

# O PROCESSO DE ANALCIMIZAÇÃO DE UM KAMAFUGITO (LUZ262) DO CENTRO-OESTE MINEIRO

Carolina Almeida Figueiredo<sup>1</sup>, Alexandre de Oliveira Chaves,  
Patrícia Barbosa de Albuquerque Sgarbi, Maria Lourdes Souza Fernandes

1- Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais. Avenida Presidente Antônio Carlos, 6627, Pampulha, CEP 31270-901, Belo Horizonte, Minas Gerais. e-mail: carol.almeidaf56@gmail.com; alochaves@yahoo.com.br; psgarbi@geol.igc.ufmg.br; fernandes.mlourdes@gmail.com

Recebido em 15 de outubro de 2017; aceito em 18 de abril de 2018

**Resumo:** O presente trabalho é um estudo petrográfico das fases primárias e secundárias de uma rocha kamafugítica, intrusão nomeada Luz262, de um afloramento próximo a BR 262, nos arredores da cidade de Luz, no centro-oeste mineiro. A rocha é composta por olivina, parcialmente substituída por serpentina, clinopiroxênio, perovskita, flogopita, opacos, pseudomorfos de leucita (analcima), vênulas de natrolita e material intersticial (vidro vulcânico/feldspatóide). A rocha apresenta xenólitos sedimentares de siltitos, compostos principalmente por ortoclásio, provenientes da Formação Serra da Saudade; além de autólitos constituídos basicamente por clinopiroxênio, perovskita, opacos, apatita, pseudomorfos de leucita e natrolita. A rocha foi classificada como leucita-mafurito com base na presença limitada de leucita (cerca de 10% modal), além da provável presença de kalsilita intersticial, como já descrito anteriormente em rochas semelhantes do Grupo Mata da Corda, da Província Ígnea do Alto Paranaíba. A partir de análises petrográficas por microscópio óptico, mineralógicas por difratometria de raios-x e químicas por microsonda eletrônica foi determinado que os feldspatóides originalmente potássicos, sofreram um processo secundário de troca do K pelo Na, representado na substituição de leucita e kalsilita por analcima.

**Palavras Chave:** Kamafugito, petrografia, analcimização, Minas Gerais

**Abstract:** THE ANALCIMIZATION PROCESS OF A KAMAFUGITE (LUZ262) FROM THE MIDWEST OF MINAS GERAIS. The present paper is a petrographic study of the primary and secondary phases of a kamafugitic rock, intrusion named as Luz262, found in an outcrop nearby BR-262, nearby the town of Luz in the middle west of Minas Gerais. The kamafugite is composed by olivine partially replaced by serpentine, clinopyroxene, perovskite, flogopite, opaques, leucite pseudomorphs (analcime), veins of natrolite and interstitial material (volcanic glass/feldspathoid). The rock contains sedimentary xenoliths of siltite, mainly constituted of orthoclase from the Serra da Saudade Formation, as well as autoliths composed basically of clinopyroxene, perovskite, opaques, apatite, leucite pseudomorphs and natrolite. The rock is classified as leucite-mafurite based on the limited presence of leucite (around 10% modal), besides the probable presence of interstitial kalsilite, as previously described on similar rocks of the Mata da Corda Group from the Alto Paranaíba Province. By using petrographic analysis with optical microscope, mineralogical analysis by x-ray diffraction and chemical microanalysis with electron microprobe it was determined that the feldspathoids originally potassic, suffered a secondary change process of K by Na, with transformation of leucite and kalsilite to analcime.

**Keywords:** Kamafugite, Petrography, Analcimization, Minas Gerais

## 1. INTRODUÇÃO

O presente trabalho apresenta as características petrográficas de uma rocha vulcânica kamafugítica que passou por um processo de analcimização. Esta rocha é pertencente à Província Ígnea do Alto Paranaíba, no centro-oeste do Estado de Minas Gerais.

As rochas kamafugíticas foram definidas originalmente na Província de Toro-Ankole, em Uganda na África (Holmes, 1945). Estes formam um grupo extremamente raro de rochas máficas a ultramáficas, subsaturadas em sílica, ricas em potássio. Os três litotipos constituintes deste grupo são o katungito, mafurito e ugandito (Edgar, 1996).

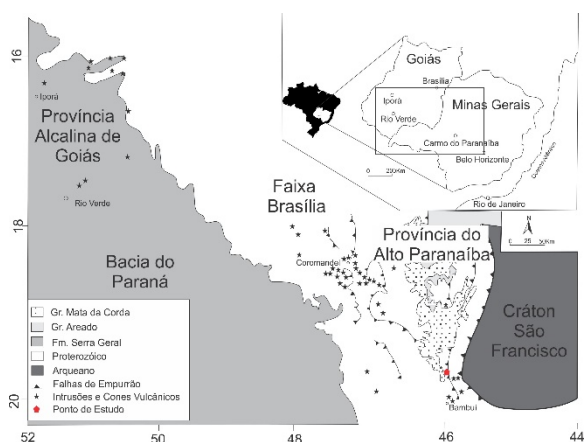
No Brasil, o magmatismo kamafugítico ocorre em grande volume na Província Ígnea do Alto Paranaíba e Província Alcalina de Goiás, províncias alcalinas cretáceas localizadas ao longo da margem da bacia sedimentar do Paraná. Maiores informações sobre

as rochas kamafugíticas brasileiras podem ser encontradas entre outros em Felgate (2014), Sgarbi (2011), Brod *et al.* (2005), Junqueira-Brod *et al.* (2005), Sgarbi *et al.* (2004), Sgarbi & Sgarbi (2003), Junqueira-Brod *et al.* (2002), Sgarbi & Gaspar (2002), Araújo *et al.* (2001), Sgarbi *et al.* (2000a) e Sgarbi *et al.* (2000b).

Este estudo petrográfico tem suporte em análises de difratometria de raios-x da rocha e análises químicas por microsonda eletrônica de fases mineralógicas selecionadas. O estudo visa principalmente a compreensão do processo de analcimização sofrido pela rocha e a classificação e descrição petrográfica da intrusão Luz262. O processo de analcimização é relevante por ainda não ter sido detalhado e estudado nas rochas kamafugíticas da Província Ígnea do Alto Paranaíba em contraste com outras rochas semelhantes estudadas que apresentam uma mineralogia secundária predominantemente rica em bário (Sgarbi, 1991).

## 2. CONTEXTO REGIONAL

Os kamafugitos brasileiros são encontrados na Província do Alto Paranaíba, no centro-oeste de Minas Gerais, e na Província Alcalina Goiás, no sul do estado de Goiás. Estas duas províncias foram agrupadas na grande Província Alcalina Minas-Góias (Figura 1) por Sgarbi e Gaspar (2002), devido à grande semelhança nos dados petrográficos e químicos das rochas magmáticas das duas províncias. Entretanto, Carlson *et al.* (2007) concluíram que o manto litosférico abaixo destas duas áreas eram composicional e temporalmente distintos, justificando a separação novamente do magmatismo kamafugítico-kimberlítico nas duas províncias originais.



