



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**

---

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 512**

**MINERALOGIA, GEOQUÍMICA E PRODUTOS DO  
INTEMPERISMO DAS ROCHAS POTÁSSICAS E  
ULTRAPOTÁSSICAS DE SANTA CRUZ DAS LAGES,  
REGIÃO SW DA PROVÍNCIA ALCALINA DE GOIÁS**

**Dissertação apresentada por:**

**CARLOS ALEX ALVES LIMA**

**Orientador: Prof. Dr. Rômulo Simões Angélica (UFPA)**

---

**BELÉM  
2017**

Dados Internacionais de Catalogação de Publicação (CIP)  
Biblioteca do Instituto de Geociências/SIBI/UFPA

---

Lima, Carlos Alex Alves, 1982-

Mineralogia, geoquímica e produtos do intemperismo das rochas potássicas e ultrapotássicas de Santa Cruz das Lages, região SW da Província Alcalina de Goiás / Carlos Alex Alves Lima. – 2017.

xiv, 76 f. : il. ; 30 cm

Inclui bibliografias

Orientador: Rômulo Simões Angélica

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2017.

1.Mineralogia - Goiás. 2.Vulcanismo - Goiás. 3.Geologia estratigráfica - Cretáceo. 4. Intemperismo - Goiás. I. Título.

CDD 22. ed. 549.098173

---



**Universidade Federal do Pará**  
**Instituto de Geociências**  
**Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica**

**MINERALOGIA, GEOQUÍMICA E PRODUTOS DO  
INTEMPERISMO DAS ROCHAS POTÁSSICAS E  
ULTRAPOTÁSSICAS DE SANTA CRUZ DAS LAGES,  
REGIÃO SW DA PROVÍNCIA ALCALINA DE GOIÁS**

**DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR:**

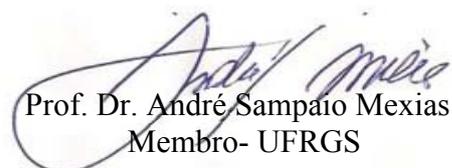
**CARLOS ALEX ALVES LIMA**

**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de  
GEOQUÍMICA E PETROLOGIA**

**Data de Aprovação: 11 / 10 / 2017**

**Banca Examinadora:**

  
Prof. Dr. Rômulo Simões Angélica  
Orientador - UFPA

  
Prof. Dr. André Sampaio Mexias  
Membro- UFRGS

  
Prof. Dr. Cláudio Nery Lamarão  
Membro - UFPA



## AGRADECIMENTOS

À Deus mentor de todo o universo e responsável por toda essa trajetória.

À minha família, pelos momentos de compreensão enquanto estive longe coletando e tratando dados para a realização desse trabalho.

À empresa TERRATIVA MINERAIS S.A. pela confiança em fornecer os dados gerados durante as etapas de prospecção de rochas ultrapotássicas.

Ao Diretor da empresa TERRATIVA MINERAIS S.A. Dr. Albano Leite, pela confiança, momentos de aprendizado e crescimento profissional que me proporcionou.

Ao Gerente de exploração da empresa TERRATIVA MINERAIS S.A, Dr. Marcelo Oliveira, pela confiança, ensinamentos e cobranças que fizeram crescer profissionalmente a cada dia.

Ao meu orientador, professor Dr. Rômulo Angélica, pela dedicação com esse trabalho, momentos de discussão, aprendizado e todo o apoio para o desenvolvimento do mesmo.

À UFPA, por toda a estrutura com laboratórios, salas de aulas e principalmente pelo corpo docente experiente e altamente qualificado em suas áreas.

Aos Amigos Bhrenno Marangoanha e Alan Albuquerque, pela ajuda e momentos de discussão durante o desenvolvimento dessa dissertação.

## RESUMO

O solo do Cerrado brasileiro é pobre em macro e micronutrientes. Apesar de o Brasil ser um dos países mais importantes no agronegócio, há apenas uma mina de potássio em produção, sendo que mais de 90% tem que ser importado. Esta dependência também tem impacto significativo na balança comercial do país. Devido aos relativos altos preços do potássio no mercado é improvável que qualquer nova capacidade de produção significativa seja desenvolvida no Brasil a partir dos depósitos de sal de potássio locais. A necessidade por fontes alternativas levou a Terrativa Minerais a uma série de pesquisas geológicas na busca de rochas ultrapotássicas diferentes regiões do Brasil, buscando locais próximos a zonas agrícolas como no Cerrado e com geologia e logística favoráveis. Devido a isso, em 2013, pesquisas de campo na área de Santa Cruz das Lajes, na Província Alcalina de Goiás, SW do Estado de Goiás mapearam rochas ultrapotássicas e com afinidades kamafugíticas. Essas rochas são marcadas por uma série de manifestações magmáticas vulcânicas instaladas durante o Cretácio Superior, representando uma das maiores ocorrências de rochas ultrapotássicas e de natureza Kamafugítica do Brasil. A partir daí essas rochas mereceram atenção especial sendo alvo deste trabalho onde se caracterizou petrograficamente e geoquimicamente as suas ocorrências na região de Santa Cruz das Lajes, avaliou-se o comportamento do potássio, K<sup>+</sup>, no perfil de intemperismo, suas transformações mineralógicas ao longo do perfil intempérico e a relação da liberação deste elemento com o solo, além disso, o grau de fertilidade do solo para o desenvolvimento da agricultura foi determinado para verificar a eficiência agrônômica deste tipo de rocha e de seus produtos intempéricos. Visando alcançar os objetivos citados, foi realizado, ao longo de um ano, campanhas de campo visando o mapeamento e amostragem da área de pesquisa. As amostras de rocha e canaletas coletadas foram analisadas por Fluorescência de Raios X pelo laboratório da SGS GEOSOL em Goiânia. As amostras de canaleta, também foram analisadas pelo laboratório Esalq da USP para posterior identificação da fertilidade do solo gerado pelo intemperismo das rochas ultrapotássicas. A análise mineralógica, petrografia aliada à difração de raios X, caracterizaram as rochas ultrapotássicas em três tipos como Mafuritos, Uganditos e tefrifonolitos. Os Mafuritos têm coloração escura, são afanítico com fenocristais de olivina e piroxênio e matriz policristalina fina, composta por piroxênios, analcima, sanidina, nefelina e esmectita. Os uganditos tem coloração cinza claro, fanerítico com matriz afanítica, quando alterados mostram coloração castanho claro a amarelado, frequentemente apresentam amídala preenchidas com calcita e zeólitas. Sua mineralogia é marcada pela presença de raros cristais

de olivina, piroxênios, geralmente euédricos, prismáticos, zonados e por vezes fraturados, que ocorrem de forma aleatória e, por vezes, descrevendo uma foliação de fluxo magmático. Os tefrifonolitos são afaníticos, de coloração cinza clara, com raras amídalas preenchidas por material carbonático e/ou zeólitas. A amostragem do perfil de intemperismo sobre essas rochas foi realizada em diferentes pontos. Os perfis são rasos e, geralmente, com cerca de um metro de profundidade já se chega à rocha mãe. É interessante observar a distribuição dos valores de  $K_2O$  em um perfil sobre o ugandito, onde o solo de topo é marrom escuro argiloso, e na DRX ainda apresenta sanidina e piroxênio, além de hematita e grande quantidade de esmectita e zeólitas, em padrão difratométrico de baixíssima cristalinidade. Isso revela que os minerais primários portadores de K ainda estão presentes, e que juntamente com a esmectita, zeólitas, são responsáveis pelos altos teores de K disponível nos solos, aumentando a sua fertilidade.

**PALAVRAS CHAVE:** Mineralogia, Vulcanismo, Cretácio, Intemperismo,

## ABSTRACT

The soil of the Brazilian Cerrado is poor in macro and micronutrients. Although Brazil is one of the most important countries in agribusiness, there is only one potash mine in production, more than 90% of which has to be imported. This dependence also has a significant impact on the country's trade balance. Due to relative high potash prices on the market it is unlikely that any significant new production capacity will be developed in Brazil from the local potassium salt deposits. The need for alternative sources led Terrativa Minerais to a series of geological surveys in search of ultrapotassic rocks in different regions of Brazil, searching for sites near agricultural areas such as the Cerrado and favorable geology and logistics. Due to this, in 2013, field research in the area of Santa Cruz das Lajes, in the Alkali Province of Goiás, SW of the State of Goiás, mapped ultrapotassic rocks with kamafugite affinities. These rocks are marked by a series of volcanic magmatic manifestations installed during the Upper Cretaceous, representing one of the largest occurrences of ultrapotassic and Kamafugite rocks in Brazil. From then on, these rocks deserved special attention, being the object of this work where petrochemical and geochemical characterization of their occurrences in the Santa Cruz of Lajes region, was evaluated the potassium,  $K^+$ , in the profile of weathering, its mineralogical transformations along the The degree of soil fertility for the development of agriculture was determined to verify the agronomic efficiency of this type of rock and its weathering products. In order to reach the mentioned objectives, field campaigns were carried out over the course of one year aiming the mapping and sampling of the research area. The collected rock and channel samples were analyzed by X-Ray Fluorescence by the SGS GEOSOL laboratory in Goiânia. The channel samples were also analyzed by the Esalq USLaboratory in Belo Horizonte for later identification of the soil fertility generated by the weathering of the ultrapotassic rocks. The mineralogical analysis, petrography allied to X-ray diffraction, characterized the ultrapotassic rocks in three types such as Mafuritos, Uganditos and tefrifonolites. The Mafuritos have dark coloration, are aphanitic with olivine and pyroxene phenocrysts and fine polycrystalline matrix, composed of pyroxenes, analcima, sanidine, nepheline and smectite. The Ugandites are light gray, phaneritic with aphanitic matrix, when altered they show light brown to yellowish coloration, frequently present amygdals filled with calcite and zeolites. Its mineralogy is marked by the presence of rare crystals of olivine, pyroxenes, usually euhedral, prismatic, zoned and sometimes fractured, occurring at random and sometimes describing a foliation of magmatic flow. Tefrifonoliths are aphanitic, light gray in color, with rare tonsils filled by carbonaceous material and / or

zeolites. The sampling of the weathering profile on these rocks was carried out at different points. The profiles are shallow and generally, about one meter deep, one arrives at the mother rock. It is interesting to observe the distribution of the K<sub>2</sub>O values in a profile on the Ugandite, where the top soil is clayey dark brown, and in the XRD it still presents sanidine and pyroxene, besides hematite and a great amount of smectite and zeolites, in a diffraction pattern of Very low crystallinity. This reveals that the primary minerals bearing K are still present, and that together with the smectite, zeolites, are responsible for the high levels of K available in soils, increasing their fertility.

**KEYWORDS:** Mineralogy, Vulcanism, Cretaceous, Weathering,

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 4.1.	Mapa de Localização da área de estudo.....	05
Figura 6.1-	Mapa geológico da porção centro leste da Província Tocantins, em vermelho a área de pesquisa. Modificado de Pimentelet. <i>al.</i> (2004) .....	09
Figura 7.1-	Mapa geológico com as principais unidades da região alvo deste trabalho. O retângulo vermelho delimita a área de estudo. Modificado de Lacerda & Filho (2000) .....	19
Figura 8.1-	Mapa Geológico da área mapeada.....	21
Figura 8.2-	Mapa de pontos da área de pesquisa discriminando a amostragem de rocha e as amostras com lâminas e DRX (Difração de raios X) .....	23
Figura 8.3-	(a) imagem panorâmica do relevo da Formação Vale do Rio do Peixe ao fundo sobre o solo avermelhado proveniente do intemperismo dos basaltos da Formação Serra Geral, (b) Forma de ocorrência dos arenitos da Formação Vale do Rio do Peixe. (c) Aspecto textural dos Arenitos. (d) e (e) Forma de ocorrência dos basaltos da Formação Serra Geral, notar em (e) aspecto fraturado em leito seco de drenagem. (f) e (g) aspecto textural dos basaltos .....	24
Figura 8.4-	Forma de ocorrência e aspecto textural dos mafuritos. (a) Morros ondulados com altura de 10 metros. (b) Blocos rolados de mafuritos em morro. (c) aspecto textural da rocha, notar matriz afanítica e cristais de piroxênio alongados em meio a matriz. (d) Cristal de piroxênio zonado e oxidado.....	25
Figura 8.5-	(a) e (b) Formas de ocorrência dos uganditos. (c) Aspcto textural das amídalas preenchidas por material carbonático e zeólitas, pontuações vermelhas são cristais de piroxênio. (d) aspecto textural dos uganditos com amídala preenchidas por calcita e zeólita, notar maior quantidade de amídala sendo de tamanho menor.....	26
Figura 8.6-	Fomas de ocorrência dos tefrifonolitos. (a) e (b) Blocos “in situ”. (c) e (d) Aspecto textural da rocha, notar o caráter afanítico da rocha com pontuações avermelhadas e esbranquiçados sendo piroxênios e zeólitas, respectivamente .....	27
Figura 8.7-	Superposição dos Padrões difratométricos para as amostras do grupo I.....	28
Figura 8.8-	Superposição dos Padrões difratométricos e lista de picos para as amostras do grupo II. ....	29
Figura 8.9-	Padrão difratométrico e lista de picos para as amostras do grupo IV. ....	30

Figura 8.10	Superposição dos Padrões difratométricos e lista de picos para as amostras do grupo V. ....	31
Figura 8.11	Análise por difração de raios X das amostras de rocha e agrupamento por clusters das amostras analisadas.....	32
Figura 8.12	A-F) Aspecto textural geral da rocha mostrando microfenocristais e fenocristais de Cpx e olivina serpentinizada, além de agregados de cristais globulares de pseudoleucita e amígdala contendo zeólita dispersos em matriz microgranular. A, C e E=nicóis paralelos. B, D e F=nicóis cruzados. Cpx=clinopiroxênio, Ol=olivina, Zeo=zeólita, Pleu=pseudoleucita, Prv= Perovskita.....	35
Figura 8.13-	A-D) Feição textural da rocha mostrando microfenocristais a fenocristais de Cpx fraturados e pouco alterados, cristais subédricos a anédricos de olivina serpentinizados e amígdala preenchidas por zeólita e sodalita. E-F) Detalhe de amígdala contendo zeólita e sodalita, notar cristais de sodalita imersos em carbonato preenchendo amígdalas. A, C e E=nicóis paralelos. B, D e F=nicóis cruzados. Ol=olivina, Cpx=clinopiroxênio, Zeo=zeólita, Sdl=sodalita, Leu=leucita.....	37
Figura 8.14-	Figura 12 A-F) Aspecto geral da rocha mostrando matriz dominada por microfenocristais castanho-amarelados e subarredondados de leucita, extinta com nicóis cruzados (B, D, F); finos agregado de cristais característicos de zeólita ocorrem dispersos intersticialmente; microfenocristais de Cpx e opacos (C-D), além de óxido de ferro (A) completam a matriz. E, F, Fenocristais de olivina e Cpx. A, C e E=nicóis paralelos. B, D e F=nicóis cruzados. Cpx=clinopiroxênio, Leu=leucita, Anl=analcima, ÓxFe=óxido de ferro; Op=opacos, Zeo=zeólita.....	39
Figura 8.15	A-D) Aspecto textural geral da rocha mostrando finas ripas de plagioclásio contendo microcristais de Cpx distribuídos intersticialmente e amígdala irregulares preenchidas por material microcristalino de coloração verde-amarelada, calcedônia com óxido de ferro; opacos finos ocorrem entre as ripas de plagioclásio e o Cpx, caracterizando uma textura tipicamente intergranular. Em E-F, cristal prismático mais desenvolvido de plagioclásio. A, C e E=nicóis paralelos. B, D e F=nicóis cruzados. Cpx=clinopiroxênio, Pl=plagioclásio.....	40
Figura 8.16	Diagramas binários correlacionando os elementos maiores na forma de óxido <i>versus</i> K <sub>2</sub> O das rochas ultrapotássicas de Santa Cruz das Lajes. ....	43
Figura 8.17	Diagramas binários correlacionando os elementos traços na forma em ppm <i>versus</i> K <sub>2</sub> O, como óxido, das rochas ultrapotássicas de Santa Cruz das Lajes. ...	45
Figura 8.18	Diagrama TAS (Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O vs SiO <sub>2</sub> ; Le Bas <i>et. al.</i> 1986) aplicado às rochas vulcânicas ultrapotássicas de Santa Cruz das Lajes (mafurito, ugandito, tefrifonolito e basaltos). ....	47
Figura 8.19	Diagrama R1-R2 (De la Roche <i>et.al.</i> (1980) aplicado às rochas vulcânicas ultrapotássicas de Santa Cruz das Lajes (mafurito, ugandito, tefrifonolito e basaltos). ....	48
Figura 8.20	Mapa geológico da área com a discriminação dos poços de pesquisas. ....	50
Figura 8.21	Perfil vertical CA0001, aberto sobre a unidade tefrifonolito. Observar	

	paragênese mineral e intervalos entre amostras. ....	55
Figura 8.22	Perfil vertical CA0002, aberto sobre a unidade tefrifonolito a 100 metros do anterior. Observar paragênese mineral e intervalos entre amostras.....	57
Figura 8.23	Perfil vertical CA0003, aberto sobre a unidade mafurito. Observar paragênese mineral e intervalos entre amostras.....	58
Figura 8.24	Perfil vertical CA0004, aberto sobre a unidade ugandito. Observar paragênese mineral e intervalos entre amostras. ....	60

