

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia

Jéssica Stéfane Santos Candido

**MAGMATISMO ALCALINO ULTRAPOTÁSSICO NA PROVÍNCIA BORBOREMA:
o Plúton Alcalino de Brejinho, PI/CE, Brasil**

Belo Horizonte
2023

Jéssica Stéfane Santos Candido

**MAGMATISMO ALCALINO ULTRAPOTÁSSICO NA PROVÍNCIA BORBOREMA:
o Plúton Alcalino de Brejinho, PI/CE, Brasil**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal de Minas Gerais como requisito parcial para obtenção do título de Mestra em Geologia.

Orientadora: Profa. Dra. Flávia Cristina
Silveira Braga

Belo Horizonte
2023

C217m
2023

Candido, Jéssica Stéfane Santos.

Magmatismo alcalino ultrapotássico na Província Borborema [manuscrito] : o Plúton Alcalino de Brejinho, PI/CE, Brasil / Jéssica Stéfane Santos Candido. – 2023.

90 f., enc. il. (principalmente color.)

Orientadora: Flávia Cristina Silveira Braga.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, 2023.

Área de concentração: Geologia Regional.

Bibliografia: f. 76-84.

Inclui apêndices.

1. Magmatismo – Piauí – Teses. 2. Magmatismo – Ceará – Teses. 3. Geoquímica – Teses. I. Silveira-Braga, Flávia Cristina. II. Universidade Federal de Minas Gerais. Instituto de Geociências. III Título.

CDU: 552.33(812.2+813.1):550.4



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA DO IGC-UFMG



FOLHA DE APROVAÇÃO

Magmatismo Alcalino Ultrapotássico na Província Borborema: O Plúton Alcalino de Brejinho, PI/CE, Brasil

JÉSSICA STÉFANE SANTOS CÂNDIDO

Dissertação submetida à Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em GEOLOGIA, como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre(a) em GEOLOGIA, área de concentração GEOLOGIA REGIONAL, pelo Programa de Pós-graduação em Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais.

Aprovada em 22 de novembro de 2023, pela banca constituída pelos membros:

Profa. Dra. Flávia Cristina Silveira Braga – Orientador(a)
UFMG

Prof. Dr. Pedro Augusto da Silva Rosa
UFMG

Prof. Dr. Werner Weber
UFMG

Belo Horizonte, 22 de novembro de 2023.

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer a Deus por ter me dado força e coragem para persistir. Sempre achei clichê, mas não tenho dúvidas de que essa força maior que nos rege foi que me permitiu tantas conquistas. Aos meus pais, Maria de Fátima Santos e Jesus Candido, que mesmo com tão pouco, se esforçaram tanto para que eu pudesse ter uma vida melhor. À minha querida e amada irmã, Ildeanara Ítala Rezende, que sempre quis o melhor pra mim, e me convenceu sobre a importância da realização de um mestrado para meu crescimento pessoal e profissional.

À minha orientadora Flávia Silveira Braga, pela dedicação incansável e por ter comprado essa ideia e acreditado que era possível, mesmo em meio a tantas adversidades, me incentivado e não me deixando desistir em nenhum momento. À Pró-reitoria de Pós-graduação da UFMG e ao Programa de Pós-graduação em Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais. Aos meus professores que me ensinaram tanto, em especial à Luciana Viana Melo, que para mim é como uma mãe, amiga e conselheira; Ulisses Cyrino Penha, que me ensinou a como pensar de forma geológica e a ter carinho por tudo que faço; à Mônica Pessoa Neves, que me mostrou o poder dos nossos esforços; e ao professor Werner Weber, que me provou que o conhecimento pode ser leve.

À empresa Terrativa Minerais LTDA por terem cedido todo o material que usei nesta pesquisa. Não tenho palavras para agradecer ao Ingo Wender e Philip Wender por terem confiado a mim dados que exigiram tanta dedicação e esforços para obtenção, com resultados tão pertinentes à ciência! Ao querido amigo Leandro Arb, em quem confio e sempre levo todos ensinamentos, de trabalho e de vida, que me repassa com tanta atenção e respeito. Aos também amigos, Rômulo de Araújo, André Barbosa, Jonathan Silva, Alexandre Motta, Joêdy Queioz, Camila Marques, Carlos Alex, Tairine Sander, Heloísa, Helisson Faria, Daniel Faria e Alessandra por todo apoio e carinho de sempre. Aos nossos amados auxiliares de campo Sr. Adelário, Ocimar, Kiko, Arnaldo, Zé e Juliel, que com tanta simpatia, hospitalidade, leveza (e muito trabalho) tornaram possível o Projeto Brejinho.

Aos amigos, e também geólogos, Marisônia Soares, Delcio Duarte, Vitor Gontijo, Pedro Nery e Gustavo Santos, por quem tenho um amor incondicional e são como irmãos para mim! Aos meus sogros Vera Lúcia Alves, José Delbo, José Eustáquio e Jackeline Parreiras, que sempre torceram e acreditaram no meu potencial. E à minha linda cunhadinha Clara Moreira Mendes, por quem tenho a responsabilidade, e o orgulho, de ser uma inspiração.

E ao meu doce e amado marido Lucas Alves, que sempre, em todos os momentos, me apoiou e acreditou em mim, de forma incondicional, até quando nem mesmo eu acreditava. Eu não tenho dúvidas que sem você nada disso seria possível!

RESUMO

Magma alcalinos possuem sua gênese associada à terrenos continentais anorogênicos, como zonas de fratura formadas por deformação intraplaca, plumas mantélicas e sistemas de *rifts* continentais. No Brasil, rochas alcalinas são normalmente identificadas em arranjos lineares, associados a um elevado controle estrutural, ao longo de cinturões móveis do Ciclo Brasileiro. No extremo noroeste da Província Borborema, ocorre um maciço alcalino subsaturado, de natureza rara, denominado Nefelina Sienito Brejinho, o qual se encontra encaixado entre as unidades neoproterozoicas do Granito Chaval em sua porção norte e xistos e quartzitos do Grupo Martinópolis nas bordas leste e oeste, a sul com os ortognaisses e migmatitos paleoproterozoicos do Complexo Granja e em parte encoberto por unidades fanerozoicas. Para caracterização do Plúton Alcalino de Brejinho foi realizado o mapeamento geológico de semi detalhe (1:30.000), análises de DRX, petrografia, química em amostras de superfície e de testemunhos de sondagem, para elementos maiores, menores, traços e terras raras. Por meio de tais resultados foi possível distinguir para o Plúton Alcalino de Brejinho duas unidades principais: Kalsilita Sienito Brejinho e Suíte Máfica/Ultramáfica. O Kalsilita Sienito Brejinho possui cinco fácies ígneas: egrina-augita álcali-feldspato sienito; kalsilita-egirina-augita álcali feldspato sienito; biotita álcali-feldspato sienito com magnetita; biotita-kalsilita álcali-feldspato sienito; e kalsilita álcali-feldspato sienito. Já a Suíte Máfica/Ultramáfica é composta, essencialmente, por piroxenitos e gabros. Tais unidades possuem foliação regional segundo NE-SW, e microfeições de cataclase mineral, normalmente reconhecidas próximo às zonas de cisalhamento Santa Rosa e Estreito, que acompanham a direção geral do corpo. As feições deformacionais identificadas denotam um caráter pós-tectônico para o Plúton Alcalino de Brejinho, em ambiente epizonal, com influências de cisalhamento durante a formação dos *rifts* das bacias do Jaibaras e Parnaíba, pela reativação da Zona de Cisalhamento Santa Rosa. As fácies diferenciadas para o Kalsilita Sienito Brejinho são produto das fases de evolução petrogenética do plúton, associadas essencialmente, à processos de diferenciação magmática. Os resultados apresentados diferenciam este corpo da literatura inicialmente publicada sobre a área, bem como dos demais plútons alcalinos ultrapotássicos registrados na Província Borborema e pode inseri-lo na classe de rochas plutônicas ultrapotássicas, portadoras de kalsilita, os chamados *synnyrites*, de ocorrência extremamente rara.

Palavras -chave: kalsilita; plútons alcalinos ultrapotássicos; *synnyrites*.

ABSTRACT

Alkaline magmas have their genesis associated with anorogenic continental terranes, such as fracture zones formed by intraplate deformation, mantle plumes, and continental rift systems. In Brazil, alkaline rocks are typically identified in linear arrangements, associated with a high structural control, along mobile belts of the Brasiliano Cycle. In the extreme northwest of the Borborema Province, there is a rare subsaturated alkaline massif, called the Brejinho Nepheline Syenite, which is sandwiched between the Neoproterozoic units of the Chaval Granite to the north and schists and quartzites of the Martinópolis Group on the eastern and western edges, to the south with the paleoproterozoic orthogneisses and migmatites of the Granja Complex, and partially covered by Phanerozoic units. For the characterization of the Brejinho Alkaline Pluton, semi-detailed geological mapping (1:30,000), XRD analyses, petrography, chemical analyses on surface samples and drilling cores were conducted for major, minor, trace, and rare earth elements. Through these results, it was possible to distinguish two main units for the Brejinho Alkaline Pluton: Brejinho Kalsilite Syenite and Mafic/Ultramafic Suite. The Brejinho Kalsilite Syenite comprises five igneous facies: aegirine-augite alkali-feldspar syenite; kalsilite-aegirine-augite alkali-feldspar syenite; biotite alkali-feldspar syenite with magnetite; biotite-kalsilite alkali-feldspar syenite; and kalsilite alkali-feldspar syenite. The Mafic/Ultramafic Suite is essentially composed of pyroxenites and gabbros. These units exhibit regional foliation trending NE-SW, and mineral cataclasis microfeatures, typically recognized near the Santa Rosa and Estreito shear zones, which follow the general direction of the body. The deformational features identified indicate a post-tectonic character for the Brejinho Alkaline Pluton, in an epizonal environment, with shear influences during the formation of the rifts of the Jaibaras and Parnaíba basins, due to the reactivation of the Santa Rosa Shear Zone. The differentiated facies for the Brejinho Kalsilite Syenite are products of the petrogenetic evolution phases of the pluton, essentially associated with magmatic differentiation processes. The results presented differentiate this body from the initially published literature on the area, as well as from other ultrapotassic alkaline plutons recorded in the Borborema Province, and may place it in the class of ultrapotassic plutonic rocks, bearing kalsilite, the so-called synnyrites, of extremely rare occurrence.

Keywords: kalsilite; ultrapotassic alkali plutons; synnyrites.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	7
1.1 Localização	7
1.2 Objetivos.....	8
1.2.1 Objetivo Geral.....	8
1.3 Metodologia	9
1.3.1 Mapeamento das variações faciológicas do plúton.....	9
1.4 Estruturação da Dissertação	12
2. COMPLEXOS ALCALINOS	13
2.1 Petrologia e Ambientes Geotectônicos	14
2.1.1 Magmatismo Alcalino na Plataforma Sul-Americana.....	15
2.2 Granitogênese Brasileira na Província Borborema.....	16
2.2.1 Granitoides anarogênicos ultrapotássicos.....	18
2.3 <i>Synnyrites</i>	19
2.3.1 Ocorrências no Mundo.....	20
2.4 Feldspatoides.....	22
2.4.1 Grupo Nefelina-Kalsilita.....	23
3. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	25
3.1 Província Borborema	26
3.1.1 Setor Setentrional.....	27
3.1.2 Setor Transversal	28
3.1.3 Setor Meridional	28
3.2 Complexo Granja.....	29
3.3 Grupo Martinópole	29
3.4 Granito Chaval	30
3.5 Plúton Alcalino de Brejinho.....	30
3.5.1 Fácies Clinopiroxênio-Microclina Sienito (CpxMS).....	33
3.5.2 Fácies Clinopiroxênio-Nefelina Sienito e Clinopiroxênio-Álcali-feldspato Sienito com Nefelina (CpxNS)	34
3.5.3 Fácies Leucossienito (LS)	34
3.5.4 Fácies Microsienito (MS)	34
3.5.5 Fácies Mesomelanocrática (MM)	34
3.6 Grupo Serra Grande.....	36
3.7 Depósitos Costeiros	36
4. ARTIGO: “ULTRAPOTASSIC ALKALINE MAGMATISM IN THE BORBOREMA PROVINCE: THE BREJINHO ALKALINE PLUTON, PI/CE, BRAZIL”	37
4.1 Introduction.....	37

4.2	Regional geological context.....	38
4.3	Geology of Synnyrites	42
4.5	Materials and methods.....	44
4.6	Results.....	46
4.6.1	Mafic/Ultramafic Suite.....	48
4.6.2	Brejinho Kalsilite Syenite	49
4.6.3	Structural geology	58
4.6.4	Geochemistry.....	59
4.7	Discussion.....	66
4.7.1	Geochemical correlations	66
4.7.2	Mineralogical associations and petrogenetic implications	66
4.7.3	Geotectonic context	68
4.7.4	Relationships between the Mafic/Ultramafic Suite and the Brejinho Kalsilite Syenite.....	68
4.7.5	Comparison with other synnyrite bodies.....	69
4.8	Conclusions.....	71
5.	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES.....	74
	REFERÊNCIAS.....	76
	APPENDIX A	84
	APPENDIX B.....	85

1. INTRODUÇÃO

Magmas alcalinos possuem sua gênese associada à terrenos continentais anorogênicos, como zonas de fratura formadas por deformação intraplaca, plumas mantélicas e sistemas de *rifts* continentais (Brod *et al.*, 2005). São responsáveis pela formação de um conjunto de rochas subsaturadas em sílica e com elevado percentual de álcalis, os quais, se superiores ao teor disponível para formação de feldspatos, podem originar também feldpstoides, como leucita, nefelina e kalsilita (Wernick, 2004), este último, comumente associado a rochas alcalinas ultrapotássicas ($K_2O/Na_2O > 2$; $MgO > 3\%$; $K_2O > 3\%$).

No Brasil, rochas alcalinas são normalmente identificadas em arranjos lineares, associados a um elevado controle estrutural, ao longo de cinturões móveis do Ciclo Brasileiro (Almeida, 1983). Durante este ciclo foram registrados diversos períodos de magmatismo sin-orogênicos, tardi-orogênicos e pós-orogênicos na Província Borborema, responsáveis pela formação de granitos e granitóides, por vezes de característica ultrapotássica (Brito Neves *et al.*, 2000; Carneiro, 2000; Almeida, 1967).

O Plúton Alcalino de Brejinho, que segundo Barbosa (2001), teve seu *emplacement* associado a um ambiente tectônico distensivo, marcado pela implementação do Sistema Ubajara-Jaibaras, foi nomeado ainda por Gorayeb & Abreu (1997) como Nefelina Sienito Brejinho devido à sua constituição mineralógica essencial, representada por microclina, nefelina e aegirina-augita. Todavia, análises petrográficas e de difração de raios-X (DRX), apresentados neste trabalho, apontam para a presença de kalsilita como o feldspatoide dominante no plúton.

Tal corpo apresenta ainda caráter singular, cuja ocorrência análoga, segundo Gorayeb *et al.* (2011), se dá em menos de 1% das rochas magmáticas da Terra. Dessa forma, a investigação de tal corpo possibilitou o reconhecimento geológico de porções ainda pouco estudadas da região e pôde inserir o Plúton Alcalino de Brejinho na classe de rochas plutônicas ultrapotássicas portadoras de kalsilita – os chamados *synnerites* (Panina *et al.*, 1995).

1.1 Localização

O Plúton Alcalino de Brejinho está localizado no povoado de Brejinho de São Francisco, município de Luíz Correia, na porção norte do Estado do Piauí, na divisa com o Estado do Ceará, região Nordeste do Brasil (Figura 1.1). Está situado a cerca de 350 km da capital Teresina e a 60 km a sudeste da cidade de Parnaíba.

O acesso, partindo de Teresina, é realizado pela BR-343, sentido Altos, por, aproximadamente 300 km até a PI-309, em Cocal. Após este trecho segue-se pela PI-309 por 61,8 km até o município de Luiz Correia e em seguida pela PI-301, por cerca de 20 km.

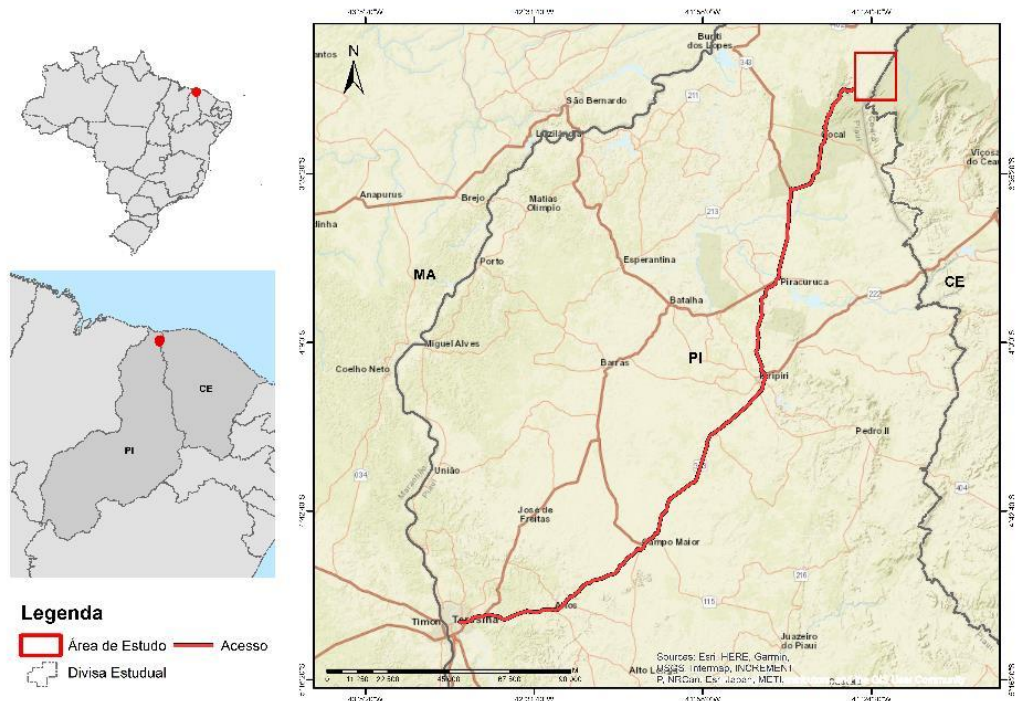


Figura 1.1 - Localização do Plúton Alcalino de Brejinho. Fonte: IBGE, 2016.

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo Geral

O presente estudo objetiva a caracterização geológica do Plúton Alcalino de Brejinho, pela discriminação das litologias que compõem o plúton, desde aspectos relacionados à origem do magma, geoquímica e associação mineralógica.

1.2.2 Objetivos Específicos

Com intuito de alcançar o objetivo principal, estão apresentados abaixo, os objetivos específicos da pesquisa:

- 1) Mapeamento das variações faciológicas do plúton;
- 2) Caracterização petrográfica e mineralógica de detalhe das fácies identificadas;
- 3) Caracterização geoquímica das unidades diferenciadas.

1.3 Metodologia

Para que os objetivos específicos sejam atingidos, foram utilizadas metodologias específicas para cada item. Tais metodologias estão descritas nos subtópicos a seguir.

1.3.1 Mapeamento das variações faciológicas do plúton

Compilação de dados de campo fornecidos por empresa Terrativa Minerais LTDA. Foi utilizada base de dados de 2.865 pontos de campo e 1.315 amostras.

1.3.1.1 Definição do limite geográfico do Plúton

Devido ao posicionamento próximo à região costeira, há influência de depósitos cenozoicos, como o Grupo Barreiras na área de estudo. Dessa forma, para interpretação dos limites do Plúton foram utilizadas, como ferramentas de apoio, o raster de amplitude do sinal analítico – ASA, proveniente do levantamento aéreo magnetométrico e gamaespectrométrico do Projeto Rio Acaraú (Vieira & Melo, 1975). Tal prospecção aerogeofísica foi realizada pela Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais – CPRM e abrange uma área de 21.000 km², com malha espaçada em 1 km, linhas de controle distanciadas 20 km e altura de voo da aeronave de 150m (Tabela 1.1) (Vieira & Melo, 1975).

Tabela 1.1 – Parâmetros do aerolevanteamento.

Características	Parâmetros
Direção das linhas de voo	N-S
Linhas de voo	23.720 km
Espaçamento entre as linhas de voo	1 km
Direção das linhas de controle	E-W
Espaçamento entre as linhas de controle	20 km
Intervalo entre as medições geofísicas sucessivas	2 s
Altura média de voo sobre o terreno	150 m

Fonte: Vieira & Melo (1975)

O raster ternário possibilitou a interpretação de áreas com diferentes concentrações dos radioelementos, conforme metodologia descrita por Pereira & Silva (2021). De acordo com os autores, a interpretação deve ser gerada pela subdivisão das bandas ternárias (R, G, B, respectivamente correspondentes ao K, Th e U) por meio da ferramenta “*Calculadora Raster*” do *software* QGIS 3.20 e posterior classificação de tais bandas de acordo com a concentração de cada elemento em:

- a) baixas concentrações (<19%);
- b) médias baixas (20% a 39%);
- c) média (40% a 59%);
- d) média alta (60% a 79%); e,
- e) altas (80% a 100%).

A junção das bandas após a reclassificação foi realizada pelo uso da ferramenta “*Mesclar*” inserida no *menu raster* do *software* QGIS 3.20. Após esse processo foram delineados os domínios geofísicos do plúton.

1.3.1.2 Elaboração das curvas de nível

Elaboração das curvas de nível equidistantes 30m a partir do *software* ArcGIS 10.8.1. Para tanto, fez-se uso da ferramenta “*Contour*” do *Spatial Analyst Tools* extraída por meio do modelo digital de elevação.

1.3.1.3 Confecção do mapa geológico-geofísico

Confecção do mapa geológico-geofísico de superfície do Plúton Alcalino de Brejinho, em escala 1:30.000, elaborado por meio da sobreposição das amostras descritas pela empresa Terrativa Minerais LTDA, confrontadas à interpretação geofísica, bem como pela utilização das curvas de nível, equidistantes 30m.

1.3.2 Caracterização petrográfica e mineralógica de detalhe das fácies identificadas

1.3.2.1 Análise petrográfica

Análise petrográfica de 40 lâminas delgadas polida de rocha referentes aos litotipos mapeados. Tais amostras foram confeccionadas pelo laboratório de petrografia do Instituto de Geociências – IG, da Universidade Federal do Pará – UFPA, pela empresa Petrografia BR, e pelo Centro de Pesquisas Professor Manoel Teixeira da Costa – CPMTC, do Instituto de Geociências – IGC da Universidade Federal de Minas Gerais – UFMG.

1.3.2.2 Difração de raios-X (DRX)

As análises de DRX em 47 amostras de material pulverizado foram conduzidas a três laboratórios distintos. São eles: CPMTC; Centro de Desenvolvimento da Tecnologia Nuclear – CDTN; IG da UFPA. A identificação dos minerais foi obtida por comparação do difratograma

de raios-X das amostras analisadas com o banco de dados da ICDD – International Center for Diffraction Data / Joint Committee on Powder Diffraction Standards – JCPDS.

Os estudos de DRX realizados pelo CPMTC se deram através do difratômetro Panalytical X'Pert PRO MPD (PW3040/60) através dos parâmetros: faixa de varredura de $5,01$ a $69,99^\circ 2\theta$; 40 kV e 45 mA; tamanho de passo de $0,02^\circ$ e tempo de passo de varredura de $0,5$ s; tipo de varredura contínua; tamanho de fenda divergente de $0,4785^\circ$; tamanho da fenda de recepção de $1,52$ mm. A análise de DRX realizada pelo CDTN no difratômetro Rigaku, modelo DMAX ULTIMA automático, com as seguintes especificações: faixa de 2θ (4 a 80°), velocidade do goniômetro ($102q/min$), intensidade de corrente (30 mA) e tensão (40 KV) e tubo de cobre a temperatura de $25^\circ C$. Já a análise de DRX realizada pelo IG da UFPA fez uso do difratômetro de feixe divergente, modelo Epyream da PANalytical, goniômetro θ - θ , tubo de raios X cerâmico selado de Cu ($K\alpha_1=1,78901 \text{ \AA}$) com varredura linear $1D$ e de faixa de $3,35^\circ 2\theta$.

1.3.2.3 Microscopia eletrônica de varredura (MEV) e Microsonda

Foram obtidas imagens por microscopia eletrônica de varredura de BSE (*Backscattering Electron*) e análises semi-quantitativas por EDS (*Energy Dispersive System*) no equipamento TESCAN VEGA3, no Centro Tecnológico da Universidade do Estado de Minas Gerais (UEMG), Unidade João Monlevade. Microanálises WDS (*Wavelength Dispersive Spectrometer*) foram efetuadas no Centro de Microscopia da UFMG, por meio do aparelho de microsonda eletrônica JEOL, modelo JXA-8900R, voltagem 15 kV, e corrente do feixe 20 nA. Foram analisados os elementos SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO , MnO , CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 , SO_3 , F e Cl. Os padrões utilizados foram microclina para Si e K; Al_2O_3 para Al; olivina para Fe e Mn; hornblenda para Mg; anortita para Ca; albita para Na; rutilo para Ti. O programa de correção de dados empregado foi ZAF. As fórmulas estruturais foram calculadas com base em 32 oxigênios para o feldspato e kalsilita e 24 para cancrinita.

1.3.3 Caracterização geoquímica das unidades identificadas

Foram realizadas análise química de rocha total em 145 amostras de superfície e de testemunhos de sondagem, para elementos maiores, menores e traços (127 amostras) e terras raras (18 amostras). As análises foram executadas nos laboratórios da SGS – Geosol, em Belo Horizonte, Minas Gerais, Brasil. Os elementos maiores foram detectados pelo método de fluorescência de raios-X (FRX), pela fusão de tetraborato de lítio. Já para os elementos menores e terras raras, utilizou-se ICP-OES (*inductively coupled plasma optical emission spectrometry*) e ICP-MS (*inductively coupled plasma mass spectrometry*) pela abertura parcial por ingestão

de água régia. Os diagramas geoquímicos foram gerados a partir do software GCDkit 5.0 (Janoušek *et al.*, 2006).

1.4 Estruturação da Dissertação

Esta dissertação se apresenta em cinco capítulos. São eles:

1. Introdução: Apresenta a área de estudo, os objetivos (gerais e específicos), bem como a metodologia utilizada para o desenvolvimento da pesquisa;
2. Complexos Alcalinos: Revisão literária dos conceitos essenciais para a caracterização do corpo magmático em análise como a definição de complexos alcalinos, a granitogênese brasileira na Província Borborema, concepção de *synnyrites* e dos feldpspatoides nefelina e kalsilita
3. Contexto Geológico Regional: Revisão literária do contexto geológico regional no qual está inserido o Plúton Alcalino de Brejinho;
4. Artigo: “*Ultrapotassic Alkaline Magmatism In The Borborema Province: The Brejinho Alkaline Pluton, Pi/Ce, Brazil*”;
5. Conclusões e Recomendações: Apresenta a análise final da pesquisa, com indicações para estudos futuros.

2. COMPLEXOS ALCALINOS

A alcalinidade corresponde ao percentual de álcalis (como $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), sílica (SiO_2) e alumina (Al_2O_3) que compõem uma rocha. Nas rochas alcalinas há o desenvolvimento de minerais específicos, como os feldspatoides, a exemplo da nefelina ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) e a kalsilita ($\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$) (Almeida, 1983). Tal formação ocorre devido à proporção de entre silício e alumínio, a qual é da ordem de 1:1. em contrapartida à razão identificada na cristalização de magmas não alcalinos, na qual tal proporção é identificada como 1:1:3 (Torres, 2017).

Rochas alcalinas são caracterizadas como um diversificado grupo e apresentam considerável variação mineralógica, com feldspatos, feldspatoides e clinopiroxênios presentes nas principais fases (Winter, 2001; Gomes & Comin-Chiaramonti, 2005). Anfibólios e micas também ocorrem frequentemente, além de fases acessórias, sendo os mais comuns representados por opacos, titanita e apatita (Gomes & Comin-Chiaramonti, 2005). Dessa forma, segundo Almeida (1983), das associações de rochas alcalinas, estão presentes dunitos, peridotitos, carbonatitos, rochas cálcio-alcalinas, sienitos e kimberlitos dentre outras.

Ademais, rochas que possuem piroxênios e anfibólios sódicos podem ser classificadas como hiperalkalinas, definição esta que possui variações de acordo com a saturação em sílica (Pomerol *et al.*, 2013). De acordo com os autores, em rochas supersaturadas ($\text{SiO}_2 > 63\%$) e saturadas ($53\% < \text{SiO}_2 < 63\%$) a hiperalkalinidade é expressa com base na relação entre a composição de feldspatos alcalinos, correspondendo assim à composição total da rocha. Para a primeira (supersaturada) se dá pelo resultado $\text{Na} + \text{K} > \text{Al}$, enquanto para as rochas saturadas é atribuída à razão $\text{Na} + \text{K} > \text{Si}/3$ (Pomerol *et al.*, 2013). Já nas rochas subsaturadas ($\text{SiO}_2 < 52\%$), rochas com feldspatoides, o somatório entre $\text{Na} + \text{K}$ é superior a $\text{Si}/3$ (Pomerol *et al.*, 2013).

Conforme Sorensen (1974), rochas alcalinas podem ser subdivididas, de acordo com a alcalinidade, em três grupos principais (Tabela 2.1). São eles:

- equiríticas, com baixo teor de alumina em razão do conteúdo de álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > \text{Al}_2\text{O}_3$), onde não há alumínio suficiente para a formação de feldspatos e micas e o sódio final é associado à cristalização de minerais máficos, como egirina (mineral do grupo dos piroxênios) e a riebeckita (mineral do grupo dos anfibólios);
- miásquíticas, com baixo teor de sílica em razão do elevado conteúdo de álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 1/6 \text{SiO}_2$) há cristalização de minerais pobres em sílica, como os feldspatoides nefelina, kalsilita, leucita e sodalita; e,

• agpaíticas, deficientes em sílica e alumínio ($K_2O+Na_2O/Al_2O_3 > 1$) podem conter associação de minerais de ambos os grupos supracitados com formação de minerais máficos sódicos (egirina, riebeckita) e feldspatoides (nefelina, kalsilita e sodalita).

Tabela 2.1 – Classificação de rochas alcalinas com base na alcalinidade.

Classificação	Teor de alumina e álcalis	Mineralogia associada
Equiríticas	Baixo teor de alumina em razão do conteúdo de álcalis ($Na_2O + K_2O > Al_2O_3$)	Minerais máficos como egirina e a riebeckita
Miásquíticas	Baixo teor de sílica em razão do elevado conteúdo de álcalis ($Na_2O + K_2O > 1/6 SiO_2$)	Minerais pobres em sílica, como os feldspatoides nefelina, kalsilita, leucita e sodalita
Agpaíticas	Deficientes em sílica e alumínio ($K_2O+Na_2O/Al_2O_3 > 1$)	Minerais máficos sódicos (egirina, riebeckita) e feldspatoides (nefelina, kalsilita e sodalita)

Fonte – Sorensen (1974).

2.1 Petrologia e Ambientes Geotectônicos

A gênese de magmas alcalinos se dá pela baixa taxa de fusão manto litosférico metassomatizado, cujas características variam de acordo com o grau de fusão parcial, pressão e conteúdo de voláteis (H_2O e CO_2) (Ribeiro *et al.*, 2014). Ainda, segundo os autores mencionados, o caráter alcalino tende a aumentar com a profundidade da fonte mantélica, espessura litosférica e com menor fusão parcial.

Sua ocorrência se associa a diversos ambientes tectônicos, mas, em geral são identificados em terrenos continentais anorogênicos (Winter, 2001) através de zonas de fratura em deformação intraplaca (Comin-Chiaramonti *et al.*, 1991), (Figura 2.1). Ocorrem predominantemente em regiões continentais, devido à maior complexidade composicional e estrutural associada a esta, como corpos intrusivos, hipoabissais ou extrusivos, mas podem ser formados também em crosta oceânica (Gomes & Comin-Chiaramonti, 2005; Rosa *et al.*, 2005).

Magmas alcalinos subsaturados em sílica normalmente ocorrem no interior de placas continentais (Figura 2.1) e são relacionados a sistemas de *rift*, *hot spots* em placas oceânicas ou como resultado de plumas mantélicas (Rosa *et al.*, 2005; Gomes & Comin-Chiaramonti, 2005). Dessa forma, a origem de tais corpos constitui um marcador geodinâmico para a história evolutiva de terrenos antigos, uma vez que sua instalação está limitada a períodos anorogênicos (Rosa *et al.*, 2005).

Comumente, magmas primitivos cuja composição é essencialmente sódica, como os nefelinitos, dão origem a rochas silicáticas da série Ijolítica (Torres, 2017). Conforme o mesmo autor, contudo, magmas primitivos ultrapotássicos tendem a produzir sequências plutônicas de característica bimodal, as quais apresentam litótipos ultramáficos, como dunitos e clinopiroxenitos, além de félsicos, representado por rochas sieníticas, como os *synnyrites*.

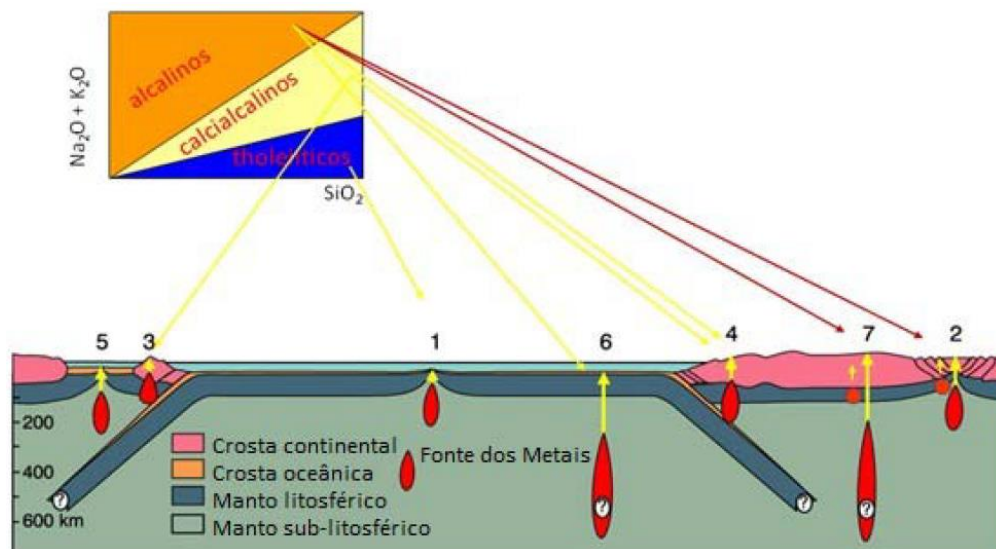


Figura 2.1 – Magmatismo relacionado aos ambientes geotectônicos. 1) dorsal meso-oceânica; 2) limite divergente instalado antes do continente; 3) formação de arco por subducção de crosta oceânica menos densa por crosta oceânica mais densa; 4) subducção de crosta oceânica por crosta continental; 5) magmatismo de “back-arc” associado à subducção; 6) magmatismo intraplaca oceânica; 7) magmatismo intraplaca continental. Fonte: Torres (2017) modificado de Winter (2001).

2.1.1 Magmatismo Alcalino na Plataforma Sul-Americana

Na Plataforma Sul-Americana o magmatismo alcalino é normalmente correlacionado a porções com elevado controle tectônico regional (Almeida, 1971, 1972), de característica extensional em zonas de subsidência, associados à reativação wealdeniana, iniciada no Cretáceo Inferior (135 Ma) (Almeida, 1983; Gomes & Comin-Chiaramonti, 2005). São, em geral, intrudidos em embasamentos cristalinos pré-cambrianos ou em sedimentos paleozoicos, cuja ocorrência se associa, embora que rara, aos derrames basálticos da Formação Serra Geral, onde se expõem no embasamento pré-siluriano ou atravessam os sedimentos da bacia (Renne *et al.*, 1997) e se associam a enxames de diques e pequenos corpos entre os territórios do Brasil, Paraguai e Uruguai (Gomes & Comin-Chiaramonti, 2005).

No Brasil pulsos de magmas alcalinos são comumente relacionados ao Cretáceo e Paleoceno (250-50 Ma, confirmados por datações K/Ar, Ar/Ar e Rb/Sr) (Gomes *et al.*, 1996; Comin-Chiaramonti *et al.*, 1991). São distribuídas isoladamente, em arranjos lineares, com elevado controle estrutural, ao longo de cinturões móveis do Ciclo Brasileiro (Figura 2.2), às

representadas pela ocorrência de diversos plútons granitoides de dimensões diversas, os quais são distribuídos ao longo de todos os domínios nessa província (Ferreira *et al.*, 2004).