**Figura 1.** Mapa de localização da Província do Alto Paranaíba e do ponto de estudo (adaptado de Sgarbi *et al.* 2000b).

Em Minas Gerais, as rochas vulcânicas alcalinas em foco neste artigo localizam-se no Planalto da Mata da Corda, de onde se retirou o nome para a sua unidade estratigráfica. A amostra de kamafugito estudada (Luz262) foi encontrada no estado de Minas Gerais, a oeste de Belo Horizonte, à margem da rodovia BR 262 nas coordenadas geográficas 19,744135 S e 45,947311 W. Esta rocha compõe um duto vulcânico do Grupo Mata da Corda que intrude siltitos da Formação Serra da Saudade (Grupo Bambuí, Supergrupo São Francisco).

O mapa da Figura 2 apresenta a localização da área de estudo e várias unidades geológicas próximas a Formação Serra da Saudade. O embasamento local denominado Complexo Divinópolis data do Mesoarqueano. Do Neoproterozóico tem-se o Grupo Bambuí e, correspondentes ao Mesozóico, há o Grupo Mata da Corda e o Grupo Areado. Coberturas posteriores datadas do Cenozóico como os depósitos aluvionares e os depósitos detrito-lateríticos são também encontradas na região.

O Complexo Divinópolis é composto por ortognaisses, granitos, migmatitos, anfíbolitos, metaultramáficas e sequências

metavulcanossedimentares (CPRM, 2004). O Grupo Bambuí é representado por rochas carbonáticas e siliciclásticas que se encontram depositadas numa plataforma marinha epicontinental, no final do Neoproterozóico (700 - 600 Ma). A formação Serra da Saudade, definida por Dardenne (1978), está localizada sotoposta à formação Três Marias no topo do Grupo Bambuí (Lima *et al.*, 2007). A formação é predominantemente siliciclástica e foi separada em 5 litofácies que são siltitos, carbonatos retrabalhados, ritmito areno-pelítico verde (*verdete*), arenito fino com *hummocky* e ritmito fosfático. Já em relação às unidades mesozóicas e suas litofácies têm-se os Grupos Mata da Corda e Areado. O primeiro é importante por seus dutos e derrames alcalinos kamafugíticos, arenito cinerítico, tufo e lapilito. O último é constituído principalmente por arenito, siltito, folhelho e conglomerado (CPRM 2004).

## 3. MATERIAIS E MÉTODOS

Para o desenvolvimento do trabalho, foi realizada coleta de 2 amostras de kamafugito com fragmentos de xenólitos e autólitos. A partir destas, foram confeccionadas 3 lâminas delgadas no Laboratório de Laminação do Centro de Pesquisa Manoel Teixeira da Costa (CPMTC-IGC-UFMG). Investigações petrográficas foram realizadas em microscópio óptico e as fotomicrografias foram obtidas com a câmera acoplada ao microscópio óptico.

Foram efetuadas análises mineralógicas de duas amostras na fração pó por Difratomia de raios-X (DRX) no Laboratório de Difração e Raios-X do Centro de Pesquisa Professor Manoel Teixeira da Costa (CPMTC) na Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG). As amostras foram acondicionadas em um porta amostras de alumínio e levadas ao Difrátometro Panalytical com ondas internas provenientes de um anodo composto por cobre, operando no intervalo de 5 a 70° 2 $\theta$  com tensão de 40kV para as frações pó total. Os difratogramas foram interpretados no Software XPERT-PRO usando padrões da literatura (Brindley & Brown, 1980). Essa análise foi empregada em duas amostras de kamafugito que estão associadas aos seus xenólitos e autólitos.

Além disso, foram realizadas microanálises em duas lâminas para definir os feldspatóides que compõe a rocha, no Centro de Microscopia da UFMG, em uma microsonda JEOL, modelo JXA-8900, através da técnica de espectrometria por dispersão de comprimento de onda (WDS) e utilizando padrões analíticos das coleções Astimex e Smithsonian (Tabela 1). Foram calculadas as fórmulas químicas dos minerais analisados pela microsonda, por meio de uma planilha excel da Universidade de Oxford, denominada de "Formula: General purpose mineral analysis recalculation."

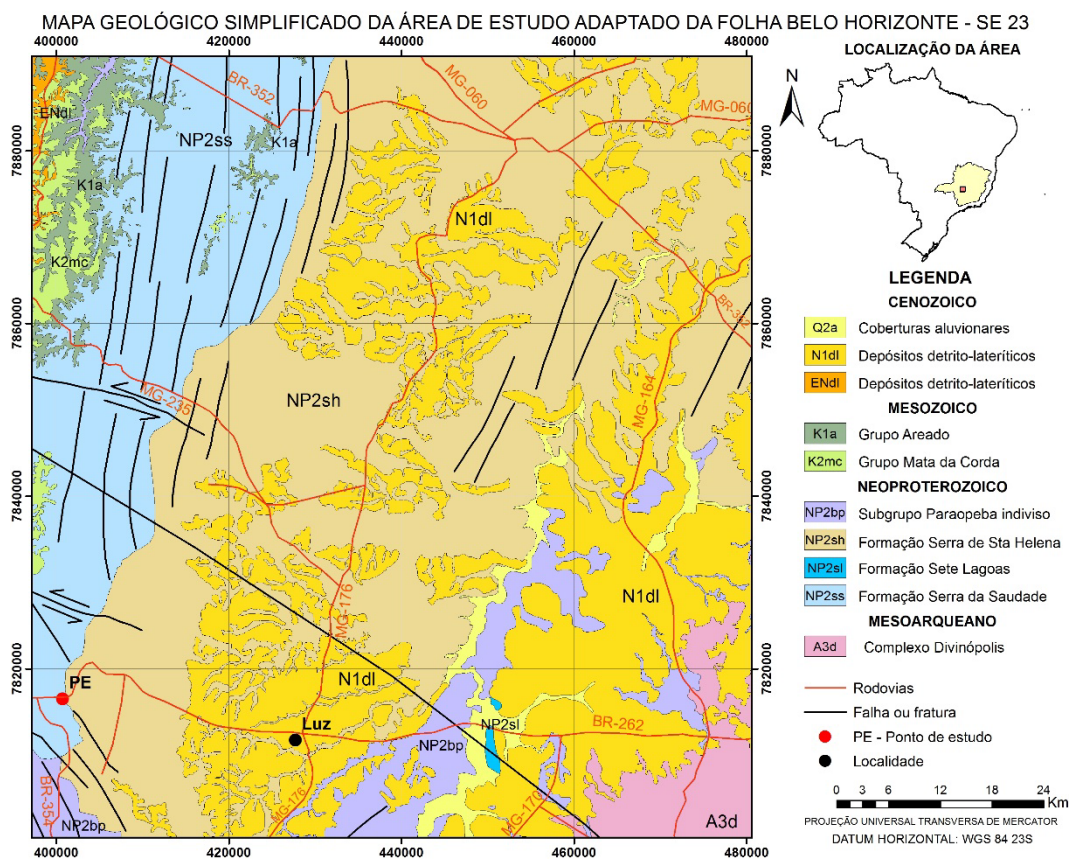


Figura 2. Mapa geológico da área de estudo inserido na Folha Belo Horizonte SE 23 (CPRM 2004).