## SUMÁRIO

<b>AGRADECIMENTOS</b> .....	<b>v</b>
<b>RESUMO</b> .....	<b>vi</b>
<b>ABSTRACT</b> .....	<b>viii</b>
<b>LISTA DE ILUSTRAÇÕES</b> .....	<b>x</b>
<b>1 INTRODUÇÃO</b> .....	<b>1</b>
<b>2 PROBLEMÁTICA E JUSTIFICATIVA</b> .....	<b>3</b>
<b>3 OBJETIVOS</b> .....	<b>4</b>
<b>4 LOCALIZAÇÃO</b> .....	<b>5</b>
<b>5 MATERIAIS E MÉTODOS</b> .....	<b>6</b>
5.1. PESQUISA BIBLIOGRÁFICA .....	6
5.2. MAPEAMENTO GEOLÓGICO .....	6
5.3. PETROGRAFIA .....	6
5.4. GEOQUÍMICA.....	6
5.5 DIFRAÇÃO DE RAIO X (DRX).....	7
<b>6 CONTEXTO GEOLÓGICO GEOTECTÔNICO</b> .....	<b>8</b>
6.1. CONTEXTO GEOTECTÔNICO .....	8
<b>6.1.1. Faixa Brasília</b> .....	<b>8</b>
6.1.1.1. Zonas Externa e interna.....	11
6.1.1.2. Maciço de Goiás.....	12
6.1.1.3. Arco Magmático de Goiás .....	12
<b>6.1.2. Faixa Paraguai: Grupo Cuiabá e Granitos Associados</b> .....	<b>13</b>
<b>6.1.3. Gráben Piranhas</b> .....	<b>14</b>
<b>6.1.4. Bacia do Paraná</b> .....	<b>15</b>
<b>6.1.5. Província Alcalina de Goiás</b> .....	<b>16</b>

<b>7 CONTEXTO GEOLÓGICO</b> .....	<b>18</b>
7.1. FORMAÇÃO VALE DO RIO DO PEIXE (GRUPO BAURU) .....	18
7.2. FORMAÇÃO SERRA GERAL.....	18
7.3. FORMAÇÃO VERDINHO .....	19
7.4. FORMAÇÃO SANTO ANTÔNIO DA BARRA .....	19
7.5. COBERTURAS DETRITO-LATERÍTICAS .....	19
7.6. DEPÓSITOS ALUVIONARES .....	20
<b>8 RESULTADOS E DISCUSSÕES</b> .....	<b>21</b>
8.1. MAPEAMENTO GEOLÓGICO.....	21
8.2. ANÁLISE MINERALÓGICA POR DRX. ....	27
<b>8.2.1. Agrupamento de fases (Grupo I)</b> .....	<b>28</b>
<b>8.2.2. Agrupamento de fases (Grupos II e III)</b> .....	<b>28</b>
<b>8.2.3. Agrupamento de fases (Grupo IV)</b> .....	<b>29</b>
<b>8.2.4. Agrupamento de fases (Grupo V)</b> .....	<b>30</b>
8.3. PETROGRAFIA.....	33
<b>8.3.1 Mafuritos</b> .....	<b>33</b>
<b>8.3.2 Uganditos.</b> .....	<b>35</b>
<b>8.3.3 Tefritos.</b> .....	<b>38</b>
<b>8.3.4 Basaltos</b> .....	<b>38</b>
8.4. GEOQUÍMICA.....	41
<b>8.4.1 Elementos Maiores</b> .....	<b>41</b>
<b>8.4.2 Elementos Traços.</b> .....	<b>45</b>
<b>8.4.3- Classificação</b> .....	<b>46</b>
8.5. GEOQUÍMICA DO PERFIL DE ALTERAÇÃO DAS ROCHAS POTÁSSICAS E ULTRAPOTÁSSICAS. ....	49
8.6. MINERALOGIA DO PERFIL DE ALTERAÇÃO DAS ROCHAS POTÁSSICAS E	

ULTRAPOTÁSSICAS DE SANTA CRUZ DAS LAJES.....	53
<b>8.6.1- Características Mineralógicas do Poço 1 .....</b>	<b>53</b>
<b>8.6.2- Características Mineralógicas do Poço 2. ....</b>	<b>55</b>
<b>8.6.3- Características Mineralógicas do Poço 3. ....</b>	<b>57</b>
<b>8.6.4- Características Mineralógicas do Poço 4. ....</b>	<b>59</b>
8.7. ANÁLISE DO TEOR DE POTÁSSIO E PARÂMETROS DE FERTILIDADE EM PERFIL VERTICAL DE POÇOS DE PESQUISA SOBRE ROCHAS POTÁSSICAS E ULTRAPOTÁSSICAS DE SANTA CRUZ DAS LAJES.....	62
<b>9. CONCLUSÕES .....</b>	<b>66</b>
<b>REFERÊNCIAS .....</b>	<b>68</b>

## 1 INTRODUÇÃO

A Província Alcalina de Goiás (PAGO), situada na borda norte da bacia do Paraná, estado de Goiás, constitui uma das maiores manifestações de rochas alcalinas no país, incluindo desde complexos máficos/ultramáficos na porção norte até corpos alcalinos na porção sul (Junqueira-Brodet. *al.* 2001). A PAGO foi subdividida várias vezes até chegar à configuração atual. Inicialmente, Guimarães *et. al.* (1968) dividiram as rochas alcalinas da porção norte como Grupo Iporá. Posteriormente, Bez *et. al.* (1971), acrescentou a esse grupo as Vulcânicas alcalinas de Rio Verde. Essa província, abrange desde rochas de Santo Antônio da Barra ao Sul até a região de Santa Fé ao norte. Nota-se uma grande variedade de litologias, como rochas vulcânicas, subvulcânicas e intrusivas. As rochas vulcânicas apresentam uma ocorrência espacial maior na porção sul da província, enquanto que os produtos subvulcânicos e intrusivos são mais comuns na porção central e norte da província (Bez *et. al.* 1971, Danni 1978, Barbour *et. al.* 1979, Gaspar & Danni 1981, Danni & Gaspar 1992, Danni *et. al.* 1992).

Na porção norte ocorre uma sequência de complexos, sendo o primeiro deles o Complexo Morro do engenho, onde afloram rochas máficas-ultramáficas que gradam para gabros alcalinos e nefelina sienitos. Complexo Máfico-Ultramáfico Alcalino de Santa Fé, que é formado por rochas máficas-ultramáficas no centro, sienitos nas bordas e diques de lamprófito e fonólitos, (Barbour *et. al.* 1979). Datação K-Ar em biotita de um missourito forneceu idade de  $86,7 \pm 1,8$  M.a. (Sonoki & Garda 1988). Complexo Montes Claros de Goiás, formados por rochas ultramáficas (dunitos, peridotitos, gabros, sienogabros, sienitos) intrusivas na Formação Furnas e em gnaisses pré-cambrianos, (Pena 1975). Às proximidades da cidade de Iporá, estão localizados dois Complexos, caracterizados por zonação concêntrica. Danni (1978) os descreve como sendo o primeiro, Complexo Córrego dos Bois, dois domos que abrangem uma área de aproximadamente  $33 \text{ km}^2$ , formados por dunitos, na maior parte, circundados por wehrlitos, piroxenitos e websteritos. Complexo Fazenda Buriti, ocorre a cerca de 15 km de Iporá, consiste de rochas máficas-ultramáficas, sienogabros e sienitos (Cerqueira & Danni 1994).

A porção central da PAGO é marcada pela ocorrência de rochas de associação subvulcânica, produto do magmatismo ultramáfico, alcalino perpotássico e a sódico potássico, (Danni, 1985). Ainda segundo este autor, essa associação subvulcânica consiste numa intrusão cilíndrica com cerca de 1200m de diâmetro, marcada por um evento posterior de formação de *pippes* de brechas resultante da desgaseificação do reservatório subvulcânico. A sudoeste da intrusão principal ocorre um conduto katungítico, a única intrusão com esta composição registrada na área até o momento (Danni 1985, Danni & Gaspar 1992, Danni &

Gaspar 1994). Na região de Águas Emendadas existem várias ocorrências de rochas vulcânicas subalcalinas, formando diques, *plugs* e diatremas que intrudem na Formação Aquidauana e são, em geral, encobertos pelo Grupo Bauru (Danni *et. al.* 1990; Junqueira-Brod, 1998; Junqueira-Brod *et. al.* 1999a,c).

A porção sul da PAGO é a região de interesse desse trabalho por conter a maior manifestação vulcânica de toda a província. Enquanto nas demais regiões da Província o magmatismo vulcânico se exprime por complexos indiferenciados do tipo central (peridotitos, gabros alcalinos, nefelina sienitos, dentre outros), na região de Santo Antônio da Barra encontram-se preservados os produtos superficiais como Lavas, Brechas e Tufos (Gaspar 1977). Dentre essas, Moraes (1984, 1988), descreveu pela primeira vez a ocorrência de Kamafugitos.

Este trabalho tem como objetivo maior a caracterização de rochas que podem ser utilizadas como fontes alternativas de potássio para a agricultura.

## 2 PROBLEMÁTICA E JUSTIFICATIVA

A dependência da agricultura brasileira com o uso de fertilizantes aumenta vertiginosamente a cada ano. Hoje o Brasil importa a preços altíssimos cerca de 98% de todo o fertilizante que consome na agricultura. Em 2010 o país produziu apenas 1,2% de todo o potássio consumido (Fonte: DNPM/DIPLAM e USGS: Mineral Commodity Summaries – 2011). Atualmente, o potássio utilizado na agricultura é extraído, em grande parte, da Silvita (KCl). Os principais países produtores são o Canadá, Rússia, Bielorrússia e Alemanha.

No Brasil, a principal mina de potássio encontra-se no complexo mina-usina Taquari-Vassouras, em Sergipe. Alternativas ao uso da silvita vêm sendo adotadas para a agricultura, uma delas é o uso do potássio extraído de rochas cristalinas, conforme a Lei Nº 12.890, de 10/12/2013, que define os remineralizadores como uma categoria de insumo destinado à agricultura. Estudos recentes feitos pela empresa TERRATIVA MINERAIS S.A., em parceria com o MIT (*Massachusetts Institute of Technology*), EMBRAPA (Empresa Brasileira de pesquisa Agropecuária) e UFPA (Universidade Federal do Pará), mostram a possibilidade de usar rochas ricas em potássio para o uso na agricultura como fertilizantes. Com isso, as rochas vulcânicas de afinidades kamafugíticas seriam importantes no processo, pela baixa cristalinidade de suas fases minerais, altos conteúdos de  $K_2O$  e ausência de quartzo. A partir daí, intensificaram-se as pesquisas por novas ocorrências dessas rochas em locais com ambiente geológico propício, como a região sul da PAGO.

Novas ocorrências de rochas com afinidades Kamafugíticas, a primeira de caráter potássico-ultrapotássico, foram identificadas na região próxima à vila de Santa Cruz das Lages-GO, através dos trabalhos de pesquisa regional realizados pela empresa TERRATIVA MINERAIS S.A. Como os kamafugitos das demais localidades da PAGO e do mundo possuem assembleias minerais próprias, geoquímica peculiar às rochas alcalinas e ambiente de formação específico, faz-se necessário esclarecer alguns problemas:

- i. Qual a ocorrência espacial destas novas unidades e sua correlação com a geologia existente?
- ii. Como se comporta o potássio no perfil de intemperismo e sua relação solo-planta?
- iii. Quais são as transformações mineralógicas ao longo do perfil de intemperismo?
- iv. A solo formado pela alteração dessas rochas é fértil?

### 3 OBJETIVOS

Levando-se em conta o estágio inicial do conhecimento das rochas que afloram na região de Santa Cruz das Lages, os questionamentos levantados anteriormente e as ocorrências de rochas potássicas e ultrapotássicas mapeadas na região sul da PAGO, bem como a possibilidade dessas rochas serem usadas diretamente na agricultura como fertilizantes, este trabalho visa:

- Contribuir para o entendimento do posicionamento espacial destas unidades;

- Avaliar o comportamento do potássio, e da mineralogia portadora deste elemento no perfil de intemperismo com vistas ao entendimento da sua liberação para o solo e plantas e o grau de fertilidade do solo propiciado pelo intemperismo dessas rochas, com o intuito de entender o papel do intemperismo como fator determinante na forma de dispersão dos macros e micronutrientes no solo para uso futuro na indústria de fertilizantes alternativos.

Pretende-se, dessa forma, contribuir para o avanço do conhecimento sobre o uso de rochas cristalinas ultrapotássicas, bem como suas transformações mineralógicas no perfil de intemperismo. Para tanto deverão ser atingidos os seguintes objetivos específicos:

- i. Entender o posicionamento espacial das unidades.
- ii. Caracterizar o comportamento geoquímico das rochas potássicas e ultrapotássicas.
- iii. Avaliar o comportamento do K, no perfil de intemperismo, suas transformações mineralógicas, forma de liberação do elemento devido ao intemperismo da rocha fonte e entender a relação da liberação deste elemento com o solo.
- iv. Avaliar o grau de fertilidade do solo para o desenvolvimento da agricultura.

#### 4 LOCALIZAÇÃO

A área investigada está situada na porção sul da PAGO, borda norte da bacia do Paraná. Partindo de Goiânia pela BR-060 por cerca de 190 km, chega-se a cidade de Santo Antônio da Barra. A partir daí, seguindo mais 10 km na mesma rodovia, chega-se até a vila de Santa Cruz das Lajes. A estrada que leva a área de pesquisa é uma vicinal construída para dar acesso a fazenda Terra Nova, que dista 2 km da BR-060. Geograficamente, a faixa cobre 3,900 m<sup>2</sup> e está limitada pelos paralelos 17°35'S e 17°35'S e pelos meridianos 50°42'30" e 50°42'30" (Figura 4.1).

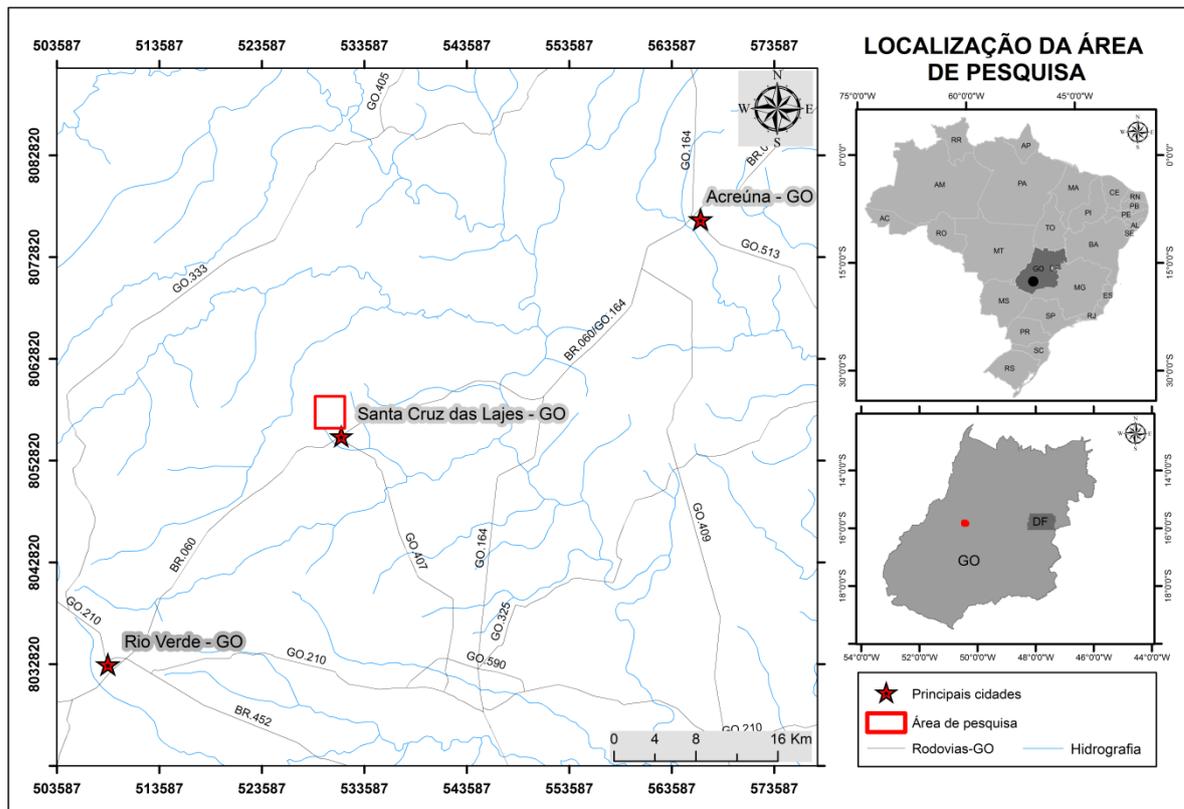


Figura 4.1 -Mapa de Localização da área de estudo.