Segundo Almeida *et al.* (1967), tais plútons possuem ascensão e colocação diretamente relacionadas às zonas de cisalhamento e foram gerados pelo retrabalhamento da crosta anteriormente formada pelo evento acrescionário e colisional do Ciclo Cariris Velhos (1,1 a 0,93 Ga). Dessa forma, os plútons brasileiros da Província Borborema foram afetados por deformação, associada ao cisalhamento, assumindo formatos achatados, estirados e foliados (Figura 2.3) (Hasui *et al.*, 2012), além de, por vezes, se alojarem em zonas transtensivas (Silva Filho *et al.*, 2010). Ainda, segundo Lages *et al.* (2016), tais corpos apresentam grande diversidade, seja no caráter geoquímico, ou de inserção no ciclo orogênico brasileiro.

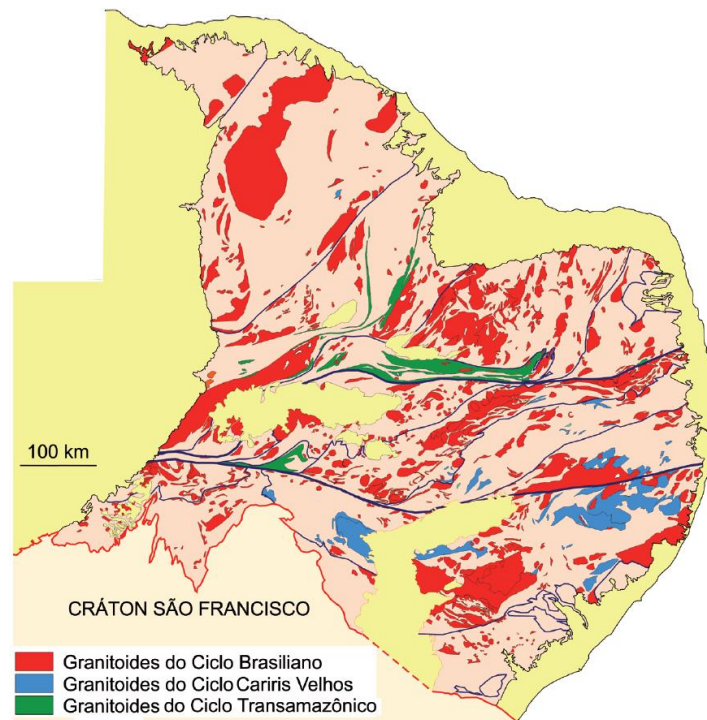


Figura 2.3 – Ocorrência de granitoides na Província Borborema (linhas em azul – limites dos domínios). Fonte: Hasui *et al.* (2012).

Segundo Lages *et al.* (2016), de forma geral, ocorrências distintas de magmatismos estão associadas a períodos tectônicos específicos do Ciclo Brasileiro. Durante o período colisional, que se estende de 670 – 620 Ma são registradas, essencialmente, ocorrências de magmatismo Ca-alcálico de alto-K e shoshonítico. Enquanto no período tardi a pós-colisional (590-570 Ma) se associa a intrusões de grande volume de magmas Ca-alcálicos com alto-K, peralcalinos, sienitos metaluminosos de alto-K, além de magmas shoshoníticos e ultrapotássicos raros (Ferreira *et al.*, 2004).

Assim, baseado em dados litogeoquímicos de elementos maiores em rochas graníticas, Sial *et al.* (1981) propôs a classificação de rochas graníticas da Província Borborema em quatro

suítes plutônicas: suíte potássica, cálcio-alcalina, e tonalítica-trondhjemítica sódica. Contudo, corroborado aos estudos apresentados por Almeida *et al.* (1967), Sial (1984) subdividiu tais rochas em quatro grupos: cálcio-alcalino (tonalitos a granodioritos com epidoto e ilmenita – Grupo Conceição); cálcio alcalino potássico, como o tipo Itaporanga; e peralcalino, representado pelo tipo Catingueira e o grupo de afinidade trondhjemítica continental (tipo Serrita).

O grupo de rochas peralcalinas foi ainda subdividido, por Ferreira (1986), quanto à saturação em sílica em saturadas, como as do tipo Triunfo, e supersaturadas, como as do tipo Catingueira, sendo a primeira (tipo Triunfo) parte de um alinhamento de álcali-feldspato sienitos, chamado de Linha Sienitoide. Tais rochas, peralcalinas saturadas em sílica, as quais possuem teores de K_2O superiores a 13%, foram classificadas como ultrapotássicas por Ferreira & Sial (1987) e Da Silva Filho *et al.* (1987), autores estes que propuseram a criação da Província Peralcalina Ultrapotássica do Cinturão Salgueiro-Cachoeirinha (Sampaio, 2005).

Já Ferreira *et al.* (1998) classifica os granitoides pertencentes a Província Borborema de acordo com as afinidades petrogenéticas, geoquímicas, estudos isotópicos e de susceptibilidade magnética, em nove grupos de granitoides e sienitoides. São eles: Trondhjemítico; Peralcalino, Shoshonítico; Cálcio-alcalino, Sinitoides Peralcalinos Ultrapotássicos e Sienitoides metaluminoso com alto-K; Cálcio-alcalino com epidoto magmático; Cálcio-alcalino de alto-K com epidoto magmático (Fillippi, 2014). Desses se destaca, neste último subgrupo, o Batólito de Brejinho, homônimo ao corpo em estudo, o qual se localiza no Setor Transversal dessa província, mais precisamente no Domínio Alto Pajeú (Sial *et al.*, 2008).

2.2.1 Granitoides anarogênicos ultrapotássicos

O período pós-colisional de um ciclo orogenético é marcado pela elevação nos gradientes geotermiais, desenvolvimento de tectônica transcorrente a distensiva e intensa produção de episódios magmáticos (Liegeois, 1998; Bonin, 2004; Nardi & Birencourt, 2009). De acordo com os autores, magmatismo esse que normalmente possui maior complexidade genética e composicional que as demais suítes formadas em períodos tectônicos diferenciados. Tal complexidade se representa pela interação de magmas coexistentes, o que indica possíveis fontes diferenciadas entre crosta e manto litosférico, além de composição frequentemente subalcalina a alcalina e potássica a ultrapotássica, com elevados teores de ferro e enriquecimento em Rb e Ba (Guimarães *et al.*, 2004; Van Schmus *et al.*, 2011; Medeiros, 1995).

De acordo com Sial & Ferreira (2015), algumas características são marcantes nos granitoides ultrapotássicos da Província Borborema, como estruturas magmáticas internas bem preservadas e alojamento em níveis crustais médios a rasos. A associação magmática nessas rochas também é considerada homogênea, caracterizada, essencialmente, pela presença de microclina pertítica, e egirina-augita, além de anfibólio sódico, que substitui, ocasionalmente o piroxênio (Ferreira *et al.*, 1994; Hollanda *et al.*, 2009).

Segundo Almeida *et al.* (1967), são reconhecidos na Província Borborema diversos plútons granitoides e sienitoides ultrapotássicos. Os principais corpos ultrapotássicos relatados na literatura estão localizados no Setor Transversal, como os tipos ultrapotássicos dos plútons Serra do Man e Triunfo, este último representado por álcali-feldspato sienitos; peralcalinos ultrapotássicos, como os plútons da Serra do Casé, Serra do Libramento e diques de Manaíra, conjunto de diques este compostos, essencialmente por nefelina sienitos a sienitos; além dos peralcalinos, caracterizados pelos plútons Caicimbas e Serrote do Paulo, bem como pelos diques de Serrita, Serra do Pico e Terra Nova, dentre outros (Sial *et al.*, 2008; Hollanda *et al.*, 2009; Medeiros, 1995).

2.3 *Synnyrites*

Synnyrites consistem em rochas plutônicas ultrapotássicas, com teores de K₂O que variam de 17-21%, e resultam da segregação da leucita no topo da câmara magmática com posterior transformação desta em kalsilita e K-feldspato (Panina *et al.*, 2022). São compostas, predominantemente, por K-feldspato (55-85%) e kalsilita (>35%) e, em menor percentual, nefelina (> 10%), além de minerais ferromanesianos (1-2%) como biotita magnésiana de baixo teor de titânio (100MgO / MgO + FeO > 25% molar), piroxênio da série isomórfica diopsídio-hedenbergita-egirina, titanita, granada de baixo alumínio (melanita), apatita, magnetita, anfibólio alcalino e fluorita (Le Maitre *et al.*, 2005). Os minerais de sódio, como a pseudoleucita, estão presentes em texturas de intercrescimento simplectítico, ou, de forma rara, como grãos idiomórficos individuais (Panina *et al.*, 1995).

Segundo Panina *et al.* (1995), os plútons que originam tais rochas constituem grandes corpos acamadados, normalmente associados a rochas ultrabásicas-básicas a alcalinas, formados pela lenta cristalização de magma, favorecida por grandes períodos de estabilidade tectônica. As maiores ocorrências registradas são datadas do Paleozoico e o Mesozoico, mas também há registros datados do Arqueano, durante atividade tectonomagmática distensiva em

blocos mais antigos da crosta, como no sistema de separação Baikal-Stanovoy, na Rússia (Panina *et al.*, 1995).

Tais plútons possuem grande variedade de formas e tamanhos e são resultado da diferenciação e fracionamento magmático, com processo de cristalização em diferentes níveis da litosfera, dando origem a séries de rochas distintas quanto ao índice de cor, composição e alcalinidade (Sharygin & Panina, 1993). Dessas, de acordo com Panina *et al.* (1995), duas séries se destacam: séries melano-mesocráticas as quais se concentram, normalmente, nas porções inferiores da câmara magmática, a profundidades de 20-25 km e pressão de 7-8 kbar e são compostas por mica piroxenitos, shonkinitos e pulasquitas; além de leucocráticas, resultado da cristalização do fluido residual, as quais são encontradas nas porções apicais do corpo ígneo, a profundidades de 3-5 km e pressões de 1-1,5 kbar, representadas por nefelina e pseudoleucita sienitos, bem como por *synnyrites*.

2.3.1 Ocorrências no Mundo

Segundo Panina *et al.* (1995), rochas com kalsilita são consideradas extremamente raras. Isso ocorre por serem identificadas em poucos complexos alcalinos na Rússia, na região do *rift* de Baikal-Stanovoi, no Complexo Synnyr, Sakun, Murun e Yaksha, no pequeno Complexo Rischorr da península de Kola, além da Groelândia, no Complexo Ultramáfico de Batbjerg (Le Maitre *et al.*, 2005).

Tais depósitos são comumente caracterizados pela ocorrência de rochas encaixantes máficas e ultramáficas, além de carbonatíticas, como no plúton de Synnyr, conforme visualizado na Figura 2.4 (Panina *et al.*, 1995). Entretanto, de acordo com os autores, em sua integridade, a ocorrência de *synnyrites* representa um percentual ínfimo do volume total desses corpos e ocorrem em zonas apicais.

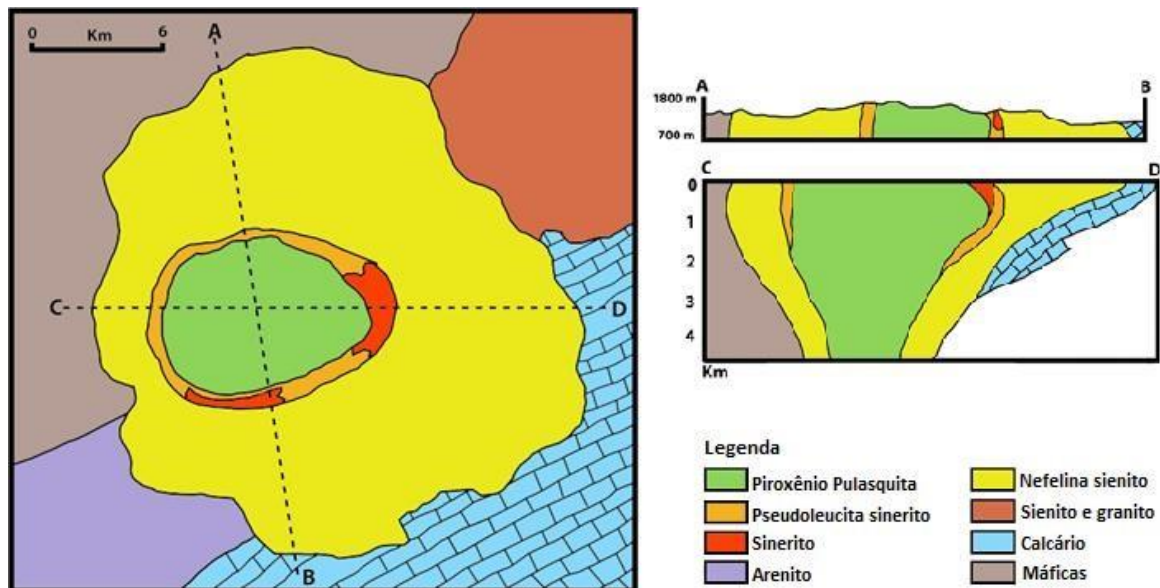


Figura 2.4 – Configuração do plúton de Synnyr. Fonte: Adaptado de Panina *et al.* (1995).

Apesar de exibir características em comum, como ambiente de colocação e afinidade com encaixantes específicas, os complexos onde foram identificadas rochas sineríticas possuem características individuais (Sharygin & Panina, 1993). De acordo com Panina *et al.* (1995), o plúton de Synnyr apresenta, predominantemente, variedades de rochas hololeucocráticas, com pseudoleucita, granada, nefelina e K-feldspato e/ou kalsilita e K-feldspato em crescimentos simplectíticos. Enquanto no Complexo Soyth Sakun ocorre rochas hololeucocráticas e leucocráticas, com textura maciça porfírica ou bandada e crescimentos simplectíticos entre K-feldspato e kalsilita (Panina *et al.*, 1995). Conforme os autores, o depósito de Maly Murun engloba rochas meso-, melanocráticas com piroxênio, mica, granada e K-feldspato e texturas micrográficas de K-feldspato intercrescido com kalsilita.

Dessa forma, de acordo com Panina *et al.* (1995), a composição química média dos litotipos supracitados, a qual pode ser visualizada na Tabela 2.2, possui, predominantemente, percentual de SiO_2 de cerca de 55%, teores de Al_2O_3 próximos aos 20% e altos teores de K_2O , os quais são de, aproximadamente, 15%. No entanto, os teores de CaO e FeO , possuem variação de acordo com o tipo de rocha analisada: para as rochas hololeucocráticas o teor de CaO é inferior a 1%, enquanto para as rochas leucocráticas os valores de CaO são da ordem de 1,54% e para rochas mesocráticas de 2,88%; já os teores de FeO , com exceção às rochas mesocráticas, identificadas no plúton Murum, para rochas hololeucocráticas e leucocráticas, não ultrapassam 2% (Panina *et al.*, 1995). Ainda, de acordo com os mesmos autores, os teores de Na_2O são de cerca de 1%, enquanto o percentual de TiO_2 , MnO e MgO identificados são inferiores a 1%.

Tabela 2.2 - Composição química média de *synnyrites*.

Plúton	Synnyr	Sakun		Murun
Tipo de rocha	hololeucocrática	hololeucocrática	leucocrática	mesocrática
Nº de Amostras	200	24	5	14
SiO ₂	54,6	54,5	54,52	55,11
TiO ₂	0,1	0,2	0,32	0,24
Al ₂ O ₃	22,6	21,5	21	16,46
Fe ₂ O ₃	0,8	1,5	2	5,19
FeO	1,3	1,4	1,5	2,51
MnO	0,1	0,1	0,31	0,62
MgO	0,3	0,3	0,15	0,34
CaO	0,5	0,8	1,54	2,88
Na ₂ O	1	1,1	0,8	1,06
K ₂ O	18	17,8	16,5	13,88
L.O.I.	0,8	0,9	1,29	1,3
Total	100,1	100,1	99,88	99,59

Fonte – Modificado de Panina *et al.* (1995).

2.4 Feldspatoides

Feldspatoides compõem um grupo de minerais tectossilicáticos típicos de rochas alcalinas, com química similar à dos feldspatos, mas com deficiência em SiO₂ (subsaturados) e compostos, predominantemente por alumínio, potássio, sódio e cálcio (Vlach, 2002). Dessa forma, segundo o autor, as estruturas químicas dos feldspatoides são mais abertas que a dos feldspatos, com cavidades maiores entre as unidades tetraédricas convencionais, o que proporciona a formação de soluções sólidas entre Na, K e Ca (Figura 2.5).

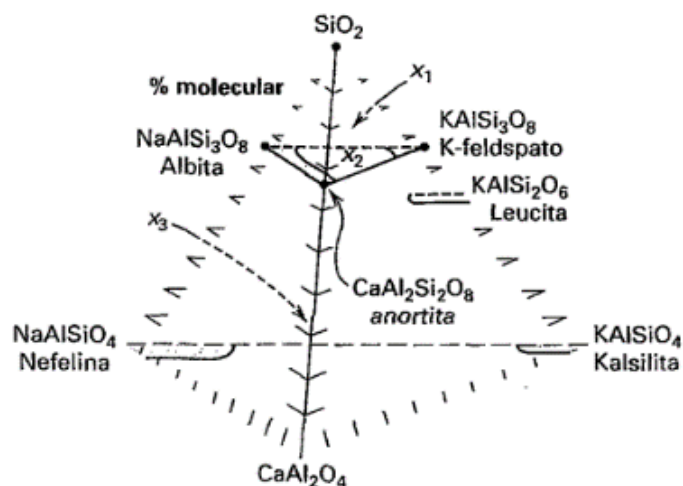


Figura 2.5 – Sistema SiO₂ (quartzo) – NaAlSi₃O₈ (nefelina) – KAlSi₃O₈ (kalsilita) – CaAl₂O₄, com a composição de feldspatos e feldspatoides. As barras e campos são indicativos da extensão aproximada da solução sólida. X1 representa um ambiente supersaturado em sílica com produção de quartzo e feldspato; X2 diz respeito a composição saturada em sílica, com formação apenas de feldspatos; enquanto X3, também subsaturada em sílica, produziria feldspatos e feldspatoides, em uma mesma assembleia mineral. Fonte: Klein & Dutrow (2012).

Os principais feldspatóides presentes em rochas ígneas são subdivididos em cinco grupos: Nefelina [$(\text{Na}_2 (\text{Na}, \text{K}) \text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{16}]$ – Kalsilita (KAlSiO_4); Leucita (KAlSi_2O_6); Sodalitas; Cancrinita-Vishnevitita; e Analcita (Wernick, 2004). Neste documento será tratado apenas o primeiro grupo, devido à ocorrência singular na área de estudo.

2.4.1 Grupo Nefelina-Kalsilita

Segundo Wernick (2004), nefelina e a kalsilita são minerais do sistema cristalino hexagonal. Ambos possuem, aproximadamente, metade dos átomos de silício substituídos por alumínio, balanceado pela presença de álcalis nas cavidades estruturais, além de variações composicionais representadas pelo polimorfismo entre Na e K (Kauffman & Dyk, 1994), embora a presença de maior teor de Na na estrutura cristalina com relação ao conteúdo de K permita a cristalização da nefelina, preferencialmente com relação à kalsilita (Figura 2.5).

Como propriedades físicas, a nefelina possui coloração branca (Figura 2.6, A), amarelada, incolor e avermelhada, brilho vítreo e dureza que varia de 5,5 a 6 na escala de Mohs e é transparente a opaca; sua tenacidade é considerada frágil, enquanto a fratura é sub-conchoidal; a densidade apresentada pela nefelina é de 2,55 - 2,66 g / cm³ (Hoffmann, 2011; Deer *et al.*, 2013). Muito similar à nefelina, a kalsilita cujas cores principais são branco (Figura 2.6, B), cinza e incolor, com brilho vítreo e dureza 6, com tenacidade frágil e densidade que varia de 2,59 - 2,62 g/cm³ (Deer *et al.*, 2013).

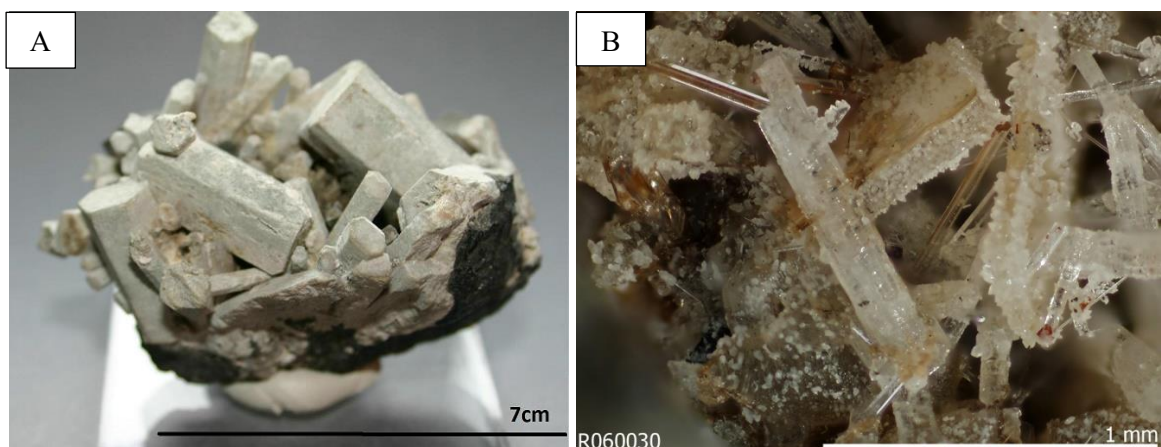


Figura 2.6 - Aspectos macroscópicos da nefelina e da kalsilita: A) Nefelina de coloração branca de Jebel Bou-Agrao, Amersid, Aït Oufella Caïdat, Midelt Cercle, Província de Midelt, Região Drâa-Tafilalet, Marrocos. Fonte: Adaptado de Salvi *et al.* (2000); B) Kalsilita prismática branca da Pedreira Vispi, San Venanzo, Província de Terni, Umbria, Itália. Fonte: Mittempergher (1965).

Como ambos os minerais possuem propriedades físicas similares, podem ser facilmente confundidas a olho nu. Dessa forma, segundo Hoffman (2011), como processo ágil para reconhecimento da nefelina há a aplicação de concentração de HCl, onde, como resultado,

ocorre o processo de gelatinização do mineral devido à característica solúvel deste em contato com tal substância. Os baixos índices de birrefringência, caráter uniaxial e pouca clivagem da nefelina também podem ser utilizados como meio de distinção deste mineral em lâmina com relação a feldspatos alcalinos (Wernick, 2004). Contudo, como a birrefringência da kalsilita é similar à da nefelina (0,005-0,006 e 0,003-0,006, respectivamente), a distinção desses minerais em petrografia é considerada inviável, mas torna-se possível por meio da difração de raios-X (Deer *et al.*, 2013).

A nefelina é considerada o mineral mais característico de rochas alcalinas subsaturadas, desde plutônicas, hipoabissais e vulcânicas e pode ser formada por processos de fenetização que ocorrem com as encaixantes no entorno da intrusão magmática (Deer *et al.*, 2013). Já a kalsilita é associada, predominantemente, a rochas extrusivas, cuja origem se dá pela transformação da flogopita, forsterita e leucita e é considerada rara em rochas plutônicas, podendo ocorrer associada a K-feldspato e biotita como um mineral primário, como relatado no Plúton Sienítico de Yakshinsk, na Rússia e no sienito da Província Seward, no Alasca, bem como por intercrescimentos com o K-feldspato, formado por decomposição da leucita, como ocorre na intrusão ultramáfica-alcalina de Batbjerg, leste da Groelândia (Deer *et al.*, 2013).

De acordo com Wernick (2004), a kalsilita é encontrada em rochas de alto potássio, podendo ocorrer como fenocristais com intercrescimento perítico com a nefelina, como resultado da exsolução a temperaturas máximas de 1.070°C de cristais homogêneos formados a altas temperaturas. Enquanto a nefelina ocorre em ampla variedade de rochas plutônicas, associada a minerais como egirina-augita e álcali-anfibólios e pode ocorrer como intercrescimento com o K-feldspato, originado pela substituição parcial do feldspato pela nefelina e sua alteração pode formar sodalita, cancrinita e zeólita (Hoffmann, 2011).

3. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A região de estudo está localizada no extremo noroeste da Província Borborema, no domínio tectônico do Cinturão Noroeste do Ceará e compreende unidades geológicas do Arqueano ao Cenozoico (Barbosa, 2001). O embasamento geológico regional é representado por ortognaisses tonalíticos migmatizados do Complexo Granja, de idade paleoproterozoica (Gorayeb & Abreu, 1997). Segundo os autores, tal área possui grande ocorrência de corpos magmáticos, associada, predominantemente, ao regime distensivo de caráter regional do final do Ciclo Brasileiro, representada por intrusões de granitoides, como o Granito Chaval, e posteriormente o Plúton Alcalino de Brejinho (Figura 3.1).

Sobreposto ao plúton, em discordância erosiva, estão expostos arenitos paleozoicos do Grupo Serra Grande, pertencentes à Bacia do Parnaíba, os quais ocorrem na porção SW da área como pequenos morros testemunhos (Barbosa, 2001). Já na porção N e NW da área, os litotipos supracitados encontram-se recobertos por depósitos cenozoicos da costa atlântica, como os da Formação Camocim, representados por ortoconglomerados oligomíticos (Gorayeb *et al.*, 2011).

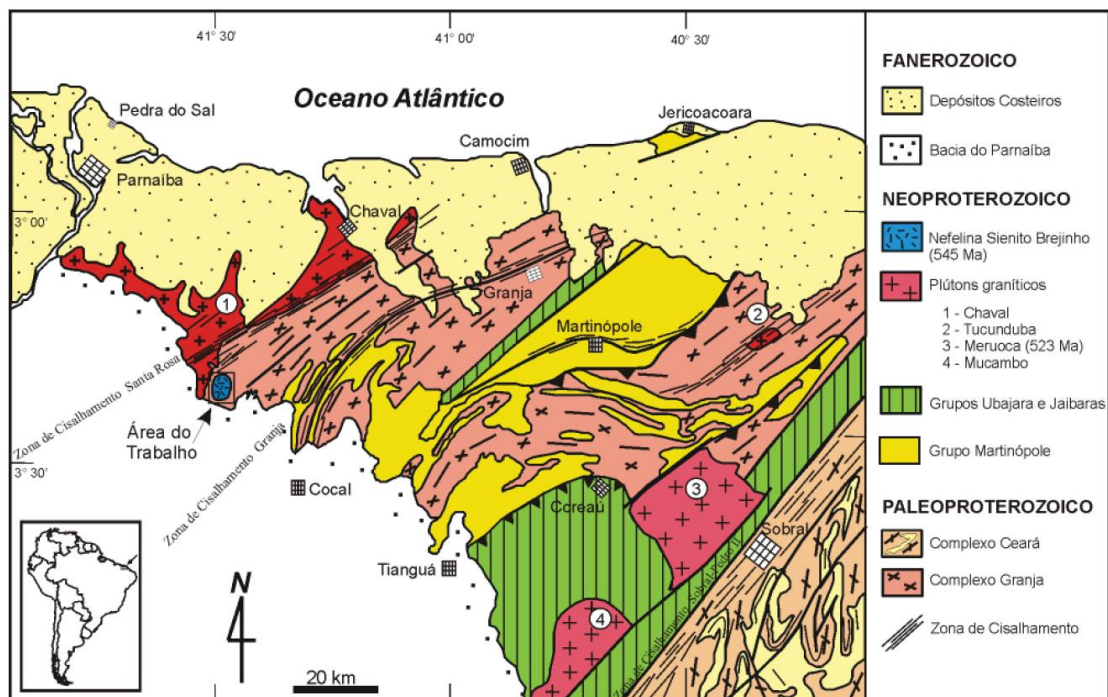


Figura 3.1– Mapa geológico do noroeste da Província Borborema, com a localização da área de estudo. Fonte: Gorayeb *et al.* (2011).

As unidades geológicas associadas, bem como a compartimentação geotectônica da área de estudo serão detalhadas a seguir.

3.1 Província Borborema

A Província Borborema, definida por Almeida *et al.* (1977), se estende por uma área de cerca 380 km² ao longo da região Nordeste do território brasileiro e é delimitada a oeste pela bacia do Parnaíba e a sul pelo Cráton do São Francisco. Compreende uma unidade geotectônica brasileira, cuja origem resulta da acresção de porções do embasamento, microcontinentes e faixas orogênicas do Arqueano ao Neoproterozoico, separadas por zonas de cisalhamento transcorrente e de empurrão, das quais se destacam-se o lineamento Patos e Pernambuco (Figura 9), ambos de direção geral E-W (Gorayeb & Lima, 2014). Segundo Jardim de Sá (1984), tais lineamentos delimitam o setor Transversal, que separa os setores Setentrional, onde está localizada a área de estudo, e Meridional, compostos por domínios tectônicos também compartimentados por zonas de cisalhamento, essas de direção predominante NE, geradas em diferentes etapas do Ciclo Brasileiro.

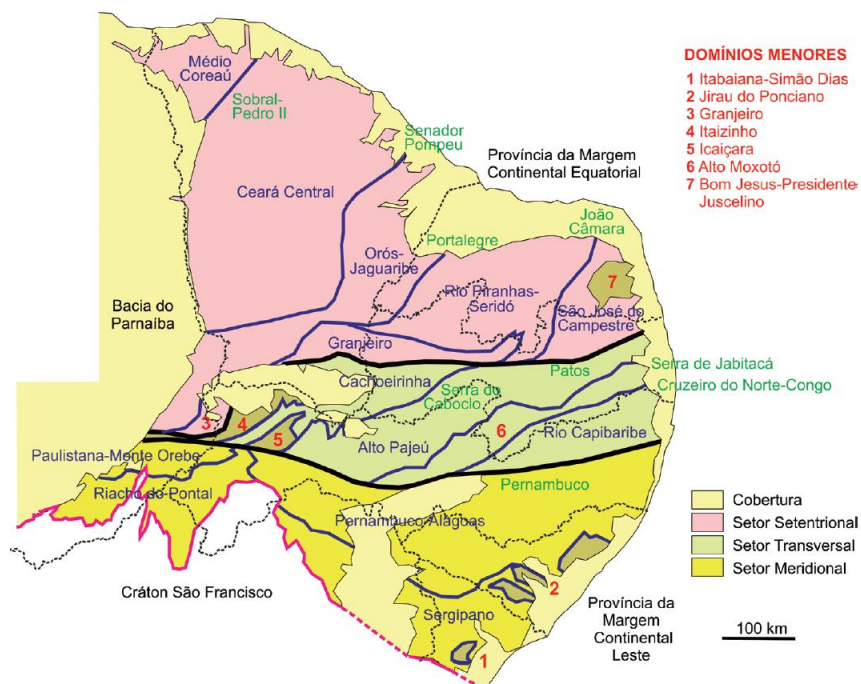


Figura 3.2– Província Orogênica Borborema. Em destaque (traços em preto) as maiores zonas de cisalhamento: Pernambuco e Patos, dividindo os três setores, que, por sua vez são subcompartimentados em domínios (traços em azul). As zonas de cisalhamento são indicadas em verde. Fonte: Delgado *et al.* (2003) modificado por Hasui *et al.* (2012).

Litologicamente o Sistema Borborema é composto por um conjunto de rochas arqueanas e predominantemente paleoproterozoicas, sobrepostas por faixas metassedimentares/metavulcanossedimentares, além de intrusões granitoides, que se associam preponderantemente ao Ciclo Brasileiro e, em sua porção sudeste, ao Ciclo Cariris Velhos (Almeida *et al.*, 1977). De acordo com Jardim de Sá *et al.* (1992), em virtude de tais processos,

ocorre intensa variedade de litotipos, os quais são sistematizados em formações, grupos e complexos distintos.

3.1.1 Setor Setentrional

O setor Setentrional é localizado entre a Bacia do Parnaíba e o lineamento Patos e é composto por cinco domínios (Almeida *et al.*, 1977), mostrados na Figura 3.2. São eles: Médio Coreaú (onde está localizada a área de estudo) Ceará Central, Óros-Jaguaribe, Rio Piranhas-Seridó, Granjeiro e São José de Campestre, os quais se subdividem pelas zonas de cisalhamento de direção NNE a NE Sobral-Pedro II, Senador Pompeu, Portalegre e João da Câmara (Figura 2.8) (Hasui *et al.*, 2012).

Segundo Hasui *et al.* (2012), o embasamento é composto por complexos migmatíticos arqueanos, e, em menor porção do Proterozoico, associadas, respectivamente, aos ciclos Jequié e Transamazônico, sobrepostos por unidades surpacrustais de idade paleo, meso e/ou neoproterozoica. Conforme os mesmos autores, a ocorrência de corpos granitoides brasileiros intercepta as unidades supracitadas e se dá de forma generalizada.

3.1.1.1 Domínio Médio Coreaú

O domínio Médio Coreaú (Neves, 1975), está localizado no extremo NW da Província Borborema, e apresenta como principal unidade o Cinturão de Cisalhamento Noroeste do Ceará (Abreu *et al.*, 1988), onde está inserido o Plúton Alcalino de Brejinho (Gorayeb & Lima, 2014). De forma geral, apresenta estruturação NW-SE representado por gnaisses tonalíticos granodioríticos e graníticos, mais ou menos migmatizados, subdivididos no Complexo Granja e Grupo Matinópole (Parente *et al.*, 2004)

O metamorfismo de tais rochas é da fácies anfíbolito alto e granulito. Há ainda a presença de corpos plutônicos, associados à granitogênese ocorrida durante o colapso do orógeno brasileiro, representada na área de estudo pelo Granito Chaval (Gorayeb & Lima, 2014). A Bacia do Parnaíba bordejia a região em sua porção nordeste, onde são expostas unidades basais, representadas por litotipos silurianos e devonianos (Abreu & Gorayeb, 1992). Já na zona costeira, sobrepostas ao embasamento, estão presentes Depósitos Costeiros datados do Cenozoico (Barbosa, 2001).

A região possui forte controle estrutural devido ao seu posicionamento ao longo da Zona de Cisalhamento Santa Rosa (Gorayeb *et al.*, 2011). Tal sistema transcorrente se constitui como um feixe secundário do Lineamento Transbrasiliano, e possui movimentação dextral de alto ângulo, representada pela foliação milonítica e bandamento tectônico, além de lineações de

ambos com pequenos núcleos arqueanos (Hasui *et al.*, 2012). Já os domínios Sergipano e Riacho do Pontal têm ocorrência relacionada ao Ciclo Cariris Velhos, enquanto o domínio Paulistana-Monte Orebe possui embasamento brasileiro (Osako, 2009).

3.2 Complexo Granja

De acordo com Barbosa (2001), o Complexo Granja constitui o embasamento geológico regional e ocorre a SW, S e E do Plúton Alcalino de Brejinho. É composto por ortognaisses, com afinidade tonalítico-trondjemítico-granodiorítico (TTG), de origem para a ortoderivados, associados a granada-biotita gnaisses, biotita xistos, quartzitos e anfibolitos migmatizados, de coloração cinza claro a escuro, bem como granulitos, datados do Paleoproterozoico, com idade entre 2,35-2,10 Ga (Gorayeb & Abreu, 1997).

Segundo Barbosa (2001), os ortognaisses ocorrem em discordância tectônica aos granulitos subjacentes e compõem as litologias basais a esse complexo. Ainda, de acordo com o referido autor, os corpos migmatíticos constituem núcleos indiferenciados, cujo contato com os granitoides leucocráticos intrusivos foram inferidos pela ocorrência de xenólitos, parcialmente assimilados pelos gnaisses e anfibolitos.

A deformação em tais rochas é intensa, através de um *trend* NE-SW, devido à proximidade com a Zona de Cisalhamento Santa Rosa (Barbosa, 2001). De acordo com o autor, a foliação geral possui orientação NNW-SSW, com mergulhos próximos aos 90°, variando próximo ao contato com o Plúton Alcalino de Brejinho, onde as direções bordejam o contato com o corpo.

3.3 Grupo Martinópole

De acordo com Pinéo *et al.* (2018) o Grupo Martinópole encontra-se em contato com o Complexo Granja por meio de falhamentos verticais. Segundo Pinéo *et al.* (2018), ocorre a NE e SW do Plúton Alcalino de Brejinho por meio de um *trend* de mesmo sentido.

