Min, A., Rocha-Júnior, E. R. V., Babinski, M., Bellieni, G., Figueiredo, A. M. (2018). Elemental and Sr-Nd-Pb isotope geochemistry of the Florianópolis Dyke Swarm (Paraná Magmatic Province): crustal contamination and mantle source constraints. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 355, 149-164. <u>https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.07.005</u>

Marsh. J.S. (1973). Relationships between transform directions and alkaline igneous rock lineaments in Africa and South America. *Earth and Planetary Science Letters*, 18, 317-323.

Maury, R.C., Defant, M.J., Joron, J.L. (1992). Metasomatism of the sub-arc mantle inferred from trace elements in Philippine xenoliths. *Nature*, 360, 661–663. <u>https://doi.org/10.1038/360661a0</u>

Maury, R.C., Defant, M.J., Joron, J.L. 1992. Metasomatism of the sub-arc mantle inferred from trace elements in Philippine xenoliths. *Nature*, 360:661–663. https://doi.org/10.1038/360661a0

McDonough W.F., SUN S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120, 223-253.

McKenzie, D., O'nions, R. K. (1991). Partial melt distributions from inversion of rare earth element concentrations. Journal of Petrology, 32, 1021–1091. https://doi.org/10.1093/petrology/32.5.1021

Middlemost, E. A. (1975). The Basalt Clan. Earth-Science Reviews, 11, 337-564.

Middlemost, E.A. (1989). Iron Oxidation Ratios, Norms and the Classification of Volcanic Rocks. *Chemical Geology*, 77, 19-26.

Mohriak, W. (2020). Genesis and evolution of the South Atlantic volcanic islands offshore Brazil. *Geo-Marine Letters*, 40 (1). <u>https://doi.org/10.1007/s00367-019-00631-</u> w. Brazil: Springer.

Mohriak, W. U., Almeida, J. C. H., Gordon, A. C. (2022). South Atlantic Ocean: postbreakup configuration and Cenozoic magmatism. In: Meso-Cenozoic Brazilian Offshore Magmatism. *Academic Press*. 1-45. <u>https://doi.org/10.1016/B978-0-12-823988-9.00007-1</u>

Mohriak, W. U., Barros, A. Z. N., Fujita, A. (1990). Magmatismo e tectonismo Cenozoico na região de Cabo Frio, RJ. In: SBG, *Congresso Brasileiro de Geologia*, 37, 6, 2873-2884.

Mohriak, W. U., Nóbrega, M., Odegard, M. E., Gomes, B. S., Dickson, W. G. (2010). Geological and geophysical interpretation of the Rio Grande Rise, south-eastern Brazilian margin: extensional tectonics and rifting of continental and oceanic crusts. *Petroleum Geoscience*, 16 (3), 231e245. <u>https://doi.org/10.1144/1354-079309-910.</u>

Mollo, S., Hammer, J.E. (2017). Dynamic crystallization in magmas. *EMU Notes in Mineralogy*, 16, 373 - 418. https://doi.org/10.1180/EMU-NOTES.16.12

Morbidelli, L., Gomes, C.B., Beccaluva, L., Brotzu, P., Conte, A.M., Ruberti, E., Traversa, G. (1995). Mineralogical, petrological and geochemical aspects of alkaline and alkalineecarbonatite associations from Brazil. *Earth Sciences Review*, 39, 135 e 168.

Mota, C.E.M., (2012). Petrogênese e geocronologia das intrusões alcalinas de Morro Redondo, Mendanha e Morro de São João: caracterização do magmatismo alcalino no estado do Rio de Janeiro e implicações geodinâmicas. PhD Thesis. Rio de Janeiro State University, p. 203.

Mota, C.E.M., Geraldes, M. C., de Almeida, J. C. H., Vargas, T., de Souza, D. M., Loureiro, R. O., da Silva, A. P. (2009). Características Isotópicas (Nd e Sr), Geoquímicas e Petrográficas da Intrusão Alcalina do Morro do São João: Implicações Geodinâmicas e Sobre a Composição do Manto Sublitosférico. Geologia USP - Série Científica, 9, 85-100. https://doi.org/10.5327/Z1519-874X2009000100006

Motoki, A, Sichel, S. E., Vargas, T., Aires, J. R., Iwanuch, W., Motoki, K, F., Silva, S., Balmant, A., Gonçalves, J. (2010). Geochemical Evolution of the Felsic Alkaline Rocks of Tanguá and Rio Bonito Intrusive Bodies, State of Rio de Janeiro, Brazil. *Geociências*, 29, 3, 291-310.