## 5 MATERIAIS E MÉTODOS

### 5.1. PESQUISA BIBLIOGRÁFICA

Consistiu em levantamento bibliográfico referente à geologia da região enfocada, principalmente com ênfase os aspectos propostos para abordagem nessa dissertação, bem como temas ligados a fundamentação teórica e ferramentas empregadas neste trabalho. Nesta etapa foram ainda efetuadas as primeiras análises de mapas topográficos geológicos e produtos de sensoriamento remoto, com a finalidade de identificar feições estruturais, geologia e acessos.

### 5.2. MAPEAMENTO GEOLÓGICO

O mapeamento geológico foi realizado nos anos de 2013 a 2014 pelo autor. Consistiu em tomadas de pontos de afloramentos das unidades existentes, afim de delimitar as áreas de ocorrência de rochas ultrapotássicas. Logo após a delimitação, foi confeccionada uma malha regular de amostragem com espaçamento entre linhas de 200 metros e espaçamento entre amostras de 50 metros, para coleta seletiva de amostras de rocha. Logo após, foram abertos quatro poços de pesquisa nas áreas de ocorrência das principais unidades ultrapotássicas.

### 5.3. PETROGRAFIA

As amostras foram selecionadas, pelo autor quando fazia parte da equipe de exploração da empresa TERRATIVA MINERAIS S.A., através de exame macroscópico e posteriormente confeccionadas lâminas delgadas para o estudo petrográfico ao microscópio óptico. A identificação e descrição dos minerais foram feitas conforme as recomendações de Kerr (1959) e Deer *et. al.*(1992); e classificação das rochas conforme estabelecido por Woolley *et. al.*(1996), para rochas kamafugíticas.

### 5.4. GEOQUÍMICA

As análises geoquímicas para as amostras de Santa Cruz das Lajes foram realizadas tanto em rocha total como em amostras de solo coletadas verticalmente ao longo do perfil de intemperismo. Ao todo, 86 amostras de rocha coletadas e enviadas ao laboratório SGS/GEOSOL para determinação da concentração dos elementos maiores traço. Essas amostras foram selecionadas considerando suas condições de preservação ao intemperismo, observações ao microscópio, tipo de unidade ultrapotássica pertencente e ausência de xenólitos.

A geoquímica em poços de pesquisa foi realizada em amostras de canaleta coletadas nas paredes de poços de pesquisas abertos sobre as o perfil intempérico das unidades, mafurito, ugandito e tefrifonolito. Os poços são rasos, tem forma quadrática com profundidade de até 1,55 metros. A partir daí as amostras foram enviadas ao laboratório SGS Geosol, onde foram pesadas, secadas na estufa a temperatura de 105° C, posteriormente pesada, destorroada, peneiradas a 80 *mesh*, pesado e triturado todo retido, até passar totalmente na peneira, logo após a amostra foi homogeneizada e analisada uma fração representativa de 250g

Para cada amostra, tanto de rocha como de solo, foi determinada a concentração dos principais óxidos SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, MgO, TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, MnO, BaO, por espectrometria de fluorescência de raios X, sendo as amostras preparadas por fusão com tetraborato de lítio (Li<sub>2</sub>B<sub>4</sub>O<sub>7</sub>). Os elementos Ag, Al, As, Ba, Be, Bi, Cd, Ca, Co, Cr, Co, Fe, K, La, Li, Mg, Mn, Mo, Na, Ni, P, Pb, Sb, Sc, Se, Sn, Sr, Th, Ti, Tl, U, V, W, Y, Zn e Zr, foram determinados por ICP. A perda ao fogo (LOI) foi determinada através do aquecimento da amostra a 1000°C até um peso constante ser obtido.

Os limites de detecção para os elementos analisados foram: SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e MgO = 0,1%, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>= 0,05%; CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, TiO<sub>2</sub>, MnO= 0,01. Ag= 3 ppm, Al= 0,01%, As= 10ppm, Ba=3ppm, Be 3ppm, Bi= 20ppm, Cd= 3ppm, Ca= 0,01%, Co =8ppm, Cr =3ppm, Cu = 3ppm, Fe=0,01%, K 0,01%, La =20ppm, Li =3ppm, Mg =0,01%, Mn =0,01%, Mo = 3ppm, Na =0,01%, Ni = 3ppm, P= 0,01%, Pb = 8ppm, Sb= 10ppm, Sc = 5ppm, Se=20ppm, Sn ==20ppm, Sr = 3ppm, Th = 20ppm, Ti = 0,01%, Tl = 20ppm, U= 20ppm, V = 8ppm, W = 20ppm, Y= 3ppm, Zn =3ppm, Zr = 3ppm.

Os resultados analíticos obtidos foram tratados seguindo as determinações de caracterização geoquímica indicados em Ragland (1989) e Rollinson (1993).

### 5.5 DIFRAÇÃO DE RAIOS X (DRX)

As análises mineralógicas, tanto em rocha como em canaleta, foram feitas por Difração de Raios X e realizadas no Laboratório de Caracterização mineral do Instituto de Geociências da UFPA. Inicialmente as amostras foram selecionadas com base no seu maior conteúdo de matriz fina, pulverizadas até a fração pó e submetidas à análise por difração de raios-x no Difratorômetro X'Pert PRO MPD da marca PANALYTICAL com tubo de Raio-X de cerâmica ( $\lambda$  CuK $\alpha$ 1=1.540598 Å), com filtro de Ni para K $\beta$ . A identificação de fases, análises de clusters e o método de Rietveld para análises quantitativas foram feitas usando o software High Score Plus, também da Panalytical.

## 6 CONTEXTO GEOLÓGICO GEOTECTÔNICO

### 6.1. CONTEXTO GEOTECTÔNICO

A estruturação geotectônica da plataforma sul americana na região SW do estado do Goiás, região central do Brasil, está inserida no contexto geotectônico da província Tocantins, (Almeida *et. al.* 1977, 1981, Almeida & Hasui 1984). Geologicamente, a província Tocantins está limitada pelos crátons São Francisco a leste e Amazônico a oeste, e pelas bacias sedimentares do Paraná e Parnaíba a norte e a sul respectivamente. Esta província é formada por faixas móveis neoproterozóicas estruturadas com inversão tectônica das bacias marginais meso-neoproterozóicas durante o ciclo Brasileiro (900 a 450 Ma), com núcleos antigos, retrabalhados neste ciclo.

No Estado de Goiás, a província Tocantins é representada por espessas sequências de rochas supracrustais dobradas e metamorfasadas durante o ciclo Brasileiro, (faixas Brasília/Araguaia/ Paraguai), por fragmentos arqueanos de composição essencialmente granítico-gnáissica, onde estão inclusas sequências vulcanossedimentares tipo *greenstone belt*, e por terrenos antigos granulitizados. A faixa Brasília localiza-se ao longo do lado oeste do cráton São Francisco, que lhe serviu de ante-país, sendo separada a oeste das faixas Paraguai e Araguaia pelo maciço de Goiás que corresponde a um núcleo continental antigo, de idade Arqueana-Paleoproterozóica que foi envolvido na tectônica Brasileira. A oeste do maciço de Goiás as faixas Araguaia e Paraguai amalgamam-se nas bordas leste e sul do cráton Amazônico respectivamente.

Outras três unidades geotectônicas, com histórias desvinculadas da província Tocantins, compõem a região SW do estado do Goiás. Estas unidades correspondem ao graben eopaleozoico de Piranhas, a Bacia do Paraná, e as rochas da província alcalina de Goiás.

#### 6.1.1. Faixa Brasília

No contexto geotectônico da região SW de Goiás, destaca-se a faixa Brasília (Brito Neves, 1999; Almeida *et. al.* 2000; Schobbenhaus & Brito Neves, 2003). Esta apresenta orientação norte-sul e estende-se por cerca de 1100 km do sudoeste de Minas Gerais até o sul do Tocantins. Consiste em um cinturão de dobras e falhas de empurrão, mostrando em seu segmento oriental uma nítida vergência tectônica e metamórfica em direção ao cráton São Francisco. Contudo na região SW do estado de Goiás as polaridades tectônicas apresentam um forte condicionamento resultado de um campo de *stress* com componente principal de

esforço orientado próximo de N-S. Suas principais estruturas e cinemática mostram movimentos de massa, vergência, de sul para norte, mostrando o envolvimento de núcleos rígidos correspondentes a norte ao Maciço de Goiás e a sul ao craton Paraná/Paranapanema (Figura 6.1).

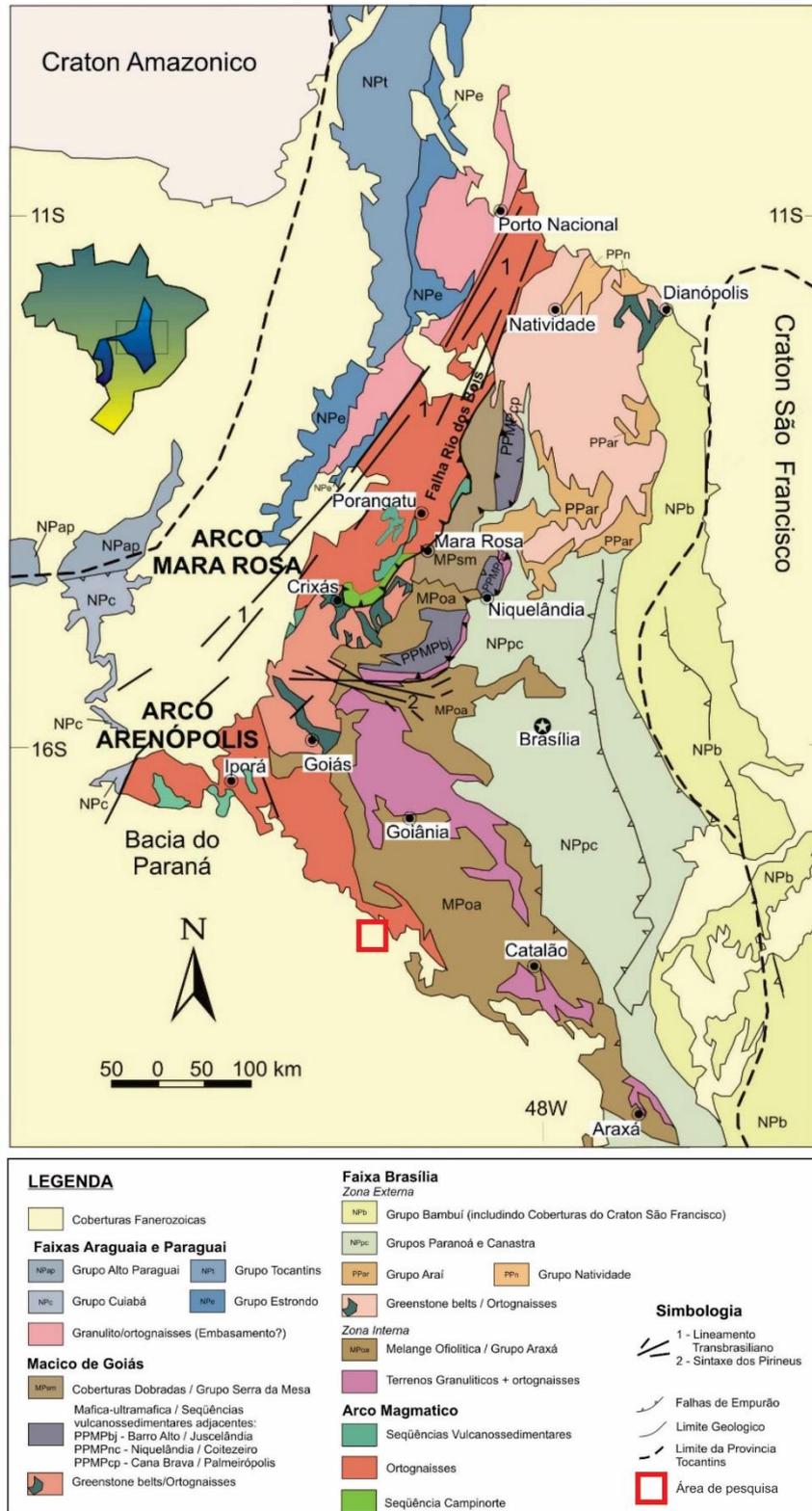


Figura 6.1- Mapa geológico da porção centro leste da Província Tocantins, em vermelho a área de pesquisa. Modificado de Pimentel *et. al.* (2004).

Em função da natureza de suas diferentes unidades geológicas, bem como pelas particularidades locais de sua história tectônica, a Faixa Brasília pode ser compartimentada em diferentes terrenos que registram um quadro tectônico evolutivo moderadamente

homogêneo. Neste sentido, várias propostas de compartimentação foram apresentadas (Dardenne, 1978; Marini *et al.* 1984; Lacerda Filho *et al.* 2000). Este trabalho, baseou-se na compartimentação geotectônica de Fuck *et al.* (1994) e Fuck *et al.* (2005), que individualizaram, na Faixa Brasília, os terrenos denominados: Zona Externa, Zona Interna, Maciço de Goiás e Arco Magmático de Goiás.

#### 6.1.1.1. Zonas Externa e interna

A **Zona Interna** é constituída pelas rochas dos grupos Araxá, Serra da Mesa/Serra Dourada, caracterizados por unidades alóctones de micaxistos e associações vulcanossedimentares. Os xistos, em sua maioria, são derivados de sedimentos turbidíticos, aos quais se associam sedimentos químicos com variada contribuição de origem vulcânica. Essa faixa é marcada por uma estruturação de imbricamento tectônico, com desenvolvimento de zonas de cisalhamento de baixo ângulo e *nappes* transportadas com vergência para o Cráton de São Francisco, em escamas, com a *nappe* Araxá-Canastra, sobreposta ao sistema de cavalgamento Ilicínea/Piumi-hi, que por sua vez, é empurrado sobre o Cráton do São Francisco e sua cobertura. Nessa tectônica de imbricamento, lascas do embasamento pré-brasiliano (Complexo Anápolis-Itaçu) são envolvidas nessa tectônica brasileira.

Na região sul da zona interna, foi identificada uma associação petroTECTÔNICA do tipo *melange* ofiolítica, constituída por micaxistos, xistos carbonosos, gnaisses, anfíbolitos e serpentinitos com lentes de cromita podiforme (Drake Jr., 1980; Strieder, 1990; Strieder & Nilson, 1992; Alkmin *et al.* 1993; Fuck, 1994), à qual se associam rochas xistosas e graníticas, com assinatura geoquímica similar à de associações magmáticas sin-colisionais (Dardenne *et al.* 1992). Essas rochas foram datadas em  $794 \pm 10$  Ma, por U-Pb em zircões (Pimentel *et al.* 1992), evidenciando, portanto, que ocorreu nesta faixa um evento deformacional em torno de 800 Ma. (Lacerda Filho *et al.* 1995), que afetou as rochas da Faixa Brasília.

A **Zona Externa** é composta pelas unidades metassedimentares dos grupos Paranoá, Canastra e Ibiá, estruturadas em cinturões de dobras e falhas. O seu limite oeste é marcado pela falha de empurrão que coloca as rochas mais antigas, atribuídas ao Grupo Araxá, sobre as unidades do Grupo Bambuí (Fonseca & Dardenne, 1994). Predomina neste setor da Faixa Brasília um cinturão de dobras e empurrões em nível crustal mais raso, com dobras flexurais e de deslizamento, zonas de cisalhamento rúptil e interferência por sistemas transcorrentes (Fonseca & Dardenne, 1995).