Corresponde a uma sequência de rochas supracrustais deformadas (PINÉO *et al.*, 2019) e é constituído por paragnaisses aluminosos, filitos, xistos ferruginosos, carbonatos impuros, metavulcânicas e quartzitos milonitizados (Gorayeb & Lima, 2014; Toquato & Neto, 1996) de idade neoproterozoica (777 ± 11 Ma), confirmada por dados U/Pb em metariolitos (Fetter *et al.*, 2003). O metamorfismo que atingiu tais rochas se deu em fácies anfíbolito superior (isógrada do feldspato potássico e da silimanita), com pressões intermediárias, marcadas pela isógrada da cianita (Oliveira, 1992).

Segundo Oliveira (1992), de um modo geral, as litologias que compõem este grupo possuem protólito sedimentar e vulcanoclástico, associadas a tufos e cinzas vulcânicas, com contribuições vulcânicas locais, ambas de afinidade félsica. Ainda, de acordo com o mesmo autor, o ambiente de deposição dessa unidade foi essencialmente continental, subaéreo (Lajoie, 1980; Fisher & Schmincke, 1984), além de lacustre.

3.4 Granito Chaval

De acordo com Gorayeb & Lima (2014) compreende um batólito granítico com cerca de 2.000 km² e ocorre a oeste da área de estudo blocos rolados e em lajedos (Figura 2.10). É constituído por rochas megaporfíricas de coloração cinza, leucocráticas e com matriz fanerítica grossa, com fenocristais euédricos de K-feldspato e rara ocorrência de plagioclásio, classificadas como hornblenda-biotita monzogranitos porfíricos, biotita-microclina granitos porfíricos, quartzo-microclina sienitos, biotita sienogranitos, além de pegmatitos e aplitos (Gorayeb & Lima, 2014).

Apresentam textura de fluxo magmático, representada pelo alinhamento preferencial dos pórfiros de K-feldspato, bem como acamadamento e bandamento magmático com variações de composição e granulometria (Gorayeb & Lima, 2014). Tal corpo encontra-se deformado próximo à Zona de Cisalhamento Santa Rosa, predominantemente em sua porção leste, representada por feições miloníticas (Gorayeb & Lima, 2014; Barbosa, 2001).

3.5 Plúton Alcalino de Brejinho

Inicialmente descrito por Gorayeb & Abreu (1997), através de cartografia geológica de semidetalhe, o Plúton Alcalino de Brejinho, intrusivo nos gnaisses e anfibolitos do Complexo Granja, possui forma aproximadamente triangular, com cerca de 128 km², entre os estados do Piauí e Ceará (Gorayeb *et al.*, 2011). Segundo os referidos autores, tal plúton apresenta natureza alcalina, subsaturada, representado por rochas leucocráticas a mesocráticas de coloração cinza ou marrom, granulação predominantemente grossa, além de frações mais finas, próximas às bordas do corpo.

As principais litologias identificadas no plúton são egirina-nefelina sienitos, biotita-nefelina sienitos, nefelina microssienitos, melassienitos, pegmatitos sieníticos e piroxenitos alcalinos (Gorayeb *et al.*, 2011). Devido ao elevado volume de nefelina descrito, tal corpo foi nomeado por Gorayeb & Abreu (1997) como Nefelina Sienito Brejinho.

Segundo Barbosa (2001), o Plúton Alcalino de Brejinho ocorre em porções onde o relevo é plano, aflorando como pequenos lajedos, morrotes e blocos em encostas. Conforme o autor, sua maior atitude é registrada na Serra de Santa Rita, cujas cotas são de, aproximadamente, 400m, e encontra-se recoberto por arenitos do Grupo Serra Grande (Figura 3.4).

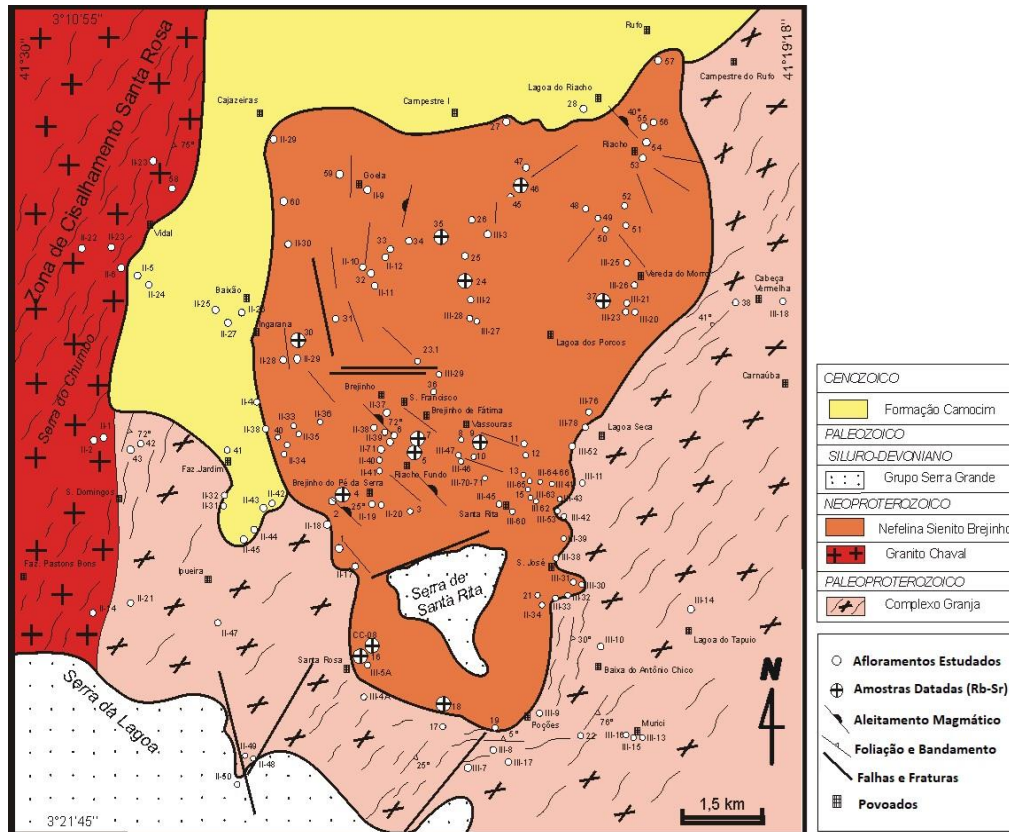


Figura 3.4- Mapa geológico do Plúton Alcalino de Brejinho. Fonte: Adaptado de Gorayeb *et al.* (2011).

As condições para o alojamento do corpo são consideradas rasas em virtude da presença de margens de resfriamento, xenólitos de gnaisses parcialmente assimilados na porção interna do corpo e grandes áreas de hornfels (Gorayeb *et al.*, 2011). Ainda, de acordo com os autores, acredita-se que o metamorfismo de contato tenha se dado a pressões menores que 3 kbar e temperatura mínima de 650°, devido à paragênese metamórfica granada+biotita+álcali-feldspato+plagioclásio.

Internamente o corpo possui estruturação de fluxo magmático, caracterizada pela orientação de cristais euédricos de feldspato alcalino, os quais possuem orientação preferencial segundo NW-SE, bem como por bandamento composicional, definido por concentrações de minerais félsicos, intercalados por concentrações de minerais máficos (Barbosa, 2001). Há ainda pequenas fraturas e falhas nas litologias que compõem o corpo, bem como laminação magmática comum, cujas atitudes são predominantemente, nas porções centro-oeste e nordeste

do corpo, de direção NW-SE, com baixos valores de mergulho para NE, e, varia para a direção N-S em sua porção norte (Gorayeb *et al.*, 2011).

Contudo, de acordo com Barbosa (2001), tal corpo não é afetado pela Zona de Cisalhamento Santa Rosa, uma vez que seu posicionamento, de idade neoproterozoica a eopaleozoica - 0,54 Ga (datação por Rb-Sr em rocha total), é posterior a este processo. Assim, o Plúton Alcalino de Brejinho é definido como um registro de episódio magmático pós-tectônico, associado à fase de colapso do orógeno brasileiro (Barbosa, 2001).

Processos de diferenciação magmática também são apontados como fundamentais para a cristalização do plúton, o que é evidenciado na presença de rochas máficas ou ultramáficas alcalinas na base na câmara magmática (Gorayeb *et al.*, 2011). Ademais, baseado em parâmetros de cor das rochas, índice de coloração, granulação e análise estrutural/textural, bem como associação mineralógica quantitativa (análise modal) e relações de campo, Barbosa (2001) e Gorayeb *et al.* (2011) subdividiram o plúton em três fácies principais (Tabela 3.1): Clinopiroxênio-Microclina Sienito (Cpx-MS); Clinopiroxênio-Nefelina Sienito e Clinopiroxênio-Álcali-feldspato Sienito com Nefelina (CpxNS); e, Leucossienito (LS), além de outras de menor expressão, como Microssienito (MS) e Mesomelanocrática (MM) (Figura 3.5). A descrição de tais fácies realizada por Barbosa (2001) e Gorayeb *et al.* (2011) está descrita nos tópicos subsequentes.

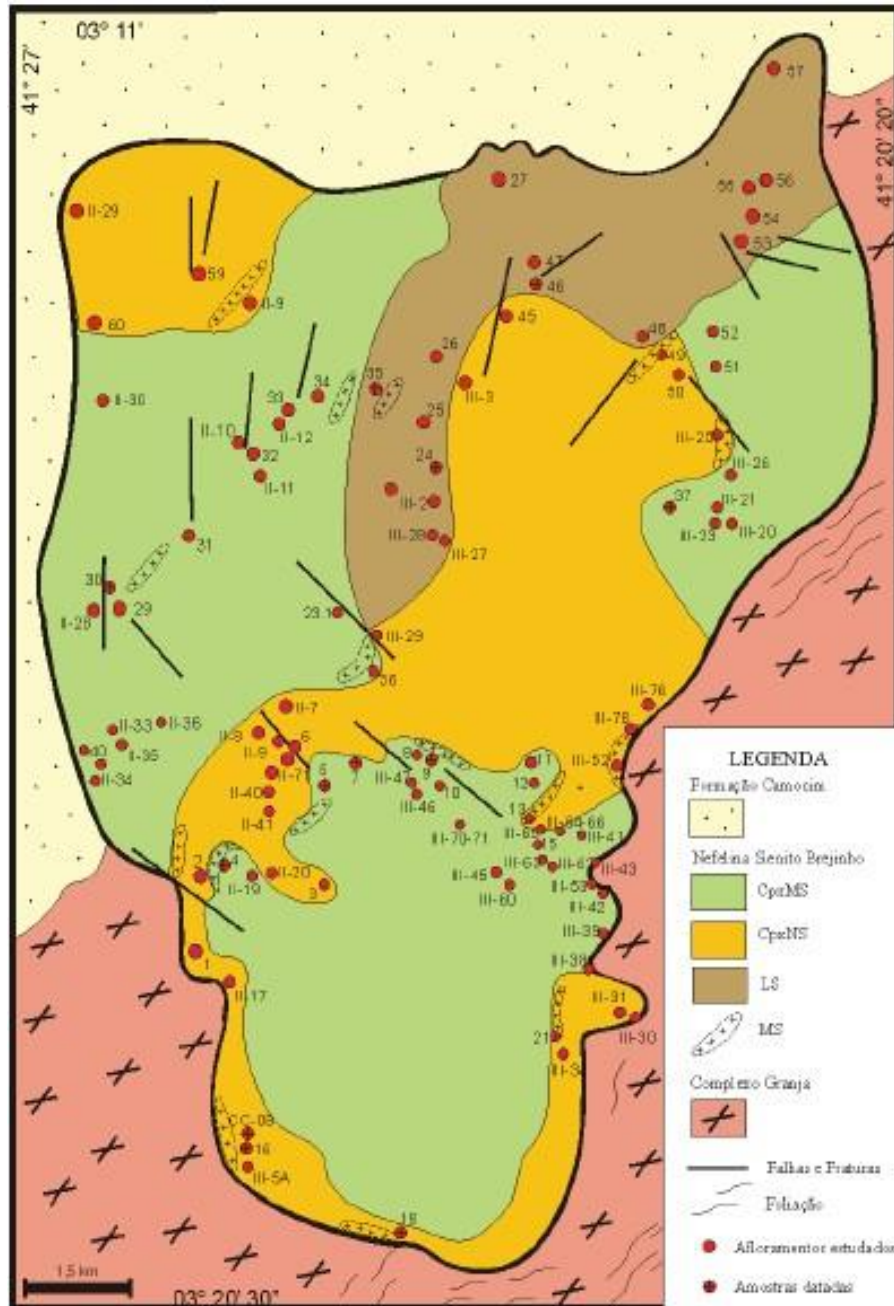


Figura 3.5 – Mapa geológico de delimitação de fácies realizada por Barbosa (2001). Fonte: Barbosa (2001).

3.5.1 Fácies Clinopiroxênio-Microclina Sienito (CpxMS)

Possui maior ocorrência territorial, abrangendo as porções centro-sul, nordeste e norte do corpo (Figura 3.5). Apresenta rochas de coloração marrom e granulação predominantemente grossa, além de variações no índice de cor, entre leucocrático a mesocrático.

A textura principal é a traquitoide, representada pelo alinhamento de minerais máficos e álcali-feldspato de forma subparalela. Como mineralogia essencial são descritos microclina (~52-89%) e egrina-augita (3 a 40%), e, em menor número, anfibólio sódico, biotita e titanita.

3.5.2 Fácies Clinopiroxênio-Nefelina Sienito e Clinopiroxênio-Álcali-feldspato Sienito com Nefelina (CpxNS)

Tal fácies diferencia-se da CpxMS, essencialmente, devido à presença de nefelina e por não conter anfibólio e, assim como a última, apresenta ampla distribuição no plúton, com destaque para as porções sul, centro-leste e extremo noroeste (Figura 3.5).

Representada por rochas de coloração cinza-esverdeada, com porções em marrom, hololeucocráticas a leucocráticas, e granulação média a grossa, composta, em maior quantidade, por nefelina, álcali-feldspato e clinopiroxênio, e, em menor número, por biotita e melanita, além de acessórios, como titanita, apatita e opacos. Texturalmente são identificadas textura traquitoide e de intercrescimento simplectítico entre a nefelina e o álcali-feldspato.

3.5.3 Fácies Leucossienito (LS)

Possui ocorrência limitada à porção centro-norte do corpo (Figura 3.5), por uma faixa aproximada de 1.500 m de extensão e é constituída por nefelina sienitos e álcali-feldspato sienitos, de coloração rósea, por vezes acinzentada, com granulação grossa a muito grossa (pegmatíticos). A mineralogia principal é composta por microclina e nefelina, raros máficos, como piroxênios, anfibólios sódicos e biotita, além de acessórios como titanita, granada e opacos. Apresenta textura traquitoide ou granular hipidiomórfica, texturas de intercrescimento mineral entre a microclina e a nefelina, assim como textura gráfica, do tipo *fingerprint* e vermiforme.

3.5.4 Fácies Microssienito (MS)

Associada a um produto do resfriamento rápido do magma, tal fácies ocorre em determinadas porções da borda do corpo. Também registrada nas extremidades das demais fácies supracitadas.

3.5.5 Fácies Mesomelanocrática (MM)

Representada por clinopiroxenitos alcalinos e nefelina sienitos com elevado conteúdo de piroxênio e textura cumulática. Possuem rara ocorrência no plúton, como pequenos corpos de extensão centimétrica a métrica, bem como por enclaves nas demais fácies.

Tabela 3.1 – Síntese das fácies mapeadas no Plúton Alcalino de Brejinho.

FÁCIES	CARACTERÍSTICAS GERAIS	OCORRÊNCIA	ASPECTO MACROSCÓPICO	ASPECTO MICROSCÓPICO	DETALHAMENTO DA MICROSCOPIA
CpxMS	Rochas de coloração marrom e granulação predominantemente grossa, além de variações no índice de cor, entre leucocrático a mesocrático, com textura essencialmente traquitoide. Mineralogia essencial: microclina (~52-89%) e egirina-augita (3 a 40%), e, em menor número, anfibólio sódico, biotita e titanita.	Fácies de maior abrangência territorial no plúton Brejinho. Abrange as porções centro-sul, nordeste e norte do corpo.			Textura traquitoide com cristais de microclina perthítica orientados.
CpxNS	Rochas de coloração cinza-esverdeada, com porções em marrom, hololeucocráticas a leucocráticas, e granulação média a grossa. Mineralogia principal: nefelina, álcali-feldspato e clinopiroxênio, e, em menor número, biotita e melanita, além de acessórios, como titanita, apatita e opacos. Possui textura traquitoide e intercrescimento simplectítico entre nefelina e álcali-feldspato. diferencia-se da CpxMS, essencialmente, devido à presença de nefelina e por não conter anfibólio.	Ampla distribuição no plúton, com destaque para as porções sul, centro-leste e extremo noroeste.			Intercrescimento simplectítico entre álcali-feldspato e nefelina, com alteração da nefelina para mica.
LS	Composta por nefelina sienitos e álcali-feldspato sienitos, de coloração rósea, por vezes acinzentada, com granulação grossa a muito grossa (pegmatíticos). A mineralogia principal é composta por microclina e nefelina, raros máficos, como piroxênios, anfibólios sódicos e biotita, além de acessórios como titanita, granada e opacos. Textura traquitoide ou granular hipidiomórfica, texturas de intercrescimento mineral entre a microclina e a nefelina, assim como textura gráfica, do tipo <i>fingerprint</i> e vermiforme.	Ocorrência limitada à porção centro-norte do corpo.			Intercrescimento do tipo <i>fingerprint</i> entre a microclina e a nefelina.
MS	Possui textura fina, como resultado do rápido resfriamento do magma.	Registrada nas bordas do corpo e nas extremidades das demais fácies.		-	-
MM	Clinopiroxenitos alcalinos e nefelina sienitos com elevado conteúdo de piroxênio e textura cumulática.	Rara ocorrência no plúton, como pequenos corpos de extensão centimétrica a métrica, bem como por enclaves nas demais fácies.		-	-

Fonte: Barbosa (2001); Gorayeb *et al.* (2011).

3.6 Grupo Serra Grande

Os arenitos paleozoicos do Grupo Serra Grande (Figura 2.10), pertencentes à Bacia do Parnaíba, ocorrem, como pequenos morros testemunhos e através de discordância erosiva, sobrepostos ao Plúton Alcalino de Brejinho, em sua porção sudoeste (BARBOSA, 2001). É composto predominantemente por arenitos, além de pequenos níveis conglomeráticos e finas intercalações de siltitos (Arcanjo & Filho, 2001).

3.7 Depósitos Costeiros

Segundo Barbosa (2011), os depósitos costeiros (Figura 2.10), ocorrem sobrepostos ao Plúton Alcalino de Brejinho, em sua porção norte, entre o contato com o Granito Chaval. Dizem respeito à depósitos cenozoicos da costa atlântica, especificamente do Grupo Barreiras, representados arenitos ferruginosos e silicosos (Pinéo *et al.*, 2018).

4. ARTIGO: “ULTRAPOTASSIC ALKALINE MAGMATISM IN THE BORBOREMA PROVINCE: THE BREJINHO ALKALINE PLUTON, PI/CE, BRAZIL”

Abstract: In the extreme northwestern portion of the Borborema Province, a rare subsaturated alkaline massif called the Brejinho Nepheline Syenite occurs. It is wedged between the Neoproterozoic units of Granito Chaval to the north and the Martinópolis Group schists and quartzites on its eastern and western borders; to the south, it bounds with the Paleoproterozoic orthogneisses and migmatites of the Granja Complex, and is partly covered by Phanerozoic units, such as the Barreiras Group to the north and the Serra Grande Group. Unpublished X-ray diffraction (XRD) and petrography results indicate the presence of kalsilite as the dominant feldspathoid in the area; it is essentially associated with alkali feldspar, biotite and aegirine-augite. For the purpose of this study, the Brejinho Alkaline Pluton was divided into two main units: the Brejinho Kalsilite Syenite and a Mafic/Ultramafic Suite. The Brejinho Kalsilite Syenite has five igneous facies, with the following mineral compositions: aegirine-augite-bearing, alkali feldspar syenite; kalsilite- and aegirine-augite-bearing, alkali-feldspar-syenite; biotite, alkali-feldspar, magnetite-bearing syenite; biotite-kalsilite, alkali-feldspar-syenite; and kalsilite, alkali-feldspar-syenite. Such descriptions differentiate this structure from those found in the body of literature previously published on the area, as well as distinguishing it from other ultrapotassic alkaline plutons recorded within the Borborema Province. Likewise, they may place them in the class of kalsilite-bearing ultrapotassic plutonic rocks, the so-called synnyrites, all of which are extremely rare.

Keywords: Kalsilite; Ultrapotassic Alkali Plutons; Synnyrites.

4.1 Introduction

The Borborema Province covers an area of around 380,000 km² in the northeast of Brazil, and is bounded to the west by the Parnaíba Basin and to the south by the São Francisco Craton (Almeida *et al.*, 1977). It comprises a Brasiliano geotectonic unit whose origin results from the accretion of portions of its basement, microcontinents and orogenic belts, of Archean to Neoproterozoic origin, separated amongst each other by transcurrent and thrust shear zones (Gorayeb & Lima, 2014).

Near these shear zones, volcanic/subvolcanic rocks relating to the collapse phase of the Brasiliano orogen crop up. They are associated with high-K, Ca-alkaline magmas and peralkaline magmas; high-K metalluminous syenites; as well as rare shoshonitic and ultrapotassic magmas (Barbosa, 2001; Ferreira *et al.*, 2004). To the extreme northwest of this province – a region associated with the Northwestern Ceará Belt – there is a rare, subsaturated alkaline massif named the Brejinho Nepheline Syenite by Gorayeb & Abreu (1997) (Figure 4.1). This pluton intersects with Archean units of the Granja Complex along a NE-SW trend that extends for approximately 16 km, in a 8 km-wide stretch, between the Brazilian states of Piauí and Ceará (Gorayeb *et al.*, 2011).

According to Barbosa (2001) and Gorayeb *et al.* (2011), the Brejinho syenitic intrusive body, which makes up the pluton of the same name, has been subdivided into three petrographic

facies: a clinopyroxene-microcline syenite; a clinopyroxene-alkali feldspar syenite, nepheline-bearing in some instances; and a leucosyenite facies. However, new data obtained from the region's detailed mapping process, petrography analysis and X-ray diffraction (XRD) – all of which are presented throughout this paper – indicate the presence of kalsilite as the dominant feldspar in the area. Here, the mineral's occurrence is essentially linked to the presence of alkali feldspar, biotite and aegirine-augite.

Ultrapotassic rocks containing kalsilite are called synnyrites and considered to be extremely rare (Zhidkov, 1962,1963; Panina *et al.*, 1995; Panina *et al.*, 2022). Records of such rocks can be found in only a few alkaline complexes, such as: in Russia, at the Baikal-Stanovoi rift region; at the Synnyr, Sakun, Murun and Yaksha Complexes; at the small Rischor Complex, on the Kola Peninsula; and in Greenland, in the Batbjerg Ultramafic Complex (Le Maitre *et al.*, 2005). It was most recently identified in southern Morocco in the form of the Awsard Archean Massif, a part of the West African Craton (Bea *et al.*, 2014). Consequently, the new data on the Brejinho syenitic intrusive body revealed in this paper not only enriches the current state of knowledge on the Borborema Province's geology, but also contributes to the global understanding of alkaline complexes. Its uniqueness sheds light on geological phenomena that are still poorly understood and explored.

4.2 Regional geological context

According to Gorayeb & Lima (2014), the study area is located in the extreme northwest of the Borborema Province (Figure 4.1) – more precisely, in the tectonic domain of the Northwestern Ceará Belt. The regional geological foundation is made up of migmatized tonalitic orthogneisses, associated with garnet-biotite gneisses, biotite schists, quartzites and amphibolites of the Granja Complex, which date from the Paleoproterozoic, with ages between 2,350-2,100 Ma (Gorayeb & Abreu, 1997). According to Barbosa (2001), orthogneisses occur in tectonic discordance with the underlying granulites and constitute the basal lithologies of the Granja Complex. Furthermore, migmatitic bodies in this complex have undifferentiated cores, and their contact with intrusive leucocratic granitoids was inferred from the occurrence of xenoliths, partially assimilated by gneisses and amphibolites (Barbosa, 2001).

In the areas located to the SW and NE of the Brejinho Alkaline Pluton (Figure 4.3 and Appendix A) the Martinópolis Group occurs. It is composed of pure and micaceous quartzites, as well as schists, paragneisses, phyllites and marbles (Pinéo *et al.*, 2018). The Chaval Granite, in turn, intrudes into the gneisses of the Granja Complex and occurs in the NW and NE portions of the area (Figure 4.2). It consists of Neoproterozoic-aged rocks (~590 Ma, obtained by U-Pb

in monazite) (Fetter *et al.*, 2000) with a porphyritic texture, characterized by the presence of microcline phenocrysts set amid a coarse-grained matrix – which is essentially composed of quartz, microcline, plagioclase and biotite (Fetter *et al.*, 2000). They have a magmatic flow texture, represented by the preferential alignment of K-feldspar porphyries, and magmatic layering with different compositions and grain sizes (Gorayeb & Lima, 2014). The Chaval Granite is partially mylonitized in its eastern portion, near the Santa Rosa Shear Zone (Gorayeb & Lima, 2014; Barbosa, 2001).

The region has strong structural control due to its position along the Santa Rosa Shear Zone (Gorayeb *et al.*, 2011). This transcurrent system constitutes a secondary slay of the Transbrasiliano Lineament and its movement is dextral, set at a high-angle, and represented by mylonitic foliation and tectonic banding, as well as mineral stretching lineations, whose preferential orientations are NNE-SSW with subvertical dips to the NW (Gorayeb & Lima, 2014).

Alkaline rocks are rare in the province and the few recognized examples include the granitic plutons of Meruoca, Mucambo, Triunfo, Serra da Barriga, Pajé and Anil, of ages between 587 and 532 Ma – obtained via U-Pb isotope analysis (SHRIMP) –, as well as sodic alkaline granites such as Morrinhos and São Paulo (Archanjo *et al.*, 2009). According to Gorayeb *et al.* (2011), alkaline rocks of an undersaturated nature are even rarer, being reported only in the south of the Borborema Province, in the state of Bahia.

The Brejinho Syenite, ranging approximately 128 km² in size, is of a subsaturated nature and intrusive in the gneisses and amphibolites of the Granja Complex (Gorayeb *et al.*, 2011). According to Barbosa (2001), this body is not affected by the Santa Rosa Shear Zone, since its positioning, of Neoproterozoic to Neopaleozoic age – 540 ± 11 Ma (taken from Rb-Sr dating on the whole rock) –, succeeds the shearing process. The body and its formation environments, in this sense, constitute records of a post-tectonic magmatic episode, associated with the collapse phase of the Brasiliano orogen.

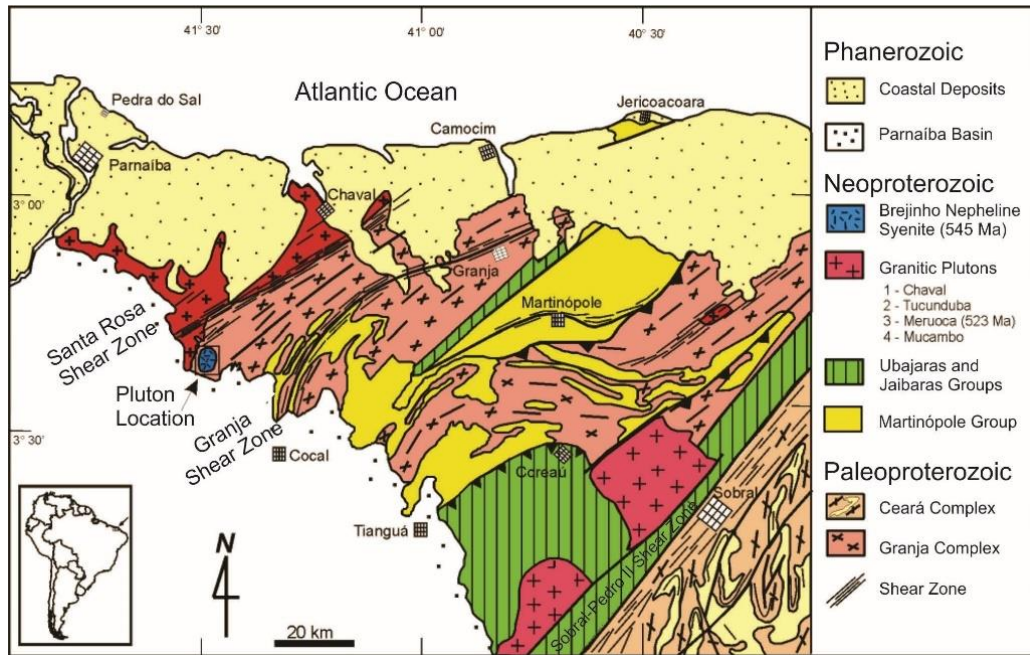


Figure 4.1 - Geological map of the northwest Borborema Province, with the location of the study área. Source: Gorayeb *et al.* (2011).

Magmatic differentiation processes are evidenced by the presence of alkaline mafic or ultramafic rocks at the base of the magma chamber (Gorayeb *et al.*, 2011). Furthermore, based on rock color parameters, color indices, granulation and structural/textural analysis, as well as on quantitative mineralogical associations (modal analysis) and field relations, Barbosa (2001) and Gorayeb *et al.* (2011) subdivided the pluton into three main facies. They are: clinopyroxene-microcline syenite (Cpx-MS); clinopyroxene-alkali feldspar syenite, nepheline-bearing in some instances (CpxNS); and leucosyenite (LS). Other facies of lesser expression also occur, such as microsyenite (MS) and mesomelanocratic (MM) (Figure 4.2).

Cpx-MS: facies is the largest occurrence in terms of the covered ground, encompassing the central-southern, northeastern and northern portions of the body (Figure 4.2). It is represented by brown, predominantly coarse-grained rocks, with variations in the color index – situated between the leucocratic and mesocratic. Its mineralogical composition includes microcline (~52-89%) and aegirine-augite (~3-40%) as well as, to a lesser extent, sodium amphibole, biotite and titanite (Barbosa, 2001; Gorayeb *et al.*, 2011).

CpxNS: facies is also widely distributed throughout the plutonic body (Figure 4.2), especially in the southern, central-eastern and extreme northwestern portions, and is represented by greenish-gray rocks, with brown, hololeucocratic-to-leucocratic portions. Granulation is medium to coarse, and its composition is mostly constituted by alkali feldspar and clinopyroxene, potentially nepheline-bearing (or not); to a lesser extent, biotite and melanite also comprise it, and as accessories, titanite, apatite and opaque minerals (Barbosa, 2001).

According to Barbosa (2001), the LS facies occurs only in the northern-central part of the body (Figure 4.2), in an area of approximately 1,500 m by 1,600 m. It is made up of nepheline syenites and alkali feldspar syenites, mainly pinkish and sometimes greyish in color, coarse-to-very-coarse-grained. The facies is made up of microcline and nepheline, some rare mafic rocks – such as pyroxenes, sodic amphiboles and biotite – and, as accessories, titanite, garnet and opaque minerals.

On the other hand, the MS facies (Figure 4.2) is a product of the local magma's rapid cooling. It is only identified in specific portions of the body's edges and at the borders and ends of the aforementioned facies (Gorayeb *et al.*, 2011). The MM facies, in turn, is made up of alkaline clinopyroxenites and nepheline syenites with high levels of pyroxene and a cumulate texture. It occurs in the form of small bodies, as well as enclaves in the other facies (Gorayeb *et al.*, 2011).

Finally, overlain on the pluton in erosional unconformity, there are the Paleozoic sandstones of the Serra Grande Group (Figure 4.2), belonging to the larger Parnaíba Basin. They occur in the SW portion of the area as small witness hills (Barbosa, 2001). In the N and NW portions of the area, the aforementioned lithotypes are covered by Cenozoic deposits from the Atlantic coast, such as those of the Barreiras Group, represented by ferruginous and siliceous sandstones (Pinéo *et al.*, 2018).

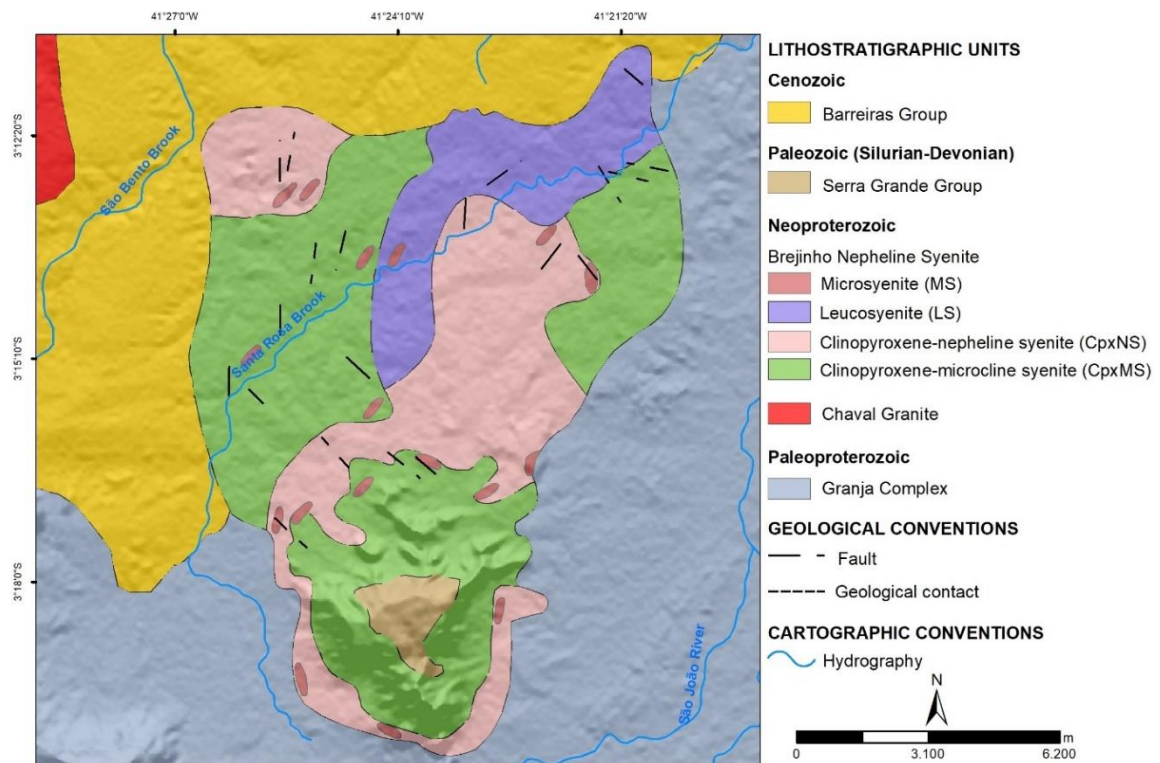


Figure 4.2 - Geological map delineating the facies of Syenite Brejinho differentiated by Barbosa, 2001. Source: Modified from Barbosa (2001).

4.3 Geology of Synnyrites

According to Panina *et al.* (2022), synnyrites are composed of ultrapotassic plutonic rocks that are dense and hololeucocratic, primarily consisting of K-feldspar (55–85%), kalsilite (approximately 35%), nepheline (around 10%), and biotite (1–2%).

The plutons giving rise to such rocks form large layered bodies, typically associated with ultrabasic-basic to alkaline rocks, resulting from the slow crystallization of magma, facilitated by long periods of tectonic stability (Panina *et al.*, 1995). The major occurrences are dated to the Paleozoic and Mesozoic, but there are also records from the Archean, during distensive tectonomagmatic activity in older blocks of the crust, such as in the Baikal-Stanovoy separation system in Russia (Panina *et al.*, 2022).

Synnyrites exhibit a wide variety of forms and sizes, resulting from magmatic differentiation and fractionation processes, with crystallization occurring at different levels of the lithosphere, leading to distinct rock series in terms of color index, composition, and alkalinity (Sharygin & Panina, 1993). According to Panina *et al.* (1995), two series stand out: melanomesocratic series, typically concentrated in the lower portions of the magmatic chamber at depths of 20-25 km and pressures of 7-8 kbar, composed of mica pyroxenites, shonkinites, and pulaskites; and leucocratic series, resulting from the crystallization of residual fluid, found in the apical portions of the igneous body at depths of 3-5 km and pressures of 1-1.5 kbar, represented by nepheline and pseudoleucite syenites, as well as kalsilite syenites.

They are identified in a few alkaline complexes in Russia, such as the Baikal-Stanovoi rift region, including the Synnyr, Sakun, Murun, and Yaksha complexes, the small Rischorr Complex in the Kola Peninsula, as well as in Greenland in the Batbjerg Ultramafic Complex (Le Maitre *et al.*, 2005; Kostyuk *et al.*, 1990; Mitchell, 1996; Gittins *et al.*, 1980; Brooks *et al.*, 1981), and the Archean Massif of Awsard, part of the West African Craton (Bea *et al.*, 2014).