**Tabela 1.** Padrões analíticos utilizados nas microanálises de microsonda. PET – Pentaerythritol crystal; LIF- Lithium fluoride crystal; TAP- Thallium acid phthalate crystal.

Elemento	Nome padrão	Linha energética	Cristal
Na	Anortoclásio	K $\alpha$	TAP
Fe	Magnetita	K $\alpha$	LIF
K	Anortoclásio	K $\alpha$	PET
Si	Quartzo	K $\alpha$	TAP
Ba	BaSO <sub>4</sub>	L $\alpha$	LIF
Ca	Ca <sub>2</sub> P <sub>2</sub> O <sub>7</sub>	K $\alpha$	PET
Al	Coríndon	K $\alpha$	TAP
Ti	Rutilo	K $\alpha$	LIF
Mg	MgO	K $\alpha$	TAP
Mn	Mn-Hortonolita	K $\alpha$	LIF

## 4. RESULTADOS

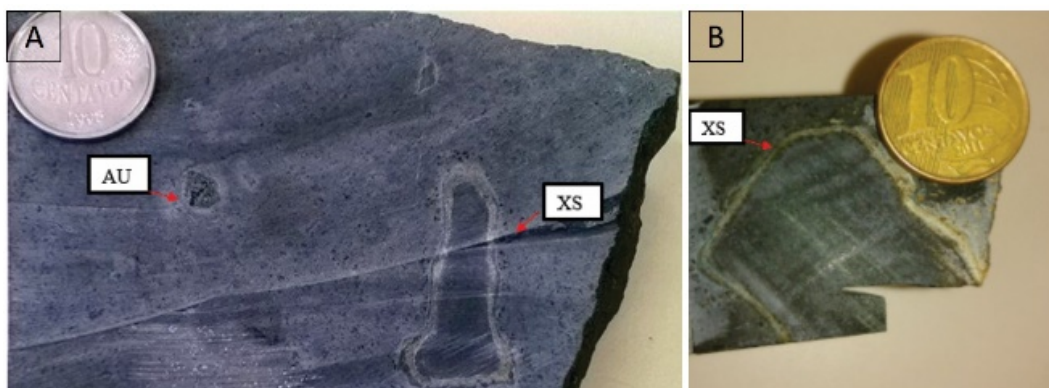
### 4.1. Petrografia do kamafugito

A rocha estudada é porfírica, de cor cinza escuro, granulação grossa com matriz afanítica, apresentando xenólitos sedimentares e autólitos. As amostras de mão permitem a visualização do autólito (AU) e do xenólito sedimentar (XS) (Figura 3).

Ao microscópio, a rocha mostra-se hipocristalina e inequigranular. Sua textura é porfírica, com presença de fenocristais de olivina (20%) que se encontram dispersos em uma matriz afanítica composta principalmente por cristais de piroxênio (30%), de minerais opacos (14%), de perovskita (13%), parcialmente alterados, vidro vulcânico e feldspatóides intersticiais (12%) além de pseudomorfos de leucita (analcima) (8%). A flogopita (1%) ocorre como mineral acessório, enquanto que os minerais secundários presentes se definem por serpentina, natrolita e argila, todos estes totalizam aproximadamente 2% da composição total da rocha.

O clinopiroxênio é o mineral mais abundante que constitui a matriz. Apresenta-se incolor, com hábito prismático, forma idiomórfica a hipidiomórfica e relevo alto.

A olivina mostra-se como fenocristais idiomórficos a hipidiomórficos, com tamanhos que chegam a 2 mm (Figura 4A e B). Encontram-se aleatoriamente imersos numa matriz de granulação fina. Frequentemente os cristais de olivina exibem fraturamento e mostram-se às vezes alterados, sendo que alguns desses foram completamente substituídos restando apenas o hábito prismático inicial.



**Figura 3. A)** Foto de uma das amostras de mão analisada, em que estão representados o xenólito sedimentar (XS) e o autólito (AU). Pontos acinzentados dispersos na rocha correspondem a pórfiros de olivina. **B)** Amostra de mão analisada, em que é possível observar o xenólito sedimentar (XS) estratificado.

A principal alteração observada é a serpentinização (Figura 4C e D) que deixa os cristais de olivina levemente esverdeados quando observados com polarizadores paralelos e com cor de interferência cinza de primeira ordem e hábito fibroso quando observado em polarizadores cruzados. Estas olivinas alteradas se encontram principalmente próximas à auréola de alteração do xenólito sedimentar. Outra alteração presente é o recobrimento de alguns cristais de olivina com argila, deixando-os em parte isotrópicos (Figura 4E e F).

A perovskita ocorre como mineral essencial presente na matriz. Possui relevo alto, forma xenomórfica, cor marrom e birrefringência muito baixa, quase isotrópica.

Os minerais opacos estão dispersos na matriz, exibem forma xenomórfica a hipidiomórfica e se encontram sem orientação aparente por toda a extensão da rocha. Seu tamanho chega a aproximadamente 0,1 mm. Os minerais opacos são muito provavelmente Ti-magnetita, já identificados em estudos anteriores de rochas semelhantes da mesma Província (p.ex. Sgarbi & Valença, 1995).

O feldspatóide intersticial/vidro vulcânico mostra-se incolor, com relevo baixo e cor de interferência de primeira ordem. Apresenta forma xenomórfica e seus tamanhos chegam a até 0,1 mm. O feldspatóide intersticial corresponde a possível kalsilita presente na rocha.

A leucita é pseudomórfica, tendo sido substituída por analcima (confirmado pelas análises de raios-x e microsonda), ocorrendo como microfenocristais e como constituinte da matriz, onde se encontram com tamanho de até 0.1 mm, mas a maioria possui

tamanho em torno de 0,05 mm (Figura 4G e H). Exibem hábitos arredondados e formas hipidiomórficas, por vezes mostram-se em aglomerados circulares. São incolores, apresentam relevo baixo e em sua maioria são isotrópicos.