#### 6.1.1.2. Maciço de Goiás

O maciço de Goiás seria um microcontinente ou parte de um cráton maior envolvido parcialmente em processos colisionais brasileiros (Brito Neves, 1999). Localiza-se na porção noroeste da Faixa Brasília onde aflora uma diversidade de terrenos que variam do Arqueano ao Paleoproterozóico (Pimentel *et. al.* 2000, 2004). Compreende os terrenos gnaíssicos e granulíticos expostos no centro oeste e norte de Goiás, sendo interpretado como o embasamento antigo do terreno supracrustal da Faixa Brasília (Almeida, 1981; Marini, 1984). Entretanto, trabalhos mais recentes mostraram que grande parte dessas unidades correspondem a terrenos neoproterozóicos, como o bloco que se estende desde o norte de Crixás, estado de Goiás, até Porto Nacional no Tocantins. Sendo assim, esse bloco foi redefinido como Maciço de Goiás e inclui o bloco Arqueano de Crixás-Goiás e as sequências Paleomesoproterozóicas do Grupo Serra da Mesa e correlatos (Fuck *et al.* 1994, 2005; Pimentel *et al.* 2000a, 2004).

Independente da interpretação dada ao Maciço de Goiás e a provável continuidade para norte, este bloco desempenhou um importante papel na evolução das faixas marginais que o circundam, em especial aos terrenos do Arco Magmático do SW de Goiás, para os quais serviu de ante-país, em razão de sua colisão com o Cráton do Paraná/Paranapanema.

#### 6.1.1.3. Arco Magmático de Goiás

O arco Magmático de Goiás é constituído por unidades geológicas que vem recebendo maior atenção e estudos em duas principais áreas do estado de Goiás. A noroeste estas unidades são referidas em um conjunto, como o Arco de Mara Rosa; a sudoeste de Goiás essas unidades receberam o nome de Arco de Arenópolis (Pimentel, 1985; Seer, 1985; Amaro, 1989; Pimentel & Fuck, 1987, 1992; Pimentel *et. al.* 1996,1997, 2000ab, 2004; Viana *et. al.* 1995; Rodrigues *et. al.* 1999; Junges, 1998; Laux 2004).

Com o decorrer dos avanços nas pesquisas de geocronologia, geológica e geofísica, essas unidades vêm sendo estendidas tanto para norte até a região de Porto Nacional estado do Tocantins, quanto para sul até a região de Buriti Alegre, ocupando grande parte do que antes era entendido como embasamento da Faixa Brasília e sequências mapeadas como grupos Araxá nas proximidades de seus contatos com a Bacia do Paraná (Pimentel *et. al.* 2000a,b; Pimentel *et. al.* 2004; Fuck *et. al.* 1994, 2005).

O Arco Magmático de Goiás é formado por diferentes faixas de ortognaisses de composição diorítica a graníticas, que em geral separam unidades vulcanosedimentares compostas por rochas metavulcânicas máficas a félsicas, metassedimentares e rochas

metaultramáficas, estas últimas interpretadas como melanges ofiolíticas. Algumas das sequências vulcanosedimentares constituem suítes cálcio-alcalinas completas, como a sequência de Arenópolis-Piranhas e Bom Jardim de Goiás. Outras se caracterizam pelo predomínio de rochas máficas, Sequência Mara Rosa, e outras apresentam caráter bimodal, sequência Jaupaci e Iporá.

Características petrográficas, geoquímicas e geocronológicas das unidades que constituem a crosta juvenil neoproterozóica do Arco Magmático de Goiás, mostram que essas foram formadas por dois eventos magmáticos-sedimentares principais. O primeiro evento, ocorrido por volta de 890 a 800 Ma, registra a formação dos sistemas de arcos primitivos intraoceânicos, caracterizados por vulcânicas cálcio-alcalinas e corpos plutônicos granodioríticos, tonalíticos e dioríticos. O segundo evento, ocorrido entre 670 a 600 Ma, caracteriza-se por apresentar uma intensa atividade ígnea e tectônica incluindo sequências vulcanosedimentares, alojamentos de corpos tonalíticos, granodioríticos, graníticos e corpos máfico-ultramáfico diferenciados, que intrudem tanto as unidades do arco magmático como o Complexo Anápolis-Itauçu.

Após o segundo evento de geração crustal, 600 a 470 Ma, ocorreu a colisão entre os crátons Amazônicos, São Francisco e Paraná. Neste período, acompanhando o soergimento regional, toda a região SW de Goiás foi palco de um intenso magmatismo de natureza plutônica, pós-orogênico, bimodal, no qual predominam os termos félsicos e máficos (Pimentel & Fuck, 1992a; Pimentel *et. al.* 1996, 1997, 2000a,b, 2004; Rodrigues *et. al.* 1999; Laux *et. al.* 2004a). Ao longo da evolução dos sistemas de arcos magmáticos de Goiás, está bem caracterizado o evento metamórfico ocorrido entre 630 a 600 Ma, que se encontra impresso por toda a Faixa Brasília. Um evento metamórfico mais antigo ocorrido entre 770 a 760 Ma, parece ter afetado pelo menos as unidades do Arco de Arenópolis (Pimentel *et. al.* 2000, 2004; Dardene *et. al.* 2000).

Contudo, o quadro geológico-geotectônico atual do Arco magmático de Goiás, pode ser entendido como a colagem de sistemas de arcos neoproterozóicos, como resultado final da colisão entre os crátons Amazônico, São Francisco, Paraná, envolvendo também o quarto núcleo de rochas antigas correspondente ao Maciço de Goiás (Brito Neves, 1999).

#### 6.1.2. Faixa Paraguai: Grupo Cuiabá e Granitos Associados

A Faixa Paraguai, corresponde a uma cobertura cratônica que tem seus principais registros de deposição ao longo da margem sul do cráton Amazônico (Alvarenga *et. al.*, 2000). A idade de deposição destas unidades ocorreu por volta de 610-570Ma, incluindo as

rochas das Formações Puga, Raizama, Diamantino e o Grupo Cuiabá. A deformação destes sedimentos se deu entre 550-500 Ma, ao qual se seguiu a intrusão de granitos pós orogênicos em torno de 500 Ma (Shobbenhaus *et. al.* 1975; Almeida, 1967; Almeida & Hasui, 1977; Dantas & Martinelli, 2003).

A porção oeste da Faixa Paraguai, seguindo o *trend* NS, abrange desde Bom Jardim de Goiás a sul até a região de Aruana-GO/Nova Xavantina-MT ao norte. O Grupo Cuiabá consiste de filitos, quartzitos, filitos carbonosos, formações ferríferas, cherts e rochas metavulcânicas. As rochas metavulcânicas e metasedimentares associadas desta área, tem sido por vezes individualizadas do Grupo Cuiabá sob as denominações de Sequência Vulcano-Sedimentar do Araguaia, Grupo Nova Xavantina e Sequência Vulcano Sedimentar de Araes (Drago *et. al.* 1981; Ruiz & Santos, 1999; Dantas & Martinelli, 2003).

Nas proximidades de Bom Jardim de Goiás, o Grupo Cuiabá, incluindo as unidades vulcan-sedimentares acima citadas, é cortado por falhas transcorrentes das unidades metavulcano-sedimentares de Bom Jardim de Goiás (Shobbenhaus *et. al.* 1975; Ruiz & Santos, 1999; Seer, 1985; Seer & Nilson, 1985). Sendo assim, as relações estratigráficas entre estas unidades não estão bem definidas.

Os Grupos de Bom Jardim de Goiás e Cuiabá são unidades contemporâneas e estão ligadas a mesma evolução geotectônica (Seer, 1985; Seer & Nilson 1985). Assim, pelo menos neste setor o Grupo Cuiabá não corresponderia a uma unidade originada do desmantelamento da Faixa Brasília (Pimentel *et. al.* 1996). A relação das sequências metasedimentares do Grupo Cuiabá com rochas metavulcânicas, observadas na região de Bom Jardim de Goiás (Moura *et. al.* 2006b), e sua possível extensão para norte (Drago *et. al.* 1981; Ruiz & Santos, 1999; Dantas & Martinelli, 2003), adequa-se mais a um modelo de bacias de ante-país, como sugerido em Trompette *et. al.*(1998), ou mesmo que se trate de sequências vulcanosedimentares de arco de ilha, correlatas aquelas do Arco Magmático de Goiás.

Na região de Bom Jardim de Goiás, o Grupo Cuiabá é intrudido por corpos graníticos de caráter pós orogênicos, incluindo o Granito Serra Verde e Bom Jardim (Seer, 1985; Seer & Nilson 1985), considerados equivalentes ao Granito São Vicente, no estado do Mato Grosso, cuja idade situa-se em torno de 500Ma (Almeida & Montovani, 1975; Alvarenga *et. al.* 2000). Estes corpos foram incluídos na Suíte Rio Caiapó, de caráter sin a tardi-tectônico.

### 6.1.3. Gráben Piranhas

Após a Orogenia Brasileira, antes que a Plataforma sul americana alcançasse seu estágio de estabilização final ocorreu um período que Almeida (1967), denominou de

Plataforma Eopaleozóica ou estágio de transição, que marca a diminuição dos processos de dobramentos passando a predominância de falhamentos como gerador de fossas intermontanas, interfossas e bacias marginais preenchidas por material sedimentar de natureza continental e por vezes abundante material vulcânico, predominantemente ácido a intermediário. Estas calhas de deposição são encontradas nas proximidades da bacia do Paraná e Parnaíba, tendo sua evolução ocorrida no cambro-ordoviciano por volta de 600 a 450 Ma, (Zalán 2004, Texeira *et. al.* 2004).

Em Goiás, o estágio de transição na Plataforma Sul Americana, embora de maneira restrita, encontra-se registrado no Gráben Piranhas, descrita primeiramente por Rosito *et. al.* (1971), e tem sido considerada como depósitos molássicos originados a partir do desmantelamento do Orógeno Brasília, (Faria 1975,1982, Assine *et. al.* 1994).

Faria (1975, 1982), descreve a Formação Piranhas composta por uma associação de conglomerados polimíticos basais de cor verde, muito litificado, passando gradativamente, em direção ao topo, para arenitos arcossianos e argilitos. Ainda contém seixos, rochas piroclásticas, lavas vítreas básicas, traquitos, andesitos, quartizitos conglomerático, gnaisses e granitos, ocorrendo em uma faixa NS com extensão de 18Km e 2Km de largura. Também são registradas rochas dessa Formação em um pequeno gráben localizado próximo a margem esquerda do Rio Macacos. Diques de dacito pórfiro foram reconhecidos nas margens do Gráben Piranhas e no seu embasamento, Faria (1975), estes intrudem também os sedimentos e xistos da Sequência de Arenópolis-Piranhas.

#### 6.1.4. Bacia do Paraná

A Bacia do Paraná é uma imensa bacia intracratônica Sul-Americana, desenvolvida exclusivamente sobre a crosta continental e preenchida por rochas sedimentares e vulcânicas, onde as idades variam do Neo-Ordoviciano e Neocretáceo. Dentre as bacias intracratônicas brasileiras, esta é a mais bem estudada com trabalhos de enfoque regional, local e que abordam a tectônica e sedimentação ao longo de sua evolução, tais como, Fúlfaro *et. al.* (1982), Zalán *et. al.* (1987), Zalán 2004, Milani (2004), Milani *et. al.* (1994), Milani & Ramos (1998), Milani & Thomaz Filho (2000), Assine *et. al.* (1994), Silva *et. al.* (2003).

O entendimento sobre o início da sedimentação da Bacia do Paraná e sua tectônica formadora inicial, foi tema de controvérsia, contudo, após a integração dos trabalhos de Marques *et. al.* (1983), um relatório técnico da Petrobras cujos resultados não foram divulgados externamente (*in* Milani 2004), parece não restar dúvidas sobre a existência de um

*rift* precursor no qual ocorrem basaltos (Basalto Três Lagoas) datados em  $443 \pm 10$ Ma (York 2003 *in*: Milani 2004).

Na região SW de Goiás, alvo deste trabalho, podem ser citados os trabalhos de Petri & Fúlfaro (1966), Pereira *et. al.* (1980), Andrade & Camarço (1982), Fernandes (1983), Alvarenga & Guimarães (1994).

Segundo Milani (2004), a configuração estratigráfica da bacia da Bacia do Paraná consiste, basicamente, de seis unidades de segunda ordem: Supersequência do Rio Iváí (Neo-Ordoviciano-Eosiluriano); Supersequência Paraná (Eodovoniano – Neodevoniano); Supersequência Gondwana III (Neojurássico – Eocretácio); Supersequência Gondwana II (Mesotriássico – Neotriássico); Supersequência Gondwana III (Neojurássico – Eocretácio); Supersequência Bauru (Eocretácio – Neocretácio).

#### 6.1.5. Província Alcalina de Goiás

A província alcalina de Goiás (PAGO), foi definida por Guimarães *et. al.* (1968), como Grupo Iporá e teve seus domínios estendidos para incluir as rochas alcalinas que ocorrem na região de Santo Antônio da Barra, Ulbrich & Gomes (1981) em uma visão global, dispuseram as rochas aflorantes na região SW de Goiás no seu referido Tipo 3, caracterizado por um magmatismo máfico-ultramáfico saturado em álcalis e peralcalino dominados por termos ultramáficos. Almeida (1983), em um trabalho de abrangência regional agrupou as rochas alcalinas da borda da Bacia do Paraná em diferentes províncias, designando aquelas que ocorrem no Goiás de Província Rio Verde – Iporá. Lacerda Filho *et. al.* (2000), referen-se a essas rochas como Província Alcalina do Sul de Goiás. Sgarbi & Gaspar (2000), agruparam a província ígnea do Alto Parnaíba, Almeida (1983), e a de Rio Verde – Iporá sob o nome de Província Alcalina Minas-Goiás. Gaspar *et. al.* (2000), retoma o conceito de províncias distintas e designando as rochas da região que ocorre a SW de Goiás como Província Alcalina de Goiás (PAGO).

Neste trabalho é seguida a proposta de Gaspar *et. al.* (2000) e Junqueira - Brod (2003). Como mostrado acima, a PAGO se estende desde a região de Araguaiana – Santa Fé a norte, até a região de Santo Antônio da Barra – Rio Verde a sul, ao longo de um *trend* direcionado N30W por cerca de 250Km de comprimento por 70 Km de largura. Esta província alcalina inclui uma grande variedade de tipos litológicos como rochas vulcânicas, sub vulcânicas e plutônicas. As rochas vulcânicas são os termos dominantes na porção sul da província, enquanto que na porção norte é amplamente constituída por rochas plutônicas.

Na região sul da PAGO, onde se insere o escopo deste trabalho, o vulcanismo está concentrado em termos vulcânicos como kamafugitos e fonolitos, encontrados durante a realização deste trabalho.

Utilizando de dados geocronológicos pode-se dizer que a evolução da PAGO se deu entre 75-90 Ma (Danni 1978, Hasui *et. al.* 1971, Cordani & Hasui 1975, Barbour 1979, Cerqueira 1995). Contudo Danni (1978), apresentou uma idade de  $58,9 \pm 1,5$  Ma para um dique de lamprófito no Complexo Alcalino Morro do Macaco. Da mesma forma Hasui *et. al.* (1971) são registradas duas idades em torno de 60 Ma e outras duas idades mais novas  $27 \pm 4$  e  $39 \pm 4$  Ma para rochas vulcânicas da suíte Rio Verde, sugerindo a reorrência de magmatismo alcalino no limite Paleógeno-Eoceno e no Oligoceno.

VanDecar *et. al.* (1995) relacionam o magmatismo do Cretácio da borda da Bacia do Paraná com a pluma de Tristão da Cunha que impactou a região durante o Cretácio inferior, sugerindo que as rochas alcalinas do Cretácio Superior representam uma continuidade do magmatismo iniciado no Cretácio Inferior. Assunção *et. al.* (2002) indicam que a região de Iporá foi afetada pela Pluma de Trindade no Cretácio Superior, fato já sugerido anteriormente por Gibson *et. al.* (1995). Bizzi & Vidotti (2004), apresentam um modelo para a formação de corpos alcalinos da PAGO envolvendo ambas as plumas de Tristão da Cunha e Trindade, reconhecendo um modelo de atuação de plumas mantélicas na região. Entretanto as informações obtidas de estudos paleomagnéticos apresentados por Marques & Ernesto (2004) apontam para a impossibilidade de se adequar a trajetória de placas estabelecidas nestes estudos com as idades conhecidas e com o posicionamento atual das destas plumas em um modelo envolvendo a atuação de ambas na evolução da PAGO.

## 7 CONTEXTO GEOLÓGICO

Geologicamente a área de pesquisa compreende as seguintes unidades (Figura 7.1): Formação Vale do Rio do Peixe pertencente ao Grupo Bauru, Formação Serra Geral pertencente ao Grupo São Bento, Formação Verdinho, Formação Santo Antônio da Barra, coberturas detrito-lateríticas e depósitos aluvionares (Gaspar 1977; Moraes 1984; Thiede & Vasconcelos, 2008; Fernandes & Coimbra, 2000).