They are commonly characterized by the occurrence of mafic and ultramafic host rocks, as well as carbonatites, as seen in the Synnyr pluton (Panina *et al.*, 1995). However, according to the authors, synnyrites represent a minute percentage of the total volume of these bodies and occur in apical zones.

Despite sharing common features such as placement environment and affinity with specific host rocks, complexes where synnyritic rocks have been identified have individual characteristics (Sharygin & Panina, 1993). According to Panina *et al.* (1995), the Synnyr pluton predominantly features varieties of hololeucocratic rocks with pseudoleucite, garnet, nepheline, and K-feldspar, and/or kalsilite and K-feldspar in symplectitic growth. Meanwhile, in the Soyth

Sakun Complex, there are both hololeucocratic and leucocratic rocks with porphyritic or banded textures and symplectitic growth between K-feldspar and kalsilite (Panina *et al.*, 1995). According to the authors, the Maly Murun deposit encompasses meso- and melanocratic rocks with pyroxene, mica, garnet, and K-feldspar, along with micrographic textures of K-feldspar intergrown with kalsilite.

Thus, according to Panina *et al.* (1995) and Bea *et al.* (2014), the average chemical composition of the aforementioned lithotypes, which can be seen in Table 4.1, predominantly includes a SiO₂ percentage of approximately 55%, Al₂O₃ levels close to 20%, and high K₂O contents, around 15%. However, the CaO and FeO contents vary according to the type of rock analyzed: for hololeucocratic rocks, the CaO content is less than 1%, while for leucocratic rocks, CaO values are around 1.54%, and for mesocratic rocks, they are 2.88%; FeO contents, with the exception of mesocratic rocks identified in the Murun pluton, do not exceed 2% for hololeucocratic and leucocratic rocks (Panina *et al.*, 1995). Additionally, according to the same authors, Na₂O levels are around 1%, while the percentages of TiO₂, MnO, and MgO identified are less than 1%.

Table 4.1 - Average composition of the synnyrites from Synnyr, Sakun, and Murun, as reported by Panina *et al.* (1995), and Awsard, as reported by (Bea *et al.*, 2014).

PLUTON	SYNNYR	SAKUN		MURUN	AWSARD
Rock type	hololeucocratic	hololeucocratic	leucocratic	mesocratic	type I synnyrites
n	200	24	5	14	4
SiO ₂	54.6	54.5	54.52	55.11	56.88
TiO ₂	0.1	0.2	0.32	0.24	0.22
Al ₂ O ₃	22.6	21.5	21	16.46	20.98
Fe ₂ O ₃	0.8	1.5	2	5.19	1.33
MnO	0.1	0.1	0.31	0.62	0.02
MgO	0.3	0.3	0.15	0.34	0.12
CaO	0.5	0.8	1.54	2.88	0.34
Na ₂ O	1	1.1	0.8	1.06	0.06
K ₂ O	18	17.8	16.5	13.88	17.01
L.O.I.	0.8	0.9	1.29	1.3	1.13
Sum	100.1	100.1	99.88	99.59	99.93

Source: Adapted from Panina *et al.* (1995); Bea *et al.* (2014).

4.4 General characteristics of kalsilite

Kalsilite (KAlSiO_4) is a rare potassium-rich feldspathoid with low silica content (Wernick, 2004; Bea *et al.*, 2014). According to microchemical analyses conducted by Bannister & Hey (1942) on kalsilite identified in the Mafuru Crater in Uganda, its overall chemical composition is 39.6% SiO_2 , 21.3% Al_2O_3 , 20.1% K_2O , 5.9% Fe_2O_3 , 5.0% CaO , and 1.6% Na_2O , with Fe_2O_3 and CaO associated with possible inclusions of phlogopite and diopside. According to Kauffman & Dyk (1994), it may show compositional variations between Na and K, where a higher Na content in the crystal structure, relative to K content, allows for the preferential formation of nepheline over kalsilite.

It has a primary color range of white, gray, and colorless, with a vitreous luster and a hardness of 6, exhibiting brittle tenacity and a density between 2.59 - 2.62 g/cm^3 (Deer *et al.*, 2013). It can be easily confused with nepheline to the naked eye due to their similar physical properties (Wernick, 2004). In petrography, the birefringence of kalsilite is also analogous to that of nepheline (0.005-0.006 and 0.003-0.006, respectively), making visual distinction considered impractical, but possible through X-ray diffraction (Deer *et al.*, 2013).

Kalsilite typically forms through the transformation of phlogopite, forsterite, and leucite in silica-undersaturated volcanic rocks and metamorphic rocks (Deer *et al.*, 2013). Furthermore, according to Deer *et al.* (2013), its occurrence in plutonic rocks is even rarer and can be associated with K-feldspar and biotite as a primary mineral, as seen in the Yakshinsk Sienitic Pluton in Russia and the syenite of the Seward Province in Alaska. It can also result from the decomposition of leucite, intergrown with K-feldspar, as observed in the ultramafic-alkaline intrusion of Batbjerg in eastern Greenland. According to Wernick (2004), it can also occur as phenocrysts with perthitic intergrowths with nepheline, a result of exsolution at maximum temperatures of 1,070°C from homogeneous crystals formed at high temperatures.

4.5 Materials and methods

Geological mapping of the study area covered 2,865 described geological points and 1,315 samples, collected at a semi-detailed scale (1:30,000). Forty (40) polished thin sections were thereby produced and 47 samples were analyzed via X-ray diffraction analysis (XRD).

To determine the pluton's boundaries, we employed the analytical signal amplitude (ASA) (Figure 4.3 and Appendix A) raster from the aerial magnetometric and gamma-spectrometric survey from the so-called Acaraú Project, which had been previously conducted in the study area. That aerogeophysical survey had been carried out by the Brazilian Companhia

de Pesquisa e Recursos Minerais (CPRM) and covered an area of 21,000 km²; it was flown at a 150m height, applying a 1km-spaced grid with 20 km of line spacing (Vieira & Melo, 1975).

The geological map of the Brejinho Alkaline Pluton (Figure 4.3 and Appendix A) was drawn up by superimposing field, petrographic, XRD and geophysical data, as well as contour lines equidistant at 30m, in addition to the maps authored by Gorayeb & Abreu (1997), Barbosa (2001) and Gorayeb *et al.* (2011). The classification of the samples was performed through modal analysis, using petrography, according to Le Maitre (2002). The nomenclature of the differentiated facies was carried out based on the recommendations of Whitney & Evans (2010). Structural interpretations were carried out for the NE portion of the pluton due to being a portion with a significant presence of rocky outcrops (Figure 4.14) using detailed Light Detection & Ranging (LIDAR) images (1:5,000) acquired by Terragraph, as well as 458 onsite structural measurements.

The XRD analyses onto pulverized material were carried out in three different laboratories. They are: the Professor Manoel Teixeira da Costa Research Center (CPMTC) at the Federal University of Minas Gerais (UFMG); the Brazilian Nuclear Technology Development Center (CDTN); and the Geosciences Institute (IG) of the Federal University of Pará (UFPA). The minerals were identified by comparing the X-ray diffractograms of the analyzed samples with the ICDD – International Center for Diffraction Data/Joint Committee on Powder Diffraction Standards (JCPDS) database.

The XRD studies undertaken by the CPMTC were performed using the Panalytical X'Pert PRO MPD diffractometer (PW3040/60) with the following parameters: a 2 θ scanning range of 5.01 to 69.99°; 40 kV and 45 mA; a step size of 0.02° and a scanning step time of 0.5 s; continuous scanning; a diverging slit size of 0.4785°; a receiving slit size of 1.52 mm. The XRD analyses carried out by the CDTN employed a Rigaku diffractometer of the D\MAX ULTIMA automatic model, according to the following specifications: a 2 θ range (4 to 80°), a goniometer speed of 102q/min, a current intensity of 30 mA, and a voltage of (40 KV), setting the temperature of the copper tube to 25°C. Finally, the XRD analyses (Figure 4.4) performed by the IG at UFPA used a divergent beam diffractometer of the Empyrean model from PANalytical; a θ - θ goniometer; and a sealed Cu ceramic X-ray tube ($K\alpha_1=1.78901 \text{ \AA}$), with a 1D linear scan and range of 3.35°2 θ .

BSE (backscattering electron) scanning electron microscopy (SEM) images were also obtained, along with semi-quantitative EDS (energy dispersive system) analyses, on the TESCAN VEGA3 equipment at the Technology Center of the Minas Gerais State University (UEMG), João Monlevade Unit. As mineral formulas presented throughout the text were

obtained through microanalyses were carried out at the UFMG Microscopy Center using a JEOL electron microprobe of the JXA-8900R model, with a voltage of 15 kV and a beam current of 20 nA. The following elements were analyzed: SiO₂, Al₂O₃, FeO, MgO, MnO, CaO, Na₂O, K₂O, TiO₂, SO₃, F and Cl. Standards were as follow: microcline for Si and K; Al₂O₃ for Al; olivine for Fe and Mn; hornblende for Mg; anortite for Ca; albite for Na; rutile for Ti. ZAF was the chosen program for data correction. The structural formulas were calculated based on 32 oxygens for feldspar and kalsilite, and 24 for cancrinite.

Geochemical analyses were carried out on a total of 145 surface and core samples for major, minor and trace elements (127 samples), as well as rare earth elements (18 samples) (Appendix B). They took place at the SGS – Geosol laboratories in Belo Horizonte, Minas Gerais, Brazil. Major elements were detected via X-ray fluorescence (XRF), using lithium tetraborate fusion. For the minor and rare earth elements, ICP-OES (inductively coupled plasma optical emission spectrometry) and ICP-MS (inductively coupled plasma mass spectrometry) were applied via aqua regia partial digestion. Geochemical diagrams - Na₂O + K₂O (%) *versus* SiO₂ (%) (Cox *et al.*, 1979); Na₂O (%) *versus* K₂O (%) (Middlemost, 1975); alkalinity index (Frost *et al.*, 2001); R1-R2 diagram (La Roche *et al.*, 1980); alumina saturation index (Maniar & Piccolli, 1989); Fe₂O₃+MgO+CaO (%) *versus* SiO₂ (%); Fe₂O₃+MgO+CaO (%) *versus* K₂O (%); Na₂O (%) *versus* K₂O (%); Al₂O₃ (%) *versus* K₂O (%); pattern of minor and trace elements of differentiated units normalized to Primitive Mantle (McDonough & Sun, 1995); Pattern of rare earth elements (REE) of differentiated units chondrite-normalized (Boyton, 1984) - were generated using the GCDkit 5.0 software (Janoušek *et al.*, 2006).

4.6 Results

The Brejinho Alkaline Pluton was divided into two main units: the Ultramafic Mafic Suite and the Brejinho Kalsilite Syenite (Figure 4.3 and Appendix A). The presence of kalsilite in the syenitic unit is confirmed by the XRD results presented in Figure 4.4. The topics below detail the mapped units.

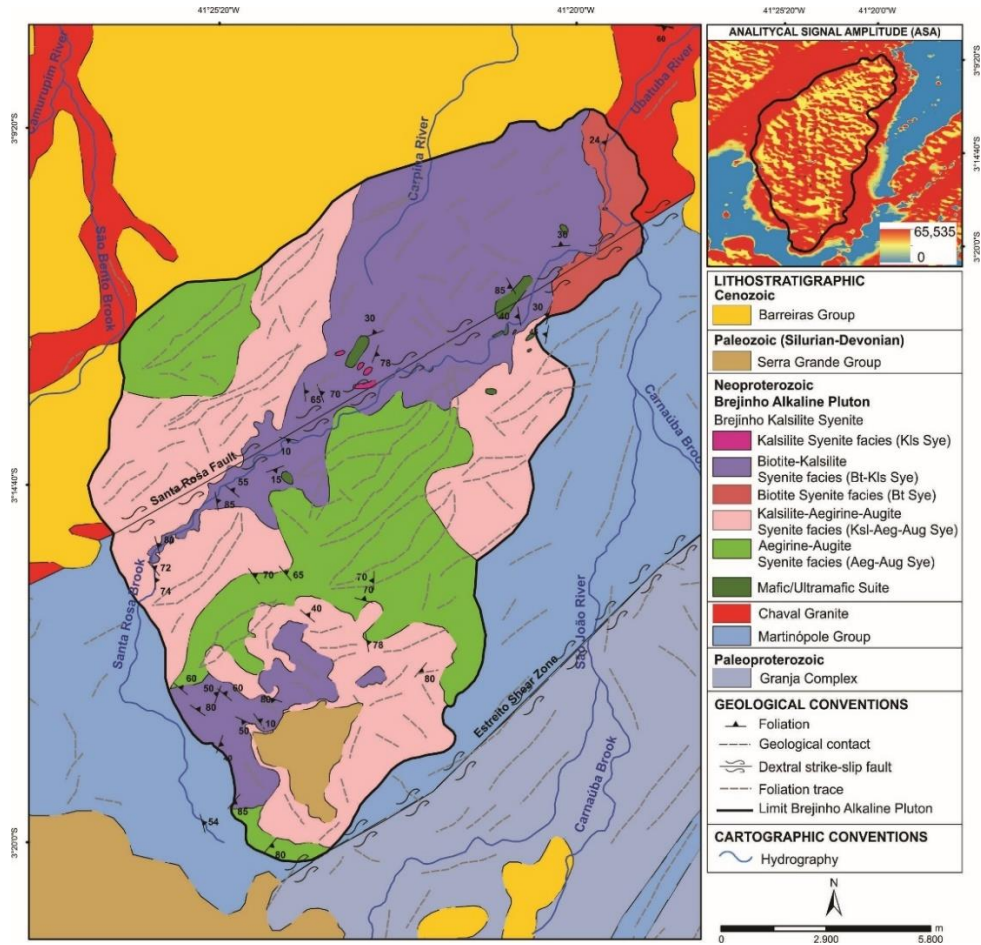


Figure 4.3 - Geological map of the Brejinho Alkaline Pluton and its surroundings. Source: ASA from Vieira & Melo (1975).

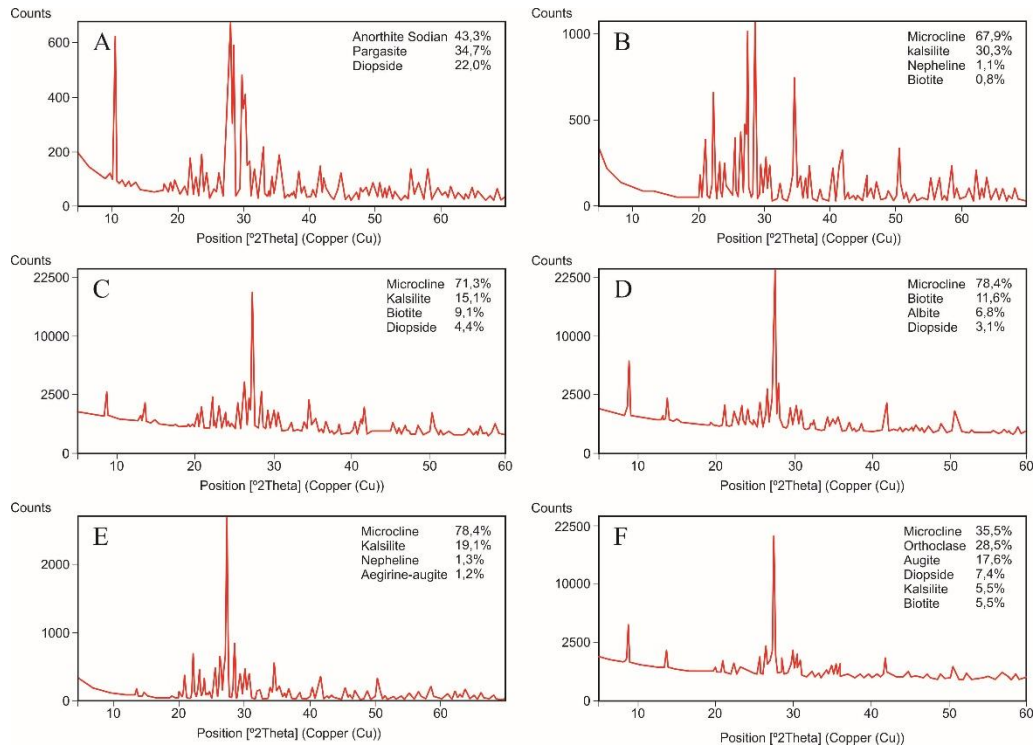


Figure 4.4 - Diffractograms of the samples analyzed by XRD for the Alkaline Pluton of Brejinho: A) Mafic/Ultramafic Suite; B) Aeg-Aug Sye facies; C) Kls-Aeg-Aug Sye facies; D) Bt Sye facies; E) Bt-Kls Sye facies; F) Kls Sye facies.

4.6.1 Mafic/Ultramafic Suite

Mafic and ultramafic rocks were identified in small, elongated bands emerging close to the Santa Rosa Shear Zone in a predominantly NNE-SSW direction (Figure 4.3 and Appendix A). They occur as fields of fractured blocks (Figure 4.5, A) and have an abrupt contact with the Brejinho Kalsilite Syenite (Figure 4.5, B). They can also be spotted in the syenites in the form of angular enclaves, with no apparent reaction rims (Figure 4.5, C).

They comprise melanocratic to ultramelanocratic, holocrystalline, inequigranular, fine- to medium-grained (0.5 to 1.5 mm) rocks with a dark gray to greenish color (Figure 4.5, C). They are essentially composed of olivine (37%), saussuritized plagioclase (29%), biotite (17%), hypersthene (10%), and diopside (7%) (Figure 4.6). According to the percentage of such minerals, these rocks were classified as pyroxenite and gabbro. The XRD results obtained from the rocks comprising the Mafic/Ultramafic Suite (Figure 4.4, A) indicate the presence of sodic anorthite (43.3%), pargasite (34.7%), and diopside (22.0%).

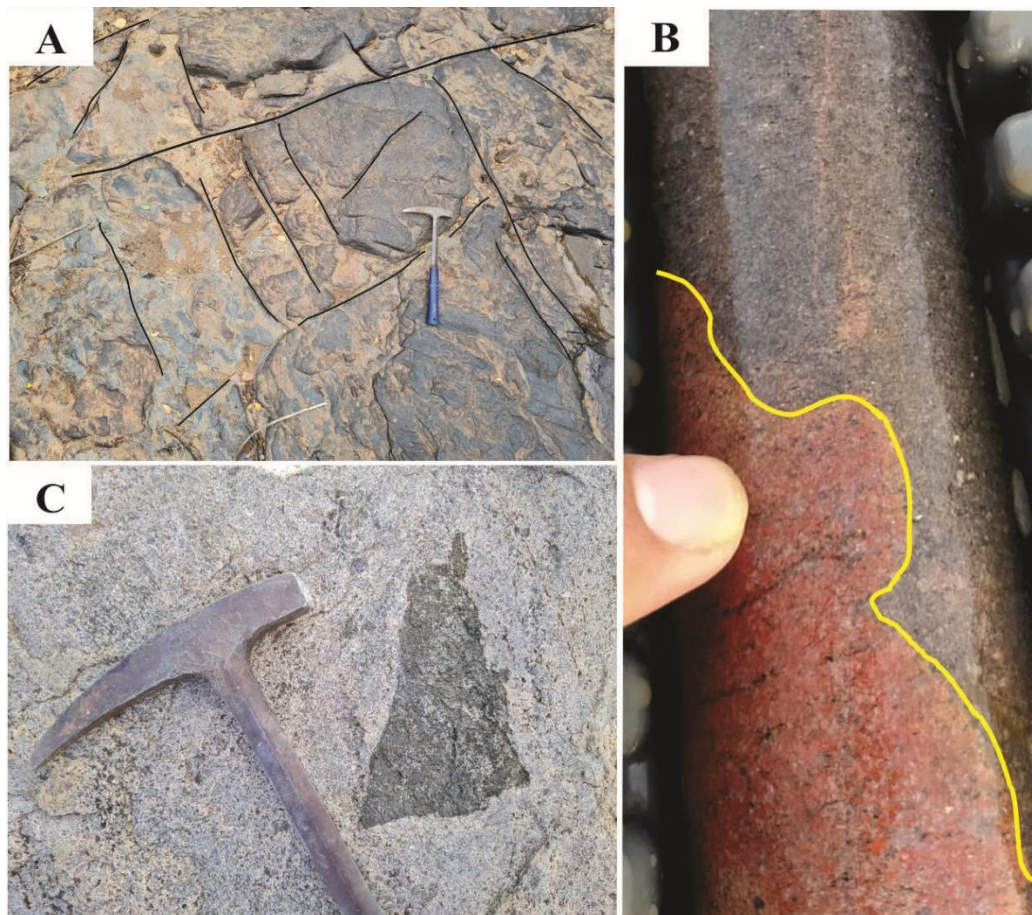


Figure 4.5 - Mafic/Ultramafic Suite: A) Fractured blocks with two pervasive fracture families: the first and more pervasive oriented at 315/25, and the other at 140/50; B) abrupt contact in a drill core between the Mafic/Ultramafic Suite and the Brejinho Kalsilite Syenite; C) inclusion of pyroxenite with angular edges included in the rock of the biotite-kalsilite alkali-feldspar syenite facies.

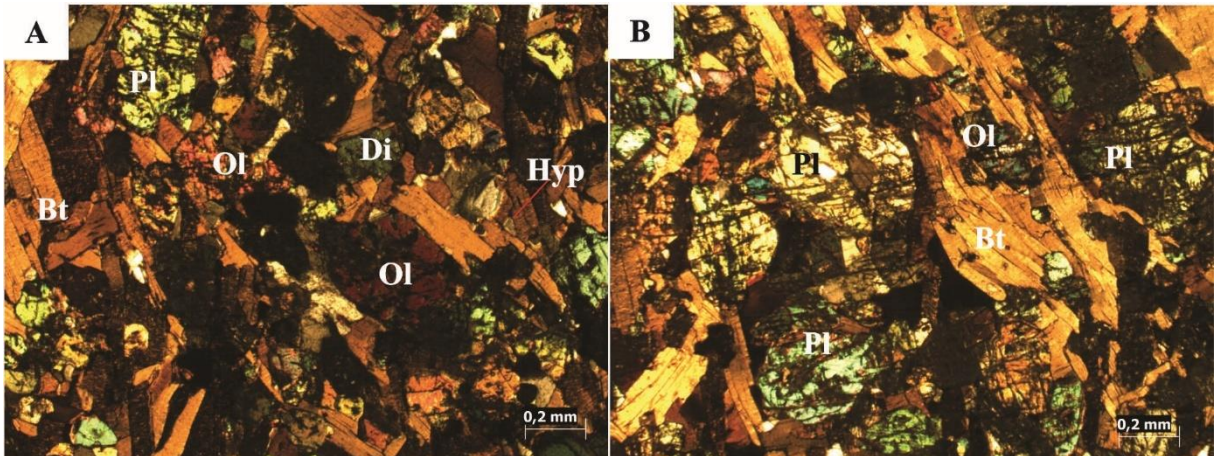


Figure 4.6 - Photomicrograph of a sample of gabbro composed of olivine - Ol (37%), saussuritized plagioclase - Pl (29%), biotite - Bt (17%), hypersthene - Hyp (10%), and diopside - Di (7%), belonging to the Mafic/Ultramafic Suite: A) Diopside crystals in contact with medium to coarse-grained olivine, along with prismatic hypersthene crystals. Crossed nicols; B) Hypersthene in contact with anhedral olivine crystals in basal section. Crossed nicols.

4.6.2 Brejinho Kalsilite Syenite

The geological map (Figure 4.3 and Appendix A) shows the five identified igneous facies for the Brejinho Kalsilite Syenite: Aegirine-Augite Syenite facies (Aeg-Aug Sye) (Figure 4.7, A); Kalsilite-Aegirine-Augite Syenite facies (Kls-Aeg-Aug Sye) (Figure 4.7, B); Biotite Syenite facies (Bt Sye) (Figure 4.7, C); Biotite-Kalsilite Syenite facies (Bt-Kls Sye) (Figure 4.7, D); and Kalsilite Syenite facies (Kls Sye) (Figure 4.7, E).

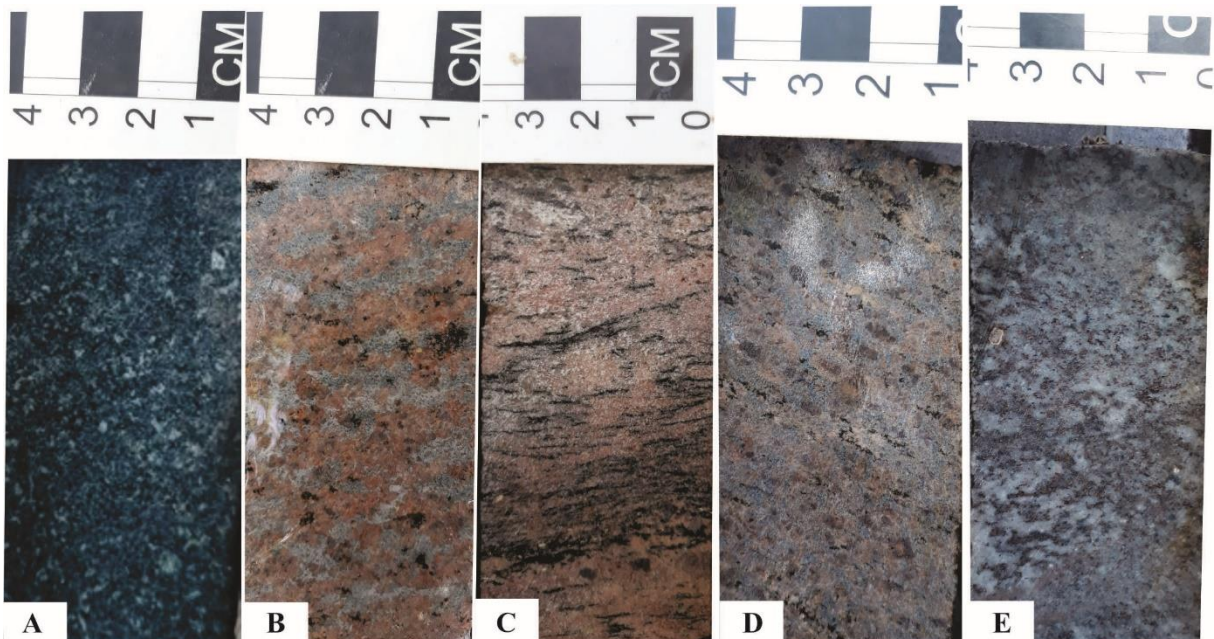


Figure 4.7 - Facies differentiated in the Brejinho Kalsilite Syenite in drill core samples: A) Aeg-Aug Sye facies; B) Kls-Aeg-Aug Sye facies; C) Bt Sye facies; D) Bt-Kls Sye facies; E) Kls Sye facies.

4.6.2.1 Aegirine-Augite Syenite facies (Aeg-Aug Sye)

This facies covers a large area and has been identified in the northwestern, southern and central portions of the pluton (Figure 4.3 and Appendix A). It appears as slabs in the middle of a gentle relief, with residual clayey soil, predominantly reddish-gray in color.

The rocks that make up this facies are gray to greenish (Figure 4.7, A), phaneritic, equigranular, medium-to-coarse-grained (5 to 7 mm), and isotropic. They are essentially composed of alkali feldspar, microcline (55-65%), aegirine-augite (17-30%), and as well as of alteration minerals that stem from the aegirine-augite, such as amphiboles. Titanite as accessories ($\leq 5\%$).

The alkali feldspar occurs in the form of subhedral crystals with a cloudy surface (Figure 4.8, A) and tartan-like maculation (Figure 4.8, B), ranging in size from 1.5 to 7.3 mm. In general, they have abundant, very fine-grained acicular inclusions of a light brownish color (Figure 4.8, C) – apparently, biotite and pyroxene. The perthites are in the form of filaments and often interconnect with masses of albite, which crystallize in intergranular portions of alkali feldspars (Figure 4.8, D).

Aegirine-augite is present in the form of dark green to light green prismatic crystals (Figure 4.7, A), weakly pleochroic, and ranging between 1 and 4 mm in size. Locally, they are replaced by amphiboles (Figure 4.8, D) with low birefringence, probably riebeckite or arfvedsonite. Inclusions of titanite and biotite may occur (Figure 4.7, A). Titanite, on the other hand, has fine- to medium-grained, euhedral-to-subhedral crystals, and is usually associated with pyroxene (Figure 4.8, A).

Also, according to the XRD results (Figure 4.4, B), microcline (35.5%), orthoclase (28.5%), augite (17.6%), diopside (7.4%), kalsilite (5.5%), and biotite (5.5%) were identified in the Aeg-Aug Sye facies.

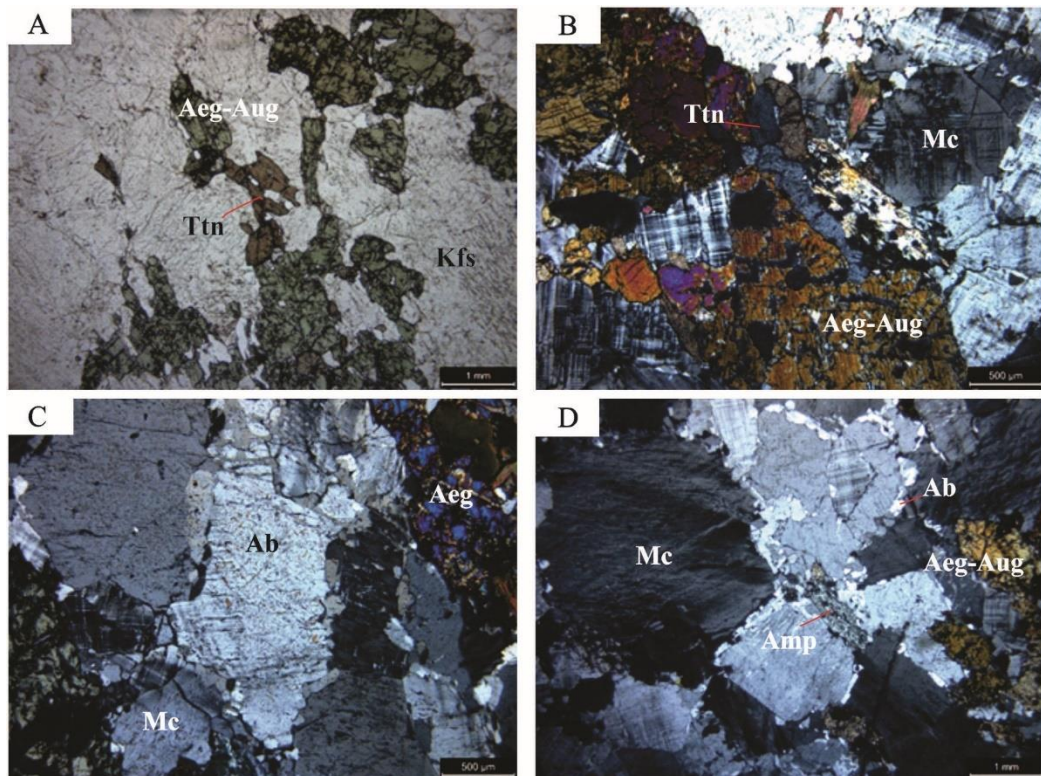


Figure 4.8 - Fotomicrograph of the Aeg-Aug Sye facies: A) Cloudy, perthitic K-feldspar (Kfs) with dark green aegirine-augite (Aeg-Aug) with associated titanite (Ttn). Parallel nicols; B) Prismatic microcline crystals (Mc), tabular aegirine-augite (Aeg-Aug), and titanite (Ttn). Crossed nicols; C) Anhedral microcline crystals (Mc) with fine-grained brownish inclusions, development of intergranular albite (Ab), and associated aegirine-augite (Aeg-Aug). Crossed nicols; D) Moderately perthitized subhedral microcline crystals (Mc); aegirine-augite (Aeg-Aug) with blue amphibole - riebeckite (Amp) and intergranular albite (Ab). Crossed nicols.

4.6.2.2 Kalsilite-Aegirine-Augite Syenite facies (Kls-Aeg-Aug Sye)

This facies has a widespread spatial distribution, occurring in the northern, western, northeastern and central-southern portions of the pluton (Figure 4.3 and Appendix A) amid flat terrain and reddish-gray clay soil (Figure 4.7, B). It differs from the Aeg-Aug Sye facies essentially due to the higher concentrations of kalsilite. It is represented by greenish-gray, phaneritic, equigranular, fine- to medium-grained rocks (0.5 to 2 mm) with slight foliation, marked by the preferential orientation of mafic minerals. Its mineralogical composition includes alkali feldspar minerals, predominantly microcline (60-65%), aegirine-augite (9-30%), kalsilite, (1.2-4%), with accessories such as titanite (Figure 4.9, A) and andradite (Figure 4.9, B).

The alkali feldspar (Figure 4.9, C) occurs as subhedral or anhedral crystals, partially cloudy, and range in size from 0.9 to 5.3 mm (Figure 4.9, C). In the coarse-grained crystals, it is sometimes possible to see inclusions of acicular, aegirine-augite crystals arranged along the cleavage planes of the alkali feldspar.

The aegirine-augite occurs in the form of prismatic crystals, dark green to light yellowish-green (Figure 4.9, C), whose orientation follows the potential structure of magmatic flow. It manifests weak pleochroism and has dimensions of between 0.8 and 1.5 mm, as well as presenting inclusions of kalsilite. It is opaque along the cleavage planes (Figure 4.9, D).

Kalsilite occurs as symplectite intergrowths, alkali-feldspar-bearing (Figure 4.9, A and Figure 4.9, C), with a vermiform shape (up to 0.8 mm) or in the form of drops, and can be distinguished from the alkali feldspar group by its differentiated relief and cloudy appearance (Figure 4.9, B). In a few, rare cases, kalsilite has disseminated anhedral crystals, which are arranged along bilateral contacts with aegirine-augite.

Finally, titanite is associated with aegirine-augite as anhedral inclusions (Figure 4.9, A), fine-grained or intergrown with biotite – which, in turn, is scarce and occurs in the form of short lamellae intergrown with aegirine-augite or andradite (Figure 4.9, D).

XRD data obtained for the Kls-Aeg-Aug Sye facies (Figure 4.4, C) indicate the presence of microcline (78.4%), kalsilite (19.1%), nepheline (1.3%), and aegirine-augite (1.2%).

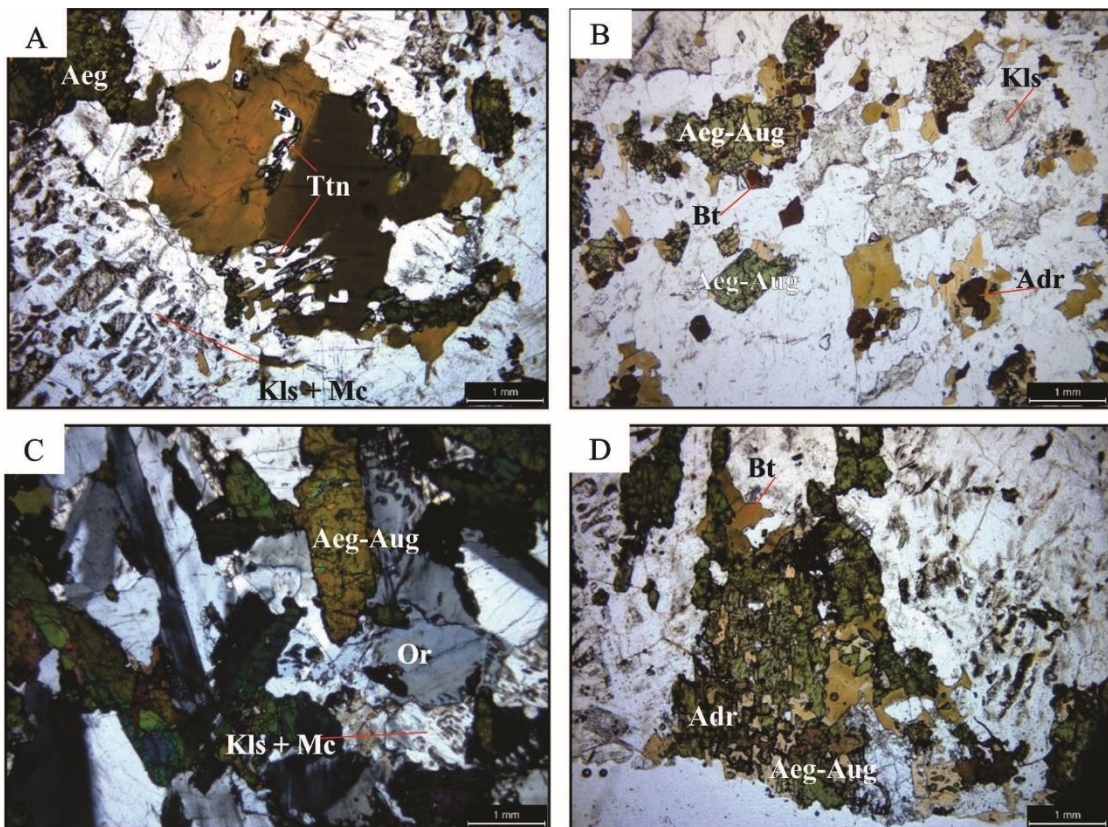


Figure 4.9 - Photomicrograph of the Kls-Aeg-Aug Sye facies: A) Cloudy kalsilite (Kls) and simplectitic intergrowths with microcline (Mc); anhedral prismatic crystals of aegirine-augite (Aeg-Aug) and anhedral titanite (Ttn), intergrown with biotite. Parallel nicols; B) Interstitial kalsilite (Kls) with a cloudy appearance, tabular aegirine-augite (Aeg-Aug), andradite (Adr) and biotite (Bt) anhedral. Parallel nicols; C) Simplectitic intergrowths between kalsilite and microcline (Kls+Mc), cloudy anhedral orthoclase (Or) crystal, and prismatic, greenish aegirine-augite (Aeg-Aug) crystals. Crossed nicols; D) Simplectitic intergrowth between biotite (Bt), aegirine-augite (Aeg-Aug), and andradite (Adr). Parallel nicols.