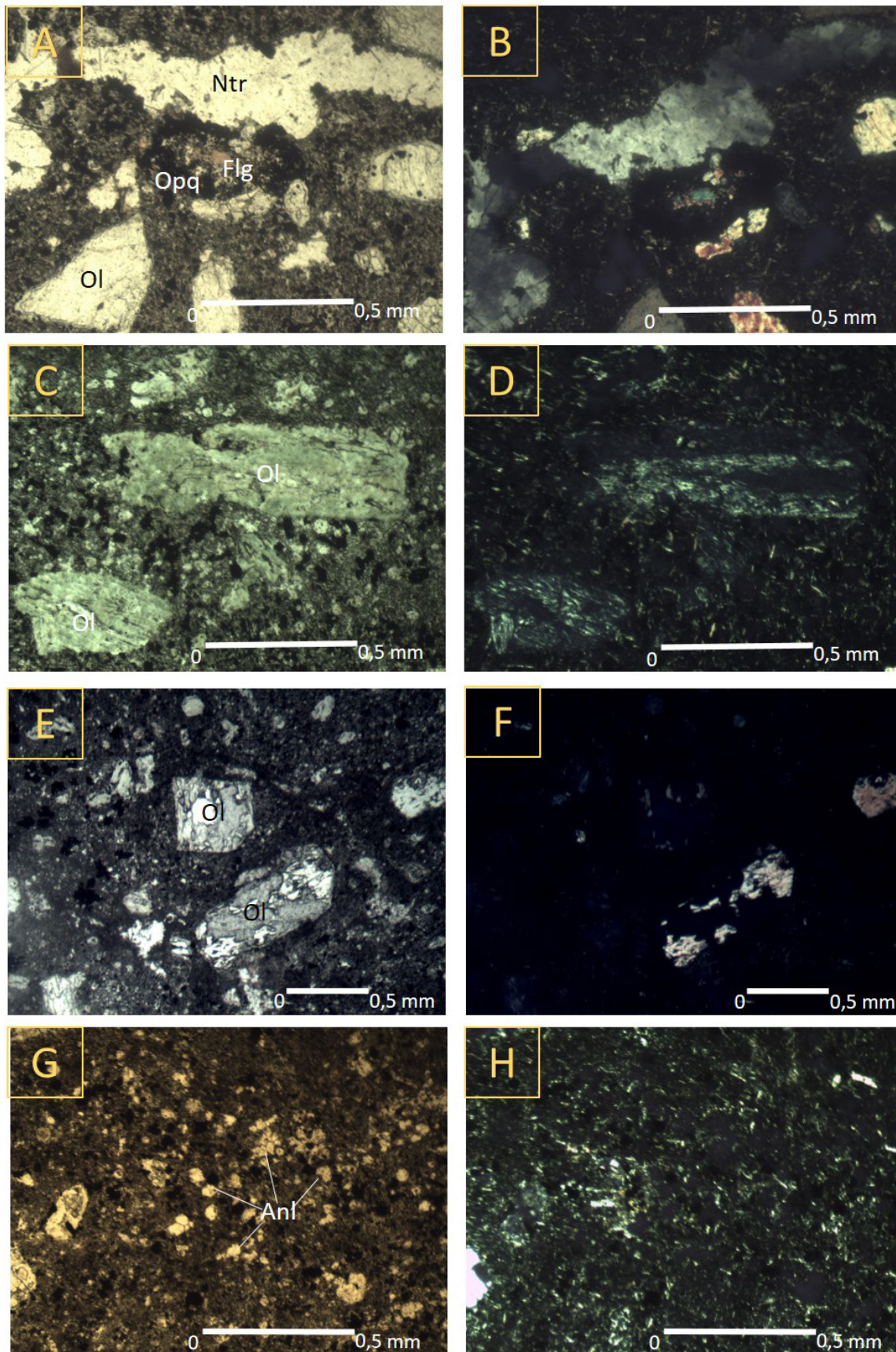
Os cristais de flogopita encontram-se comumente em contato com os cristais de olivina e possuem hábito tabular e forma hipidiomórfica (Figura 4A e B). Apresentam pleocroísmo típico de bege claro a marrom alaranjado. Ocorrem como minerais acessórios com aproximadamente 0,1 mm, na maior dimensão.

A natrolita foi observada em pequena quantidade em forma de veios e seus cristais apresentam relevo baixo, extinção ondulante e cor de interferência de primeira ordem (Figura 4 A e B).

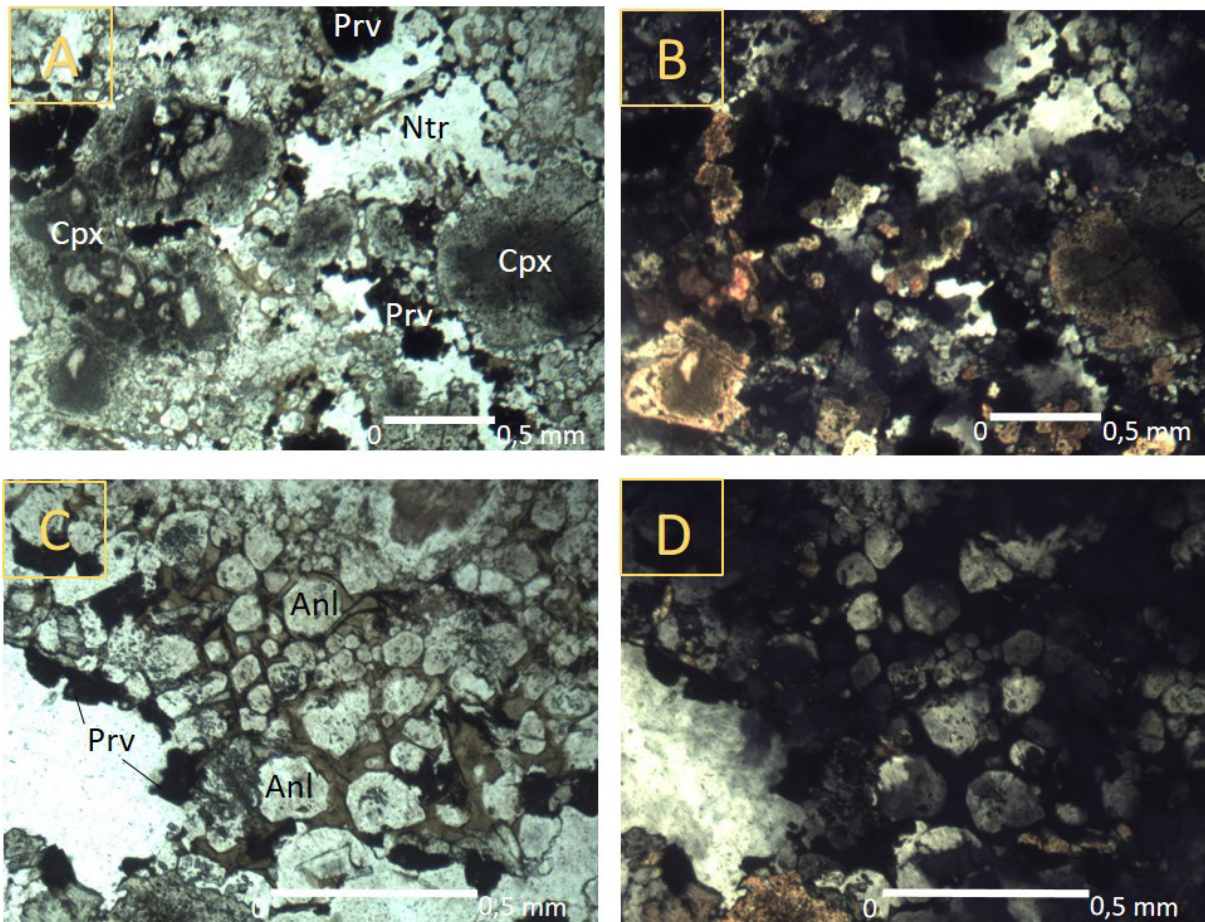
#### 4.2. Petrografia do Autólito

O autólito tem 0,4 cm de comprimento. Este se destaca do kamafugito devido ao contraste do tamanho da granulação que se mostra superior no autólito. Trata-se de um fragmento de rocha holocristalina de textura intergranular composta basicamente por clinopiroxênio (35%), natrolita (25%), opacos (15%), perovskita (10%), pseudomorfos de leucita (analcima) (10%) e apatita (5%). Os minerais mostram-se envolvidos por um material vítreo de cor verde quando observado sob polarizadores paralelos e isotrópico quando com polarizadores cruzados.