### 7.1.FORMAÇÃO VALE DO RIO DO PEIXE (GRUPO BAURU)

A Formação Vale do Rio do Peixe corresponde à antiga Formação Adamantina definida por Soares *et. al.* 1980, (Fernandes & Coimbra, 2000) e é composta de arenitos intercalados com siltitos ou lamitos arenosos, em estratos de espessura submétrica (geometria tabular típica). Os arenitos são muito finos a finos, de cor marrom-clara rosada a alaranjada, de seleção moderada a boa. Têm aspecto maciço ou estratificação cruzada tabular e acanalada de médio a pequeno porte. Localmente apresentam intensa cimentação por carbonato de cálcio.

### 7.2.FORMAÇÃO SERRA GERAL

A Formação Serra Geral representa o mais volumoso episódio de extravasamento intracontinental de lavas do planeta (Milani *et. al.* 1994). Trata-se de uma manifestação magmática associada aos estágios precoces da ruptura do Gondwana e à abertura do Atlântico-Sul, ocorrido no intervalo de tempo entre 140-115 Ma, embora manifestações precoces sejam registradas no intervalo em torno de 140-160 Ma (Mizusaki & Thomaz Filho 2004, Marques & Ernesto 2004).

De uma maneira geral, a Formação Serra Geral constitui uma sucessão de derrames decomposição predominantemente máfica, basaltos de granulometria fina a afaníticos, localmente apresentando níveis de arenitos intertrapeados. Rochas hipoabissais ocorrendo como diques e sills, de composição semelhante às equivalentes básicas efusivas, são encontradas cortando as unidades sedimentares mais antigas. Na região em estudo, as rochas vulcânicas que caracterizam a Formação Serra Geral não estão presentes, contudo diques gabróticos, cuja continuidade de alguns deles pode ser seguida pela magnetometria desde o SW de Goiás até o litoral do Brasil, pelo em menos em parte relacionam-se a este evento magmático (Figura 7.1), embora, apenas alguns diques/sills que ocorrem a NE da área aqui investigada tenham sido datados (Hasui & Almeida 1970).

### 7.3.FORMAÇÃO VERDINHO

Esta unidade é representada por uma espessa camada de material sedimentar conglomerático, com seixos e matacões, a qual foi produzida pelo retrabalhamento das unidades vulcânicas subjacentes, Lacerda & Filho (2000). Suas rochas se caracterizam por possuir matriz avermelhada e clastos de cor esverdeada. Ocorre na área nordeste do município de Rio Verde em associação com a unidade Suíte Vulcânica de Santo Antônio da Barra.

### 7.4.FORMAÇÃO SANTO ANTÔNIO DA BARRA

Na formação Santo Antônio da Barra, encontram-se preservados os produtos superficiais como Lavas, Brechas e Tufos (Gaspar; 1977). Inicialmente, essas rochas foram classificadas como analcimitos e brechas carbonáticas, por Gaspar (1977) e Moraes (1984). A primeira denominação de Kamafugitos foi dada por Moraes (1984, 1988), com base em geoquímica de rocha total, em função de semelhanças com Kamafugitos de Uganda e presença de Melilita em alguns derrames. Mais tarde, Sgarbi *et. al.* (1998) e Sgarbi & Gaspar (2002), descrevem o mineral Kalsilita nas lavas e destacaram que muitos minerais classificados como Analcita, na verdade, seriam alteração de leucita e passaram a classificar as rochas vulcânicas da área como Mafuritos e Uganditos. Utilizando o método U-Pb em perovskita, Sgarbi *et. al.* (2000), datou as rochas de Santo Antônio da Barra com a idade de 88.3-89.6 Ma. Ladeira *et. al.* (1971), mostrou que as rochas de Santo Antonio da Barra encontram-se recobertas por arenitos do grupo Bauru em situação análoga à fácies Patos de Minas, em Minas Gerais.

### 7.5.COBERTURAS DETRITO-LATERÍTICAS

Ocorrem dispersamente por quase toda área, tendo maior exposição na porção sudeste. Geralmente ocupam interflúvios de extensas áreas peneplanizadas, conhecidas regionalmente como chapadões e chapadas. Derivam da ação intempérica sobre o substrato rochoso e podem ser divididas nos seguintes níveis: basal – composto por rocha alterada com estrutura preservada (isalterita); mosqueado – ou aloterítica (sem preservação das estruturas) com argilas diversas, rica em óxidos de alumínio; concreções lateríticas – endurecidas com estruturas oolíticas/pisolíticas, granular/microgranular, fragmentada e/ou maciça; e, por último, latossolos – vermelho-amarronzados, geralmente argilosos. Suas espessuras variam desde poucos decímetros a até, no máximo, 50m. As coberturas detrítico-lateríticas da área desenvolveram-se durante o Terciário-Quaternário.

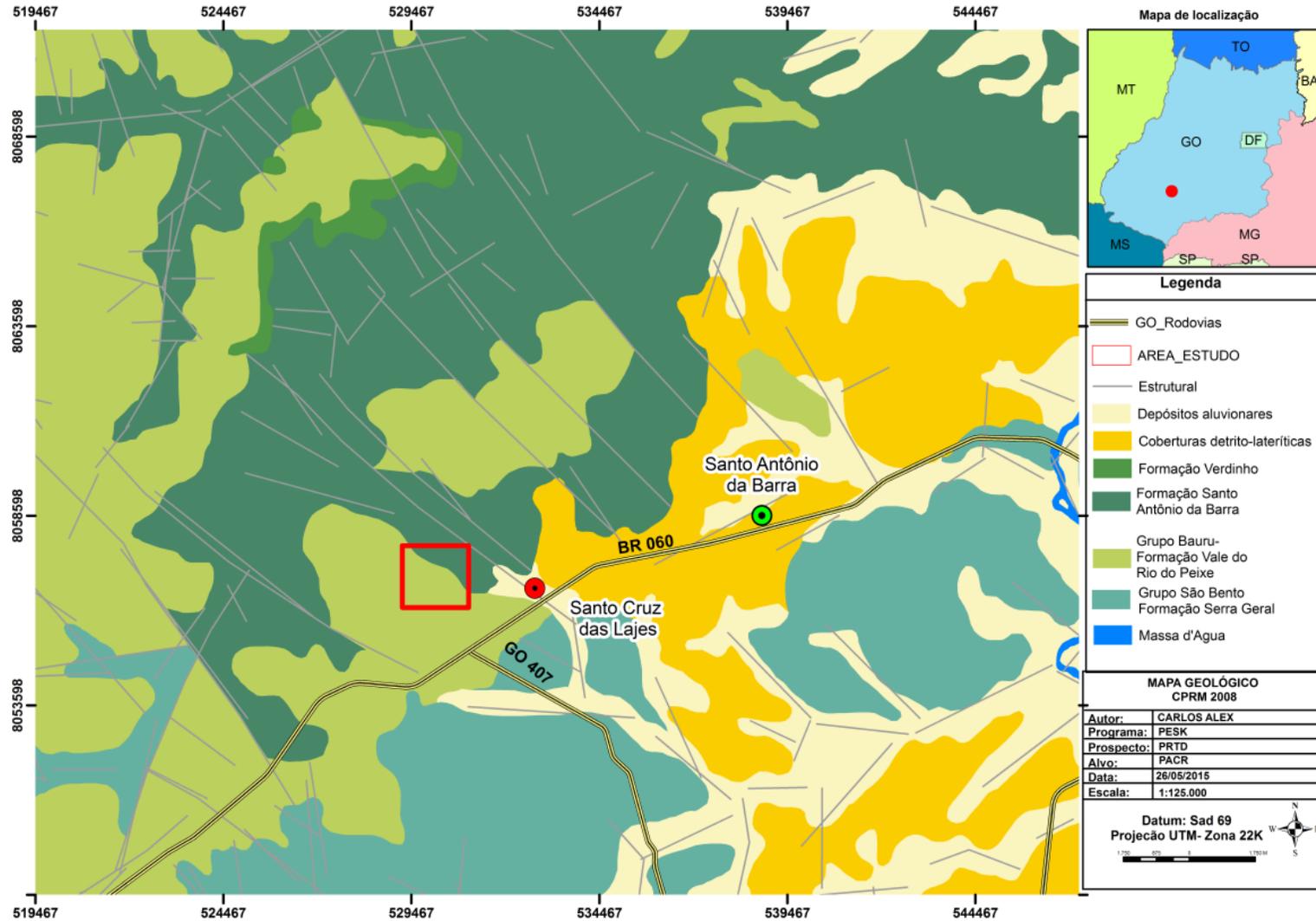


Figura 7.1 - Mapa geológico com as principais unidades da região alvo deste trabalho. O retângulo vermelho delimita a área de estudo. Modificado de Lacerda & Filho (2000)

## 7.6. DEPÓSITOS ALUVIONARES

Os depósitos aluvionares ocorrem descontinuamente ao longo das principais drenagens. Os sedimentos que os compõem são formados por blocos, matacões, cascalhos, seixos, areias, siltes e argilas, em proporções variadas. A fração grossa é constituída geralmente de gnaisses, quartzitos e micaxistos, dentre outros fragmentos. As areias e os seixos quartzosos exibem granulometria variável, cujo grau de arredondamento deriva do porte da drenagem que os transportou. O material arenoso contém muito comumente minerais micáceos e pesados (ilmenita, magnetita, rutilo e zircão). A divisão proposta por Pena *et. al.* (1975) em Aluviões Recentes e Pleistocênicas foi mantida.

## 8 RESULTADOS E DISCUSSÕES

### 8.1. MAPEAMENTO GEOLÓGICO.

Para dar subsídios aos trabalhos de campo, cujo intuito principal seria o mapeamento, coleta de amostras e geoquímica de rochas potássicas e ultrapotássicas associadas à Formação Santo Antônio da Barra, foi necessária a confecção de uma base geológica para orientar e definir o mapeamento e amostragem (Figura 8.1).

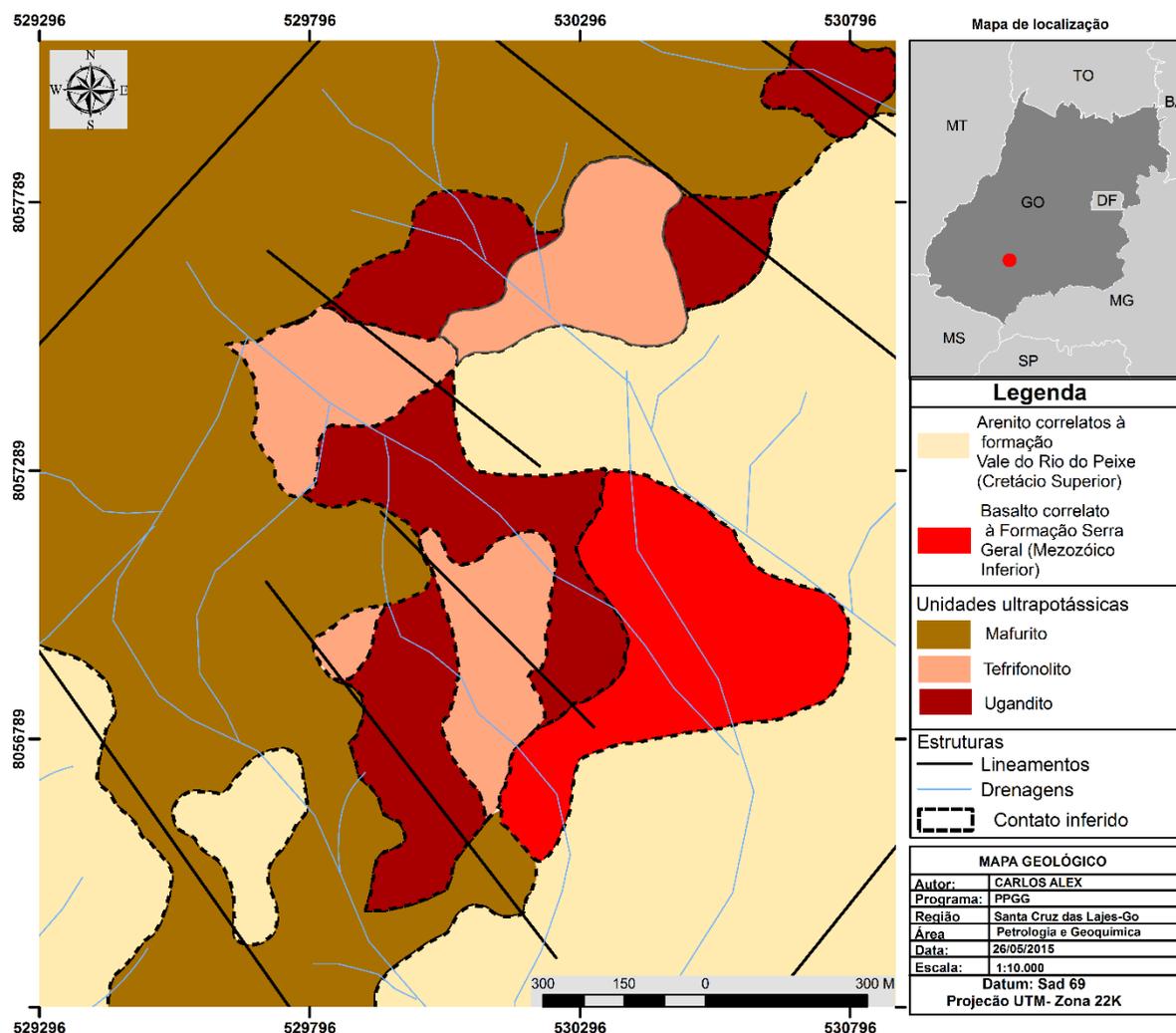


Figura 8.1 - Mapa Geológico da área mapeada.

Com isso, foram utilizados os dados fornecidos pelo programa de levantamentos geológico básico do Brasil. Tais dados estão contidos, no texto explicativo dos mapas geológicos e de recursos minerais do estado do Goiás e do Distrito Federal, na escala de 1:500.000. Esses arquivos foram digitalizados em ambiente SIG e posteriormente integrados entre si, visando homogeneizar as informações disponíveis. Entretanto esta etapa não foi tão simples, os dados obtidos através das pesquisas bibliográficas estão em escala de 1:500.000 e o mapeamento de detalhe realizado na área corresponde a uma escala bem menor, 1:10.000.

Por isso, as informações levantadas não convergiam para uma homogeneidade entre as unidades geológicas que constituem a região. Sendo assim os trabalhos objetivaram identificar as unidades e representá-las graficamente em mapa geológico. Posteriormente as amostras coletadas foram enviadas para análise química, para identificação das principais unidades potássicas e ultrapotássicas. Poços de pesquisa, foram utilizados para identificar o comportamento geoquímico dos principais elementos presentes nas unidades e suas transformações mineralógicas ao longo do perfil intempérico. Além disso, as amostras de rocha coletadas em campo, foram pulverizadas e analisadas por difração de raios-X, afim de indentificar as principais mineralogias envolvidas, uma vez que não se pode analisar a matriz da rocha ao microscópio petrográfico pelo fato de ser muito fina.

A escala de 1:10.000, adotada para o mapeamento de detalhe, permitiu identificar unidades aflorantes em superfície que não estavam representadas no mapa base, figura 7.1. Essas unidades, foram representadas no mapa geológico proposto para a área (Figura 8.1).

Ao todo foram executados 181 pontos geológicos com a coleta de 88 amostras de rocha para análise química, das quais 62 foram selecionadas e confeccionadas lâminas delgadas e polidas para análise em microscópio para identificação da sua pragênese mineral. 45 amostras representativas foram pulverizadas à fração pó e analisadas por difração de raios X, para identificação da paragênese mineral nas rochas com maior quantidade de matriz afanítica, conforme o mapa de pontos da Figura 8.2.

As unidades estratigráficas encontradas na área foram identificadas pelo seu aspecto textural, mineralogia e índice de cor. Correspondem aos basaltos da Formação Serra Geral, arenitos da Formação Vale do Rio do Peixe e as rochas potássicas e ultrapotássicas da Formação Santo Antônio da Barra, conforme mapa geológico da Figura 8.1.