4.6.2.3 Biotite Syenite facies (Bt Sye)

This facies is restricted to a narrow elongated strip, NE-SW trending, located in the northeastern part of the pluton (Figure 4.3 and Appendix A). It appears in the form of small slabs, with subordinate occurrences of blocks of rock amid gentle relief. It is represented by beige to reddish-colored rocks (Figure 4.6, C), phaneritic and equigranular, medium-grained (approximately 3 mm) and hypidiomorphic in texture due to the subhedral shape of the alkali feldspar. It is composed essentially of alkali feldspar (microcline – $\leq 70\%$ (Figure 4.10, A) and orthoclase – $\leq 27\%$ (Figure 4.10, B), biotite (7-10%), and magnetite porphyry – $\leq 4\%$ (Figure 4.10, C), as well as accessories such as cancrinite (Figure 4.10, A and Figure 4.10, D) and kalsilite (Figure 4.10, C).

The alkali feldspar is subhedral, with rounded edges, cloudy and between 3.0 and 6.0 mm in size. Biotite occurs as tabular, subhedral crystals, brownish in color, ranging from 2.0 to 3.0 mm (Figure 4.10, B). The contacts are sometimes filled with cancrinite (Figure 4.10, D). Magnetite is present in the form of anhedral and porphyritic crystals of 5 to 7 mm in size (Figure 4.10, C).

XRD results obtained for the Bt Sye facies (Figure 4.4, D) identify microcline (78.4%), biotite (11.6%), albite (6.8%), and diopside (3.1%).

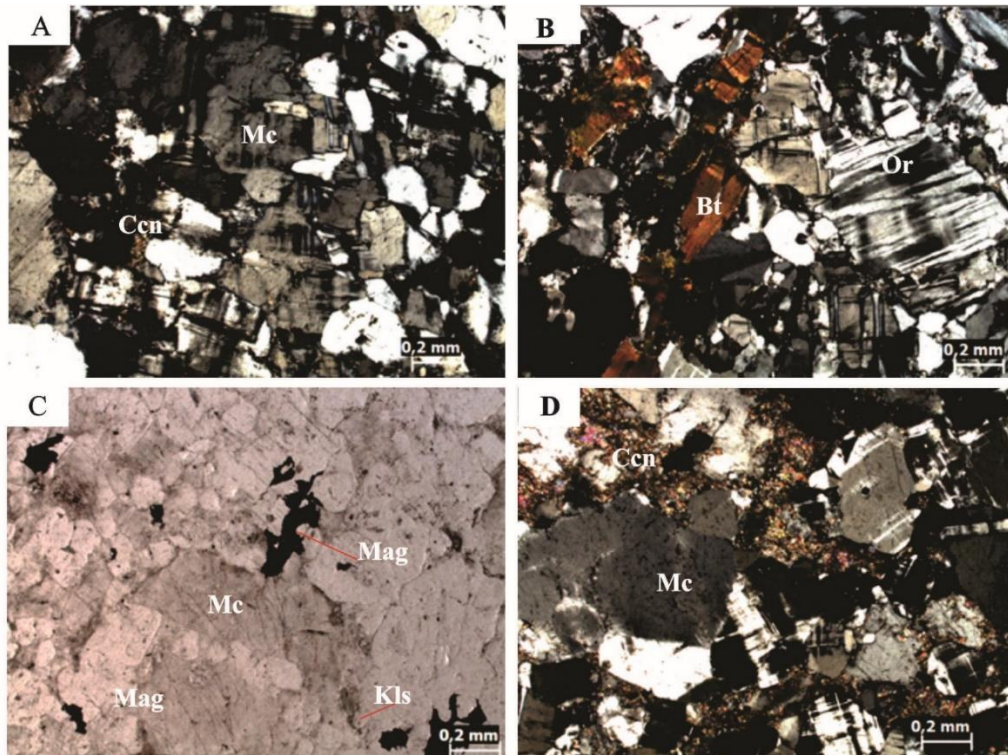


Figure 4.10 - Photomicrograph of the Bt Sye facies: A) Microcline (Mc) with tartan twinning, with the presence of cancrinite (Ccn) at the contacts. Crossed nicols; B) Tabular biotite (Bt) orthoclase (Or) crystals with polysynthetic twinning. Crossed nicols; C) Anhedral crystals of magnetite (Mag), microcline (Mc), and kalsilite (Kls). Parallel nicols; D) Cancrinite (Ccn) between microcline (Mc) crystals. Crossed nicols.

4.6.2.4 Biotite-Kalsilite Syenite facies (Bt-Kls Sye)

This facies has been identified along an extensive NE-SW band, extending from the northeast to the central-west, as well as to the southwestern portion of the body (Figure 4.3 and Appendix A). It occurs as a field of sparse blocks in a pinkish clay-type soil.

This facies is characterized by the occurrence of grey to yellowish-coloured rocks (Figure 4.6, D), phaneritic and inequigranular, fine-to-coarse-grained (0.5 to 6 mm). It possesses a hypidiomorphic texture, represented by the subhedral shape of the alkali feldspar. It is composed of alkali feldspar minerals – microcline (70%), kalsilite (Figure 4.11 – 3 and Figure 4.11 – 6) (10-15%) and biotite (7-15%) (Figure 4.11- 1 and Figure 4.11 – 5).

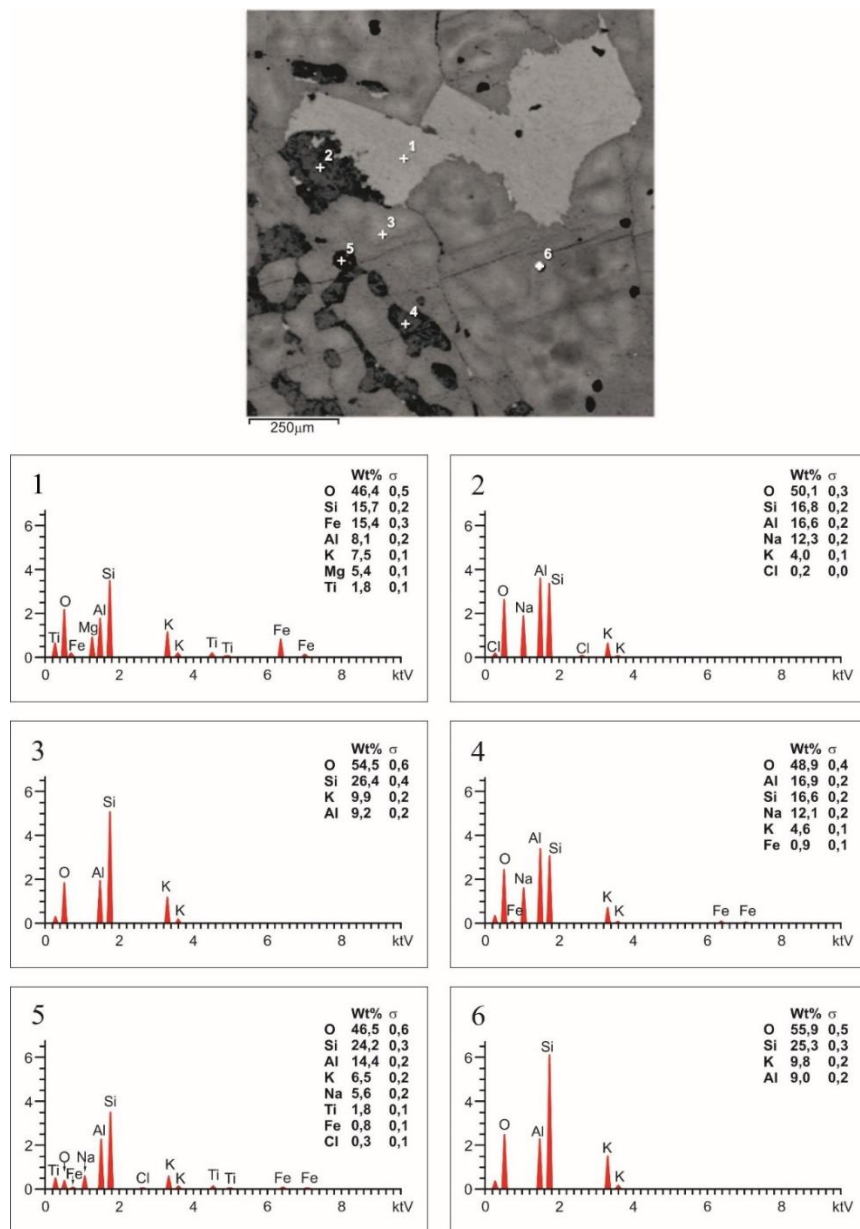


Figure 4.11- Contact relationships between crystals of biotite, kalsilite, and nepheline in the Bt-Kls Sye facies: (1) Biotite porphyroblast with irregular rims in contact with solid solutions among nepheline (2) and (4), kalsilite (3) and (6), as well as anhedral fine-grained biotite crystal (5).

The alkali feldspar is subhedral to anhedral, with dimensions varying between 0.5 and 4.0 mm. It shows tartan-like maculation (Figure 4.12, A) and, sometimes, microfractures filled with biotite and kalsilite crystals (Figure 4.12, B). The microcline in sample DH01 (Table 4.2) has a homogeneous composition, with very low levels of Na₂O (≤0.16%), MgO (≤0.02%), FeO (≤0.22%) and CaO (≤0.02%).

Kalsilite is identified in the interstices of the alkali feldspar, in medium to fine-grained anhedral crystals (Figure 4.12, B). It is often replaced by cancrinite, and, sometimes occurs nepheline (Figure 4.11– 2 and 4). In the case of the DH01 sample, kalsilite occurs with a finger print texture, right in the middle of potassium feldspar. Its structural formula is K_{7.57}Al_{8.12}Si_{7.96}O₃₂ (Table 4.2).

Biotite occurs as short, brownish tabular crystals (Figure 4.12, B) with reddish or yellowish tones that range from 0.5 to 1.2 mm in width and reach up to 2.5 mm in length.

The mineralogical association identified in the XRD analyses of the Bt-Kls Sye facies (Figure 4.4, E) includes microcline (71.3%), kalsilite (15.1%), biotite (9.1%), and diopside (4.4%).

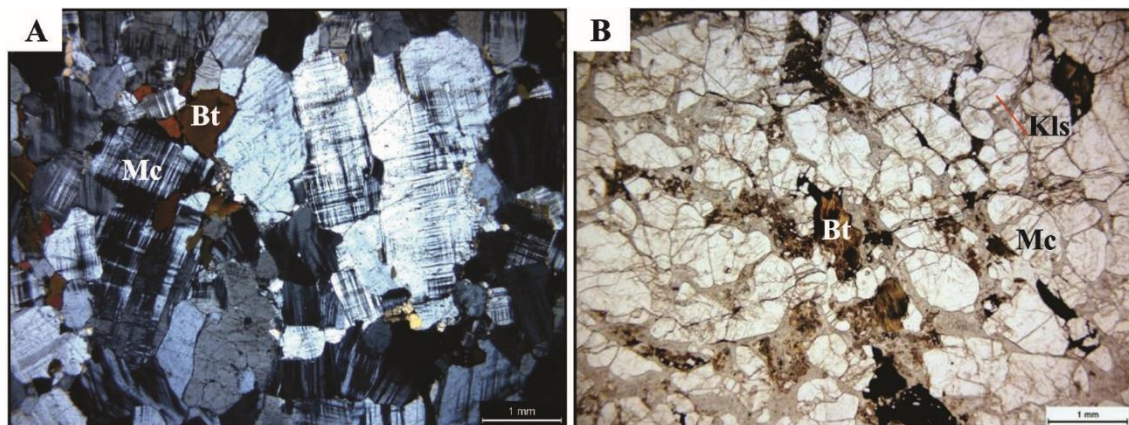


Figure 4.12- Photomicrograph of the Bt-Kls Sye facies: A) Anhedral microcline (Mc), medium to coarse-grained, with tartan twinning and interstitial biotite (Bt). Crossed nicols. B) Anhedral, microfractured microcline (Mc) crystals, kalsilite (Kls) in interstitial crystals or filling microfractures in microcline crystals, and biotite (Bt) crystals with irregular edges. Parallel nicols.

4.6.2.5 Kalsilite Syenite facies (Kls Sye)

This facies has been identified in restricted portions, essentially in the central-northern sector of the pluton (Figure 4.3 and Appendix A). It appears as small slabs in areas of flattened relief, where there is clayey alluvial soil, grayish in color.

The facies is dark gray in color, with whitish and black portions (Figure 4.6, E); it is phaneritic and equigranular, with medium-to-coarse-grained (5 to 10 mm). It is composed of microcline (67 – 87%) and kalsilite (10 – 30%), as well as accessories such as cancrinite (Figure 4.13, A) and aegirine-augite (≤ 1%) (Figure 4.13, B).

Microcline (Figure 4.13, A) is present in the form of rounded anhedral crystals (Figure 4.13, B and Figure 4.13, A), 5 to 7 mm big. The microcline in sample DH05 (Table 4.2) has a homogeneous composition, with very low levels of Na₂O ($\leq 0.08\%$), MgO ($\leq 0.06\%$), FeO ($\leq 0.08\%$) and CaO ($\leq 0.04\%$).

Kalsilite ranges in size from 6 to 10 mm and occurs as anhedral and cloudy crystals (Figure 4.13, C), sometimes being replaced by cancrinite (Figure 4.13, A) in simplectitic intergrowth (Figure 4.13, D) with the alkali feldspars or as isolated crystals. In sample DH05, kalsilite occurs in contact with potassium feldspar crystals as medium-grained anhedral crystals, being partially replaced by cancrinite (Table 4.2). Its average composition reveals the structural formula of K_{7,57}Al_{8,12}Si_{7,96}O₃₂ (Table 4.2), with a consequently low Na₂O content ($\leq 0.27\%$), which indicates that there is no solid solution with nepheline. The kalsilite has a cloudy appearance when seen on a thin slide, most probably due to its replacement by cancrinite, whose composition is difficult to measure since it occurs as very fine crystals.

XRD analyses of the Kls Sye facies (Figure 4.4, F) reveal the presence of microcline (67.9%), kalsilite (30.3%), nepheline (1.1%), and biotite (0.8%).

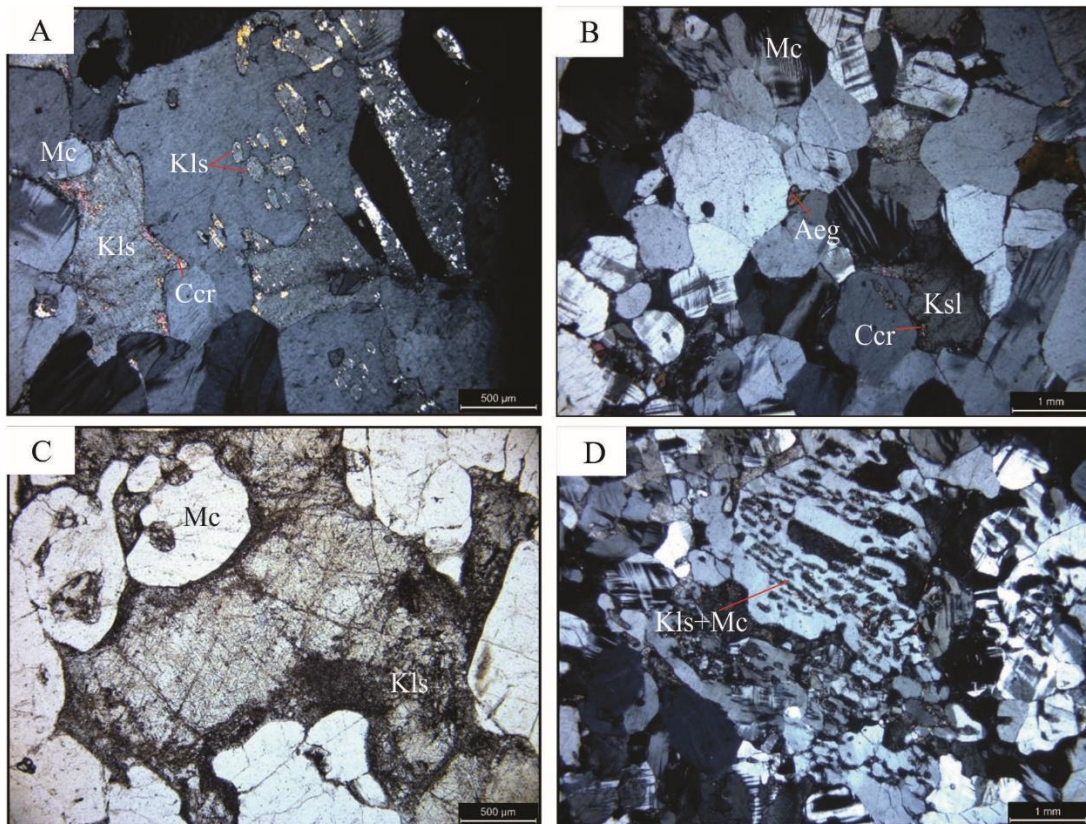


Figure 4.13 - Photomicrograph of the Kls Sye facies: A) Microcline (Mc) intergrown with kalsilite (Kls) and locally, kalsilite crystals partially replaced by cancrinite (Ccn). Crossed nicols. B) Anhedral and rounded microcline (Mc) crystals, anhedral interstitial kalsilite (Kls) crystals, slightly replaced by fine-grained cancrinite (Ccn), along with fine-grained biotite and aegirine-augite (Aeg-Aug). Crossed nicols; C) Cloudy kalsilite crystal. Parallel nicols. D) Simplectitic intergrowth between microcline (Mc) and cloudy kalsilite (Kls). Crossed nicols.

Table 4.2 - Mineral chemistry analyses of the Kls Sye and Bt-Kls Sye facies of the Brejinho Kalsilite Syenite.

	Nº	F	Na ₂ O	MnO	SO ₃	Al ₂ O ₃	MgO	FeO	Cl	SiO ₂	K ₂ O	CaO	TiO ₂	Sum
DH05 (Kls Sye)	1	0	0.27	0	0	32.89	0	0.03	0	38.29	28.03	0	0	99.51
	2	0	0.07	0	0.01	32.79	0	1.29	0	37.35	27.33	0.03	0.02	98.89
	3	0	5.18	0.01	0.01	33.91	0.01	0.03	0.01	46.24	1.04	1.73	0	88.16
	4	0.17	0.08	0	0	18.78	0	0.08	0	65.73	15.01	0	0	99.77
	5	0	0.04	0	0.02	18.6	0.06	0	0	64.64	16.08	0.04	0	99.48
	6	0	0.18	0.01	0.05	39.26	0.02	0.21	0.01	47.42	7.47	0.18	0.03	94.81
	7	0.23	0.08	0	0	32.67	0.01	0.03	0	38.09	29.39	0.03	0.03	100.46
DH01 (Bt-Kls Sye)	8	0.17	0.12	0	0.01	18.8	0	0	0	66.48	14.03	0.02	0	99.55
	9	0	10.06	0.05	0.01	29.89	0.01	0.04	0	56.1	0.09	1.16	0.04	97.43
	10	0.03	0.25	0.03	0.01	39.36	0.33	0.17	0	45.91	6.93	0.12	0	93.14
	11	0	9.42	0.02	0	30.15	0.01	0	0	54.06	0.09	1.02	0.08	94.84
	12	0	0.19	0.04	0.54	27.83	1.74	2.05	0.07	38.94	5.85	0.49	0	77.71
	13	0.18	0.4	0.02	0.49	33.36	0.5	0.96	0.07	42.69	6.55	0.28	0	85.39
	14	0	0.09	0	0	36.49	3.79	0.95	0.05	47.03	4.72	0.21	0	93.3
	15	0	0.16	0.02	0	18.81	0.02	0.22	0	65.74	16.59	0	0	101.55

4.6.3 Structural geology

The regional foliation of the Brejinho Alkaline Pluton is predominantly NE-SW-oriented, a direction that can be observed mainly near the shear zones and which is also represented by the orientation of the body's main extension (Figure 4.3 and Appendix A). Significant portions of the watercourses in the area have the same orientation, such as the Santa Rosa Creek and the Carpina River, both of which follow the regional macro-structures of the Santa Rosa and Estreito shear zones (Figure 4.3 and Appendix A).

In the sector marked in red in Figure 4.14, A, foliation attitudes with a general NNE to N-S direction and dips to the NW have been pinpointed (Figure 4.14, B) as well as shear zones with a predominant 330/60 attitude (Figure 4.14, C). These attitudes, together with the interpretation of surrounding relief features by means of the corresponding SRTM image, show an almond-shaped or anastomosed structural pattern (Figure 4.14, D) in which less deformed portions form almonds surrounded by narrow, more deformed bands (Coward, 1984), generated in ductile and/or ductile-ruptile regimes.

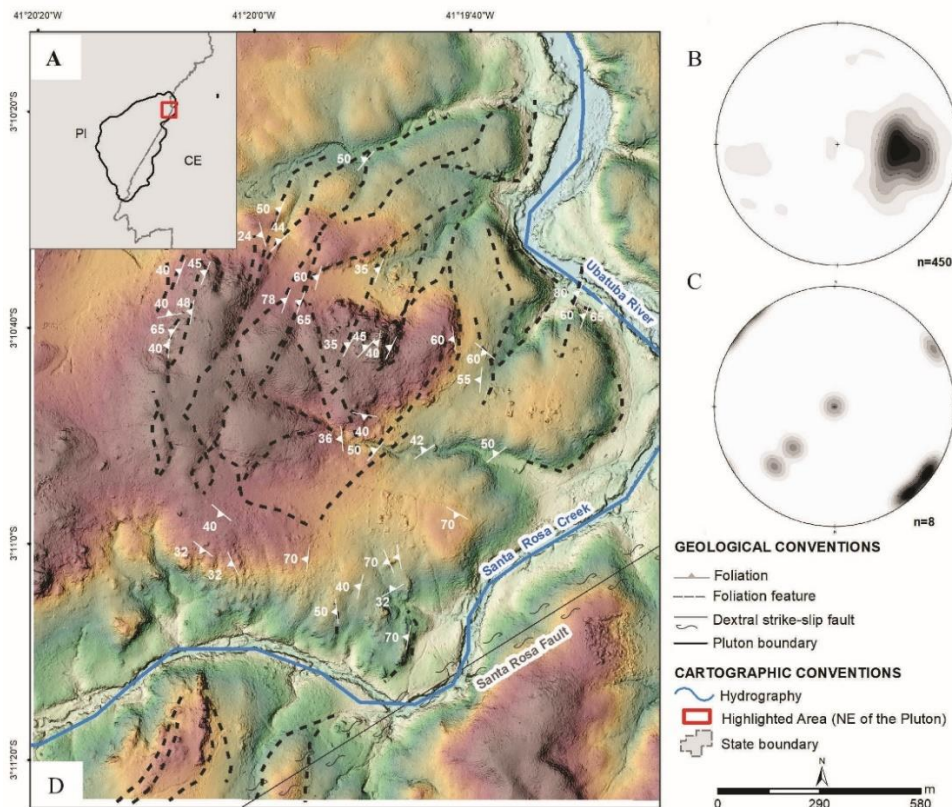


Figure 4.14- A) Outline of the Alkaline Pluton of Brejinho, with the location of the detailed area in letter D; B) Contour diagram of the poles of foliation planes identified in the central portions of the almonds, with a general NE-SW direction and dips to the NW; C) Contour diagram of the poles of dextral shear planes recognized at the edges of the anastomosed pattern, with a general NNE direction and dips to the NW; D) Detail of the NE portion of the Brejinho Alkaline Pluton with anastomosed patterns, interpreted from SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) images as almond-like macrostructures.

In the shear zones (Figure 4.15, A) found at the edges of the anastomosed pattern (Figure 4.14, D), structural micro-features of mineral cataclasis are observed, and can be identified by the comminution of microcline crystals in a rutile regime (Figure 4.15, B). The foliation (Figure 4.15, C) that is observed in the central portions of the almonds is characterized by undulose extinction in alkali feldspars, caused by an essentially ductile regime (Figure 4.15, D). Foliation is also observed in the Mafic/Ultramafic Suite, although in the latter, it takes place more pervasively than in the Kalsilte Syenite Brejinho.

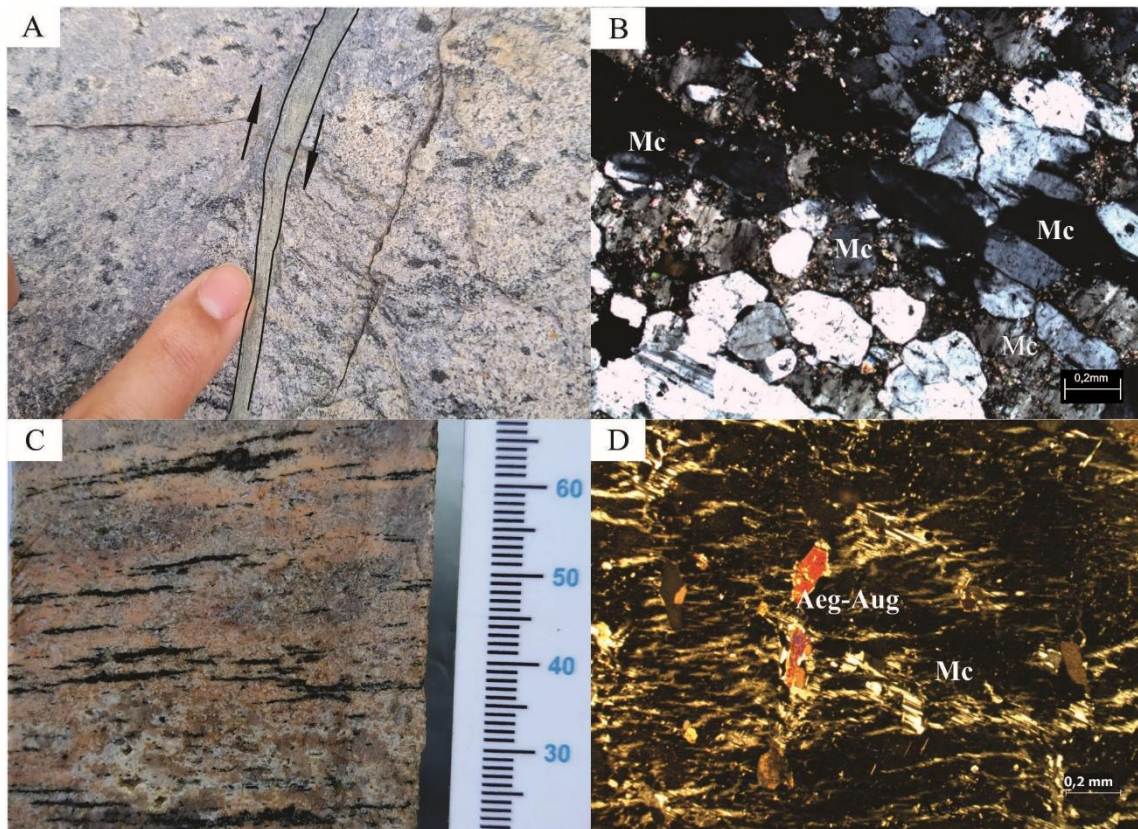


Figure 4.15 - Main structures identified in the Alkaline Pluton of Brejinho: A) Dextral shear zone, centimeter-thick with a general orientation of 320/60 and filled with epidote. This feature is typically identified at the edges of the anastomosed pattern, resulting from a predominantly brittle regime; B) Photomicrograph of mineral cataclasis (brittle deformation) - associated with the edges of the anastomosed pattern, recognized by the comminution of microcline (Mc) crystals. Crossed nicols; C) Foliation perpendicular to the drill core axis, commonly observed in the central portions of the almonds, resulting from ductile deformation; D) Photomicrograph of undulose extinction in microcline (Mc), with aegirine-augite (Aeg-Aug) also recognized in the central portions of the almonds and caused by ductile deformation. Crossed nicols.

4.6.4 Geochemistry

4.6.4.1 Major elements

The geochemical results of the Brejinho Alkaline Pluton are presented in Appendix B. The $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ versus SiO_2 diagram proposed by Cox *et al.* (1979) was applied for the geochemical classification of the samples (Figure 4.16). Based on this diagram, most of the

samples from the Brejinho Kalsilite Syenite fall into either the nepheline syenite or syenite categories. On average, these rocks have high K_2O contents (between 6.12 and 20%), low levels of Na_2O (between 0.05 and 28%) and intermediate SiO_2 ones (between 50.8 and 62.34%). The rocks of the Mafic/Ultramafic Suite are classified predominantly as being ijolite, gabbro and syenodiorite, and are characterized by relatively low contents of K_2O (between 3.84 and 10.9%), Na_2O (between 0.1 and 2.08%) and SiO_2 (between 31.7 and 48.9%).

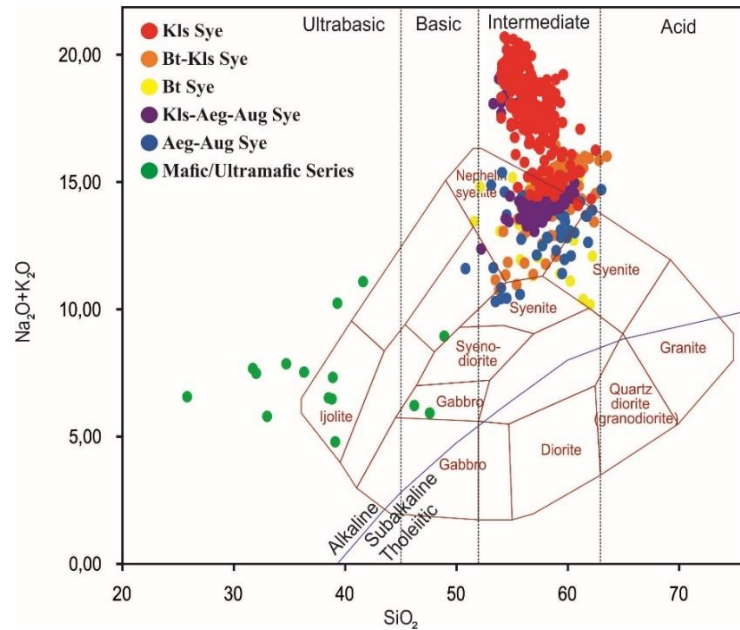


Figure 4.16 - Diagram of $Na_2O + K_2O$ (%) versus SiO_2 (%). Source: Cox *et al.* (1979).

As for the representation in the K_2O versus Na_2O diagram proposed by Middlemost (1975) (Figure 4.17, A), all the analyzed samples are essentially associated with the ultrapotassic series. As far as alkalinity is concerned, the Brejinho Kalsilite Syenite and the Mafic/Ultramafic Suite have a typically alkaline affinity (Figure 4.17, B), a nature that also becomes clear in the R1-R2 diagram by La Roche *et al.* (1980), thus enabling their potential classification as anorogenic environments (Figure 4.18).

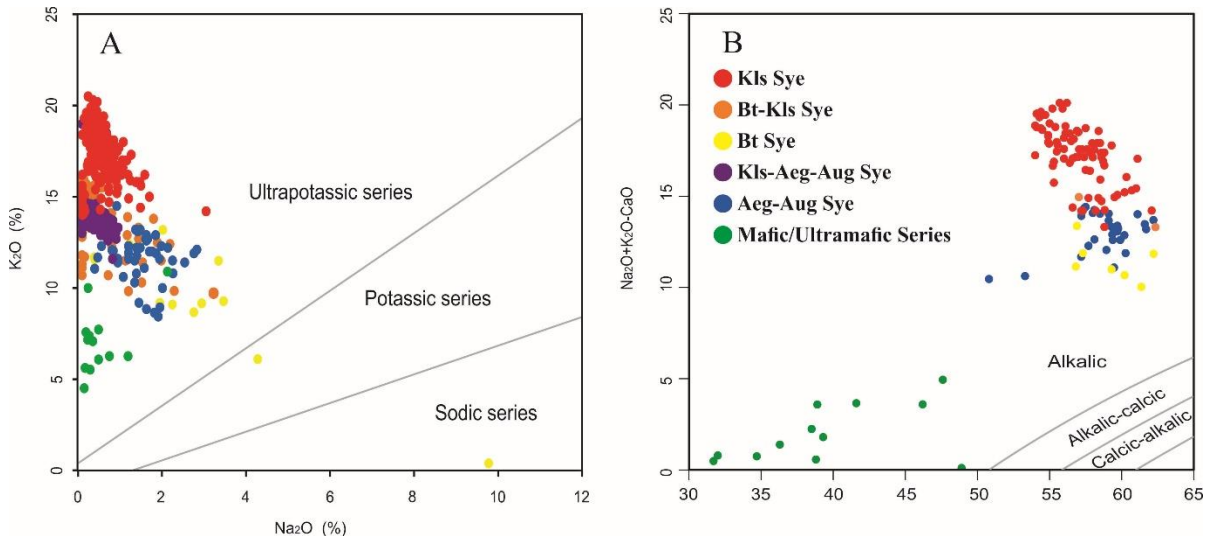


Figure 4.17 - A) Diagram of Na₂O (%) versus K₂O (%). Source: Middlemost (1975); B) alkalinity index. Source: Frost *et al.* (2001).

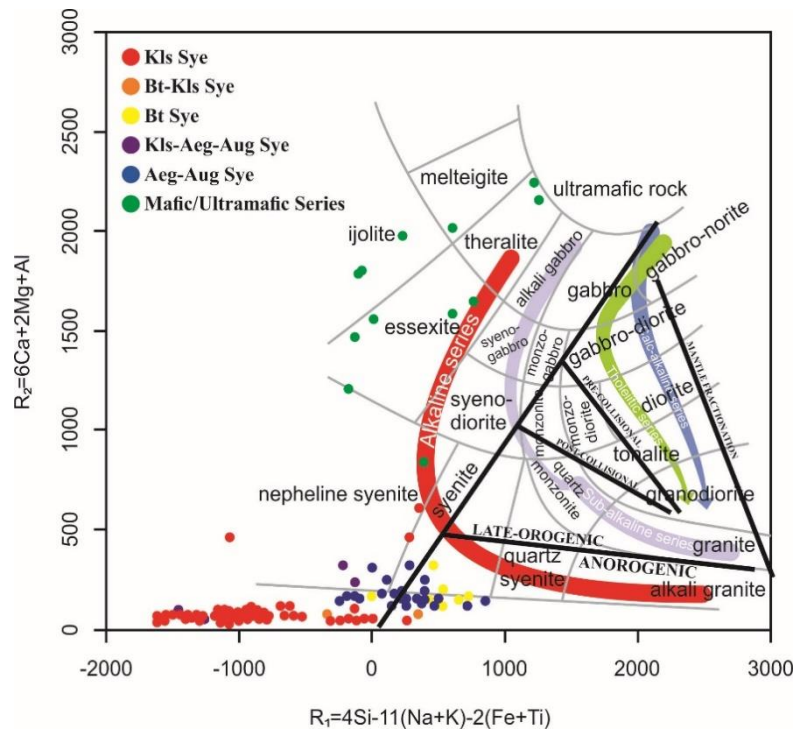


Figure 4.18 - R1-R2 diagram. Source: La Roche *et al.* (1980).