Motoki, A. (2008). Rochas piroclásticas de preenchimento de condutos subvulcânicos do Mendanha, Itaúna e Ilha de Cabo Frio, RJ, e seu processo de formação com base no modelo de implosão de conduto. *Geociências*, 27, 4, 451-467.

Motoki, A., Araujo, A. N., Geraldes, M. C., Jourdan, F., Motoki., K. F., Silva, S. (2013). Nepheline syenite magma differentiation with continental crustal assimilation for the Cabo Frio Island Intrusive Complex, State of Rio de Janeiro, Brazil. *Geociências*. 32(2), 195-218.

Motoki, A., Sichel, S. E., Vargas, T., Motoki, K. (2015). Geochemical behaviour of trace elements during fractional crystallization and crustal assimilation of the felsic alkaline magmas of the state of Rio de Janeiro, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 87(4), 1959-1979.

Motoki, A., Sichel, S. E., Vargas, T., Silva, S., Motoki, K. (2015). Morphologic Characteristics and Erosive Resistance of Felsic Alkaline Intrusive Massif of Tanguá, State of Rio De Janeiro, Brazil, Based on The Aster Gdem. *Geociências*, 34, 1, 19-31.

Negrão, A.P., Mello, C. L., Ramos, R. R. C., Sanson, M. S. R., Louro, V. H. A., Bauli, P. G. (2020). Tectonosedimentary evolution of the Resende and Volta Redonda basins (Cenozoic, central segment of the continental rift of southeastern Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 104. <u>https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102789</u>.

Neves, B. B. B., Fuck, R. A., Pimentel, M. M. (2014). The Brasiliano collage in South America: a review. *Brazilian Journal of Geology*, 44, 493–518. <u>https://doi.org/10.5327/Z2317-4889201400030010</u>

Oliveira. F. M. (2019). O Magmatismo Alcalino da Ilha Do Cabo Frio, Arraial Do Cabo, RJ: Geologia e Evolução Litogeoquímica. Master's dissertation, *Museu Nacional – Rio de Janeiro University*. p. 133.

Oreiro, S. G., Cupertino, J. A., Szatmari, P., Thomaz Filho, A. (2008). Influence of presalt alignments in post-Aptian magmatism in the Cabo Frio High and its surroundings, Santos and Campos basins, SE Brazil: An example of non-plume-related magmatism. Journal of South American Earth Sciences, 25, 116-131. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2007.08.006

Petri, S., Coimbra, A. M., Amaral, G., and Poncano, W. L. (1986). Guia de nomenclatura estratigráfica. Revista Brasileira de Geociências, 16(4), 376-415

Petrakis, G.H., Motoki, A., Sichel, S.E., Zucco, L.L., Aires, J.R., Mello S.L.M. (2010). Ore geology of special quality gravel and artificial sand: exemples of alkaline syenite of Nova Iguaçu, State of Rio de Janeiro, and rhyolite of Nova Prata, State of Rio Grande do Sul, Brazil. *Geociências*, 29 (1): 21-32.

Philpotts, A.R., Asher, P.M. (1993). Wallrock melting and reaction effects along the Higganum diabase dike in Connecticut: contamination of a continental flood basalt feeder. *Journal of Petrology*, 34, 1029–1058. <u>https://doi.org/10.1093/petrology/34.5.1029</u>

Quaresma, G.O.A. (2022). Alternative Volcanism-Model Related to Smallscale Convection: Applied Case for the Vitória-Trindade Ridge Volcanism Investigated in the Davis Bank - Geodynamics Implications. *Dissertation, Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro*, Rio de Janeiro.

Reiners, P.W., Nelson, B.K., Ghiorso, M.S. (1995). Assimilation of felsic crust by basaltic magma: thermal limits and extents of crustal contamination of mantle-derived magmas. *Geology*, 23, 563–566. <u>https://doi.org/10.1130/0091-</u>7613(1995)023<0563:AOFCBB>2.3.CO;2

Riccomin, C., Sant'Anna, L.G., Ferrari, A.L. (2004). Evolução geológica do Rift Continental do Sudeste do Brasil. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Britto-Neves B.B. (Org.) Geologia do Continente Sul-americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. *Editora Beca*, 647 p.

Riccomini, C.; Velázquez, V. F.; Gomes, C. B. (2005). Tectonic Controls of the Mesozoic and Cenozoic Alkaline Magmatism in Central-Southeastern Brazilian Platform. In: Comin-Chiaramonti, P., Gomes, C. Mesozoic to Cenozoic alkaline

magmatism in central-southeastern Brazilian Platform. *Editora da Universidade de São Paulo*. 2017, 31–55.