O clinopiroxênio exibe tamanhos bem superiores aos descritos no kamafugito. Apresenta forma xenomórfica a hipidiomórfica e tamanho variando de 0,3 mm até 1,5 mm. Os cristais se encontram fortemente corroídos, o que os deixa pigmentados com cor preta em toda sua extensão (Figura 5A e B).



**Figura 4.** A) e B) Fotomicrografia com polarizadores paralelos e cruzados, respectivamente, mostrando a natrolita (Ntr) em forma de vênula, a olivina (Ol), opacos (Opq) e a flogopita (Flg). C) e D) Fotomicrografia com polarizadores paralelos e cruzados, respectivamente, ênfase para a serpentinização da olivina (Ol). E) e F) Fotomicrografia com polarizadores paralelos e cruzados, respectivamente, olivina (Ol) com alteração de argila, deixando-a isotrópica. G) e H) Fotomicrografia com polarizadores paralelos e cruzados, respectivamente, mostrando a grande quantidade de analcimas (anl).



**Figura 5.** A e B) Fotomicrografia com polarizadores paralelos e cruzados, respectivamente, representado os clinopiroxênios (cpx) altamente alterados, a perovskita (Prv) e a natrolita (Ntr). C) e D) Fotomicrografia com polarizadores paralelos e cruzados, respectivamente, ênfase para grande quantidade de leucita analcimizada (Anl). Observa-se também material verde intersticial associado aos minerais opacos e presença de perovskita (Prv).

A natrolita se encontra dispersa no autólito preenchendo vazios (Figura 5A e B). A perovskita assim como o clinopiroxênio, exibe tamanhos superiores aos encontrados no kamafugito, ela possui forma hipidiomórfica e seu tamanho varia de 0,1 mm até 0,45 mm (Figura 5 A e B).

Os pseudomorfos de leucita (analcima) possuem forma arredondada sempre contornados pelo material vítreo verde (Figura 5C e D). Seu tamanho varia desde 0,03 mm até 0,15 mm. A rocha apresenta também a apatita que se mostra hipidiomórfica, prismática e incolor.

#### 4.3. Petrografia dos Xenólitos sedimentares

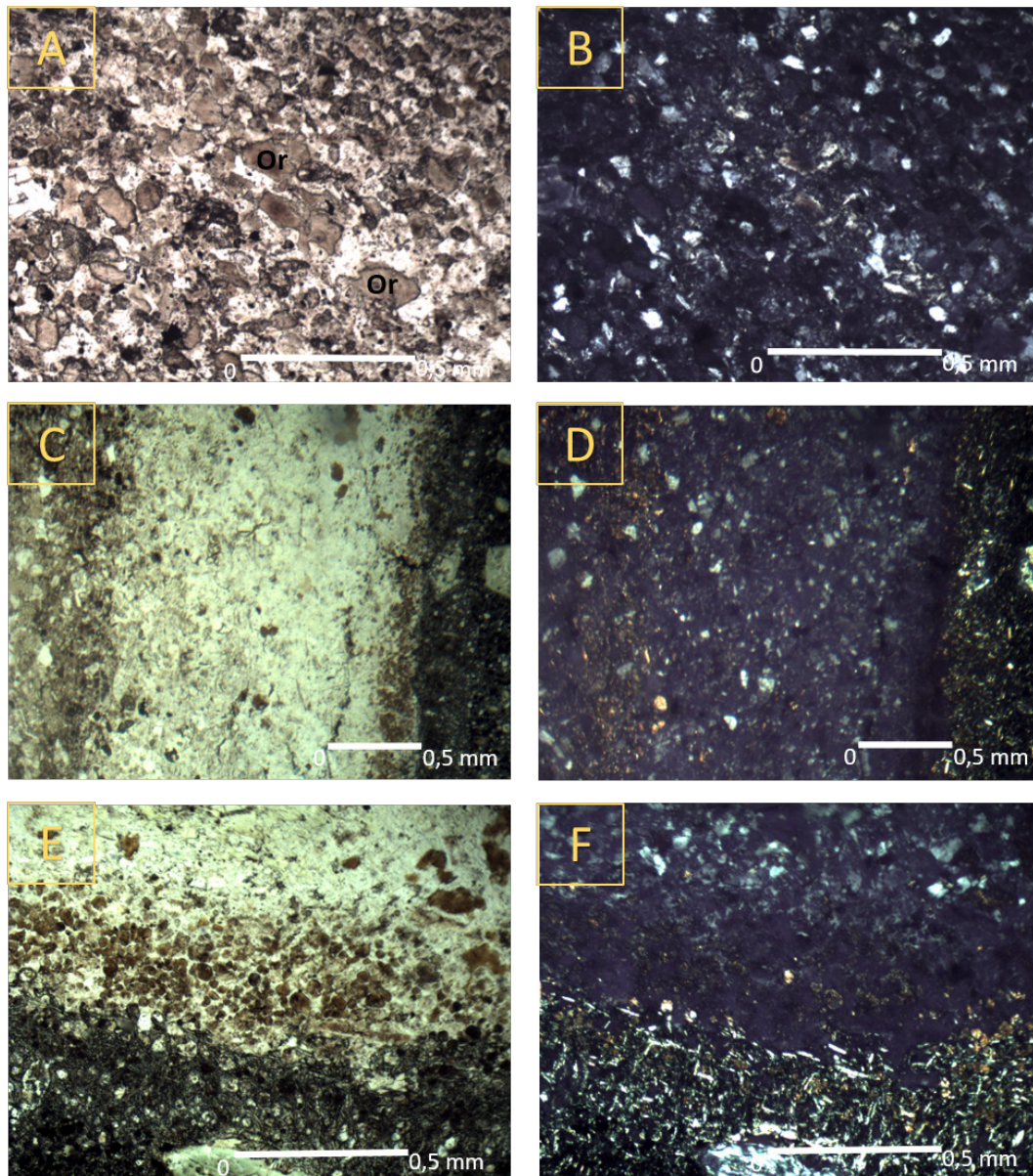
São fragmentos de cerca de 2,5 cm de comprimento com grãos de dimensões variando de argila até areia fina, sendo angulosos a sub-arredondados. Podem ser classificados como siltito devido à maioria de seus grãos apresentarem tamanho silte. É composto principalmente por

ortoclásio, em geral, de forma subédrica, raro plagioclásio e quartzo, sua matriz é argilosa tendo a biotita, clorita e opacos como minerais acessórios (Figura 6A e B).