Os basaltos da Formação Serra Geral (Figura 8.3), ocorrem em uma faixa longitudinal, mais precisamente na região sudeste da área mapeada, encontram-se formando imensos lajedos principalmente nos leitos dos rios e drenagens da porção leste da área. Estão cobertos pelos arenitos da Formação Vale do Rio do Peixe. Macroscopicamente, essas rochas são rochas afaníticas, de coloração cinza escura e aspecto fraturado, mesocrática com aspecto maciço predominante, quando alterados mostra uma coloração avermelhada. A formação Vale do Rio do Peixe ocorre em toda porção leste e na porção sudoeste da área mapeada, recobre tanto a Formação Serra Geral como as rochas potássicas e ultrapotássicas de Formação Santo Antônio da Barra. Geralmente são arenitos avermelhados, por vezes silicificados, monominerálicos, bem selecionados, bem arredondados, com estratificação cruzada acanalada de grande porte.

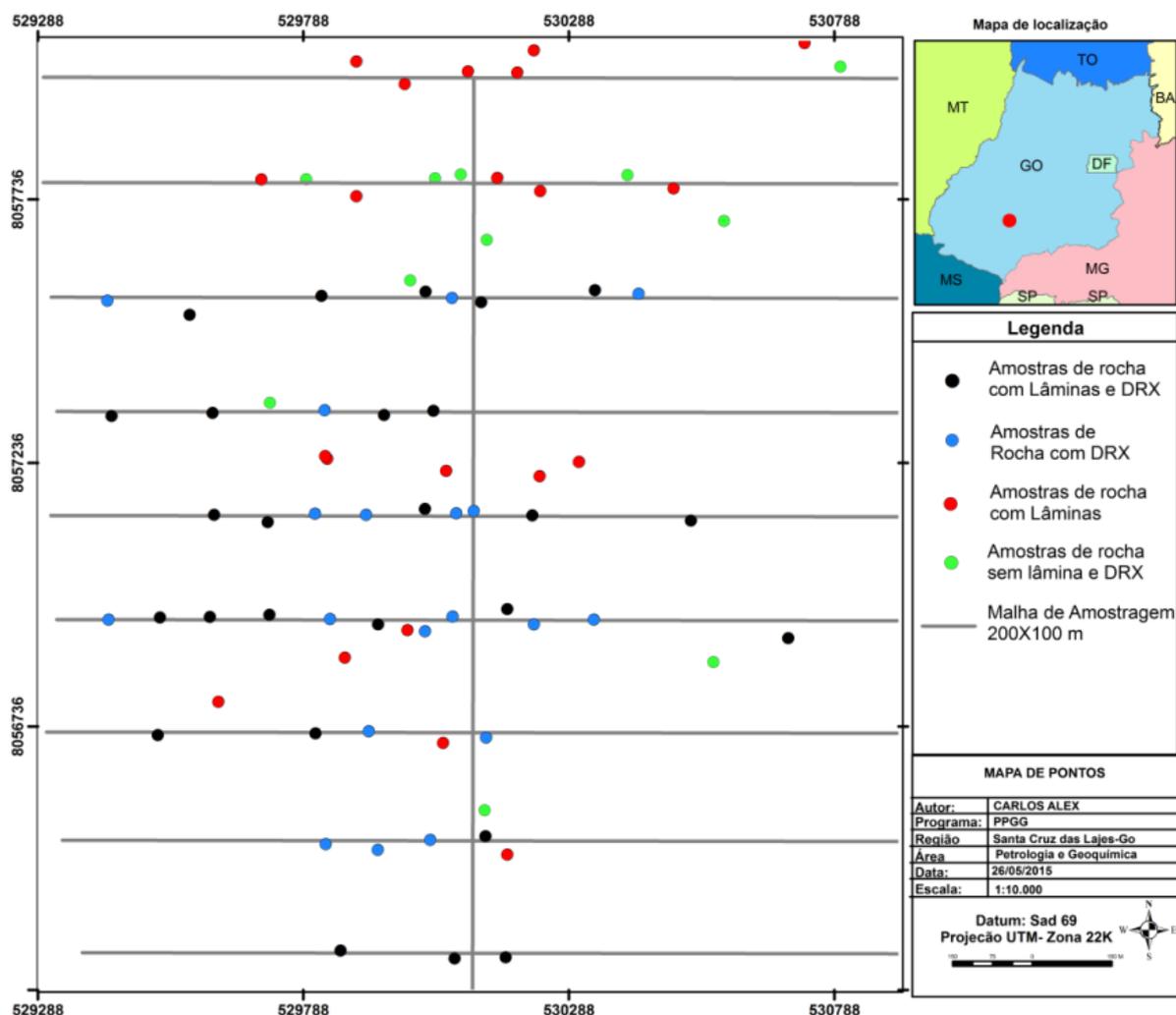


Figura 8.2 - Mapa de pontos da área de pesquisa discriminando a amostragem de rocha e as amostras com lâminas e DRX (Difração de raios X).

Os kamafugitos aflorantes na área de trabalho, relacionados a Formação Santo Antônio da Barra, são o foco principal deste trabalho, por apresentar as principais litologias potássicas e ultrapotássicas da área. Compreendem o relevo mais arrasado da área com suaves elevações. Afloram como imensos lajedos e, subordinadamente como blocos rolados. As rochas kamafugíticas são formadas por rochas vulcânicas alcalinas, compostas por katungitos, uganditos e mafuritos, Woolley *et. al.*(1996). Na área de trabalho, foram encontrados apenas mafuritos e uganditos, além de tefrifonolitos.

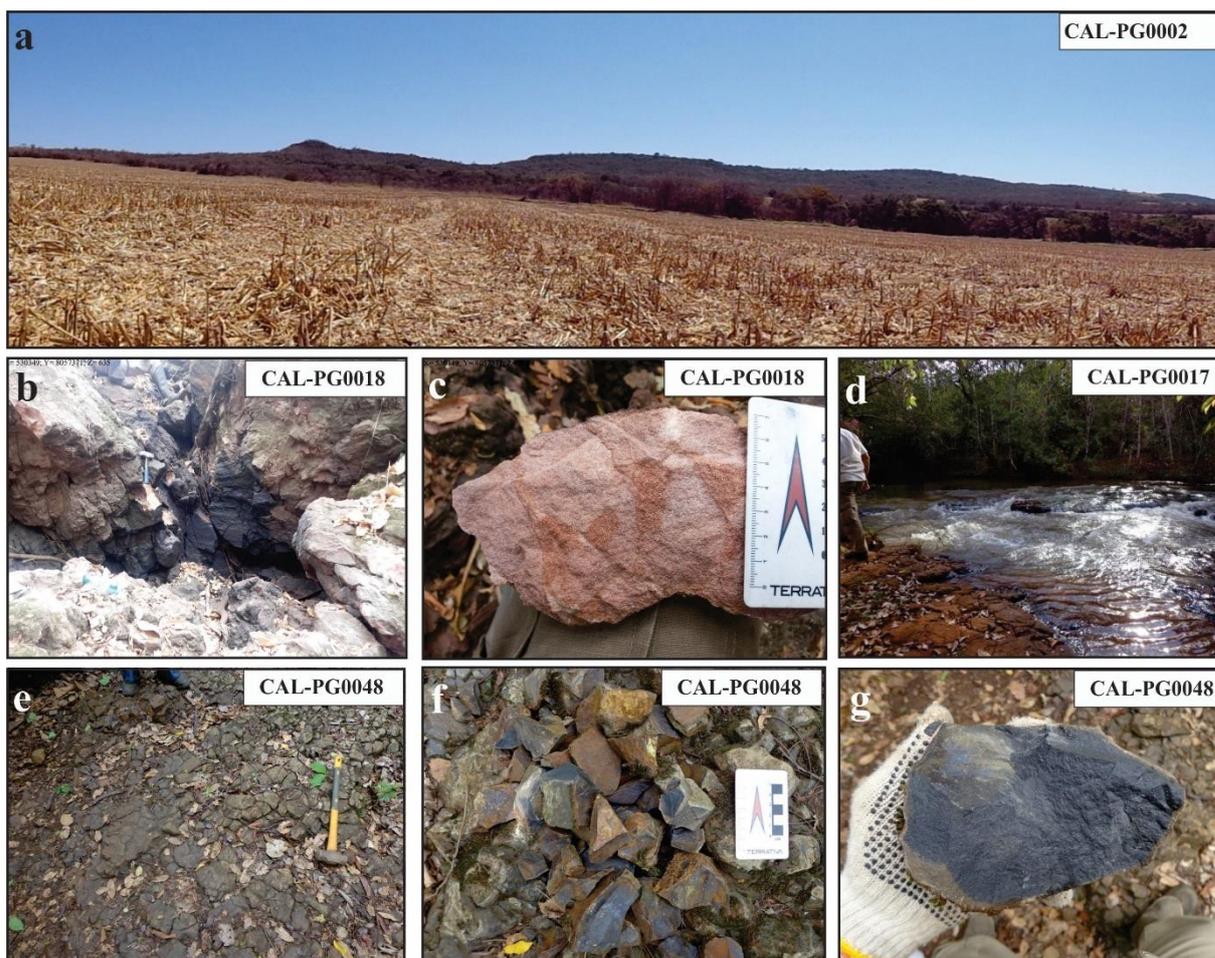


Figura 8.3 - (a) imagem panorâmica do relevo da Formação Vale do Rio do Peixe ao fundo sobre o solo avermelhado proveniente do intemperismo dos basaltos da Formação Serra Geral (b) Forma de ocorrência dos arenitos da Formação Vale do Rio do Peixe. (c) Aspecto textural dos Arenitos. (d) e (e) Forma de ocorrência dos basaltos da Formação Serra Geral, notar em (e) aspecto fraturado em leito seco de drenagem. (f) e (g) aspecto textural dos basaltos.

Os mafuritos (Figura 8.4), tem a maior área de ocorrência na área de trabalho. Texturalmente, tem coloração escura, são inequigranulares finos a grossos, isotrópicos, porfíricos com matriz afanítica e localmente. Exibem fenocristais de olivina e piroxênio imersos em uma matriz policristalina fina, composta por piroxênios, analcima, sanidina, nefelina e smectita sendo possível identificar a paragênese mineral da matriz através da técnica de difração de Raio X. Os cristais de piroxênio compõem a maioria dos fenocristais, geralmente euédricos, tamanhos em torno de 0,3cm a 2,0 cm, cor escura a avermelhada e frequentemente zonados. Cristais de olivina são euédricos a subédricos, tamanhos variados, em torno de 0,3cm a 2,0 cm, coloração esverdeada, aspecto fraturado e compõe tanto os fenocristais como a matriz afanítica da rocha. Pontuações esbranquiçadas são comuns nesta unidade, em geral, são amídalas preenchidas por material carbonático, calcita ou zeólitas.

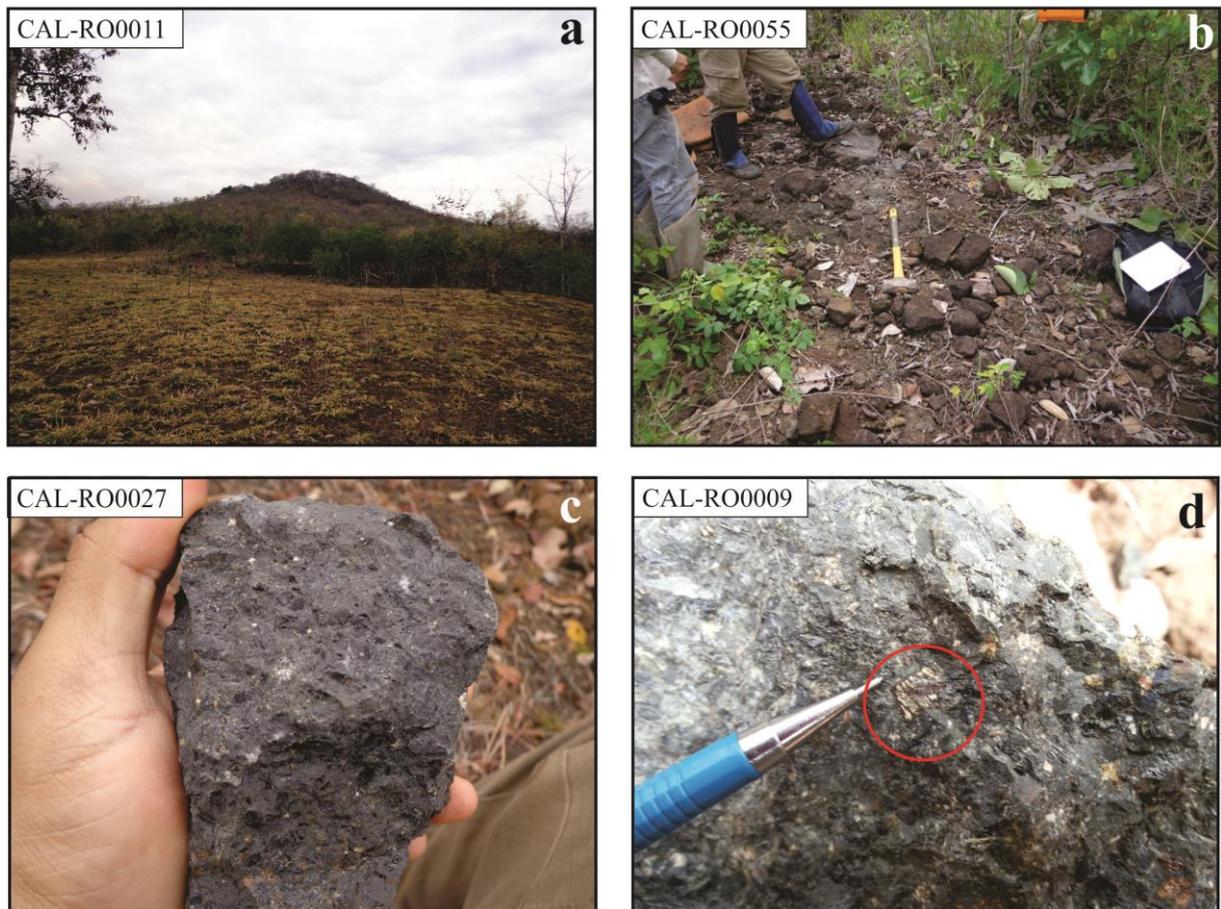


Figura 8.4 - Forma de ocorrência e aspecto textural dos mafuritos. (a) Morros ondulados com altura de 10 metros. (b) Blocos rolados de mafuritos em morro. (c) aspecto textural da rocha, notar matriz afanítica e cristais de piroxênio alongados em meio a matriz. (d) Cristal de piroxênio zonado e oxidado.

Os uganditos (Figura 8.5) concentram-se na porção central da área e, restritamente, na porção norte. Formam imensos lajedos na área mapeada. Geralmente tem coloração cinza claro a amarelado, faneríticos com matriz afanítica, quando alterados mostram coloração castanho claro a amarelado. Amídalas ocorrem por toda a rocha, geralmente preenchidas por material carbonático, no entanto, é comum a presença de zeólitas e sodalita como material de preenchimento. Os tamanhos dessas amídalas variam de média (>1mm) a grossas, algo em torno de 3(três) centímetros. Os fenocristais são piroxênios, geralmente euédricos, com tamanhos em torno de 0,2cm a 1,0cm, prismáticos, zonados e por vezes fraturados. Ocorrem de forma aleatória e, por vezes, descrevendo uma foliação de fluxo magmático. Leucita, ocorre formando agregados cristalinos com piroxênio e dispersa como fenocristais, tem coloração esbranquiçada a castanha clara, forma poligonal e brilho fosco. Veios de carbonatos e amídala preenchidas por calcita são frequentes nesta rocha.



Figura 8.5 - (a) e (b) Formas de ocorrência dos uganditos. (c) Aspecto textural das amídalas preenchidas por material carbonático e zeólitas, pontuações vermelhas são cristais de piroxênio. (d) aspecto textural dos uganditos com amídalas preenchidas por calcita e zeólita, notar maior quantidade de amigdalas sendo de tamanho menor.

Os tefrifonolitos (Figura 8.6) são de menor ocorrência da área. Devido a sua natureza afanítica e composição mineralógica mais susceptível ao intemperismo, formam pequenos blocos em área de relevo arrasado, sem formação de morrotes ou pequenas elevações. Texturalmente são rochas afaníticas, de coloração cinza clara, com raras amídalas, preenchidas por material carbonático e zeólitas. Devido à natureza afanítica desta rocha, a definição de sua composição mineralógica só foi possível através da difração de raios X, onde foram identificados os minerais sanidina, clinopiroxênio, micas e hematita como principais formadores desta rocha. Raramente ocorrem fenocristais de piroxênio de coloração avermelhada, euédricos e disperso na matriz afanítica. Pontuações esbranquiçadas também ocorrem de forma restrita na rocha, sendo considerada como material carbonático.