In general, based on the analysis of the Na₂O + K₂O (%) versus SiO₂ (%) and R1-R2 diagrams, a specific trend seems to manifest, beginning in the samples of the Mafic/Ultramafic Suite and carrying onto the samples of the Brejinho Kalsilite Syenite’s differentiated facies (Figure 4.20, A). This trend is made even more evident by the alumina saturation index (Maniar & Piccolli, 1989), which shows the peralkaline character identified for the Mafic/Ultramafic Suite transitions, in the differentiated facies of the Brejinho Kalsilite Syenite, to a peraluminous character (Figure 4.19).

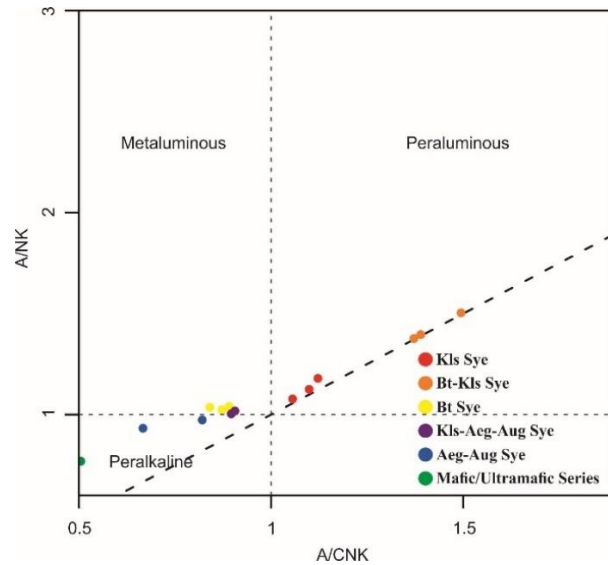


Figure 4.19 - Alumina saturation index. Source: Maniar & Piccolli (1989).

Major element variation diagrams made it possible to visualize the different facies of the Brejinho Kalsilite Syenite, as well as those of the Mafic/Ultramafic Suite. In the $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}+\text{CaO}$ (%) versus SiO_2 (%) (Figure 4.20, A) and $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}+\text{CaO}$ (%) versus K_2O (%) (Figure 4.20, B) diagrams, two distinct clusters are observed: one from the Mafic/Ultramafic Suite and the other from the Brejinho Kalsilite Syenite facies. The former has an enrichment of $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}+\text{CaO}$ (%), associated with relatively lower levels of SiO_2 and K_2O , while the opposite is observed for the latter.

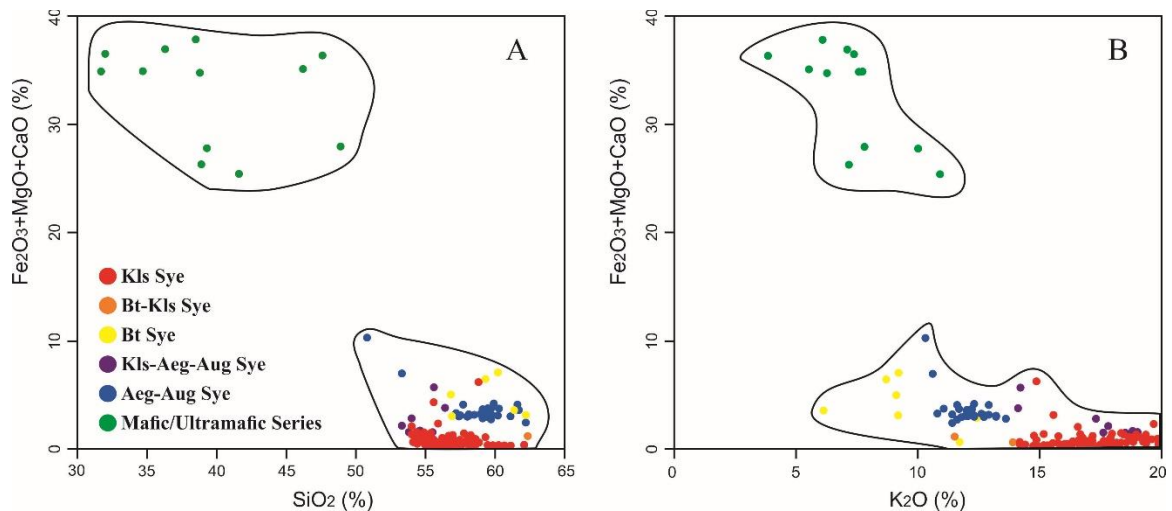


Figure 4.20 - Diagrams of major element variations: A) $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}+\text{CaO}$ (%) versus SiO_2 (%); B) $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}+\text{CaO}$ (%) versus K_2O (%).

The CIPW norm (Table 4.3) was obtained from the Total Rock geochemical data average (Appendix B). Normative quartz only occurs in the Bt Sye (0.78%) and Bt-Kls Sye (0.71%) facies, as does normative corundum (Bt Sye - 6.39%) and Bt-Kls Sye (5.19%). Orthoclase has high values in all of the presented lithologies, especially in the Bt Sye (87.46%)

and Kls-Aeg-Aug Sye (80.96%) facies. Albite is significantly present in the Aeg-Aug Sye (9.26%) and Kls-Aeg-Aug Sye (1.83%) facies; as for the others, content values are <1%.

Anorthite has higher content values in the Aeg-Aug Sye facies (4.61%) and in the Mafic/Ultramafic Suite (4.87%). Normative leucite is only present in the Kls Sye facies (62.6%). Normative nepheline only occurs in the Aeg-Aug Sye (1.85%), Kls-Aeg-Aug Sye (0.83%) and Kls Sye (1.83%) facies. Apatite is significant in the Mafic/Ultramafic Suite (10.89%), as is olivine-Ol (19.2%), while diopside-Di and hypersthene-Hy are predominant in the Aeg-Aug Sye (12%) and Bt Sye (0.75%) facies, respectively. Normative perovskite only occurs in the Aeg-Aug Sye (1.17%) and Kls-Aeg-Aug Sye (0.66%) facies, in addition to the Mafic/Ultramafic Suite (3.41%). Rutile-Ru, Ilmenite-Ilm and normative titanite-Tn do not occur representatively in the lithologies presented (the contents are less than 0.3%).

Table 4.3 - CIPW norm for the Brejinho Alkaline Pluton (Quartz - Qz; Corundum - Crn; Orthoclase - Or; Albite - Ab; Anorthite - An; Leucite - Lct; Nepheline - Nph; Diopside - Di; Hypersthene - Hyp; Olivine - Ol; Ilmenite - Ilm; Titanite - Ttn; Perovskite - Prv; Rutile - Rt; Apatite - Ap).

CIPW NORM	BREJINHO KALSILITE SYENITE					MAFIC/ULTRAMAFIC SUITE
	Kls Sye	Bt-Kls Sye	Bt Sye	Kls-Aeg-Aug Sye	Aeg-Aug Sye	
Qz	0	0.72	0.79	0	0	0
Crn	0.35	5.19	6.39	0	0	0
Or	29.49	88.65	87.46	80.96	53.18	41.96
Ab	0	0.85	0.85	1.84	9.26	1.69
An	1.82	0	0.34	2.76	4.61	4.87
Lct	62.61	0	0	0	0	0
Nph	1.83	0	0	0.84	1.86	0
Di	0	0	0	3.77	14.28	0
Hyp	0	0.5	0.75	0	0	0
Ol	0.87	0	0	1.57	5.84	19.2
Ilm	0	0	0	0.21	0.21	0.21
Ttn	0	0	0	0	0	0.53
Prv	0	0	0	0.66	1.17	3.42
Rt	0.2	0.2	0.1	0	0	0.47
Ap	0.24	0	0.24	0.71	1.42	10.9
Sum	97.41	96.11	96.92	93.32	91.83	83.25

4.6.4.2 Minor and trace elements

Trace element diagrams normalized to Primitive Mantle (McDonough & Sun, 1995) (Figure 4.21) show a similar distribution pattern for the Kls Sye, Bt-Kls Sye and Bt Sye facies, with a marked depletion in Th and Zr, and higher concentrations of Nb and Sr. The Bt-Kls Sye facies are also depleted in Ti. The Kls-Aeg-Aug Sye, Aeg-Aug Sye facies and that of the Mafic/Ultramafic Suite, in turn, hold a higher concentration of trace elements, with an instance of Zr enrichment for Aeg-Aug Sye which is not observed for the others (Zr content levels between 39 and 451 ppm). Ba concentrations in the Kls-Aeg-Aug Sye (2,897-4,655 ppm) and Aeg-Aug Sye (1,345-470 ppm) facies are higher, as are those for Rb in the Kls Sye (1,552-1,687 ppm), Bt-Kls Sye (1,014-1,346 ppm) and Bt Sye (1,020-1,074 ppm) facies.

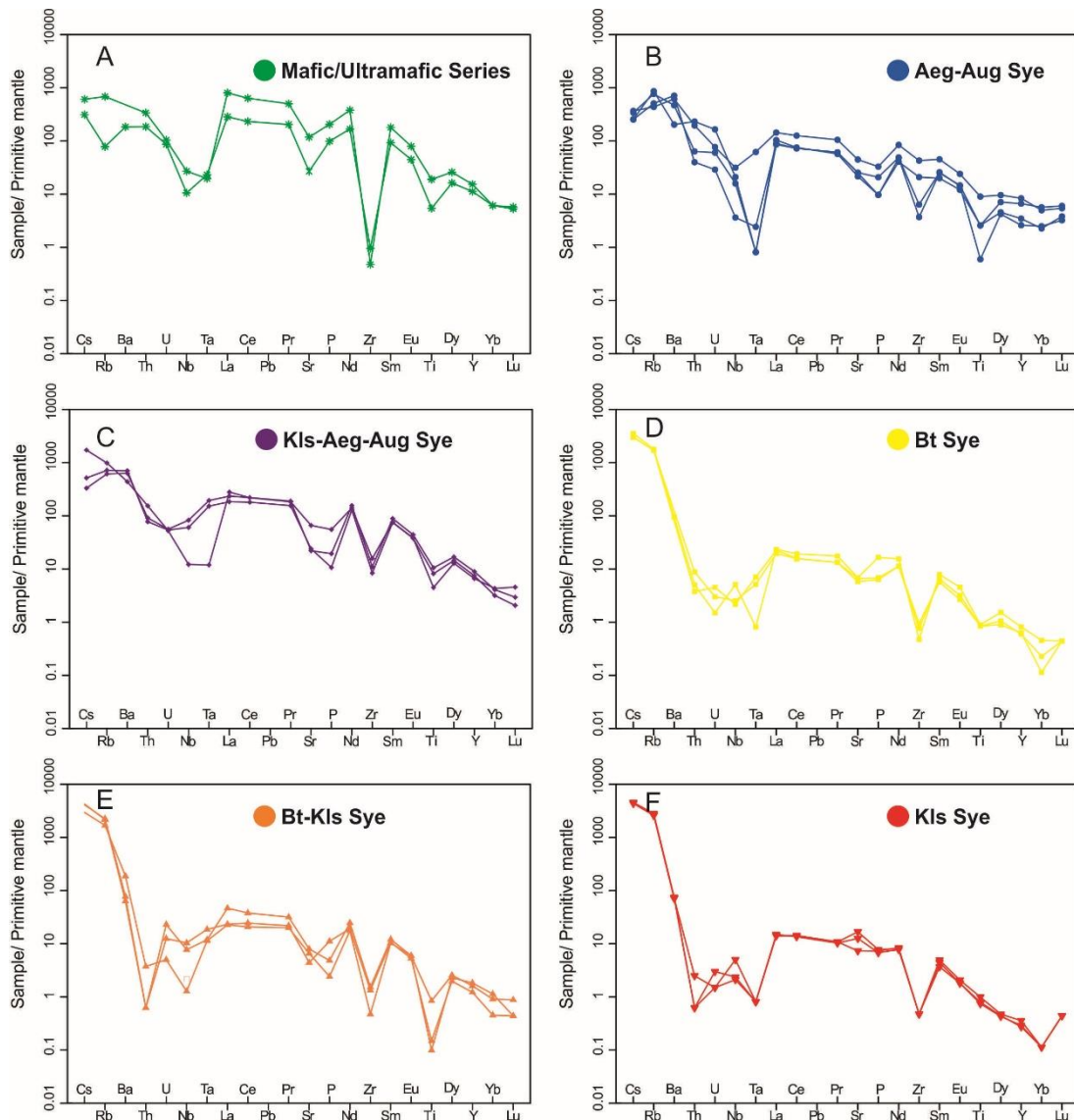


Figure 4.21 - Pattern of minor and trace elements of differentiated units normalized to Primitive Mantle (McDonough & Sun, 1995): A) Mafic/Ultramafic Suite; B) Aeg-Aug Sye; C) Kls-Aeg-Aug Sye; D) Bt Sye; E) Bt-Kls Sye; F) Kls Sye.

4.6.4.3 Rare earth elements (REE)

Figure 4.22 shows the rare earth element (REE) patterns, which have been normalized with respect to the Boynton Clondrite (Boynton, 1984). In general terms, the REE spectra manifest a set type of behavior among the mapped units: an enrichment in the light rare earth elements – LREE (average value of LaN/SmN = 280.02) in relation to the heavy rare earth elements – HREE (average value of GdN/YbN = 39.54) and a negative Eu anomaly (average value of Eu/Eu* = 0.04).

The Mafic/Ultramafic Suite has the highest Σ REE values (931.41-2352.55 ppm). With regard to the facies, the Σ REE decreases in the following order: Kls-Aeg-Aug Sye (848.7-695.2 ppm), Aeg-Aug Sye (279.07-486.97 ppm), Bt-Kls Sye (88.78-145.29 ppm), Bt Sye (62.49-79.5 ppm), and Kls Sye (48.1-50.3 ppm).

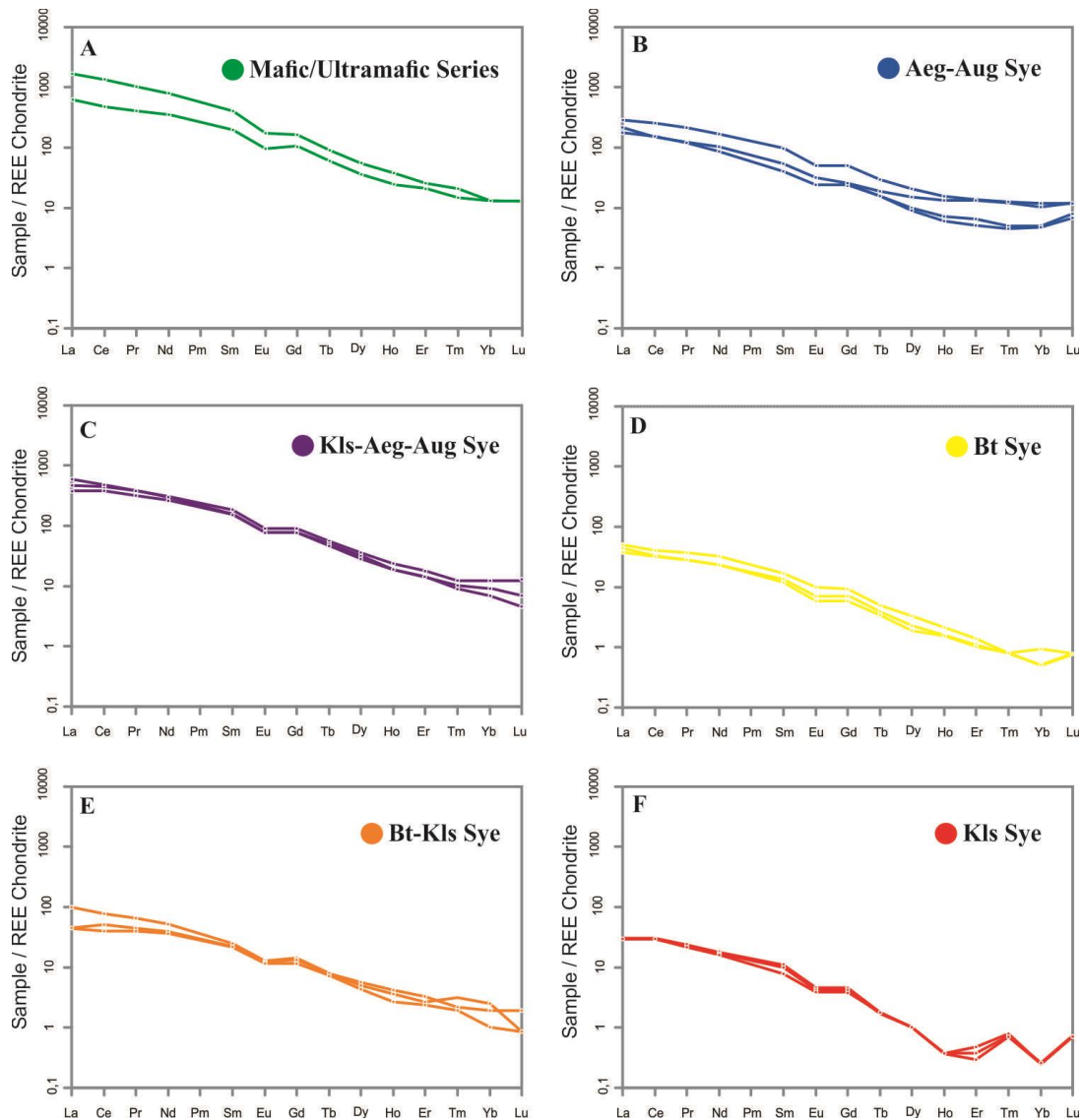


Figure 4.22 - Pattern of rare earth elements (REE) of differentiated units chondrite-normalized (Boynton, 1984): A) Mafic/Ultramafic Suite; B) Aeg-Aug Sye; C) Kls-Aeg-Aug Sye; D) Bt Sye; E) Bt-Kls Sye; F) Kls Sye.

4.7 Discussion

4.7.1 Geochemical correlations

The fractionation that is conventionally observed for alkaline rocks is characterized by an increase in their K_2O and Na_2O contents and a reduction in MgO and FeO , all of which are expressive in the pluton under study, as demonstrated in the variation diagrams below (Figure 4.18). Also, according to Bea *et al.* (2014), the variations in Sr and Ba contents recorded in Figure 4.21 indicate fractionation by potassium feldspar and feldspathoids in an environment related to the negative Eu anomaly.

According to Ulbrich (1984), high levels of K_2O , to the detriment of the low percentage of Na_2O , as observed in the Brejinho Alkaline Pluton, characterize magmas of undersaturated and relatively primitive nature; it can thus be opposed to rocks with a low K_2O/Na_2O content, such as the Poços de Caldas alkaline complex. According to Panina *et al.* (2022) magmas that originate essentially nephelinitic rocks are the product of the evolution, by means of fractional crystallization, of magmas which were originally rich in K and became rich in Na through the breakdown of the leucite structure. However, magmas that form ultrapotassic rocks such as those identified for the Brejinho Alkaline Pluton would therefore be primitively K-rich. Furthermore, the hypothesis for the formation of magmas giving rise to synnyrites involves the long-term differentiation and fractionation of a potassium alkali-basaltic magma under conditions close to that of a closed system, without the release of volatiles, primarily H_2O (Panina *et al.*, 2022; Panina, 1983; Kostyuk *et al.*, 1986, 1990),

According to Nascimento *et al.* (2003), LREE enrichment may be the reflection of a large amount of feldspars and clinopyroxene within the rocks. This enrichment is similar to the REE patterns that were obtained for the suites with medium-to-high potassium concentrations occurring in the Borborema Province, such as those found in the Alto Pajeú Domain – for example, the Itapetim, Tabira, and Timbaúba plutons (Cruz & Accioly, 2013) – and in the Transversal Zone, represented by the Caldeirão Vermelho Metagranitoid (Cruz & Accioly, 2013). According to Machado *et al.* (2021), variations in contrast of the $(La/Yb)_N$ ratios may indicate variations in the intensity of HREE fractionation during magmatic formation and/or differentiation, where the higher ratios indicate groups with higher SiO_2 concentrations.

4.7.2 Mineralogical associations and petrogenetic implications

Based on the field reports, mapping, and petrographic and XRD analyses, it was possible to distinguish five main facies for the Brejinho Kalsilite Syenite. Barbosa (2001) considers nepheline to be the only feldspathoid present among these rocks; however, the different studies

undertaken for the research phase of this paper point to kalsilite as being the dominant feldspathoid within the pluton. This was corroborated by all XRD analyses (Figure 4.4). Also, as occurs for the Sienitic Pluton of Yakshinsk, mentioned by Deer *et al.* (2013), the kalsilite in the Brejinho Alkaline Pluton occurs associated with K-feldspar and biotite.

The presence of such facies characterizes the pluton's petrogenetic evolution phases, which are essentially associated with processes of magmatic differentiation, just as with other synnyrites, such as the Synnyr massif (Panina *et al.*, 2022). These processes are generally distinguished, as proposed by Barbosa (2001), into two distinct stages, one magmatic and the other post-magmatic. Variations occur throughout in terms of the order of mineral crystallization: one is initiated at an early instance – by the crystals of clinopyroxene, alkali feldspar and biotite, respectively – and the other is of a later stage, including the crystallization of kalsilite, amphiboles and cancrinite. Just like the rocks in the Synnyr massif, where the crystallization of minerals occurred with a decrease in the contents of Fe, Mg, and Ca, and an increase in the contents of Si, Al, and K in the magma (Panina *et al.*, 2022). Processes of contamination of the host rocks are also not ruled out and may be responsible for the ultrapotassic characteristic of the magma (Solano *et al.*, 2012).

The genesis of exsolution textures, such as symplectite intergrowth, is associated with the destabilization of the original phases via the continuous precipitation of fluids throughout the host crystal's network – such as through the slow crystallization of melt – leading to new conditions of equilibrium (Barker, 2013). Although the occurrence of symplectites associated with metamorphic processes (such as high-grade processes) is more commonplace, their development can also be a direct result of the adiabatic decompression of igneous bodies thanks to a reduction in temperature and pressure conditions during the elevation of the body itself (Phillips, 1980; Barker, 2013). Thus, the vermicular intergrowth of kalsilite in alkali feldspar characterizes the crystallization phase in final stages and is observed thanks to the presence of fluids, whether deuteric or hydrothermal (Deer, 1992). Also, characteristic are the alterations of kalsilite and nepheline to cancrinite, an instance reported in other study areas as a result of the interaction of late carbonate fluids (Barbieri *et al.*, 1987), and the replacement of pyroxene (aegirine-augite) by amphiboles such as riebeckite and arfvedsonite. Also, according to Mann *et al.* (2006), the presence of andradite is correlated with oxygen fugacity environments between 0.5 and 1.9 log, indicating relatively oxidized conditions.

The presence of kalsilite in plutonic rocks is considered to be an extremely rare occurrence, since it is essentially a volcanic mineral (Bea *et al.*, 2014). According to Bea *et al.* (2014) and Panina *et al.* (2022) ultrapotassic mafic magmas solidify at a pressure of 10 to 16

kbar, and with initial crystallization temperature defined between 1,280-1,235° C and final stages between 920-890°C, which indicates that the rocks composing the Brejinho Alkaline Pluton had initial emplacement pressures and temperature lower or equal to these values. The low pressure to which such bodies could have been imposed at the time of crystallization corroborates the body's epizonal emplacement environment, similar to that of the synnyrites of the Baikal-Stanovoi rift region, which had their most apical portions, where there is the presence of kalsilite, formed at pressures of 1-1.5 kbar. (Panina *et al.*, 1995; Kononova *et al.*, 1997; Kondrashov *et al.*, 1998) as well as to the crystallization environment for kalsilite in plutonic rocks of low crustal depth.

4.7.3 Geotectonic context

Gorayeb & Abreu (1997), Barbosa (2001), Gorayeb *et al.* (2011) and Gorayeb & Lima (2014) define the Brejinho Alkaline Pluton as a post-tectonic magmatic record that is free of deformation. Gorayeb *et al.* (2011) associate the Brejinho Alkaline Pluton with the extensional tectonic event linked to the formation of the Jaibaras Graben and other corresponding structures to the west of the Borborema Province. According to Gorayeb *et al.* (2011), the Santa Rosa Shear Zone was reactivated at the end of the Neoproterozoic during crustal distention, thus enabling the pluton to be hosted. The Pluton's essentially SiO₂-saturated nature is associated, according to Rosa *et al.* (2005) and Gomes & Comin-Chiaramonti (2005), with emplacement environments set inside continental plates; the latter, in turn, are essentially related to rift systems of low level oxygen fugacity.

However, despite the anorogenic context depicted in La Roche *et al.* (1980)'s R1-R2 diagram (Figure 4.18), features of a ductile-ruptile nature were recorded in macrostructures – and were shaped as "almond-like" bodies, a pattern characteristic of bodies that have been deformed by shear (Coward, 1984). Evidence of deformation was also pinpointed in certain microstructures such as the undulose extinction in feldspar (Figure 4.15, D), which, as mentioned by Trouw & Passchier (2005), can manifest in conditions of low-to-medium- grade metamorphism (between 400 and 500 °C); and microcataclasis (Figure 4.15, B), that is, metamorphism occurring through the presence of subgrains which become evident at temperatures above 500 °C.

4.7.4 Relationships between the Mafic/Ultramafic Suite and the Brejinho Kalsilite Syenite

The enclaves of the Mafic/Ultramafic Suite that were identified in the Brejinho Kalsilite Syenite (Figure 4.5, C) indicate this unit's previous crystallization in relation to the differentiated facies. Furthermore, the absence of reaction rims as well as the enclaves' high

degree of angularity indicate a late crystallization phase, whose temperature, water content and rheology values were insufficient to generate reactions with the mafic/ultramafic enclave, thus making it impossible to generate mixing- or mingling-type interactions (Foster & Hyndman, 1990).

As stated by Barbarin (1992) and Nascimento *et al.* (2003), the non-occurrence of hybrid lithotypes as well as the subparallel and similar behavior identified in the REE patterns, in turn analyzed in the portions between the units of the Ultramafic Mafic Suite and the Brejinho Kalsilite Syenite, speak to a bimodal aspect in terms of the magmatism that originated both units. This indicates a potential cogenetic character, reinforced by the trends observed in various diagrams throughout this paper, such as those of R1-R2 (Figure 4.18), and alumina saturation index (Figure 4.19) – all of which evidence a crystallization sequence initiated by the Ultramafic Mafic Suite. This aspect similarly influences the synnyrites of the Baikal-Stanovoi rift, seen as they are bodies to which mafic and ultramafic rocks are also associated (Bea *et al.*, 2014).

Just as in the Cambaizinho Complex, as reported by Remus *et al.* (1993), the greater enrichment of REEs in the less evolved rocks compared to the more evolved ones, as observed in the Mafic/Ultramafic Suite compared to the Brejinho Kalsilite Syenite, may be related to selective melting processes, where liquids initially extracted from the mantle are richer in incompatible elements.

Finally, according to Medeiros (2000), bimodal magmatism is not solely related to continental rift geotectonic environments: there are different occurrences of post-collisional bimodal magmatism in the literature, such as that attributed to the context of the insertion of the igneous body under study. According to the same author, the Várzea Alegre Intrusive Complex is part of this overarching environment and also has other geochemical characteristics similar to those of the Brejinho Alkaline Pluton, such as a high-K calcium-alkaline nature.

4.7.5 Comparison with other synnyrite bodies

Like the Awsard synnyrite (Bea *et al.*, 2014), the Brejinho Kalsilite Syenite is composed of intermediate-to-felsic, extremely alkaline rocks (Figure 4.16 and Figure 4.17, B) with very high K₂O contents and low MgO contents (for the Awsard synnyrite, this K₂O percentage can reach up to 19%, with MgO contents ranging from 0.09 to 1.30%; for the Brejinho Kalsilite Syenite, K₂O contents of up to 20% were recorded, while MgO was between 0.02 and 2.11%). However, according to Bea *et al.* (2014), just like the Awsard synnyrite, the Brejinho Syenite Kalsilite should be classified in the ultrapotassic category, even though this contradicts the

scheme laid out by Foley *et al.* (1987) which excludes bodies with low MgO concentrations ($\text{MgO} < 3\%$) from the aforementioned group, since the other two premises reported by Foley *et al.* (1987) are met ($\text{K}_2\text{O} > 3\%$ and $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 2\%$).

There are a number of mineralogical and textural aspects in common between the Brejinho Kalsilite Syenite and other synnyrite bodies, such as their symplectitic texture, observable for both nepheline and K-feldspar in the Maciço de Synnyr samples (Panina *et al.*, 1995), or the rare occurrence of kalsilite among plutonic rocks. The general mineral composition of synnyrites essentially includes K-feldspar, kalsilite, biotite and aegirine-augite (Khaniturgaeva & Shiretorova, 2013), which is also equivalent to the main mineralogical contents so far presented for the Brejinho Alkaline Pluton.

According to Bea *et al.* (2014), for the Awsard synnyrite, although the CIPW norm includes normative leucite, normative albite is not identified; the same is observed in the Kfs Sye facies of the Syenite under study (Table 4.3). For to those, this is partly due to the high-level of SiO_2 subsaturation – associated with intermediate Na_2O contents, which were represented in the aforementioned facies – as it contains the lowest Na_2O contents ($< 3\%$) among all facies. It is thus associated with a depletion in sodium minerals such as nepheline and the highest concentration in kalsilite, with K_2O enrichment ($\leq 20\%$).

In general, the average chemical composition of the major elements for the facies we have determined in the Brejinho Kalsilite Syenite is as follows: SiO_2 (57,4%), TiO_2 (0,58%), Al_2O_3 (18,05%); Fe_2O_3 (3,69%), MnO (0,05%), MgO (1,79%), CaO (2,41%), Na_2O (0,98%); K_2O (13,8%). These results are comparable to those presented by Panina *et al.* (1995) for the synnyrites of Synnyr, South Sakun, and Maly Murun, and Awsard, presented by Bea *et al.* (2014) with chemical characteristics more similar to the latter (Table 4.4). The undersaturation of Na_2O with regards to K_2O , shown in diagram of Na_2O (%) versus K_2O (%). (Figure 4.17, A), is also a striking feature in the case of the Awsard synnyrites (Bea *et al.*, 2014).

Table 4.4 -Average composition of the synnyrites from Synnyr, Sakun, and Murun, as reported by Panina *et al.* (1995), and Awsard, as reported by (Bea *et al.*, 2014), compared with the Brejinho Kalsilite Syenite.

PLUTON	SYNNYR	SAKUN		MURUN	AWSARD	BREJINHO ALKALINE PLUTON
Rock type	hololeucocratic	hololeucocratic	leucocratic	mesocratic	Type I synnyrites	Brejinho Kalsilite Syenite
n	200	24	5	14	4	131
SiO ₂	54.6	54.5	54.52	55.11	56.88	57.4
TiO ₂	0.1	0.2	0.32	0.24	0.22	0.58
Al ₂ O ₃	22.6	21.5	21	16.46	20.98	18.05
Fe ₂ O ₃	0.8	1.5	2	5.19	1.33	3.69
MnO	0.1	0.1	0.31	0.62	0.02	0.05
MgO	0.3	0.3	0.15	0.34	0.12	1.79
CaO	0.5	0.8	1.54	2.88	0.34	2.41
Na ₂ O	1	1.1	0.8	1.06	0.06	0.98
K ₂ O	18	17.8	16.5	13.88	17.01	13.8
L.O.I.	0.8	0.9	1.29	1.3	1.13	0.9
Sum	100.1	100.1	99.88	99.59	99.93	99.65

Source: Adapted from Panina *et al.* (1995); Bea *et al.* (2014).

It should be noted that minor and trace element compositions are heterogeneous for the Brejinho Kalsilite Syenite (Figure 4.21) as well as for the Awsard syenites (Bea *et al.*, 2014). The variations in La, Ce, Pr and Nd concentrations show little variation for both, as do the concentrations of Y, Er and Yb. Furthermore, as with the Brejinho Kalsilite Syenite, REEL concentration (Figure 4.22) is also higher for the Awsard syenites when compared to the REEH, and a negative Eu anomaly ($Eu/Eu^* \approx 0.63-0.94$) is additionally also apparent (Bea *et al.*, 2014).

Additionally, according to the microchemical analyses conducted, the average chemical composition of kalsilite present in the Brejinho Kalsilite Syenite is 37.91% SiO₂, 32.78% Al₂O₃, 28.25% K₂O, and 0.14% Na₂O (Table 4.2). These results are similar to those of the kalsilite identified in the Mafuru Crater in Uganda, which, according to Bannister & Hey (1942), has a general chemical composition of 39.6% SiO₂, 21.3% Al₂O₃, 20.1% K₂O, and 1.6% Na₂O.

4.8 Conclusions

Mapping, petrographic, geochemical and XRD data point to the existence of kalsilite as the dominant feldspathoid in the Brejinho Kalsilite Syenite, thereby differentiating it from the descriptions found in the literature published on that area and from the other ultrapotassic alkaline plutons recorded in the Borborema Province so far. In addition, this composition could

also place it among the rare class of synnyrites, such as the bodies of the Baikal-Stanovoi rift and the Awsard Massif.

The facies that were listed for the Brejinho Kalsilite Syenite are the product of the pluton's different phases of petrogenetic evolution, all essentially associated with magmatic differentiation processes (Figure 4.23). Such processes are generally distinguished into two stages: one magmatic, represented by the crystallization of clinopyroxene, alkali feldspar, and biotite; and the other late-magmatic, denoted by the presence of kalsilite, amphiboles, and cancrinite. We also propose that the Mafic/Ultramafic Suite be considered an initial member of primitive magma which originated the body under study, having undergone differentiation from it by means of fractional crystallization. To this end, the following order is suggested for the crystallization of the differentiated units, from those initially formed to the most recent: the Mafic/Ultramafic Suite; the Aeg-Aug Sye facies; Kls-Aeg-Aug Sye; Bt Sye; Bt-Kls Sye; and finally, Kls Sye.

The deformational features identified in the body denote a post-tectonic character (collapse of the Brazilian orogen) for the emplacement of the Brejinho Alkaline Pluton, taking place in an epizonal environment with shear influences, during the formation of the rifts of the Jaibaras and Parnaíba basins, through the reactivation of the Santa Rosa Shear Zone. They also indicate characteristics of a rutile regime, represented by micro-features such as brecciation, intense veining, and micro-cataclasis. Similarly, these rutile features attest to shallower crustal conditions.

All of these results lead to the elaboration of some hypotheses in terms of the formation context for the Brejinho Alkaline Pluton (Figure 4.23). They were differentiated into the following successive stages:

(i) The reactivation of the Santa Rosa Shear Zone, which gave rise to transcurrent faults (whose orientations oscillated around N-S), which in turn enabled the insertion of the Brejinho Alkaline Pluton. This reached the Mafic/Ultramafic Suite, while the rest of the melt had not yet been fractionated;

(ii) The continuity of these forces resulted in the pluton's accommodation via lateral escapes, represented by the NE-SW trans-currents during the crystallization of the initial and intermediate facies of the Brejinho Kalsilite Syenite (Aeg-Aug Sye, Kls-Aeg-Aug Sye and Bt Sye, in that order), with the residual fluid becoming even more enriched in K;

(iii) The reduction in shear stress and the crystallization of the final phases of the Brejinho Kalsilite Syenite (Bt-Kls Sye and Kls Sye, respectively) followed.

These characteristics contradict previous studies, which presented the Brejinho Alkaline Pluton as an igneous body, free of deformation. The present results instead define it as a magmatic episode with deformational records stemming from the secondary shear zones of the Transbrasiliano Lineament.