Rocha-Júnior, E.R.V., Marques, L.S., Babinski, M., Machado, F.B., Petronilho, L.A., Nardy, A.J.R. (2020). A telltale signature of Archean lithospheric mantle in the Paran'a continental flood basalts genesis. *Lithos*, 364–365, 364–365. https://doi.org/ 10.1016/j.lithos.2020.105519,105519.

Rollinson, H. R. (1993). Using Geochemical Data: Evaluantion, Presetation, Interpretation. *London, Routledge,* p. 384.

Rosa, P.A. da S., Ruberti, E., (2018). Nepheline syenites to syenites and granitic rocks of the Itatiaia Alkaline Massif, Southeastern Brazil: new geological insights into a migratory ring Complex. *Brazilian Journal of Geology*. 48, 347–372. <u>https://doi.org/10.1590/2317-4889201820170092</u>

Ruberti, E., Azzone, R. G., Enrich, G. E. R., Comin-Chiaramonti, P., Gomes, C. B., Angelo, M. (2011). The Banhadão Alkaline Complex, Southeastern Brazil: Source and evolution of potassic SiO₂-undersaturated high-Ca and low-Ca magmatic series. *Mineralogy and Petrology*, 104, 63–80. <u>https://doi.org/10.1007/s00710-011-0171-9</u>

Sadowski, G.R., Dias Neto, C.M., (1981). O lineamento sismo-tectônico de Cabo Frio. *Revista Brasileira de Geociências*, 11, 4, 209-212.

Salters, V.J.M., White, W.M. (1997). Hf isotope constraints on mantle evolution. *Chemical Geology*, 145 (3–4), 447–460. <u>https://doi.org/10.1016/S0009-2541(97)00154-</u>X.

Schmitt, R.S., Trouw, R., Van Schmus, W.R., Armstrong, R., Stanton, N.S.G. (2016). The tectonic significance of the Cabo Frio Tectonic Domain in the SE Brazilian margin: a Paleoproterozoic through Cretaceous saga of a reworked continental margin. *Brazilian Journal of Geology*, 46, 37-66. <u>https://doi.org/10.1590/2317-</u> <u>4889201620150025</u> Schmitt, R.S., Trouw, R.A.J., Medeiros, S.R., Dantas, E.L., (2008a). Age and geotectonic setting of Late-Neoproterozoic juvenile mafic gneisses and associated paragneisses from the Ribeira Belt (SE Brazil): geochemistry and Sm-Nd data - implications on Gondwana assembly. *Gondwana Research*, 13, 502–515. https://doi.org/10.1016/j.gr.2007.05.015

Schmitt, R.S., Trouw, R.A.J., Schmus, W.R.V., Pimentel, M. M. (2004). Late amalgamation in the central part of Western Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collision orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil). *Precambrian Research*, 133:29-61. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2004.03.010

Schmitt, R.S., Trouw, R.A.J., Van Schmus, W.R., Passchier, C.W., (2008b). Cambrian orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil) and correlations within West Gondwana: ties that bind underwater. In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito Neves, B.B., De Wit, M.J. (Eds.), West Gondwana: Pre-cenozoic Correlations across the South Atlantic Region, vol. 294. *Geological Society*, 279–296. <u>https://doi.org/10.1144/SP294.15</u>

Schorscher, H.D., Shea, M.E. (1992). The regional geology of the Poços de Caldas alkaline complex: mineralogy and geochemistry of selected nepheline syenites and phonolites. In: N.A. Chapman, I.G. Mckinley, M.E. Shea, J.A.T. Smellie (eds.) The Poços de Caldas Project: Natural Analogues of Processes in a Radioactive Waste Repository. *Journal of Geochemical Exploration*, 45:25-51.

Sichel, S. E., Motoki, A., Iwanuch, W., Vargas, T., Aires, J. R., Melo, D. P., Motoki, K. F., Balmant, A., Rodriges, J. G. (2013). Fractionation Crystallisation and Continental Crust Assimilation by the Felsic Alkaline Rock Magmas of the State of Rio de Janeiro, Brazil. Anuário do Instituto de Geociências, 35-2, 84-104. http://dx.doi.org/10.11137/2012_2_84_104

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

Sonoki, I.K., Garda. G. M. (1988). Idades K-Ar de rochas alcalinas do Brasil Meridional e Paraguai Oriental: compilação e adaptação às novas constantes de decaimento. Bol. IG-USP, 19, 63–85. <u>https://doi.org/10.11606/issn.2316-8986.v19i0p63-85</u>

Sparks, R. S. J.; Marshall, L. A. (1986). Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 29, 1–4, 99–124. https://doi.org/10.1016/0377-0273(86)90041-7

Thomaz Filho A., Rodrigues A.L. (1999). O alinhamento de rochas alcalinas Poços de Caldas-Cabo Frio (RJ) e sua continuidade na Cadeia Vitória- Trindade. *Revista Brasileira de Geociências*, 29 (2), 189-194.