Nos xenólitos é possível observar uma auréola externa de vitrificação onde os minerais se transformaram em um material amorfo (Figura 6C, D, E e F). Em uma das lâminas analisadas, um xenólito apresenta-se finamente estratificado e seus estratos possuem espessura variável que chega a 4 mm. Esta variação de espessura da laminação se dá pela maior ou menor presença de argila marrom escura. Além disso, foram observados minerais micáceos de cor verde.

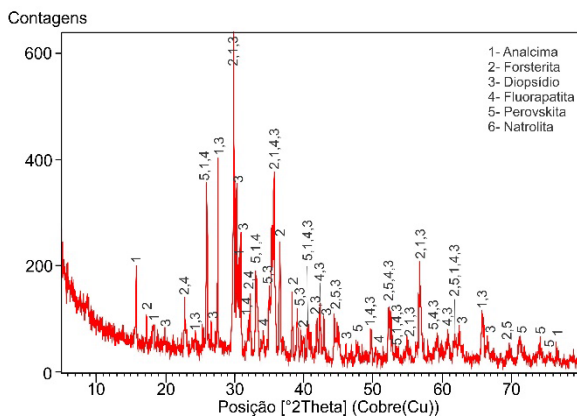
#### 4.4. Difração de raios-X

Os difratogramas de raios-x e os minerais encontrados no kamafugito, autólito e xenólito estão apresentados nas Figuras 7, 8 e 9 e nas Tabelas 2, 3 e 4.



**Figura 6.** *A) e B)* Fotomicrografia com polarizadores paralelos e cruzados, respectivamente, visão geral do xenólito sedimentar, presença de ortoclásios (Or) cobertos com argila de cor verde e observa-se orientação dos cristais. *C) e D)* Fotomicrografia com polarizadores paralelos e cruzados, respectivamente, nítida transição do xenólito (à esquerda) passando pela auréola de contato, de material amorfo, até chegar no kamafugito (à direita). *E) e F)* Fotomicrografia com polarizadores paralelos e cruzados, respectivamente, detalhe das fotomicrografias dos itens (C) e (D), ênfase na vitrificação do material que correspondem às formas arredondadas marrons em meio aos ortoclásios em cinza.

**Kamafugito**



**Figura 7.** Difratoograma de raios-x do kamafugito.

**Tabela 2.** Minerais identificados no kamafugito por difratometria de raios-x em ordem decrescente de abundância.

Nome	Fórmula química
Diopsídio	Ca Mg ( Si O <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>
Forsterita	Mg <sub>2</sub> Si O <sub>4</sub>
Perovskita	Ca Ti O <sub>3</sub>
Analcima	Na ( Si <sub>2</sub> Al ) O <sub>6</sub> . H <sub>2</sub> O
Fluor-apatita	Ca <sub>5</sub> ( P O <sub>4</sub> ) <sub>3</sub> F

### Autólito

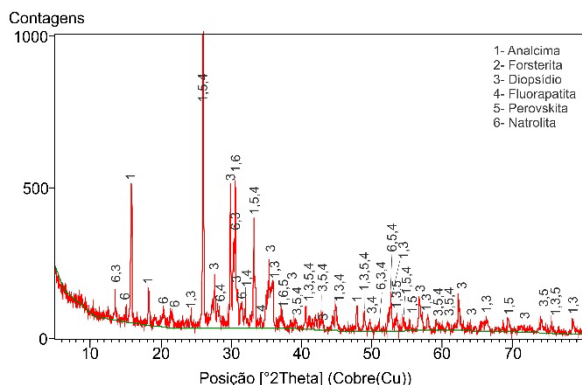


Figura 8. Difratoograma de raios-x do autólito.

Tabela 3. Minerais identificados no autólito por difratometria de raios-x em ordem decrescente de abundância.

Nome	Fórmula química
Diopsídio	Ca ( Mg , Al ) ( Si , Al ) <sub>2</sub> O <sub>6</sub>
Natrolita	Na <sub>2</sub> Al <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>10</sub> .2 H <sub>2</sub> O
Perovskita	Ca Ti O <sub>3</sub>
Analcima	Na ( Si <sub>2</sub> Al ) O <sub>6</sub> . H <sub>2</sub> O
Fluor-apatita	Ca <sub>5</sub> ( P O <sub>4</sub> ) <sub>3</sub> F

### Xenólito

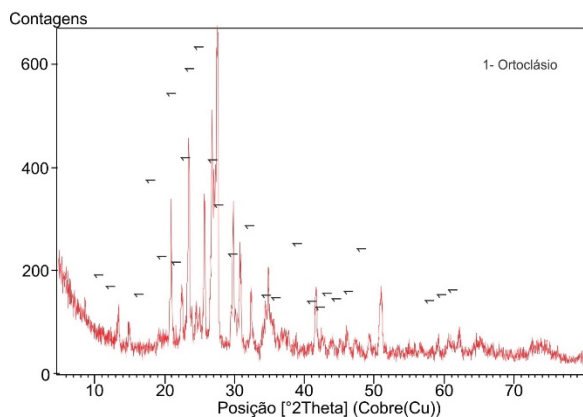


Figura 9. Difratoograma de raios-x do xenólito.

Tabela 4. Mineral identificado no xenólito por difratometria de raios-x.

Nome	Formula química
Ortoclásio	K Al Si <sub>3</sub> O <sub>8</sub>

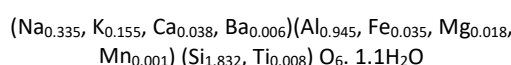
### Microsonda Eletrônica

Os resultados das microanálises das leucitas analcimizadas e natrolitas encontram-se nas Tabelas 5 e 6 abaixo.

Tabela 5. Resultados das análises das leucitas analcimizadas e a respectiva média das concentrações.

Análise	Leucita Analcimizada										
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	Total
1	60.34	0.17	24.45	1.43	0.01	0.20	0.28	0.05	2.37	7.80	97.08
2	56.32	0.65	26.09	0.92	0.05	0.15	1.50	0.82	4.25	4.86	95.61
3	54.37	0.24	24.29	1.59	0.05	0.76	1.48	0.68	4.75	3.45	91.68
Média	57.01	0.35	24.95	1.32	0.04	0.37	1.09	0.51	3.79	5.37	94.79

A partir da composição média, foi obtida a seguinte fórmula empírica para a leucita analcimizada:

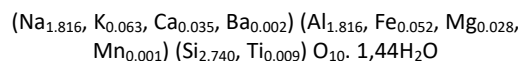


Como comparação a fórmula ideal da analcima é NaAlSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>·H<sub>2</sub>O.

Tabela 6. Resultados das análises da natrolita e a respectiva média das concentrações.