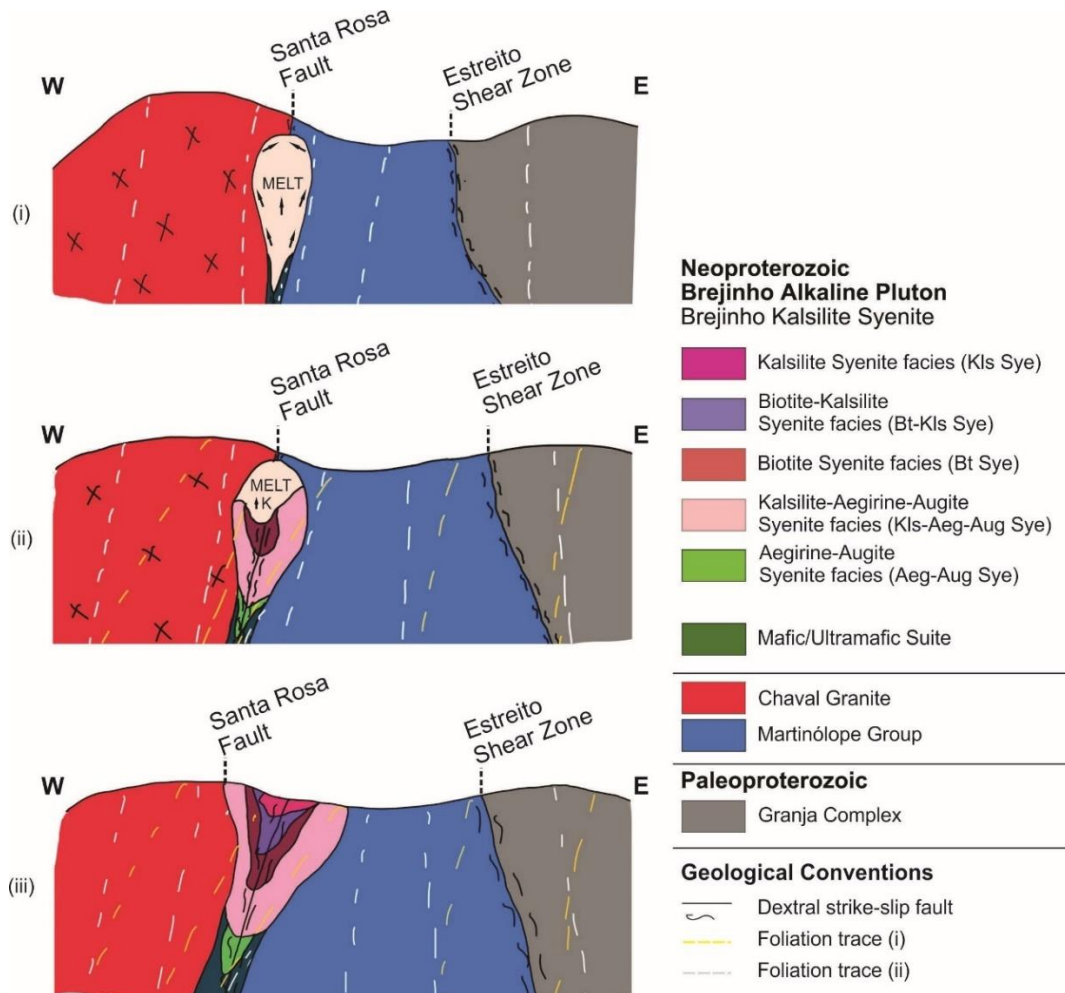


Figure 4.23 - Proposed genetic model for the Alkaline Pluton of Brejinho: i) emplacement of the Brejinho Alkaline Pluton through the reactivation of the Santa Rosa Shear Zone, with the generation of strike-slip faults that affected the Mafic/Ultramafic Suite; ii) continued shearing resulting in the accommodation of the pluton through lateral escapes, represented by NE-SW strike-slip faults, during the crystallization of the initial and intermediate facies of the Brejinho Kalsilite Syenite; iii) reduction of shearing forces with the crystallization of the final phases of the Brejinho Kalsilite Syenite.

5. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Dados de mapeamento, petrográficos, geoquímicos e de DRX apontam para a existência de kalsilita como o feldspatoide dominante no Kalsilita Sienito Brejinho, fato que o diferencia da literatura publicada sobre a área, bem como dos demais plútons alcalinos ultrapotássicos registrados na Província Borborema. Tal aspecto também pode inseri-lo na classe dos *synnyrites*, como são os corpos do *rift* de Baikal-Stanovoi e do Maciço Awsard.

As fácies diferenciadas para o Kalsilita Sienito Brejinho são produto das fases de evolução petrogenética do plúton, associada, essencialmente, à processos de diferenciação magmática (Figura 5.1). Esses processos se distinguem, de um modo geral, em dois estágios: um magmático, representado pela cristalização de clinopiroxênio, álcali-feldspato e biotita, e outro tardi-magmático, denotado pela kalsilita, anfibólios e cancrinita. A Suíte Máfica/Ultramáfica é considerada ainda um membro inicial do magma que originou o Kalsilita Sienito Brejinho, diferenciado deste por cristalização fracionada. Para tanto, sugere-se a ordem de cristalização das unidades diferenciadas, das inicialmente formadas até as mais recentes, de forma respectiva: Suíte Máfica/Ultramáfica; Aeg-Aug Sye; Kls-Aeg-Aug Sye; Bt Sye; Bt-Kls Sye; e, Kls Sye.

As feições deformacionais identificadas denotam, para o *emplacement* do Plúton Alcalino de Brejinho, um caráter pós-tectônico (colapso do orogêno brasileiro), em ambiente epizonal, com influências de cisalhamento durante a formação dos *rifts* das bacias do Jaibaras e Parnaíba, por meio da reativação da Zona de Cisalhamento Santa Rosa. Também indicam características de regime rúptil, representado por microfieções como brechação, venulação intensa e microcataclase. Da mesma forma, tais feições de natureza rúptil atestam condições crustais mais rasas.

Neste contexto, são levantadas hipóteses para a formação do Plúton Alcalino de Brejinho (Figura 5.1), as quais foram diferenciadas nas seguintes etapas, sucessivamente:

(i) A reativação da Zona de Cisalhamento Santa Rosa, originando falhas transcorrentes com direções oscilando em torno de N-S, que possibilitaram a inserção do Plúton Alcalino de Brejinho e atingiram a Suíte Máfica/Ultramáfica, enquanto o restante do melt ainda não havia sido fracionado;

(ii) A continuidade desses esforços resultando na acomodação do plúton por escapes laterais, representados pelas transcorrências NE-SW durante a cristalização das fácies iniciais e intermediárias do Kalsilita Sienito Brejinho (Aeg-Aug Sye, Kls-Aeg-Aug Sye e Bt Sye, nesta ordem), com o fluido residual ainda mais enriquecido em K;

(iii) A redução dos esforços cisalhantes e cristalização das fases finais do Kalsilita Sienito Brejinho (Bt-Kls Sye e Kls Sye, respectivamente).

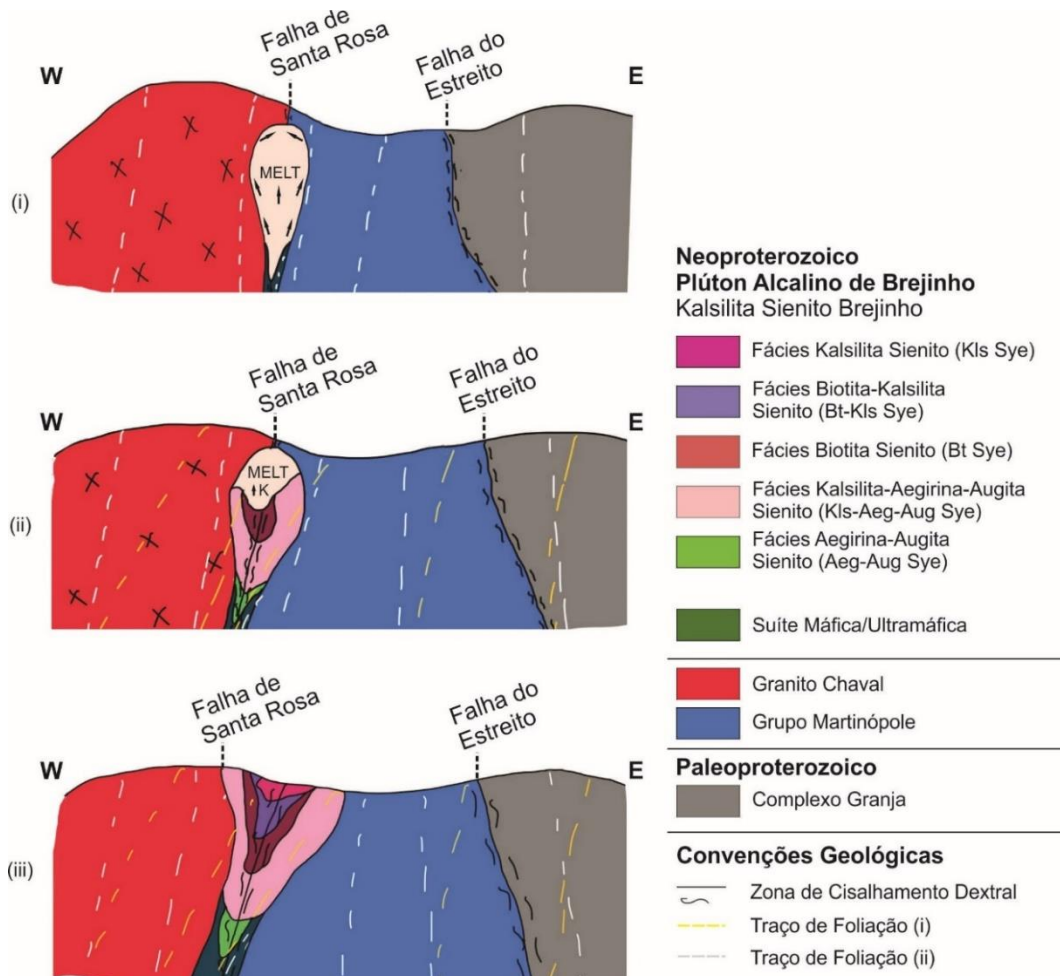


Figura 5.1 - Modelo genético proposto para o Plúton Alcalino de Brejinho: i) inserção do Plúton Alcalino de Brejinho pela reativação da Zona de Cisalhamento Santa Rosa, com geração de falhas transcorrentes que atingiram a Suíte Máfica/Ultramáfica; ii) continuidade dos esforços cisalhantes resultando na acomodação do plúton por escapes laterais, representados pelas transcorrências NE-SW, durante a cristalização das fácies iniciais e intermediárias do Kalsilita Sienito Brejinho; iii) cessão dos esforços cisalhantes com cristalização das fases finais do Kalsilita Sienito Brejinho.

Tais características contrapõem os estudos realizados anteriormente, que apresentavam o Plúton Alcalino de Brejinho como um corpo ígneo, isento de deformação. Elas o definem como um episódio magmático com registros deformacionais das zonas de cisalhamento secundárias do Lineamento Transbrasiliiano.

Com isso, sugere-se a realização de geocronologia mineral, para determinação mais precisa da idade de cristalização do plúton e correlação com eventos regionais, como U-Pb em apatita, ou U-Pb em zircão. Esses estudos, podem fornecer idades mais precisas, tendo em vista o atual contexto geológico conhecido para o corpo.

REFERÊNCIAS

- Abreu, F.A.M.; Gama, T., Jr.; Gorayeb, P.S.S.; Hasui, Y. 1988. O Cinturão de Cisalhamento Noroeste do Ceará. In: CONGR. LAT. AMER. GEOL., 7. Belém, Anais. Belém, SBG. v.1, p. 20-34.
- Abreu, F.A.M., Gorayeb, P.S.S. 1992. Feições litoestruturais e critérios cinemáticos no Cinturão Noroeste do Ceará. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, Boletim de Resumos Expandidos, v. 1, p. 300-301.
- Almeida, F. F. M. 1967. Origem e Evolução da plataforma brasileira. Rio de Janeiro, DNPM, 36 p. (Boletim 241).
- Almeida, F. F. M. 1971. Condicionamento tectônico do magmatismo alcalino mesozóico do Sul do Brasil e do Paraguai Oriental. Anais da Academia Brasileira de Ciências 43, 835-836.
- Almeida, F. F. M. 1972. Tectono-magmatic activation of the South American Platform and associated mineralization. 24th International Geological Congress, Montreal, Proceedings, Section 3, 339-34.
- Almeida, F.F.M. 1983. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da Plataforma Sul-Americana. Revista Brasileira de Geociências 13, 139-158.
- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves, B. B., Fuck, R. A., 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. In: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 8, Campina Grande, Anais, 363-391.
- Almeida, F.F.M., Leonardos, O.H., Valença, J. 1967. Review on granitic rocks of Northeast South America. In: Symposium on Northeast South America Granites, Recife, Proc.Recife, IUGS/UNESCO, 41p.
- Arcanjo, J. B. A., Filho, P. de A., 2001. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Folha SC.23-Z-A (Curimatá), Folha SC.23-Y-B (Corrente) e Folha SC.23-Z-B (Xique-Xique). Escala 1:250.000, Bahia e Piauí, CPRM. Disponível em: <<https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/8534>>. Acesso em: 17 de set.de 2021.
- Archanjo, C. J., Launeau, P., Hollanda, M. H. B. M., Macedo, J. W. P., Liu, D. 2009. Scattering of magnetic fabrics in the Cambrian alkaline granite of Meruoca (Ceará state, northeastern Brazil). International Journal of Earth Sciences, v. 98, p. 1793-1807.
- Bannister, F.A. and M.H. Hey. 1942. Kalsilite, a polymorph of $KAlSiO_4$ from Uganda. Mineral. Mag., 26, 218-224.
- Barbarin, B., 1992. Les granites crustaux hercyniens d'Europe Occidentale. Comparaison avec les granites S du Lachlan Fold Belt, Australie. Dualité d'origine. Compte Rendue de l'Académie des Sciences, v. 314, 595-601.
- Barbieri, M., Beccaluva, L., Brotzu, P., Conte, A., Garbarino, C., Gomes, C.B., Loss, E., Macciota, G., Morbidelli, L., Scheibe, L.F., Tamura, R.M., Traversa, G., 1987. Petrological and geochemical studies of alkaline rocks from continental Brazil. 1. The phonolite suite from Piratini, RS. Geochimica Brasiliensis 1, 109-138.
- Barbosa, R. de C. de O., 2001. Geologia, petrografia e geocronologia do Plúton Alcalino de Brejinho – Nordeste do Piauí/Noroeste do Ceará. Dissertação (Mestrado), Fortaleza: Universidade Federal do Ceará, UFC.
- Barker, A. J., 2013. Introduction to metamorphic textures and microstructures. 2. ed. Nova Iorque, US: Routledge, [264] p., il.

- Bea, F., Monteiro, P., Haissen, F., Rjimati, E., Molina, J.F., Scarrow, J.H., 2014. Kalsilite-bearing plutonic rocks: The deep-seated Archean Awsard massif of the Reguibat Rise, South Morocco, West African Craton. *Earth-Science Reviews* 138 1–24.
- Biondi, J.C. 2015. *Processos metalogenéticos e os depósitos minerais Brasileiros*. 2ª ed. São Paulo. Oficina de textos, 552 p.
- Bonin, B. 2004. Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within-plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal, sources? A review. *Lithos*, 78:1-24.
- Boynton, W. V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. Henderson, P. (Ed.), *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, p. 63-114.
- Brito Neves, B. B., Santos, E. J., Van Schmus, W. R. 2000. Tectonic history of the Borborema Province, northeastern Brazil. In Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.) *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31 International Geological Congress, p.151-182.
- Brod, J.A., Barbosa, E.S.R., Junqueira-Brod, T.C., Gaspar, J.C., Diniz-Pinto, H.S., Sgarbi, P.B.A., Petrinovic, I.A. 2005. The Late Cretaceous Goiás Alka line Province (GAP), Central Brazil. In: P. Comin-Chiaramonti, C.B., Gomes (Eds.). *Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform*. EDUSP/FAPESP, São Paulo, Brazil, pp. 261-316.
- Brooks, C.K., Fawcett, J.J., Gittins, J., Rucklidge, J.C., 1981. The Batbjerg complex, east Greenland: a unique ultrapotassic Caledonian intrusion. *Can. J. Earth Sci.* 18, 274–285.
- Brotzu, P., Gomes, C.B., Melluzo, L., Morbidelli, L., Morra, E., Ruberti, E. 1997. Petrogenesis of coexisting SiO₂-undersaturated felsic igneous rocks: the alkaline complexo of Itatiaia, southeastern Brazil. *Lithos* 40, 133-156.
- Carneiro, M.A.; Jorft-Evangelista, H.; Teixeira, W., 1996. Um magmatismo bimodal arqueano dos complexos metamórficos do Quadrilátero Ferrífero e suas implicações tectônicas. *Boletim IG USP*, 29-30.
- Comin-Chiaramonti, P., Civetta, L., Petrini, R., Piccirillo, E. M., Bellieni, G., Censi, P., Bitschene, P., Demarchi, G., De Min, A., Gomes, C.B., Castilho, A.M.V., Velázquez, J.C. 1991. Tertiary nephelinitic magmatism in Eastern Paraguay: petrology, Sr-Nd isotopes and genetic relationships with associated spinel-peridotite xenoliths. *European Journal of Mineralogy* 3, 507-525.
- Cox, K.G., Bell, J.D., Pankhurst, R.J., 1979. Compositional variation in magmas. In: *The Interpretation of Igneous Rocks*. Springer, Dordrecht, Netherlands, 455 p.
- Coward, M.P., 1984. Major shear zones in the Precambrian crust; examples from NW Scotland and southern Africa and their significance. *Precambrian tectonics illustrated*. E Schweizerbartische Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, Germany, 207 - 235.
- Cruz R.F., Accioly A.C.A., 2013. Petrografia, geoquímica e idade U/Pb do Ortognaisse Rocinha, no Domínio Pernambuco-Alagoas W da Província Borborema. *Estudos Geológicos*, 23(2):3-27.
- Da Silva Filho, A.F., Thompson, R.N., Leat, P.T. 1987. Petrology of Terra Nova Pluton, Brazil, and associated ultrapotassic dikes. *Revista Brasileira De Geologia*, 17(4):481-487.
- Deer, W. A., 1992. *An introduction to the rock-forming minerals*. Longman. 629p.
- Deer, W. A.; Howie, R. A.; Zussman, J. 2013. *An Introduction to the Rock-Forming Minerals*. London:Pearson Education Ltd., 3 ed., 505p.

- Delgado, I.M., Souza, J.D., Silva, L.C., Silveira Filho, N.C., Santos, R.A., Pedreira, A.J., Guimarães, T., Angelim, L.A.A., Vasconcelos, A.M., Gomes, I.P., Lacerda Filho, J.V., Valente, C.R., Perrotta, M.P., Heineck, C.A. 2003. Geotectônica do Escudo Atlântico. In: L.A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R.M. Vidotti, J.H. Gonçalves. eds. 2003. Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil. Brasília, CPRM. p. 227-334.
- Ferreira, V.P. 1986. Petrologia e geoquímica de rochas peralcalinas do Cinturão de Dobramentos Cachoeirinha-Salgueiro, Nordeste do Brasil. UFPE. Dissertação de Mestrado, Recife, 177p.
- Ferreira, V.P., Sial, A.N. 1987. Ultrapotassic peralkaline province of the Precambrian Cachoeirinha-Salgueiro foldbelt, Northeast Brazil: geochemical aspects. *Revista Brasileira de Geociências*: 16 (1):73-85.
- Ferreira, V.P., Sial, A.N., Jardim De Sá, E.F. 1998. Geochemical and isotopic signature of Proterozoic granitoids in terranes of the Borborema structural province, northeastern Brazil. *J. South Amer. Earth Sci.* 11:439-455.
- Ferreira, V.P., Sial A.N., Pimentel, M.M., Moura, C.A.V. 2004. Intermediate to acidic magmatism and crustal evolution in the transversal zone, northeastern Brazil. *Geologicado, Continente Sud Americano*, 189–201.
- Ferreira, V.P., Sial A.N., Pimentel M.M., Moura C.A.V. 2004. Intermediate to acidic magmatism and crustal evolution in the transversal zone, northeastern Brazil. *Geologicado, Continente Sud Americano*, pp 189–201.
- Ferreira, V.P., Sial, A.N., Whitney, J.A. 1994. Large-scale silicate liquid immiscibility: a possible example from northeastern Brazil. *Lithos* 33, 285–302.
- Fetter, A.H., Santos, T.T.S., Van Schmus, W.R., Hackspacher, P.C., Neves, B.B.B., Arthaud, M.H., Nogueira Neto, J.A., Wernick, E. 2003. Evidence for Neoproterozoic continental Arc Magmatism in the Santa Quitéria batholith of Ceará state, NW Borborema Province, NE Brazil: implication for the assembly of West Gondwana. *Gondwana Research*, 6:265-273.
- Fetter, A.H., Van Schmus, W.R., Santos, T.J.S., Nogueira Neto, J.A., Arthaud, M.H., 2000. U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal evolution and basement architecture of Ceará state, NW Borborema province, NE Brazil: implications for the existence of the paleoproterozoic supercontinente “Atlantica”. *Revista Brasileira de Geociências*, vol. 30. n.1, 102-106.
- Fisher, R.V. & Schmincke, J.-U. 1984. *Pyroclastic Rocks*. Springer-Verlag, Berlin. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1007/978-3-642-74864-6>>. Acesso em: 02 de abril de 2022.
- Fillippi, R.R. Geoquímica de elementos maiores e traços de granitoides neoproterozoicos da Província Borborema e sua correlação com propriedades físicas de rochas. 2014. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica.
- Foley, S.F., Venturelli, G., Green, D.H., Toscani, L., 1987. The ultrapotassic rocks: characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models. *Earth-Sci. Rev.* 24, 81–134.
- Fontana, E., Nardi, L.V.S., Bitencourt, M. de F., Knijnik, D.B., 2012. Caracterização geoquímica e petrogenética dos Granitoides Arroio Divisa, região de Quitéria, Rio Grande do Sul. *Geol. USP, Sér. cient.*, São Paulo, v. 12, n. 3, p. 3-56
- Formoso, M.L.L., Nardi, L.V.S, Hartmann, L.A., 1989. Geoquímica dos elementos terras raras no Brasil. Rio de Janeiro, CPRM/DNPM, Sociedade Brasileira de Geoquímica. 152 p. Disponível

em:<https://inis.iaea.org/collection/NCLCollectionStore/_Public/21/085/21085903.pdf>. Acesso em: 10 de janeiro de 2022.

- Foster, D.A., Hyndman, D.W., 1990. Magma mixing and mingling between synplutonic mafic dikes and granite in the Idaho-Bitterroot batholiths, in: Anderson, J.L. (Ed.), *The Nature and Origin of Cordilleran Magmatism*. Geol. Soc. Amer. Mem. 174, p. 347-358.
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J. & Frost, C. D., 2001. A Geochemical Classification For Granitic Rocks. *Journal Of Petrology* 42, p. 2033–2048.
- Frost, B. R.; Frost, C. D. (2008). A Geochemical Classification For Feldspathic Igneous Rocks. *Journal of Petrology* 49, p. 1955-1969.
- Gittins, J., Fawcett, J.J., Brooks, C.K., Rucklidge, J.C., 1980. Intergrowths of nepheline–potassium feldspar and kalsilite–potassium feldspar: a re-examination of the ‘pseudo-leucite problem’. *Contrib. Mineral. Petrol.* 73, 119–126.
- Gomes, C.B., Comin-Chiaramonti, P., 2005. An Introduction to the Alkaline and Alkaline-Carbonatitic Magmatism in and Around the Paraná Basin. In: Comin-Chiaramonti, P, Gomes, C.B., 2005. *Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform*. São Paulo: Edusp-Fapesp. p. 21-29.
- Gomes, C. B., Laurenzi, M. A., Censi, P., De Min, A., Velázquez, V. F., Comin-Chiaramonti, P. 1996. Alkaline magmatism from Northern Paraguay (Alto Paraguay): a Permo-Triassic Province. In: Comin-Chiaramonti, P., Gomes, C. B. (eds.) 1996. *Alkaline magmatism in central eastern Paraguay. Relationships with coeval magmatism in Brazil*. São Paulo: Edusp-Fapesp, p. 223-230.
- Gorayeb, P.S.S., Abreu, F.A.M., 1997. O Nefelina Sienito Brejinho, nova ocorrência de intrusão alcalina Pré-Cambriana no oeste da Província Borborema. In: SBG, *Simpósio de Geologia do Nordeste*, 16, Anais, 276-279.
- Gorayeb, P.S.S, Barbosa, R.C.O., Moura, C.A.V., Lemos, R.L., 2011. Petrografia, geocronologia e significado tectônico do Nefelina Sienito Brejinho: extremo noroeste da Província Borborema. *Revista Brasileira de Geologia*, 41:390-407.
- Gorayeb, P.S.S, Lima, A.M.M. de., 2014. Aspectos texturais do magmatismo e tramas da tectônica impostas ao Granito Chaval na Zona de Cisalhamento Santa Rosa, extremo Noroeste da Província Borborema. *Brazilian Journal of Geology*. São Paulo, vol.44. n.4, 653-668.
- Guimarães I. P., Silva Filho A. F., Almeida C. N., Macambira M. B., Armstrong, R., 2011. U-Pb SHRIMP data constraints on calcalkaline granitoids with 1.3 e 1.6 Ga Nd TDM model ages from the central domain of the Borborema province, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 31, p. 383-396.
- Hasui, Y., Carneiro, C. D. R., Almeida, F. F. M.; Bartorelli, A. 2012. *Geologia do Brasil*. Beca: São Paulo, pg. 260-261.
- Hollanda, M.H.B.M. de, Armstrong, R., Archanjo, C. 2009. Geologia e caracterização química do magmatismo peralcalino ultrapotássico do enxame de diques Manaíra-Princesa Isabel, Província Borborema. In: *Geol. USP, Sér. cient.*, São Paulo, v. 9, n. 3, p. 13-46.
- IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 2016. Bases e Referenciais Cartográficos. Disponível em: <<https://mapas.ibge.gov.br/bases-e-referenciais/bases-cartograficas/malhas-digitais.html>>. Acesso em: 25 jan 2022.

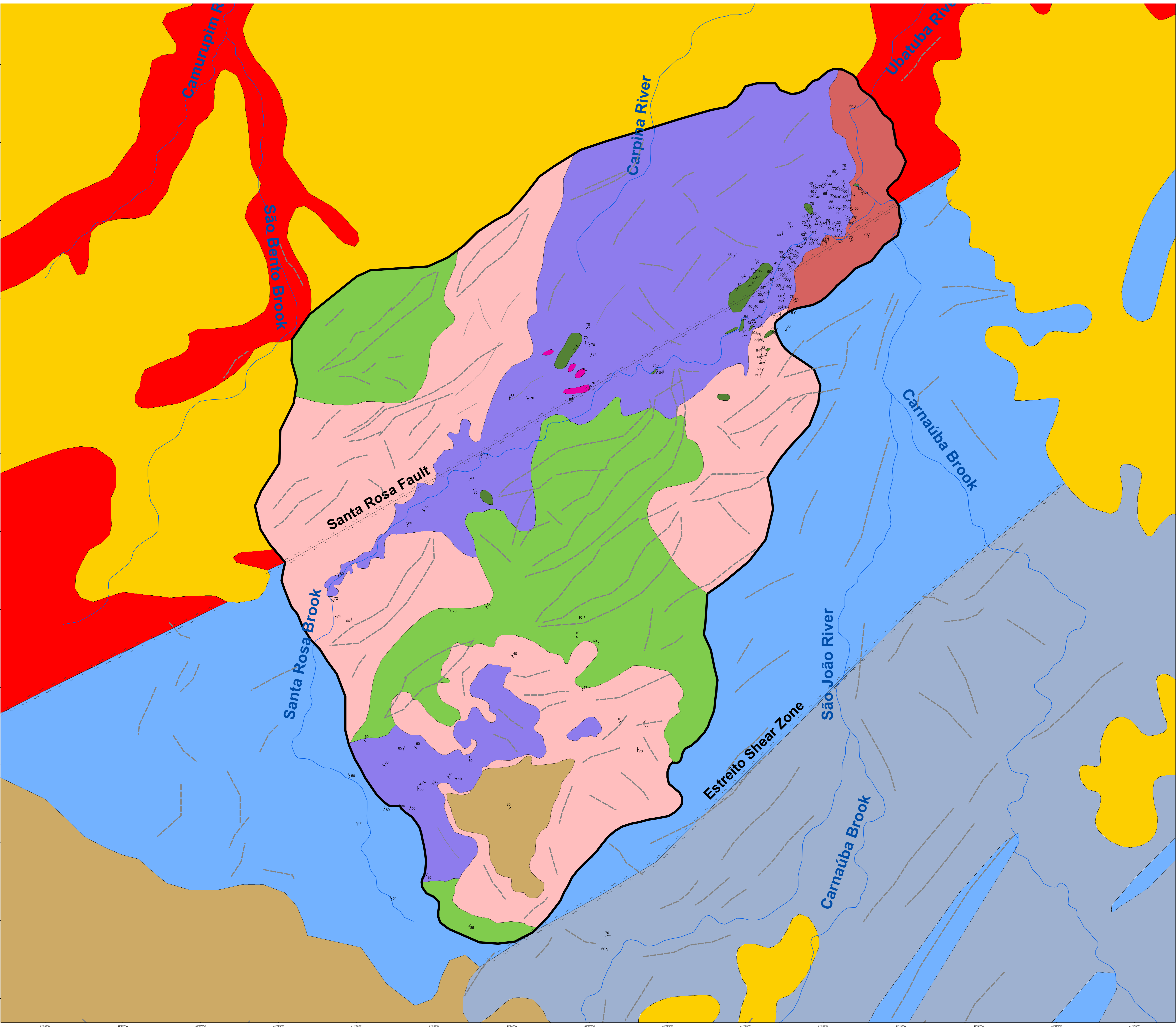
- Janoušek, V., Farrow, C. M., Erban, V., 2006. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology*, 47(6), 1255-1259.
- Jardim De Sá, E. F. 1984. A evolução proterozóica da Província Borborema. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 11, Natal, Atas, 291-316. .
- Jardim De Sá, E. F., Macedo, M.H.F., Fuck, R.A. Kawashita, K. 1992. Terrenos proterozóicos na Província Borborema e a margem norte do Cráton São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 22(4):472-480.
- Jordt-Evangelista, H., Alvarenga, J. P. M., Lana, C., 2015. Petrography and geochronology of the Furquim Quartzite, an eastern extension of the Itacolomi Group (Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais). *REM: Revista Escola de Minas*, 68(4), 393-399.
- Kauffman, R. A. & Dyk, D. V. 1994. Ferdspar. In: *Industrial Minerals and Rocks*, 6th Edition, D. D. Carr (Senior Editor), Society of Mining, Metallurgy, and Exploration, Inc. Littleton, Colorado, p. 473-481.
- Khanturgaeva, G. I., Shiretorova, V. B., 2013. Prospects for Advanced Processing of Synnyrite. *Journal of Mining Science*, Vol. 49, No. 6, pp. 996–1003.
- Klein, C., Dutrow, B. 2012. *Manual de Ciência dos Minerais*, 23a ed. Bookman, Nesse, W.D. Introduction to Mineralogy. Oxford University Press.
- Kondrashov, I.A., Pervov, V.A., Sharkov, E.V., Kononova, V.A., Bogatkov, O.A., Ettinger, K. 1998. Layering in the Southern Sakun high-potassium alkaline Massif, Aldan Shield, Russia. *Petrology* 6, 252–271.
- Kononova, V.A., Pervov, V.A., Bogatkov, O.A., Woolley, A.R., Suddaby, P., 1997. Pseudoleucite and the origin of the highly potassic rocks of the southern Sakun Massif, Aldan shield. *Petrology* 5, 167–182.
- Kostyuk, V.P., Bazarova, T.Yu., Panina, L.I., Vavilov, M.A., 1986. On the differentiation of alkalic basaltoid magmas and the possible formation of natural high-potassium melts. *Sov. Geol. Geophys.* 27 (2), 75–81.
- Kostyuk, V.P., Panina, L.I., Zhidkov, A.Ya., Orlova, M.P., Bazarova, T. Yu., 1990. Potassic Alkaline Magmatism of the Baikal–Stanovoy Rift System [in Russian]. Nauka, Novosibirsk.
- Lages, G. de A., Marinho, M. de S., Nascimento, M.A.L. do, Medeiros, V.C. de, Dantas, E.L. 2016. Geocronologia e aspectos estruturais e petrológicos do Pluton Bravo, Domínio Central da Província Borborema, Nordeste do Brasil: um granito transalcalino precoce no estágio pós-colisional da Orogênese Brasileira. *Brazilian Journal of Geology*, 46(1): 41-61.
- Lajoie, J. 1980. Volcanoclastic rocks. In: Walker, R.G. 1980. *Facies Models*. Geosciences Canada. 1:191-200 (Serie Reimpression).
- La Roche, H., Leterrier, J. Grandclaude, P., Marchal, M., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major element analysis. Its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29, 183-210.
- 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, 236 p.

- Le Maitre, R. W., et al., 2005. *Igneous rocks: A classification and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks*. 252 S. Cambridge, UK: Cambridge University Press.
- Liegeois J.P. 1998. Preface: Some words on post-collisional magmatism. *Lithos*, 45:15-17.
- Machado, J. R. M., Oliveira, D. C. de, & Almeida, J. de A. C. de. 2021. Geologia, geoquímica e afinidades tectonomagmáticas dos granitoides de Bannach do Domínio Rio Maria, Província Carajás, Brasil. *Geologia USP. Série Científica*, 21(2), 59-90.
- Maniar, P. D. Piccoli, P. M., 1989. Tectonic discriminations of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*. vol.101. n.1,635–643.
- 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
- McDonough, W.F. & Sun, S.-S. 1995. Composition of the Earth. *Chemical Geology* 120: 223-253.
- Medeiros, S. R. de., 2000. Magmatismo bimodal pós-colisional cálcio-alcálico de médio a alto-K no Cinturão Ribeira: Estudo geoquímico do Complexo Intrusivo Várzea Alegre (CIVA) – ES. *Revista Brasileira de Geociências, Várzea Alegre*, vol. 30. n.4, 707-716.
- Melo, S. de C., 2002. Estrutura, petrologia e geocronologia do Batólito Brejo da Madre de Deus (Estado de Pernambuco), relações com a Zona de Cisalhamento Pernambuco Leste, Nordeste do Brasil. Tese (Doutorado). Universidade Federal de Pernambuco, Centro de Tecnologia e Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências.
- Middlemost, E.A.K. 1975. The basalt clan. *Earth Science Reviews*, v. 11, p. 337-364.
- Mitchell, R.H., 1996. Undersaturated potassic plutonic complexes. In: Mitchell, R.H. (Ed.), *Mineralogical Association of Canada Short Course*. vol. 24, pp. 193–216.
- Mittempergher, M. 1965. Vulcanismo e petrogenesi nella zona di San Venanzo (Umbria). *Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, serie A*, 72, 437-479.
- Moraes, L.C. de, Seer, H.J. 2018. Terras Raras. Recursos Minerais de Minas Gerais – RMMG. Disponível em: <http://recursomineralmg.codemge.com.br/substancias-minerais/terras-raras/#Biondi_2015>. Acesso em: 02 de novembro de 2021.
- Motoki A, Sichel SE, Vargas T, Aires JR, Iwanuch W, Mello SIm, Motoki KF, Silva S, Balmant A and Gonçalves J., 2010. Geochemical evolution of the felsic alkaline rocks of Tanguá, Rio Bonito, and Itaúna intrusive bodies, State of Rio de Janeiro, Brazil. *Geociências* 29(3): 291-310.
- Nardi, L.V.S., Bitencourt, M.F. 2009. A-type granitic rocks in post-collisional settings in southernmost Brazil: their classification and relationship with tectonics and magmatic series. *Canadian Mineralogist*, 47(6):1493-1503.
- Nascimento, M.A.L., Souza, Z.S., Galindo, A.C., 2000. Magmatismo granítico de série alcalina na extremidade oriental da Província Borborema – o Plúton Caxexa: Geologia e Geoquímica. *Geochimica Brasiliensis*, 14(1): 03-040.
- Nascimento, M. A. L., Souza, Z. S., Nascimento, R. S. C., Galindo, A. C., 2003. Química mineral e evolução petrológica do magmatismo alcalino neoproterozóico do maciço São José de Campestre (RN-PB), extremo NE da Província Borborema. *Revista Brasileira de Geociências*, 33(2), 225-236.
- Neves, B.B.B. 1975. Regionalização Geotectônica do Pré-Cambriano do Nordeste. São Paulo. 198 p. Tese de Doutorado, IG/USP.