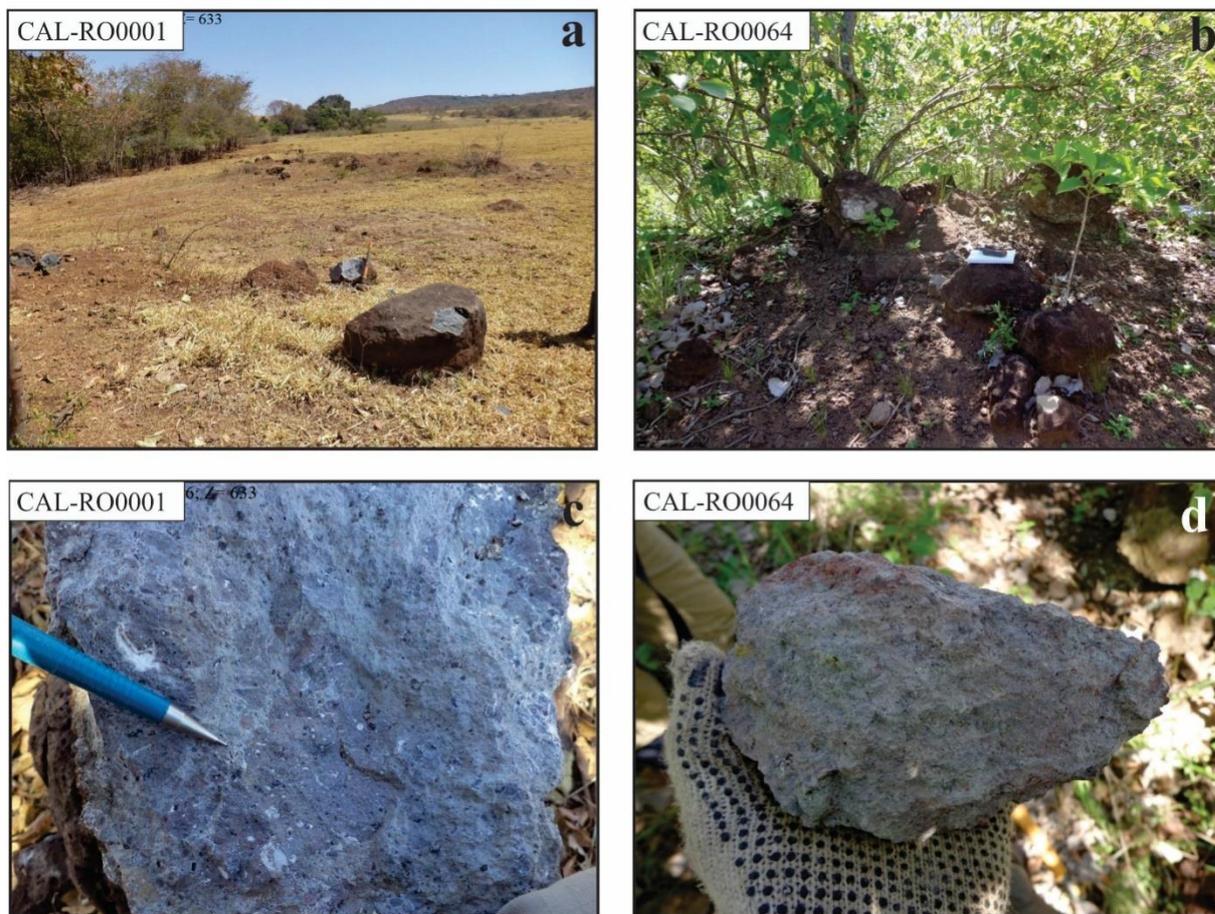


Figura 8.6- Fomas de ocorrência dos tefrifonolitos. (a) e (b) Blocos “*in situ*”. (c) e (d) Aspecto textural da rocha, notar o caráter afanítico da rocha com pontuações avermelhadas e esbranquiçadas sendo piroxênios e zeólitas respectivamente.

## 8.2. ANÁLISE MINERALÓGICA POR DRX.

Para identificar a mineralogia das rochas potássicas e ultrapotássicas 45 amostras representativas das unidades identificadas durante o mapeamento foram selecionadas em campo, para isso, levou-se em consideração o baixo grau de alteração devido ao intemperismo e a presença de enclaves. Também foram coletadas raspas das amídalas para identificação dos minerais esbranquiçados que as preenche. Em seguida, essas amostras foram analisadas no Laboratório de Caracterização Mineral do Instituto de Geociências da UFPA. Os resultados obtidos foram agrupados usando como critério as fases minerais comuns a cada grupo. Essa análise permitiu comparar a classificação macroscópica feita em campo com a mineralogia identificada na difração de raios-X. Por fim, notou-se que as classificações de campo coincidiram com a classificação obtida através do agrupamento de fases da difração de raios X, uma vez que em termos texturais, essas rochas são bem diferentes.

### 8.2.1. Agrupamento de fases (Grupo I)

A mineralogia do grupo I mostrou boa similaridade entre 10 amostras analisadas. De um modo geral, são amostras muito semelhantes mineralógicamente. O padrão difratométrico mostrou picos largos de baixa intensidade, mostrando que as amostras possuem baixa cristalinidade, e *background* elevado que denota um alto conteúdo de ferro.

Mineralogicamente a amostra é dominada por sanidina, clinopiroxênio e, em menor quantidade, por mica e hematita. Também é possível identificar picos da zeólita faujazita ( $(\text{Na}_2, \text{Ca}, \text{Mg})_{35}[\text{Al}_7\text{Si}_{17}\text{O}_{48}]_{32}(\text{H}_2\text{O})$ ). Em uma única amostra, RO0042, foi identificado o pico da calcita (Figura 8.7).

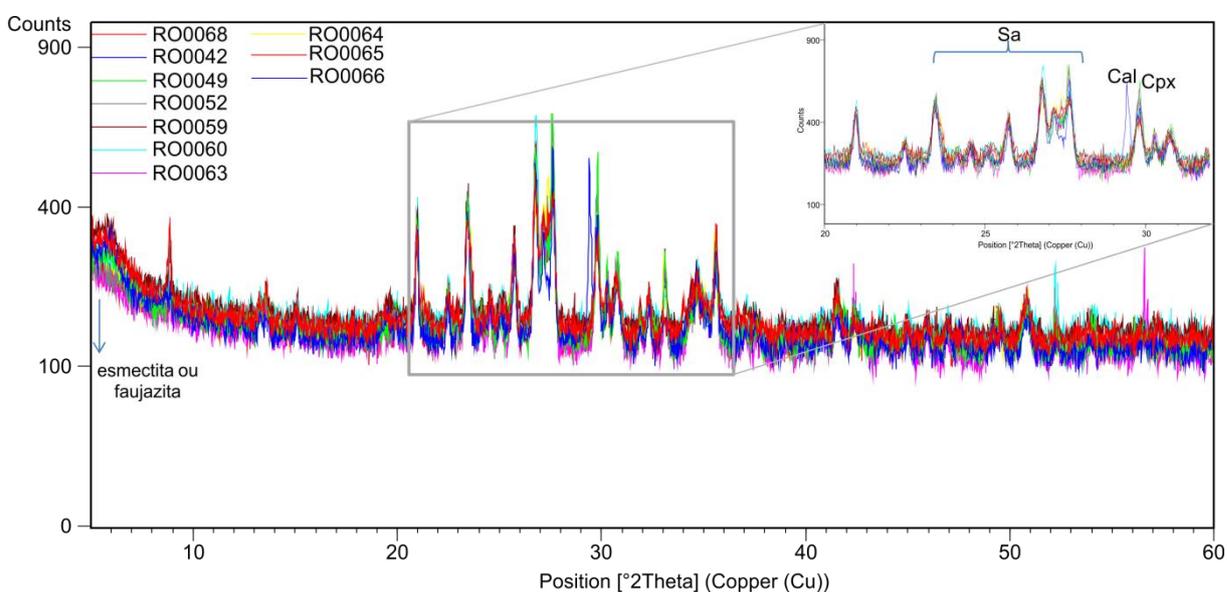


Figura 8.7- Superposição dos Padrões difratométricos para as amostras do grupo I.

O primeiro pico, em baixo ângulo, está relacionado com a zeólita faujazita. No detalhe, é possível identificar picos correspondentes a sanidina e clinopiroxênio em todas as amostras analisadas. A exceção se dá na amostra RO0042, onde ocorre o pico da calcita.

### 8.2.2. Agrupamento de fases (Grupos II e III)

A análise mineralógica agrupou 10 amostras nos grupos II e III. Mineralogicamente, os dois grupos apresentam muita semelhança dos padrões difratométricos. Entretanto, a divisão em dois grupos se deu apenas pela proporção entre sanidina e clinopiroxênio. O grupo II é formado por uma proporção maior de sanidina em relação ao clinopiroxênio, seguido por hematita e calcita. O grupo III apresenta maior conteúdo de clinopiroxênio, seguido de sanidina, analcima, hematita e calcita.

O padrão difratométrico é marcado por amostras de baixa cristalinidade, picos largos com intensidades muito baixas e *background* elevado e de difícil quantificação. A figura 8.8 apresenta o padrão difratométrico do grupo II, além de uma lista de picos com a mineralogia existente.

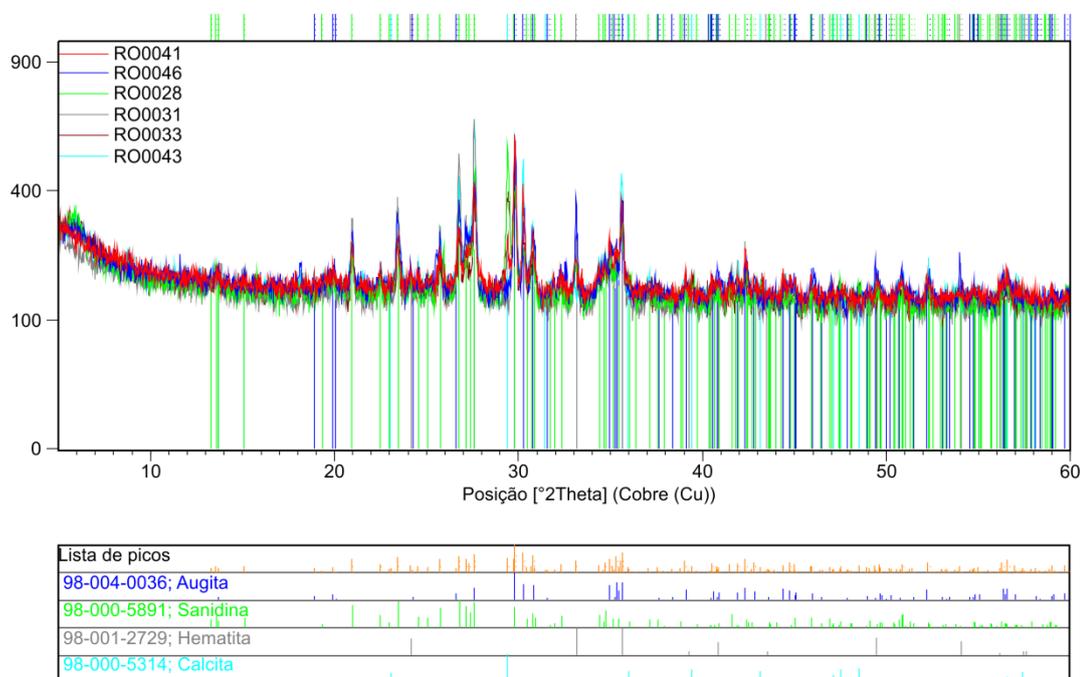


Figura 8.8 - Superposição dos Padrões difratométricos e lista de picos para as amostras do grupo II.

### 8.2.3. Agrupamento de fases (Grupo IV)

O grupo IV apresenta o maior número de amostras agrupadas segundo semelhanças mineralógicas. Ao todo 19 amostras analisadas convergiram para uma homogeneidade. Nesse grupo, o clinopiroxênio ocupa mais de 50% em proporção na maioria das amostras seguido de analcima, magnetita, sodalita, nefelina e esmectita.

O padrão difratométrico deste grupo é muito semelhante às demais unidades. Sendo marcante a baixa cristalinidade com picos de pouca intensidade e espaçados além do Background elevado. A amostra RO0017, mostra a presença de mica, possivelmente flogopita e um mineral com 7 angstrom (A), possivelmente serpentina (Figura 8.9).

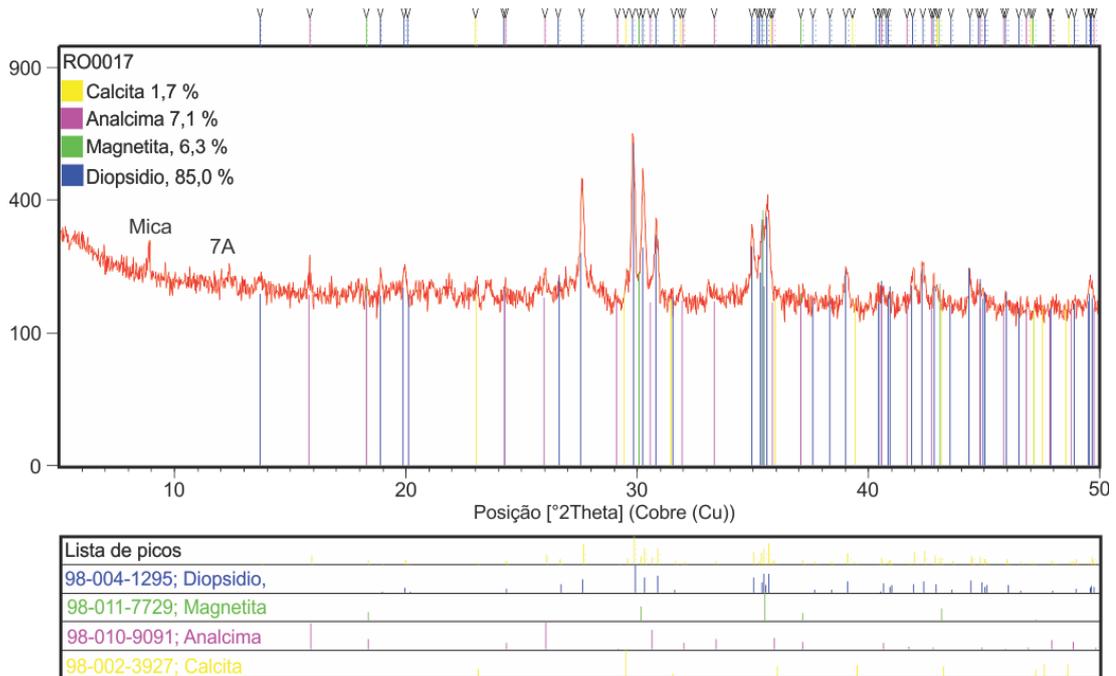


Figura 8.9 - Padrão difratométrico e lista de picos para as amostras do grupo IV.

#### 8.2.4. Agrupamento de fases (Grupo V)

A análise do grupo V identificou amostras com domínio de plagioclásio cálcico e piroxênio (augita), além desses dois grupos, é possível notar menor ocorrência de esmectita e micas. Ao todo, sete amostras apresentaram características similares no diagrama de fases. Todas as amostras analisadas convergiram para um padrão difratométrico que apresentou *background* elevado, picos largos e de pouca intensidade denotando uma baixa cristalinidade (Figura 8.10).

Após a análise das amostras, fez-se necessário agrupar os dados obtidos de modo que a mineralogia identificada na difração de raios X convergisse para homogeneizar com as litologias identificadas na petrografia. Com isso, os cinco agrupamentos foram correlacionados aos quatro grupos de rochas existentes na área de pesquisa, tefrifonolitos, uganditos, mafuritose basaltos. Sendo assim, o grupo dos tefrifonolitos foi classificado com base na paragênese mineral composta por maior quantidade de sanidina, seguida por clinopiroxênio, micas e hematita. Os uganditos foram divididos em dois grupos, um com quantidade de sanidina aproximadamente igual ao clinopiroxênio e outro com maior quantidade de clinopiroxênio, ambos os grupos com a ocorrência de analcima; além desses minerais aparece também hematita e calcita, sendo este último recorrente no preenchimento das amídalas. Os mafuritos mostraram uma paragênese composta por maior quantidade de clinopiroxênio, seguido de analcima, magnetita, sodalita, nefelina e esmectitas. Os basaltos

mostraram uma paragênese bem característica, composta por plagioclásio, clinopiroxênio e esmectitas.