Análise	Natrolita										
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	Total
1	47.58	0.20	28.24	1.18	0.03	0.22	0.41	0.15	1.04	16.91	95.94
2	49.99	0.22	26.62	1.02	0.03	0.46	0.76	0.08	0.73	16.45	96.36
Média	48.79	0.21	27.43	1.10	0.03	0.34	0.58	0.11	0.88	16.68	96.15

A partir da composição média, foi obtida a seguinte fórmula empírica para a natrolita investigada:



Como comparação a fórmula ideal da natrolita é Na<sub>2</sub>Al<sub>2</sub>Si<sub>3</sub>O<sub>10</sub>·2H<sub>2</sub>O

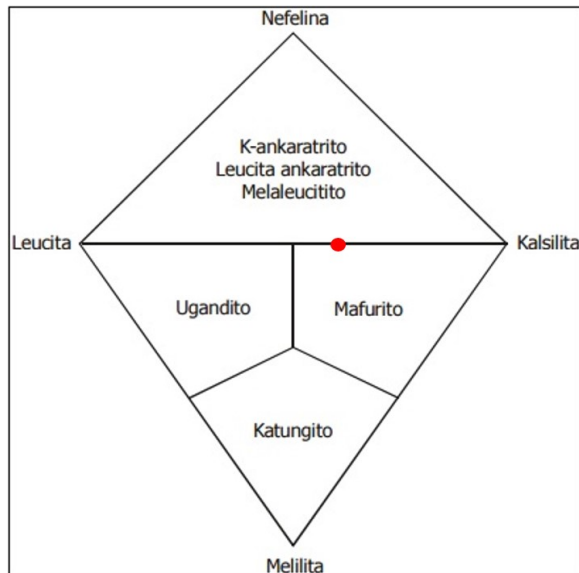
### 5. DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

Sahama (1974) propôs uma classificação petrográfica simples, baseada nos trabalhos de Holmes (1945), para as rochas fortemente subsaturadas da Província de Toro-Ankole da região de Uganda (África) e criou o termo kamafugito para este grupo de rochas. Esta classificação envolve os minerais: leucita, kalsilita e melilita (Figura 10).

De acordo com Sgarbi (1991), o problema adicional para a classificação das rochas da Província Ígnea do Alto Paranaíba surge da presença de uma fase intersticial, muitas vezes, bastante alterada, que não pode ser caracterizada com segurança. Análises químicas por microsonda eletrônica deste material em algumas amostras destas rochas indicaram a



presença de kalsilita (Sgarbi & Valença, 1993). Desta maneira, no presente trabalho, o material intersticial analisado foi classificado como kalsilita, em que essa hipótese se baseia em estudos anteriores que mostraram a presença de kalsilita intersticial em rochas semelhantes (Sgarbi, 1991; Sgarbi & Valença, 1993; Sgarbi *et al*, 2000a, 2000b, 2004).



**Figura 10.** Diagrama de classificação das rochas kamafugíticas ou ankarátricas. Ponto vermelho representa a classificação do kamafugito estudado. Retirado de Silva (2006) e adaptado de Sahama (1974).

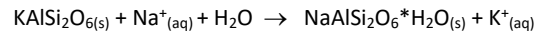
A rocha analisada se localiza sobre a aresta leucita-kalsilita do diagrama de classificação (Figura 10), uma vez que não foi identificada a presença de melilita. Conforme o esquema da Figura 10 e com base na presença limitada de leucita (cerca de 8% modal) e da provável presença de kalsilita intersticial (12% modal), a rocha kamafugítica investigada pode ser classificada como um leucita-mafurito.

Deve-se ressaltar que os cálculos de moda efetuados neste trabalho têm um caráter apenas estimativo devido às dificuldades de contagem de pontos nestas rochas. Além de texturas muito finas, elas apresentam aspectos de alteração hidrotermal, mas que permitem a estimativa do material original antes presente.

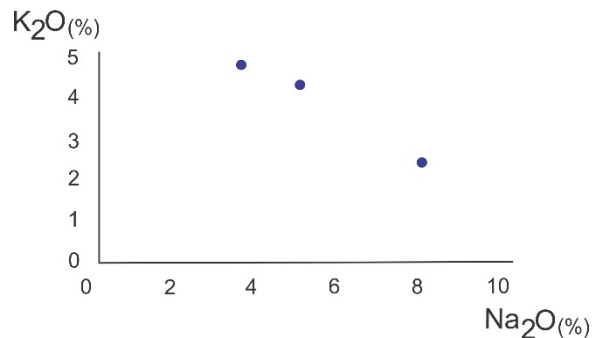
Esse kamafugito se destaca de rochas similares da mesma província por ter passado pelo processo de analcimização, em contraste com outras rochas semelhantes estudadas na região de Carmo do Paranaíba, na mesma província magmática, que apresentam uma mineralogia secundária predominantemente rica em bário (Sgarbi, 1991).

O leucita-mafurito não está enriquecido em potássio como esperado em kamafugitos típicos e sim em sódio, o que sugere um processo de

alteração das leucitas e kalsilitas posterior a sua formação. Este processo seria a chamada analcimização que modifica a composição das leucitas e kalsilitas substituindo seu potássio por sódio e assim formando a analcima (atestada por difração de raios-x - Figuras 7 e 8, Tabelas 1 e 2). Em geral o processo é deutérico, podendo ser também metamórfico. Essa alteração ocorre por meio da seguinte reação (Giampaolo, 1997):



O processo de analcimização confirma-se a partir das análises realizadas pela microsonda eletrônica (Tabela 4). Os dados evidenciaram a ocorrência deste processo secundário pela observação de substituições de diferentes valores dos teores de potássio por sódio das leucitas analcimizadas (Figura 11). Além disso esta alteração também envolve a substituição de outros elementos, com o aumento do sódio e a diminuição do potássio, há a diminuição do ferro, bário, cálcio, magnésio, manganês e titânio. Conclui-se assim que a substituição não foi homogênea ao longo da rocha.



**Figura 11.** Gráfico Na<sub>2</sub>O versus K<sub>2</sub>O, porcentagem em peso, a partir das análises de microsonda para três amostras de leucitas analcimizadas.

Esta alteração pode ter ocorrido através de um fluido rico em sódio e água que, além de ter provocado a alteração da leucita para analcima, possibilitou a cristalização da natrolita em veios e preenchendo vazios (a presença de natrolita na rocha é confirmada tanto por difração de raios-x quanto por microsonda eletrônica - figura 8 e tabelas 2 e 4). Este fluido aquoso teria sido responsável pela hidratação de boa parte das olivinas, o que causou a sua serpentinização. O fluido aquoso rico em sódio pode ser interpretado como residual pós-magmático, cuja atuação foi posterior à cristalização do magma kamafugítico.

O autólito apresenta uma composição semelhante ao leucita-mafurito em que está contido. As principais diferenças entre o leucita-mafurito e o autólito é que no autólito os minerais possuem granulação maior e não há olivina. Este

representa certamente uma porção de magma com resfriamento mais lento e conteúdo de magnésio menor. Uma hipótese é a prévia cristalização de olivina no magma e posterior retirada desta, de modo que não se forma no contato direto com a porção em cristalização mais lenta. Dessa forma, o magma em movimento extrusivo carregou este autólito até a superfície, onde foi cristalizado o leucita mafurito.