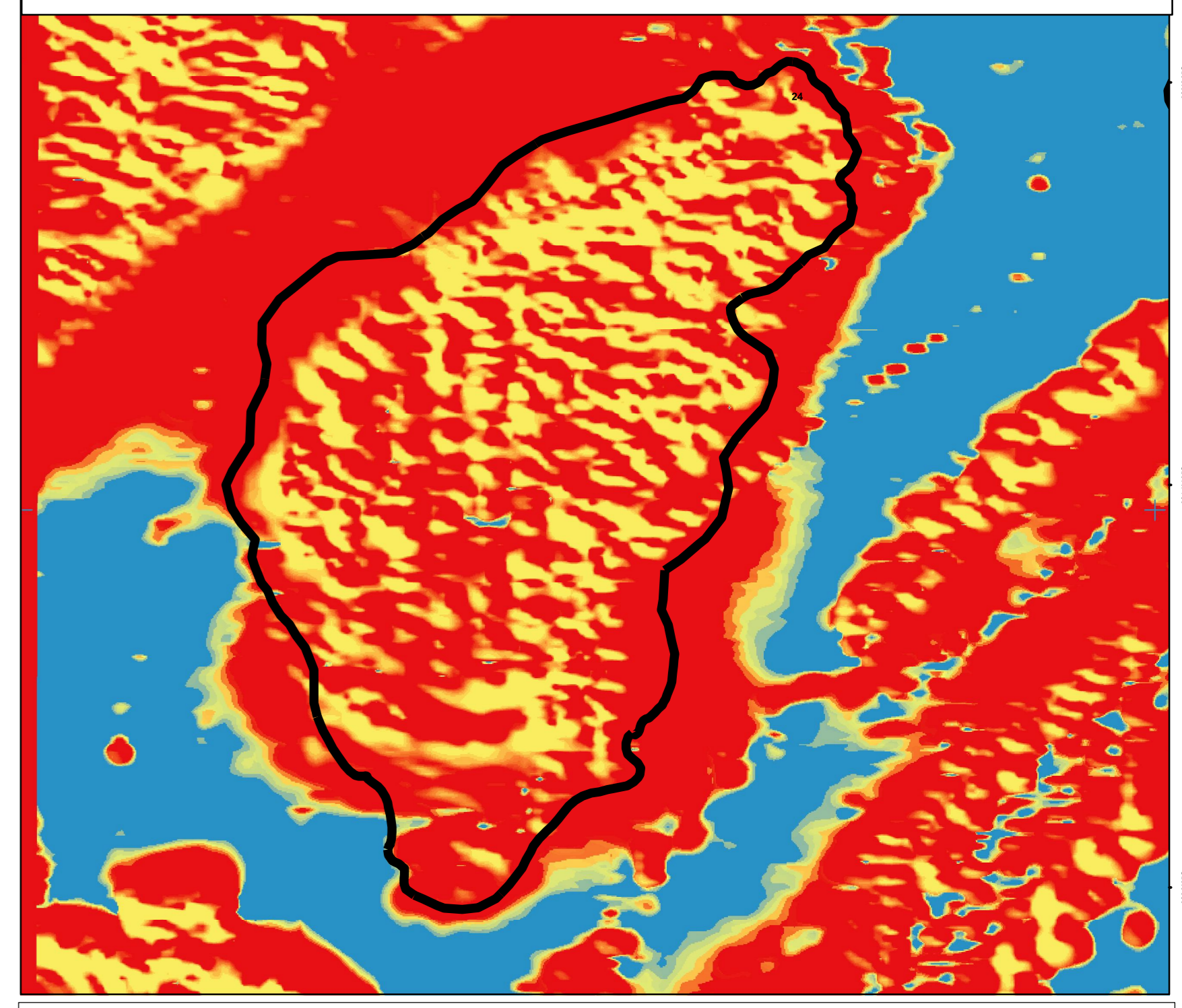
- Oliveira, D.C. 1992. Geologia do Gráben de Martinópolis, área de Campanário/Paula Pessoa (Granja, CE): Implicações na evolução litoestratigráfica e tectonometamórfica do noroeste do Ceará. *Revista Brasileira de Geociências*, 22(2):143-156.
- Osako, S.L. 2009. Investigação Gravimétrica da litosfera na porção setentrional do Nordeste do Brasil: Compartimentação Estrutural da Província Borborema. Tese de Mestrado. Universidade do Ceará p. 1- 33.
- Panina, L.I., 1983. Formation of high-potassium melts rich in aluminium. *Sov. Geol. Geophys.* 24 (4), 34–39.
- Panina, L.I., Rokosova, E.Yu., Ryabukha, M.A. 2022. Ultrapotassic Aluminosilicate Melts: Specifics of Formation by the Example of Synnyrites from the Synnyr Massif. *Russian Geology and Geophysics* 63 (2022) 153–164.
- Panina, L.I., Sharygin, V., Proshenkin, I., 1995. Synnyrites-New Complex Alumina-Potassic Raw Material. *Resource Geol.* 45, 223-233.
- Parente, C.V., Silva Filho, W.F., Almeida, A.R. 2004. Bacias do Estágio da Transição do Domínio Setentrional da Província Borborema. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito Neves, B.B. 2004. (EDS) Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Editora Beca, São Paulo, 525-536.
- Pearce, J.A., 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, v. 19, n. 4, p. 120-125.
- Pearce, J. A., Harris, N. W., and Tindle, A. G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks: *Journal of Petrology*, v. 25, n. 4, p. 956–983.
- Pereira, A. L. M., Silva, C. das G.A. 2021. Integração de dados de geologia, geofísica, solos, topografia e geomorfologia e suas relações com uso e ocupação do solo da Faixa Itabira - João Monlevade. Trabalho de conclusão de curso, Universidade do Estado de Minas Gerais – UEMG.
- Phillips, E.R. 1980. On polygenetic myrmekite. *Geological Magazine*, 117, 29-36.
- Pinéo, T.R.G., França, A.F.L., Bessa, M.D.M.R., Martins, M.D., Abreu, F.R. 2019. Avaliação do Potencial Mineral do Noroeste do Ceará. Programa de Geologia Mineração e Transformação Mineral. Informe de Recursos Minerais: Séries Províncias Minerais do Brasil, nº24. Fortaleza, CPRM.
- Pinéo, T. R. G.; Lima, A. F.; Martins, M. D.; Bessa, M. D. M. R., 2018. Projeto ARIM Noroeste do Ceará. Mapa geológico-geofísico: Folha Chaval - SA.24-Y-C-II. Escala 1:100.000. Fortaleza: CPRM.
- Pomerol, C.; Lagabrielle, Y.; Renard, M.; Guillot, S. 2013. *Princípios de geologia: técnicas, modelos e teorias*. Porto Alegre: Bookman. 2013.
- Rosa, M. de L. da S., Macambira, H. Conceição, M. J.B., Menezes, R. C.L., Cunha, M..P. da; Rios, D. C, Marinho, M. M., 2005. Magmatismo alcalino intraplaca neoproterozóico no Sul do Estado da Bahia: o batólito nefelina-sienítico Itarantim. *Revista Brasileira de Geociências*, Volume 35, 2005. 35(4 - Suplemento):47-58.
- Remus M.V.D., Hartmann L.A., Formoso M.L.L. 1993. Os padrões de Elementos Terras Raras (ETR) e a afinidade geoquímica komatiítica dos xistos magnesianos e rochas associadas do Complexo Cambaizinho, São Gabriel/RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 23(4):370-387.
- Renne, P. R., Ernesto, M., Milner, S.C. 1997. Geochronology of the Paraná-Angola-Etendeka magmatic Province. *Eos, Transactions, American Geophysical Union* 78 (46) F742.

- Ribeiro, C.C., Brod, J. A., Junqueira-Brod, T.C., Gaspar, J.C., Palmieri, M., Cordeiro, P.F.O., Torres, M.G., Grasso, C.B., Barbosa, E.S.R., Barbosa, P.A.R., FerrarI, A.J.D., Gomide, C.S. 2014. Metalogênese das Províncias Tectônicas Brasileiras. In: Silva, M. G., Rocha Neto, M.B., Jost, H., Kuyumjian, R.M. 2014. (org.). Potencial e Controles Metalogenéticos de ETR, Ti e Nb em Províncias Alcalino-Carbonatíticas Brasileiras. Belo Horizonte, CPRM, p. 559-586.
- Rosa, M. de L. da S., Macambira, H., Conceição, M. J.B., Menezes, R. C.L., Cunha, M. P. da, Rios, D. C., Marinho, M. M. 2005. Magmatismo alcalino intraplaca neoproterozóico no Sul do Estado da Bahia: o batólito nefelina-sienítico Itarantim. *Revista Brasileira de Geociências*, 35, 2005. 35.
- Salvi, S., Fontan, F., Monchoux, P., Williams-Jones, A. E., Moine, B. 2000. Hydrothermal mobilization of high field strength elements in alkaline igneous systems: evidence from the Tamazeght Complex (Morocco). *Economic Geology*, 95(3), 559-576.
- Sampaio, M.A.F. 2005. Petrologia, geoquímica e evolução crustal do Complexo Granítico Esperança, Terreno Alto Pajeú, Domínio da Zona Transversal, Província Borborema, Nordeste Brasileiro. Tese de Doutorado, Universidade Federal de Pernambuco, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Recife, 2005.
- Sharygin, V. V., Panina, L. I. 1993. Melanocratic rocks of the Kalyumnyi deposit (Synnyr alkaline massif). *Russian Geology & Geophysics*, 8, 109-116 (in Russian).
- Sial, A.N. 1984. Litogeoquímica de elementos terras raras na caracterização de granitoides no espaço Cachoeirinha, Nordeste do Brasil. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais, Rio de Janeiro, SBG, pp. 2697-2709.
- Sial, A.N., Ferreira, V.P. 2015. Magma association in Ediacaran granitoids of the Cachoeirinha-Salgueiro and Alto Pajeú terranes, northeastern Brazil: forty years of studies. *Journal of South American Earth Science*, 68:113-133.
- Sial, A. N., Lima, E.S., Pessoa, D.A., Castro, C., Villarroel, H.S., Borba, G.S., Rodrigues Da Silva, M.R. 1981. Petrologia e geoquímica do Batólito de Bodocó e stocks de Serrita, Pernambuco. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 10, Recife, 1981. Atas... Recife, SGN/NE, 48-59p.
- Sial, A.N., Vasconcelos, P.M., Ferreira, V.P., Pessoa, R.R., Brasilino, R.G., Morais Neto, J.M. 2008. Geochronological and mineralogical constraints on depth of emplacement and ascension rates of epidote-bearing magmas from northeastern Brazil. *Lithos*, 105:225-238.
- Siégel, C., Bryan, S. E., Allen, C. M., e Gust, D. A., 2018. Use and abuse of zircon-based thermometers: A critical review and a recommended approach to identify antecrystic zircons. *Earth-Science Reviews*, 176, 87-116.
- Silva Filho, A.F., Guimarães, I.P., Ferreira, V.P., Armstrong, R., Sial, A.N. 2010. Ediacaran Águas Belas pluton, Northeastern Brazil: Evidence on age, emplacement and magma sources during Gondwana amalgamation. *Gondwana Res.*, 17(4):676-687.
- Solano, J.M.S., Jackson, M.D., Spars, R.S.J., Blundy, J.D., Annen, C. 2012. Melt Segregation in Deep Crustal Hot Zones: a Mechanism for Chemical Differentiation, Crustal Assimilation and the Formation of Evolved Magmas. *Journal of Petrology*, 53(10): 1999-2026.
- Sorensen, H. 1974. The alkaline rocks. London: Jonh Wiley & Sons, 622p, 1974.
- Toquato, J.R., Neto, J.de A. N. 1996. Histograma da região de dobramentos do Médio Coreaú. *Revista Brasileira de Geociências*, 26(4):303-314.

- Torres, J. D. P., 2017. O Potencial mineral das rochas alcalinas: estudo de caso no batólito sienítico itarantim, Província Alcalina do Sul do Estado da Bahia. Dissertação (Mestrado). Salvador: Universidade Federal da Bahia - UFBA.
- Trouw, R. A. J., Passchier, C. W., 2005. *Microtectonics*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, Germany, 1-365.
- Ulbrich, H.H.G.J., 1984. A petrografia, a estrutura e quimismo de nefelina sienitos do Maciço Alcalino de Poços de Caldas, MG-SP. São Paulo, 1984. 360 p. Thesis (Livre Docência em Geologia) – Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. (unpublished)
- Valença, J.G., 1980. Geology, petrography and petrogenesis of some alkaline igneous complexes of Rio de Janeiro State, Brazil. London, Ontario, Canada, 247 p. Thesis (Doctor in Geosciences) – West Ontario University, London, Canada. (unpublished).
- Van Schmus, W.R., Kozuch, M., Brito Neves, B.B. 2011. Precambrian history of the Zona Transversal of the Borborema Province, NE Brazil: Insights from Sm-Nd and U-Pb geochronology. *Journal of Geotechnical Earthquake Engineering*, 31:227-252.
- Vieira, A. T.; Melo, F. Projeto Acaraú. 1975. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM). Disponível em: <<https://www.cprm.gov.br/aero/1000/CG102200.HTM>>. Acesso em: 17 de janeiro de 2022.
- Vlach, S. R. F. 2002. A classe dos tectossilicatos: guia geral da teoria e exercício. *Revista do Instituto de Geociências – USP*, 1, 44 p, 2002.
- Vlach, S. R. F., Ulbrich, M. N. C., Ulbrish, H. H. G. J., Gualda, G. A. R. 1996. Rochas de afinidades alnoíticas e sílico-carbonáticas periféricas ao maciço alcalino de Poços de Caldas (MG-SP). XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, Anais 2, 128-130.
- Wernick, E. 2004. Rochas Magmáticas: conceitos fundamentais e classificação modal, química, termodinâmica e tectônica. Edição 1. São Paulo: Editora. Unesp.
- Whitney, D.L., Evans, B.W., 2010. Abbreviations for Names of Rock-Forming Minerals. *American Mineralogist*, 95, 185-187.
- Zhidkov, A.Y., 1962. The Synnyr complex intrusion of Northern Baikalian alkaline province (in Russian). *Sov. Geol. Geophys.* 9, 29–40.
- Zhidkov, A.Y., 1963. Unique deposit of pseudoleucite ultrapotasic syenites (in Russian). *Dokl. Akad. Nauk* 152, 414–417.

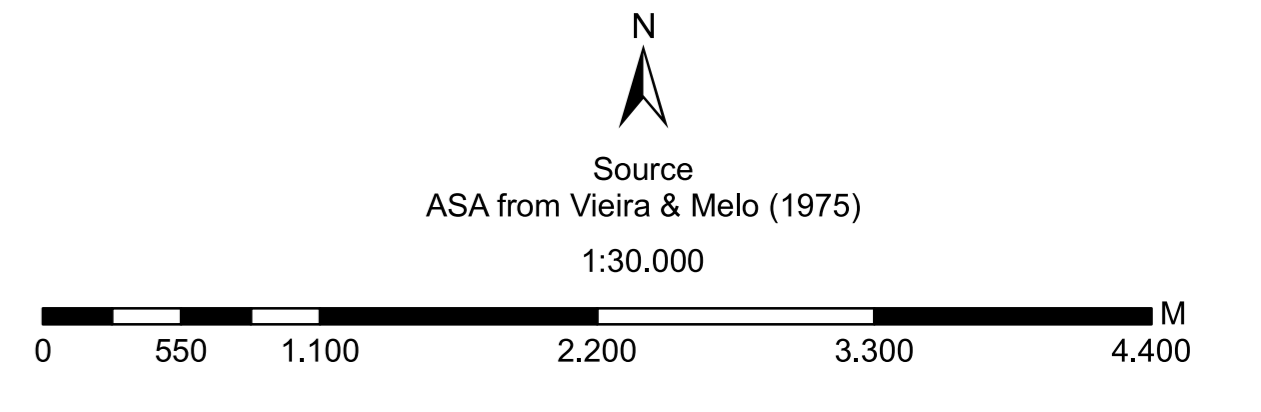


ANALYTICAL SIGNAL AMPLITUDE (ASA)



LITHOSTRATIGRAPHIC

- Cenozoic**
 - Barreiras Group
 - Paleozoic (Silurian-Devonian)**
 - Serra Grande Group
 - Neoproterozoic**
 - Brejinho Alkaline Pluton**
 - Brejinho Kalsilite Syenite
 - Kalsilite Syenite facies (Kls Sye)
 - Biotite-Kalsilite Syenite facies (Bt-Kls Sye)
 - Biotite Syenite facies (Bt Sye)
 - Kalsilite-Aegirine-Augite Syenite facies (Ksl-Aeg-Aug Sye)
 - Aegirine-Augite Syenite facies (Aeg-Aug Sye)
 - Mafic/Ultramafic Suite
 - Chaval Granite
 - Martinópolis Group
 - Paleoproterozoic**
 - Granja Complex
- GEOLOGICAL CONVENTIONS**
 - Foliation
 - Geological contact
 - Dextral strike-slip fault
 - Foliation trace
 - Limit Brejinho Alkaline Pluton
- CARTOGRAPHIC CONVENTIONS**
 - Hydrography



APPENDIX B - Geochemical results of the Brejinho Alkaline Pluton (major element analysis – XRF; minor, trace, and REE analysis – ICP-OS and ICP-MS)

SAMPLE	PRBJ- PBCE- AMT- RO0022	PRBJ- PBCE- AMT- RO0023	PRBJ- PBCE- AMT- RO0024	PRBJ- PBCE- AMT- RO0025	PRBJ- PBCE- AMT- RO0026	PRBJ- PBCE- AMT- RO0027	PRBJ- PBCE- AMT- RO0028	PRBJ- PBCE- AMT- RO0029	PRBJ- PBCE- AMT- RO0030	PRBJ- PBCE- JOS- RO0135	PRBJ- PBCE- JOS- RO0136	PRBJ- PBCE- JOS- RO0137	PRBJ- PBCE- JOS- RO0138	PRBJ- PBCE- JOS- RO0139	PRBJ- PBCE- JOS- RO0141	PRBJ- PBCE- JOS- RO0142	PRBJ- PBCE- JOS- RO0145	PRBJ- PBCE- JOS- RO0146	PRBJ- PBCE- JOS- RO0151	PRBJ- PBCE- JOS- RO0154	PRBJ- PBCE- JOS- RO0155	PRBJ- PBCT- AMT- RO0002	PRBJ- PBCT- AMT- RO0003	PRBJ- PBCT- CAL- RO0005	PRBJ- PBCT- CMS- RO0005	
	LITHOLOGY	KLS SYE	KLS SYE	KLS SYE	KLS SYE	KLS SYE	KLS SYE	KLS SYE	KLS SYE	KLS SYE	KLS SYE	KLS SYE	KLS SYE	KLS SYE	KLS SYE	KLS SYE	KLS SYE	KLS SYE	KLS SYE	KLS SYE	KLS SYE	KLS SYE	KLS SYE	KLS SYE	KLS SYE	KLS SYE
SiO ₂	57.100	58.600	58.800	57.100	58.800	57.600	58.800	57.900	58.100	56.700	56.500	56.000	56.100	56.000	55.800	55.500	56.000	55.300	55.500	56.400	56.600	60.700	59.500	54.300	58.200	
TiO ₂	2.300	2.000	2.640	2.120	2.340	2.270	2.140	2.310	2.240	3.260	2.260	2.810	2.460	2.900	2.560	3.290	2.680	2.690	2.630	2.160	2.120	1.760	2.070	1.720	1.680	
Al ₂ O ₃	21.300	21.700	21.100	21.800	21.200	22.200	21.600	21.500	21.400	20.400	21.700	20.500	21.300	20.300	20.900	20.400	20.900	20.700	20.800	21.200	21.700	21.200	21.300	21.600	21.300	
Fe ₂ O _{3t}	0.240	0.370	0.220	0.170	0.260	0.170	0.200	0.210	0.240	0.200	0.350	0.100	0.070	0.120	0.150	0.180	0.030	0.500	0.270	0.170	0.330	0.050	0.020	0.850	0.430	
MnO	0.170	0.240	0.270	0.200	0.220	0.190	0.200	0.270	0.210	0.230	0.260	0.460	0.390	0.440	0.240	0.250	0.140	0.540	0.500	0.450	0.320	0.050	0.160	0.880	0.150	
MgO	0.140	0.120	0.190	0.150	0.170	0.150	0.150	0.190	0.190	0.910	0.160	0.330	0.190	0.340	0.170	0.630	0.190	0.230	0.210	0.120	0.120	0.100	0.190	0.240	0.110	
CaO	0.040	0.270	0.120	0.120	0.160	0.100	0.140	0.170	0.160	0.030	0.270	0.010	0.040	0.005	0.090	0.005	0.010	0.350	0.220	0.150	0.060	0.030	0.005	0.240	0.650	
Na ₂ O	0.980	0.690	0.390	0.590	0.690	0.970	0.750	0.260	0.480	1.360	0.390	0.670	0.490	0.500	0.480	0.810	0.700	0.480	0.470	0.280	1.330	0.050	0.050	0.190	0.050	
K ₂ O	16.200	16.700	16.700	17.100	16.900	16.700	16.100	17.300	17.300	15.800	17.900	16.400	18.000	17.700	17.600	17.200	16.900	16.800	17.200	16.700	15.800	15.300	14.900	19.400	14.800	
P ₂ O ₅	0.010	0.010	0.010	0.010	0.020	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010	0.020	0.010	0.020	0.020	0.040	0.010	0.010	0.010	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	
BaO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.140	0.000	
Cr ₂ O ₃	0.005	0.010	0.005	0.005	0.005	0.005	0.010	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.010	
LOI	1.160	1.260	1.020	1.010	1.030	1.260	1.560	0.840	1.000	0.860	0.770	1.060	0.500	0.400	0.440	0.230	0.670	0.860	0.630	1.400	1.240	0.740	1.140	0.510	1.280	
Ni	14.000	16.000	16.000	18.000	18.000	16.000	17.000	13.000	17.000	16.000	16.000	14.000	9.000	10.000	19.000	25.000	22.000	11.000	12.000	15.000	13.000	3.000	7.000	10.000	3.000	
Rb	1842.000	1649.000	1651.000	1627.000	1540.000	1769.000	1563.000	1564.000	1595.000	1359.000	1736.000	1639.000	1679.000	1523.000	1740.000	1461.000	1639.000	1632.000	1578.000	1609.000	1360.000	998.000	1440.000	1249.000	1276.000	
Sr	144.000	216.000	141.000	101.000	148.000	100.000	138.000	141.000	172.000	208.000	280.000	115.000	109.000	130.000	131.000	132.000	98.000	290.000	185.000	118.000	243.000	252.000	178.000	93.000	754.000	
Ba	459.000	578.000	685.000	332.000	507.000	297.000	454.000	593.000	570.000	1247.000	372.000	621.000	555.000	591.000	560.000	842.000	710.000	600.000	729.000	439.000	554.000	3723.000	2342.000	961.000	1802.000	
Zr	13.000	5.000	12.000	32.000	5.000	14.000	5.000	16.000	63.000	5.000	5.000	36.000	5.000	13.000	5.000	5.000	5.000	13.000	16.000	5.000	13.000	5.000	53.000	4.000	17.000	
Y	0.000	2.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	2.000	3.000	3.000	1.000	0.000	1.000	2.000	4.000	1.000	4.000	2.000	1.000	0.000	1.000	1.000	3.000	17.000	
Nb	2.000	1.000	2.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	15.000	5.000	7.000	7.000	4.000	4.000	9.000	2.000	1.000	1.000	2.000	1.000	5.000	3.000	3.000	2.000	
Th	1.000	1.000	0.000	1.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	1.000	1.000	1.000	0.000	0.000	0.000	1.000	0.000	2.000	0.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	2.000	
Co	3.000	3.000	4.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	5.000	3.000	4.000	3.000	5.000	4.000	7.000	3.000	4.000	4.000	3.000	3.000	1.000	3.000	6.000	2.000	
Cs	103.000	111.000	106.000	99.000	87.000	87.000	81.000	87.000	98.000	104.000	141.000	142.000	140.000	116.000	136.000	111.000	114.000	126.000	110.000	88.000	75.000	69.000	87.000	87.000	66.000	
Cu	9.000	10.000	10.000	12.000	8.000	8.000	9.000	27.000	9.000	32.000	14.000	21.000	13.000	17.000	14.000	24.000	33.000	19.000	11.000	12.000	9.000	6.000	9.000	3.000	8.000	
Ga	25.000	24.000	25.000	26.000	24.000	26.000	25.000	25.000	24.000	24.000	27.000	30.000	29.000	27.000	28.000	26.000	27.000	26.000	26.000	27.000	26.000	20.000	19.000	23.000	16.000	
Hf	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	1.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	1.000	0.000	0.000	
Sn	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	3.000	4.000	3.000	4.000	6.000	14.000	16.000	8.000	5.000	0.000	2.000	1.000	4.000	3.000	4.000	3.000	0.000	0.000	0.000	4.000	
Ta	2.000	1.000	1.000	1.000	1.000	0.000	0.000	0.000	0.000	3.000	0.000	2.000	1.000	1.000	0.000	1.000	0.000	0.000	0.000	3.000	2.000	1.000	1.000	0.000	0.000	
Tl	2.000	2.000	2.000	1.000	2.000	1.000	1.000	2.000	2.000	2.000	2.000	3.000	2.000	2.000	2.000	1.000	1.000	2.000	1.000	1.000	0.000	0.000	0.000	1.000	0.000	
U	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
V	13.000	21.000	15.000	47.000	50.000	37.000	33.000	17.000	22.000	29.000	36.000	14.000	25.000	20.000	51.000	122.000	57.000	18.000	50.000	26.000	63.000	3.000	6.000	4.000	62.000	
W	17.000	5.000	9.000	4.000	3.000	8.000	8.000	9.000	6.000	0.000	2.000	0.000	0.000	0.000	0.000	6.000	3.000	0.000	0.000	1.000	0.000	0.000	0.000	0.000	5.000	
Zn	37.000	38.000	41.000	37.000	34.000	31.000	31.000	56.000	36.000	3.000	3.000	16.000	12.000	24.000	3.000	14.000	7.000	17.000	17.000	20.000	3.000	3.000	16.000	13.000	10.000	
La	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	
Ce	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	
Pr	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	
Nd	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	
Sm	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	
Eu	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	
Gd	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	
Tb	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	
Dy	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	
Ho	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	
Er	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	
Tm	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	
Yb	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	
Lu	NA	NA	NA	NA																						

APPENDIX B - Geochemical results of the Brejinho Alkaline Pluton (major element analysis – XRF; minor, trace, and REE analysis – ICP-OS and ICP-MS)

SAMPLE	PRBJ-PBCT-DAD-RO0104	PRBJ-PBCT-DAD-RO0111	PRBJ-PBCT-JOS-RO0007	PRBJ-PBCT-JOS-RO0014	PRBJ-PBCT-JOS-RO0030	PRBJ-PBCT-JOS-RO0033	PRBJ-PBPO-CMS-RO0002	PRBJ-PBSU-DAD-RO0002	PRBJ-PBCA-AMT-RO0005	PRBJ-PBCA-AMT-RO0007	PRBJ-PBCA-JOS-RO0172	PRBJ-PBLR-JCA-RO0001	PRBJ-PBPO-CMS-RO0001	PESK-PRBJ-DAD-RO0011	PRBJ-PBCA-CMS-RO0003	PRBJ-PBCA-CMS-RO0007	PRBJ-PBCA-CMS-RO0009	PRBJ-PBCA-DAD-RO0109	PRBJ-PBCT-DAD-RO0107	PRBJ-PBCT-DAD-RO0113	PRBJ-PBLJ-DAD-RO0005	PRBJ-PBLR-JOS-RO0001	PESK-PRBJ-DAD-RO0002	PESK-PRBJ-DAD-RO0003	PESK-PRBJ-JOS-RO0030			
	KLS SYE	KLS SYE	KLS SYE	KLS SYE	KLS SYE	KLS SYE	KLS SYE	KLS SYE	BT-KLS SYE	BT-KLS SYE	BT-KLS SYE	BT-KLS SYE	BT-KLS SYE	BT SYE	BT SYE	BT SYE	BT SYE	BT SYE	BT SYE	BT SYE	BT SYE	BT SYE	BT SYE	BT SYE	BT SYE	BT SYE	KLS-AEG-AUG SYE	KLS-AEG-AUG SYE
SiO ₂	54.100	54.500	54.900	58.300	54.400	54.900	55.230	62.080	57.200	58.600	57.700	62.340	57.040	56.900	61.360	56.820	62.210	57.300	53.300	54.000	55.200	59.300	61.100	59.300	50.800			
TiO ₂	1.660	1.750	1.920	3.560	1.860	1.690	1.610	1.800	0.030	0.020	0.170	2.410	2.950	5.740	4.090	11.860	3.590	5.070	0.170	0.170	0.180	6.770	1.640	2.110	0.900			
Al ₂ O ₃	21.500	21.300	20.900	20.100	21.000	21.400	20.740	20.150	23.500	22.200	22.600	16.510	19.470	16.800	16.350	12.850	14.930	20.300	20.500	20.100	19.900	11.600	16.600	16.100	12.300			
Fe ₂ O _{3t}	0.740	0.730	0.880	0.040	0.960	0.720	0.170	0.190	1.400	1.650	1.340	0.750	0.300	2.280	2.650	3.580	2.500	0.010	1.920	2.370	2.260	5.570	3.910	5.060	7.540			
MnO	0.690	0.810	0.850	0.340	0.580	0.890	0.410	0.070	0.010	0.010	0.010	0.310	0.570	1.360	2.120	2.820	2.160	0.200	0.010	0.030	0.010	4.050	0.040	0.050	0.130			
MgO	0.190	0.290	0.300	0.360	0.200	0.230	0.140	0.040	0.050	0.050	0.300	0.260	0.250	0.500	0.530	1.240	0.360	0.470	1.420	1.690	1.560	0.440	0.820	1.100	5.450			
CaO	0.200	0.230	0.270	0.020	0.320	0.230	0.090	0.130	0.030	0.050	0.030	0.140	0.050	0.210	0.370	0.170	0.240	0.160	1.810	2.480	1.860	0.410	1.120	1.090	8.210			
Na ₂ O	0.280	0.360	0.560	0.730	0.640	0.580	0.860	0.120	0.050	0.050	0.050	1.930	1.130	1.180	4.280	2.200	2.900	0.340	0.270	0.410	0.170	2.710	1.930	1.720	1.300			
K ₂ O	18.700	18.500	18.000	17.200	18.400	18.000	15.890	14.220	14.400	14.800	14.900	11.500	13.890	12.400	6.120	9.110	9.180	11.700	17.800	17.300	17.700	8.690	12.300	12.000	10.300			
P ₂ O ₅	0.005	0.010	0.020	0.020	0.010	0.010	0.005	0.005	0.230	0.100	0.050	0.030	0.020	0.070	0.090	0.140	0.060	0.010	0.130	0.140	0.340	0.140	0.220	0.400	1.140			
BaO	0.130	0.170	0.250	0.350	0.140	0.100	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.540	0.000	0.000	0.000	0.580	0.000	0.000	0.000	0.340	0.000	0.000	0.000			
Cr ₂ O ₃	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.020	0.005	0.010	0.010	0.010	0.020	0.010	0.005	0.020	0.010	0.020	0.005	0.000	0.000	0.010	0.040	0.000	0.000	0.000			
LOI	0.730	0.510	0.350	0.020	0.510	0.770	0.710	0.960	1.860	1.520	1.910	0.250	0.820	1.050	0.490	0.240	0.530	3.530	1.340	1.160	1.370	0.400	0.360	0.550	0.380			
Ni	12.000	9.000	14.000	10.000	7.000	72.000	13.000	11.000	15.000	14.000	2.500	11.000	10.000	13.000	44.000	24.000	29.000	29.000	16.000	17.000	7.000	99.000	10.000	21.000	38.000			
Rb	1082.000	1090.000	1383.000	995.000	1281.000	1354.000	1534.000	1184.000	1299.300	1345.900	1014.000	398.000	1272.000	587.000	167.000	218.000	297.000	337.000	1020.200	1032.500	1074.000	309.000	429.800	368.500	591.400			
Sr	124.000	182.000	239.000	235.000	185.000	63.000	181.000	226.000	88.000	159.000	131.000	736.000	256.000	1143.000	1177.000	433.000	666.000	295.000	115.000	132.000	137.000	756.000	477.000	439.000	1314.000			
Ba	971.000	1443.000	1955.000	2659.000	1128.000	826.000	689.000	548.000	419.000	511.000	1243.000	2868.000	2100.000	4631.000	2812.000	4627.000	2928.000	4648.000	0.000	0.000	627.000	2320.000	4655.000	4170.000	2897.000			
Zr	4.000	5.000	9.000	2.000	9.000	2.000	12.000	5.000	14.000	16.000	5.000	40.000	19.000	109.000	897.000	393.000	220.000	111.000	10.000	8.000	5.000	317.000	88.000	115.000	165.000			
Y	2.000	3.000	5.000	0.000	5.000	2.000	1.000	2.000	5.270	7.890	6.960	9.000	1.000	11.000	40.000	17.000	18.000	17.000	2.720	2.560	3.500	28.000	32.050	38.450	28.460			
Nb	4.000	1.000	3.000	3.000	1.000	1.000	1.000	1.000	6.830	5.100	0.840	6.000	2.000	2.000	17.000	10.000	9.000	3.000	1.420	1.670	3.320	2.000	39.760	54.440	8.010			
Th	1.000	1.000	2.000	1.000	2.000	2.000	1.000	1.000	0.050	0.050	0.300	2.000	1.000	4.000	21.000	8.000	10.000	5.000	0.300	0.700	0.400	5.000	6.200	7.300	12.300			
Co	4.000	5.000	6.000	7.000	4.000	97.000	3.000	1.000	0.500	0.800	2.600	4.000	5.000	13.000	11.000	26.000	11.000	9.000	5.500	7.300	5.700	19.000	8.400	12.400	30.500			
Cs	58.000	66.000	105.000	56.000	93.000	95.000	79.000	23.000	89.200	86.050	61.880	6.000	57.000	33.000	2.000	3.000	3.000	10.000	63.030	63.030	74.390	6.000	10.820	6.960	36.140			
Cu	3.000	3.000	15.000	3.000	29.000	7.000	5.000	17.000	2.500	2.500	6.000	10.000	17.000	17.000	18.000	493.000	428.000	45.000	2.500	2.500	2.500	73.000	60.000	82.000	101.000			
Ga	23.000	23.000	25.000	26.000	23.000	23.000	22.000	20.000	26.900	21.100	18.200	18.000	24.000	24.000	24.000	20.000	21.000	23.000	21.800	21.400	21.600	14.000	17.400	19.100	17.900			
Hf	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.030	0.030	0.220	1.000	0.000	4.000	19.000	14.000	7.000	5.000	0.140	0.240	0.210	12.000	3.820	5.610	5.820			
Sn	0.000	0.000	3.000	1.000	1.000	1.000	0.000	0.000	6.500	4.100	1.300	0.000	0.000	5.000	3.000	12.000	5.000	2.000	0.150	0.150	0.900	9.000	6.500	11.700	4.500			
Ta	1.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.690	0.440	0.420	3.000	1.000	0.000	1.000	1.000	1.000	1.000	0.260	0.190	0.030	0.000	5.620	7.160	0.440			
Tl	1.000	1.000	2.000	1.000	2.000	1.000	2.000	1.000	0.030	0.030	0.900	1.000	1.000	1.000	0.000	1.000	1.000	1.000	0.900	0.900	0.900	2.000	0.700	0.600	1.200			
U	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.250	0.460	0.100	0.000	0.000	1.000	3.000	2.000	2.000	1.000	0.090	0.060	0.030	1.000	1.080	1.120	1.050			
V	4.000	4.000	19.000	25.000	19.000	4.000	6.000	41.000	2.500	2.500	16.000	17.000	29.000	67.000	32.000	207.000	82.000	71.000	4.000	4.000	21.000	126.000	77.000	84.000	106.000			
W	2.000	0.000	0.000	3.000	1.000	1.000	0.000	8.000	0.050	0.800	0.050	0.000	0.000	2.000	1.000	1.000	0.000	2.000	3.400	0.050	3.100	0.000	10.000	10.000	0.050			
Zn	8.000	11.000	13.000	29.000	11.000	6.000	3.000	3.000	2.500	2.500	8.000	3.000	8.000	45.000	86.000	125.000	35.000	24.000	12.000	12.000	9.000	49.000	72.000	52.000	59.000			
La	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	15.100	30.200	14.700	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	14.500	12.700	15.200	NA	119.100	151.700	180.800			
Ce	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	41.000	63.600	34.800	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	26.500	26.100	32.200	NA	301.900	367.400	366.400			
Pr	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	5.560	8.060	5.080	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	3.370	3.380	4.450	NA	39.470	47.880	46.650			
Nd	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	24.000	30.800	21.900	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	14.100	14.100	19.400	NA	160.900	194.400	175.400			
Sm	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	4.300	4.900	4.200	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	2.300	2.600	3.200	NA	30.400	36.100	30.800			
Eu	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	0.820	0.920	0.910	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	0.410	0.490	0.700	NA	5.820	6.800	5.900			
Gd	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	3.020	3.430	3.640	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	1.600	1.740	2.410	NA	19.310	22.910	20.720			
Tb	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	0.350	0.370	0.370	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	0.160	0.180	0.220	NA	2.180	2.530	2.210			
Dy	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	1.330	1.550	1.730	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	0.600	0.710	1.030	NA	9.750	11.380	8.630			
Ho	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	0.190	0.270	0.280	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	0.110	0.110	0.150	NA	1.360	1.610	1.270			
Er	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	0.490	0.560	0.640	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	0.210	0								