Thomaz Filho, A., Cesero, P., MizusakI, A. M., Leão, J. G. (2005). Hot spot volcanic tracks and their implications for South American plate motion, Campos basin (Rio de Janeiro state), Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 18, 3-4, 383-389. https://doi.org/<u>10.1016/j.jsames.2004.11.006</u>

Thomaz Filho, A., Mizusaki, A. M. P, Antonioli, L., (2008). Magmatismo nas bacias sedimentares brasileiras e sua influência na geologia do petróleo. *Revista Brasileira de Geociências*, 38(2): 128-137.

Thompson, R.N., Gibson, S.A., Mitchell, J.G., Dickin, A.P., Leonardos, O.H., Brod, J.A., Greenwood, J.C. (1998). Migrating Cretaceous-Eocene Magmatismin the Serra do Mar Alkaline Province, SE Brazil: Melts from the Deflected Trindade Mantle Plume? *Journal of Petrology*, 39, 1493–1526. <u>https://doi.org/10.1093/petroj/39.8.1493</u>

Tupinambá, M., Heilbron, M., Valeriano, C., Porto Júnior, R., De Dios, F.B., Machado, N., Silva, L.G. E., Almeida J.C.H. (2012). Juvenile contribution of the Neoproterozoic Rio Negro Magmatic Arc (Ribeira Belt, Brazil): Implications for Western Gondwana amalgamation. *Gondwana Research*, 21:422-438. https://doi.org/10.1016/j.gr.2011.05.012

Ulbrich, H.H.G.J., Demaiffe, D., Vlach, S.R.F., Ulbrich, M.N.C. (2003). Geochemical and Sr, Nd and Pb isotope signatures of phonolites and nepheline syenites from Poços de Caldas alkaline massif, southeastern Brazil. *4th South American Symposium on Isotope Geology, Short Papers*, pp. 698-701.

Ulbrich, H.H.G.J., Gomes, C.B. (1981). Alkaline rocks from Brazil. *Earth Sciences Review*, 17, 135 e 154. https://doi.org/10.1016/0012-8252(81)90009-X

Valeriano, C. M., Tupinambá, M., Simonetti, A., Heilbron, M., Almeida, J.C.H., Eirado, L.G. (2011). U-Pb LA-MC-ICPMS geochronology of Cambro-Ordovician post-collisional granites of the Ribeira belt, southeast Brazil: Terminal Brasiliano magmatism in central Gondwana supercontinent. *Journal of South American Earth Sciences*, 32:416-428. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.03.003

Viana, S. M., Valladares, C. S., Duarte, B. P. (2003). Geoquímica dos Ortognaisses do Complexo Região dos Lagos, Araruama-Cabo Frio, Rio de Janeiro, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 38(3): 488-500.

Vlach, S. R. F., Ulbrich, H. H. G. J., Ulbrich, M. N. C., Vasconcelos, P. M. (2018). Melanite-bearing nepheline syenite fragments and ⁴⁰Ar/³⁹Ar age of phlogopite megacrysts in conduit breccia from the Poços de Caldas Alkaline Massif (MG/SP), and implications. *Brazilian Journal of Geology*, 48, 391 - 402. <u>https://doi.org/10.1590/2317-4889201820170095</u>

Wilson, M. (2007). Igneous Petrogenesis A Global Tectonic Approach. *Springer Dordrecht.* p._466. <u>https://doi.org/10.1007/978-1-4020-6788-4</u>

Wolf, J.A., Ramos, F.C. (2003). Pb isotope variations among Bandelier Tuff feldspar: no evidence for a long-lived silicic magma chamber. *Geology*, 31 (6), 533–536. https://doi.org/10.1130/0091-7613(2003)031<0533:PIVABT>2.0.CO;2

Wood, B. J., Fraser, D. C. (1976). Elementary Thermodynamics for Geologists. *Geological Magazine*, 116 (1), pp 69-78.

Zalán, P. V., Oliveira, J. A. B. (2005). Origin and structural evolution of the Cenozoic Rift System of Southeastern. *Boletim de Geociencias - Petrobras*, 13(2), 269-300. Zimbres, E., Kawashita, K., Van Schmus, W.R., (1990). Evidências de um núcleo Transamazônico na Região de Cabo Frio, RJ e sua correlação com o cráton de Angola, África. Abstracts. *Congresso Brasileiro de Geologia*, 36, 2735–2743.

Zindler, A., Hart, S. (1986). Chemical geodynamics. Annual Review of Earth and<br/>PlanetarySciences, 14(c),493–571.https://doi.org/10.1146/annurev.ea.14.050186.002425.