Em relação ao xenólito sedimentar, as análises de difração de raios-x indicaram presença importante de ortoclásio enquanto que a análise petrográfica mostrou além do ortoclásio, quartzo, argila, plagioclásio, biotita e clorita. Esta discordância provavelmente ocorreu pela pequena quantidade destes minerais no xenólito, o que tornou mais difícil sua identificação pela difração de raios-x. O xenólito foi classificado como um siltito pertencente à Formação Serra da Saudade devido à localização geográfica da rocha com base no trabalho de Dardenne (1978) que descreve a formação pela presença de folhelhos que passam progressivamente a siltitos feldspáticos em direção ao topo.

## 6. AGRADECIMENTOS

Os autores gostariam de agradecer ao Centro de Microscopia da Universidade Federal de Minas Gerais (<http://www.microscopia.ufmg.br>) pelas análises de microssonda eletrônica. Agradecem também ao Laboratório de Microscopia do Instituto de Geociências, UFMG.

## 7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Araújo, A.; Carlson, R.W.; Gaspar, J.C.; Bizzi, L.A. 2001. Petrology of kamafugites and kimberlites from the Alto Parnaíba Alkaline Province, Minas Gerais, Brazil. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 142:163-177.
- Brindley, G.W.; Brown, G. 1980. *Crystal Structures of Clay Minerals and Their X-ray Identification (Monograph 5)*. Min. Soc., London. 1-495.
- Brod, J.A.; Junqueira-Brod, T.C.; Gaspar, J.C.; Diniz-Pinto H.S.; Sgarbi, P.B.A., Petrovnic, I.A. 2005. The Late Cretaceous Goiás Alkaline Province (GAP), central Brazil. In: Piero Comin-Chiaromonti; Celso de Barros Gomes. (eds.). *Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform*. São Paulo: Edusp, v. único, 1:261-316.
- Carlson, R.W.; Araújo, A.L.N.; Junqueira-Brod, T.C.; Gaspar, J.C.; Brod, J.A., Petrinovic, I.A., Holanda, M.H.B.M., Pimentel, M.M., Sichel, S., 2007. Chemical and isotopic relationships between peridotite xenoliths and mafic-ultrapotassic rocks from Southern Brazil. *Chemical Geology*, 242:415-434.
- CPRM, 2004. Carta geológica do Brasil ao milionésimo. Folha Belo Horizonte SE 23.
- Edgar, A.D.M., 1996. Kalsilite bearing volcanics (Kamafugites). In: Mitchell, R.H. (ed.) *Undersaturated alkaline rocks: Mineralogy, petrogenesis, and economic potential*. Winnipeg, Manitoba.
- Dardenne, M.A., 1978. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, 1978, Recife. Anais. Recife: SBG. 2: 97-610.
- Felgate, M.R., 2014. The petrogenesis of Brazilian kimberlites and kamafugites intruded along the 125° lineament: improved geochemical and geochronological constraints on magmatism in Rondonia and the Alto Paranaíba Igneous Province. Tese doutorado, The University of Melbourne, Institutional Repository of The University of Melbourne, 292 p.
- Formula: General purpose mineral analysis recalculation. Excel sheet. Oxford University.
- Giampaolo, C., 1997. The alteration of leucite-bearing rocks: a possible mechanism. *European Journal of Mineralogy*, 9:1277-1291.
- Gibson S.A.; Thompson R.N.; Leonardos O.H.; Dickin A.P.; Mitchell J.G., 1995. The Late Cretaceous impact of the Trindade mantle plume: evidence from large-volume, mafic, potassic magmatism in SE Brazil. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 36: 189-229.
- Holmes, A., 1945. Leucitized granite xenoliths from the potash-rich-lavas of Bunyaruguru, southwest Uganda. *American Journal of Science*. 243A:313-332.
- Junqueira-Brod, T.C.; Roig, H.L.; Gaspar, J.C.; Brod, J.A.; Meneses, P.R., 2002. A Província Alcalina de Goiás e a extensão do seu vulcanismo kamafugítico. *Revista Brasileira de Geociências*, n. 4, 32:559-566.
- Junqueira-Brod, T.C., Gaspar, J. C., Brod, J. A., Jost, H., Barbosa, E.S.R., Kafino, C.V., 2005. Emplacement of kamafugite lavas from the Goiás alkaline province, Brazil: constraints from whole-rock simulations. *Journal of South American Earth Sciences*, 18:323-335.
- Lima, O.N.B.; Uhlein, A.; Britto, W., 2007. Estratigrafia do Grupo Bambuí na Serra da Saudade e geologia do depósito fosfático de Cedro do Abaeté, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, 37:204-215.
- Sahama, T.G., 1974. Potassium-rich alkaline rocks. In: Sorensen, H. (ed.) *The alkaline rocks*. John Wiley & Sons, New York, 622 p.
- Sgarbi, P.B.A., 1991. Petrografia e Geoquímica da Formação Mata da Corda, na região de Carmo do Paranaíba, MG. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 214 p.
- Sgarbi, P.B.A. & Valença, J.G., 1993. Kalsilite in Brazilian kamafugitic rocks. *Mineralogical magazine*, 57:165-171.
- Sgarbi, P.B.A. & Valença, J.G., 1995. Mineral and Rocks Chemistry of the Mata da Corda kamafugitic rocks, MG state, Brazil. *Anais da Academia de Ciência*, 67 (2): 257-270.
- Sgarbi, P.B.A.; Gaspar, J.C.; Valença, J.G., 2000a. Clinopyroxene from Brazilian kamafugites. *Lithos*, 53(2):101-116.
- Sgarbi, P.B.A.; Gaspar, J.C.; Valença, J.G., 2000b. Brazilian Kamafugites. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(3):417-420.
- Sgarbi P.B.A. & Gaspar J.C., 2002. Geochemistry of Santo Antônio da Barra Kamafugites, Goiás, Brazil. *Journal of South American Earth Science*, 14: 889-901.
- Sgarbi, P.B. A. & Sgarbi, G.N.C., 2003. Kamafugite volcanism in Brazil. *Periodico di Mineralogia, Italia*, 72:41-50.
- Sgarbi, P.B.A.; Heaman, L.; Gaspar, J.C., 2004. U-Pb perovskite ages for Brazilian kamafugitic rocks: further support for a temporal link to a mantle plume hotspot track. *Journal of South American Earth Sciences*, 16:715-724.
- Sgarbi, P.B.A., 2011. Magmatismo do Cretáceo na Região Sudoeste da Bacia Sanfranciscana: O Grupo Mata da Corda.

- In: Pedrosa-Soares, A. C.; Noce, C. M.; Voll, E. (eds.). Projeto Alto Paranaíba. 1ed. Belo Horizonte: 1:147-227.
- MG. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 117 p.
- Silva, L.G., 2006. Metodologia geofísica para discriminação de corpos intrusivos na Província Alcalina do Alto Paranaíba-