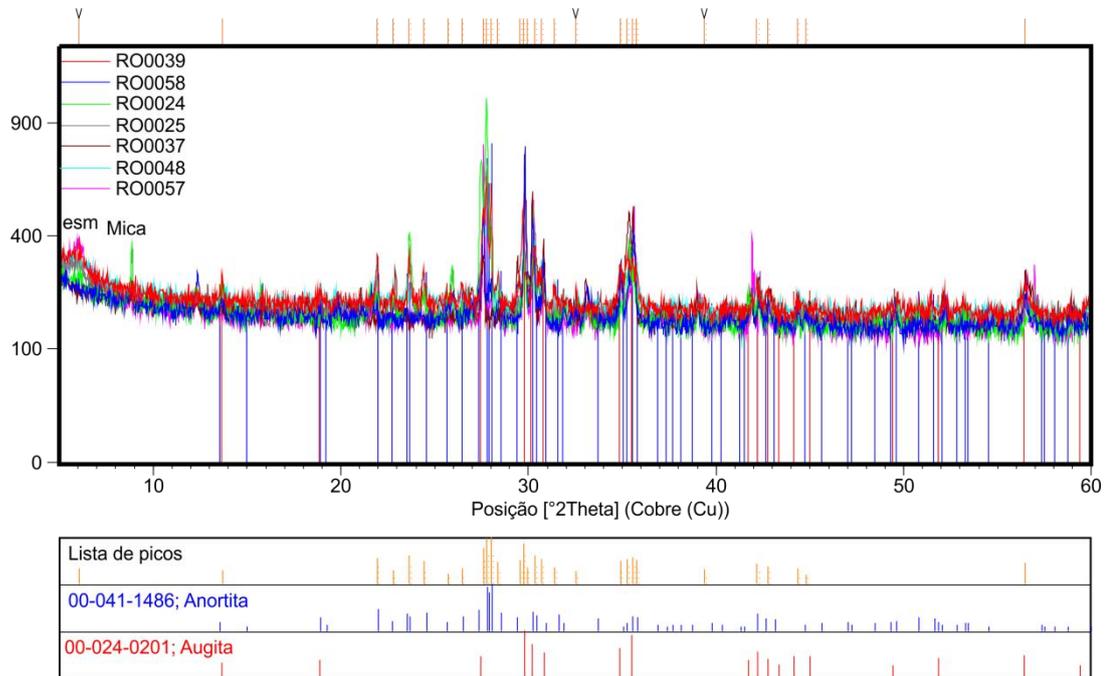


Figura 8.10 - Superposição dos Padrões difratométricos e lista de picos para as amostras do grupo V.

Finalmente, a Figura 8.11 apresenta o dendrograma da análise de agrupamentos (*Cluster Analysis*) realizada, e que separou os grupos litológicos apresentados anteriormente.

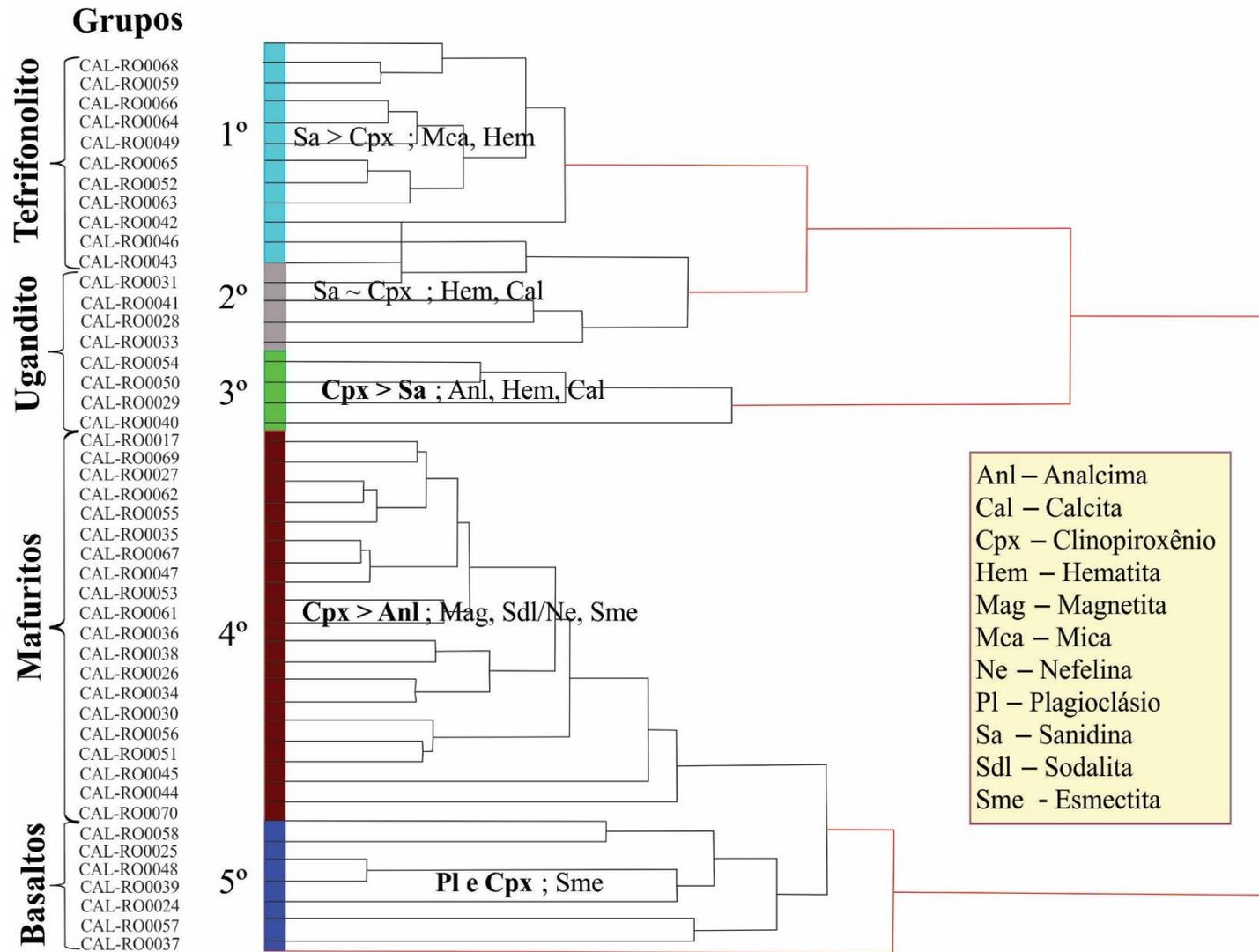


Figura 8.11 – Análises por difração de raios X das amostras de rocha e agrupamentos por *Cluster Analysis* das amostras analisadas.

### 8.3. PETROGRAFIA.

As análises petrográficas (compiladas do Relatório interno da empresa Terrativa Minerais S.A) revelaram litotipos de origem vulcânica hipabissal aflorantes na região de Santa Cruz das Lages. Essas rochas foram primeiramente classificadas em campo como kamafugitos, basaltos e tefrifonolitos. Os Kamafugitos receberam uma atenção especial e foram classificados devido a sua textura e mineralogia. Apenas ugandito, mafurito e tefrifonolito foram identificados na área de pesquisa, não sendo observado o katungito.

A classificação para rochas kamafugíticas seguiu as orientações de Woolley *et. al.* (1996) e Holmes (1950), onde os mafuritos tem maior conteúdo de kalsilita e piroxênio em relação a leucita. São rochas porfíricas com matriz afanítica de coloração cinza escura, os fenocristais são frequentemente piroxênio olivina e magnetita, a massa afanítica é constituída por pseudoleucita (analcima), piroxênio, zeólita, opacos, sanidina e kalsilita, esta ocorrendo como fase intersticial. Os uganditos são cinza claros com amídalas preenchidas por calcita e zeólitas, sua mineralogia é formada por uma maior quantidade de clinopiroxênio e leucita em relação à kalsilita.

A análise modal quantitativa dessas rochas ficou prejudicada pelo fato da grande porcentagem de matriz microcristalina em relação aos fenocristais presentes em cada litotipo. Sendo assim, utilizou-se das técnicas de Difração de Raios X (DRX), para determinar a mineralogia da matriz microcristalina.

#### 8.3.1 Mafuritos

Os mafuritos ocupam a maior parte da área de pesquisa, macroscopicamente trata-se rochas vulcânicas, isotrópicas, porfírica a microporfírica, de coloração cinza-escura, hipidiomórfica, contendo microcristais acinzentados prismáticos e corroídos, clinopiroxênio, microcristais subarredondados cinza-claro, correspondente a leucita e analcima, pseudoleucita, raras amídalas finas, cinza-esbranquiçadas preenchida por carbonatose zeólita, além de minerais opacos anédricos dispersos na matriz afanítica. Nas rochas inalteradas, cristais de olivina tem coloração esverdeada, fínos a médios, subédricos a anédricos, nas rochas mais alteradas pelo intemperismo, esses minerais assumem a cor castanha.

Microscopicamente, essas rochas apresentam textura inequigranular porfírica localmente glomeroporfírica, hipidiomórficas, com matriz fina afanítica. Texturas amidaloides e poiquilíticas ocorrem com pouca frequência. Os fenocristais são clinopiroxênio, olivina, leucita, zeólitas, opacos.

O clinopiroxênio é o máfico dominante; apresenta-se com cristais euédricos a subédricos castanho-claros, fraturados e pouco alterados. Fenocristais mostram comumente zoneamento composicional marcante (Figura 8.12; A, B, E, F). A olivina está presente como cristais subédricos a anédricos alterados para serpentina (Figura 8.12 A, B). É possível notar minerais de olivina poiquilíticos contendo inclusões de minerais opacos. Apesar de raras, amídalas ocorrem disseminadas pela rocha. Geralmente, as bordas estão preenchidas por material carbonático e o núcleo por zeólitas (Figura 8.12 ; A-F, I-J).

A leucita ocorre como cristais e microfenocristais globulares, de coloração creme a levemente castanha, mostrando maclas polissintéticas típicas quando observadas a nicóis cruzados (Figura 8.12 C e D), além de compor a matriz microcristalina. Cristais globulares castanho-amarelados de pseudoleucita ocorrem isolados ou formando agregados de cristais dispersos na matriz, sendo uma fase comum na rocha. Minerais opacos finos e sanidina compõem a matriz microcristalina. Cristais de leucita poiquilítica foram observados contendo inclusões de perovskita e opacos.

Cristais de Kalsilita, são anédricos de difícil identificação devido ao tamanho e similaridade ótica com a leucita. É um mineral comum nesta rocha, ocorrem intercrescido com os cristais de leucita, são finos, arredondados, intensamente fraturados e muito alterados. É comum alterações em suas bordas para cancrinita e carbonatos, fazendo com que o núcleo do cristal guarde as características do mineral primário. Apesar da difícil identificação deste mineral, as características mineralógicas e petrográficas descritas com relação aos mafuritos similares as descritas por Sgarbi (1998).

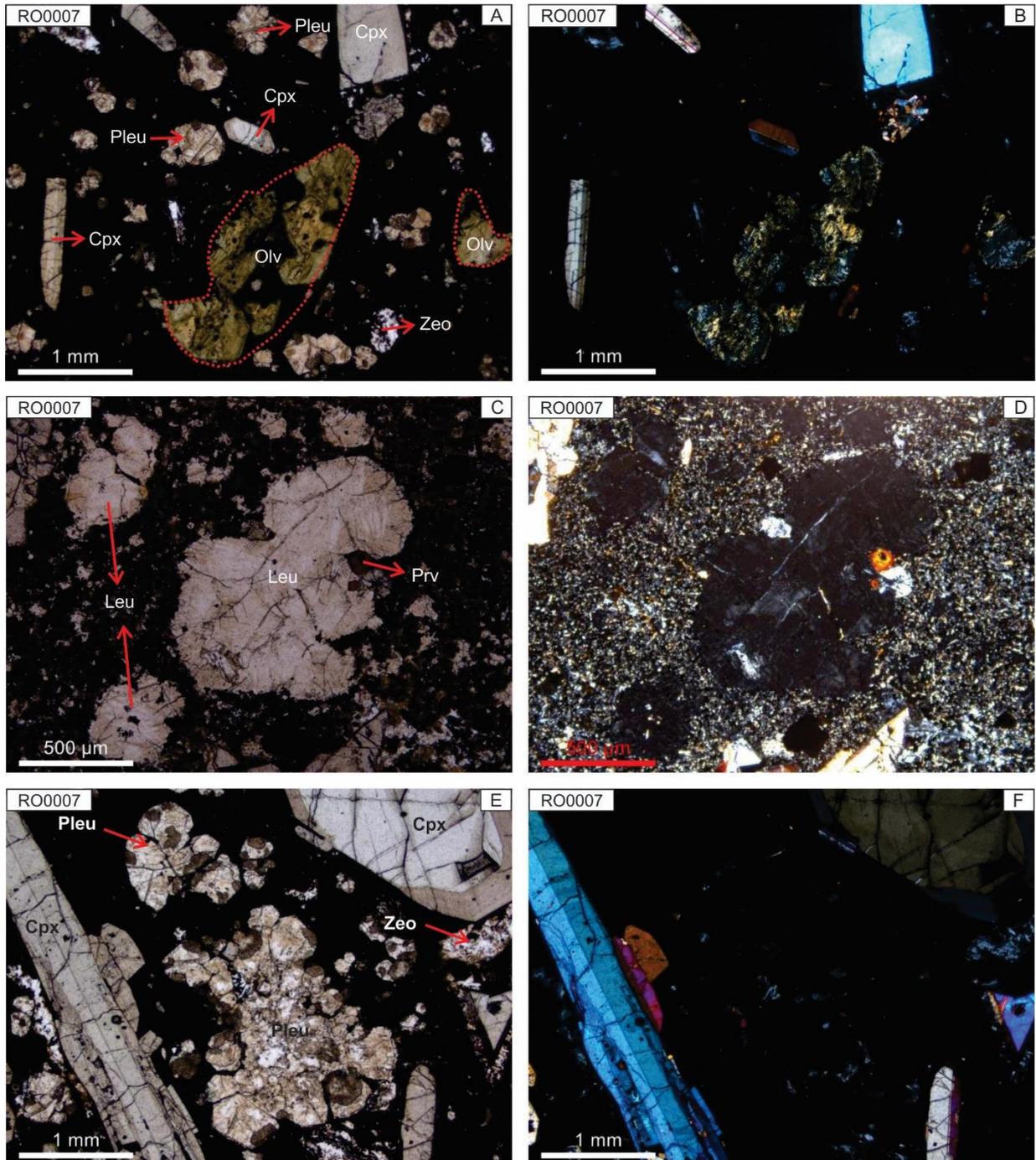


Figura 8.12 - A-F) Aspecto textural geral da rocha mostrando microfenocristais e fenocristais de Cpx e olivina serpentinizada, além de agregados de cristais globulares de pseudoleucita e amídala contendo zeólita dispersos em matriz microgranular. A, C e E=nicóis paralelos. B, D e F=nicóis cruzados. Cpx=clinopiroxênio, Ol=olivina, Zeo=zeólita, Pleu=pseudoleucita, Prv= Perovskita. Fonte: Relatório interno da empresa Terrativa Minerais S.A.

### 8.3.2 Uganditos.

Macroscopicamente os uganditos são rochas vulcânicas porfíricas, de coloração acinzentada, dominada por amídala com formas irregulares a subarredondadas e tamanhos variados, preenchidas por material secundário de coloração esbranquiçada (carbonato, zeólita), localmente apresentam textura de fluxo que é indicada pela presença de minerais

prismáticos orientados. Exibem fenocristais de piroxênio euédricos de coloração escura a avermelhada, frequentemente zonados. Minerais cinza-escuros alongados e avermelhados subarredondados também estão presentes na matriz afanítica.

Microscopicamente, rocha vulcânica isotrópica de textura porfirítica a porfirítica seriada, localmente glomeroporfirítica e poiquilítica, constituída por fenocristais e microfenocristais de clinopiroxênio, leucita, sanidina e rara olivina dispersos em matriz microcristalina escura. A matriz é constituída por diminutos cristais subarredondados e esbranquiçados de leucita, este por vezes encontram-se alterados para pseudoleucita (analcima), isotrópicos em nicóis cruzados, além de microcristais de clinopiroxênio e sanidina na forma de diminutos cristais esbranquiçados. Amídala irregulares e com tamanhos variados e formas arredondadas (Figura 8.13 A-F, G-L) são frequentes por toda a rocha, normalmente encontram-se preenchidas por zeólita, sodalita e carbonato, as duas primeiras formam cristais aciculares e fibrosos. O clinopiroxênio, é o mineral máfico mais abundante na rocha, ocorre como microfenocristais a fenocristais euédricos a subédricos zonados, fraturados e pouco alterados. Cristais de olivina são raros; mostram-se subédricos, fortemente alterados/oxidados (Figura 8.13 K-L). Finos cristais anédricos de opacos completam a matriz da rocha.

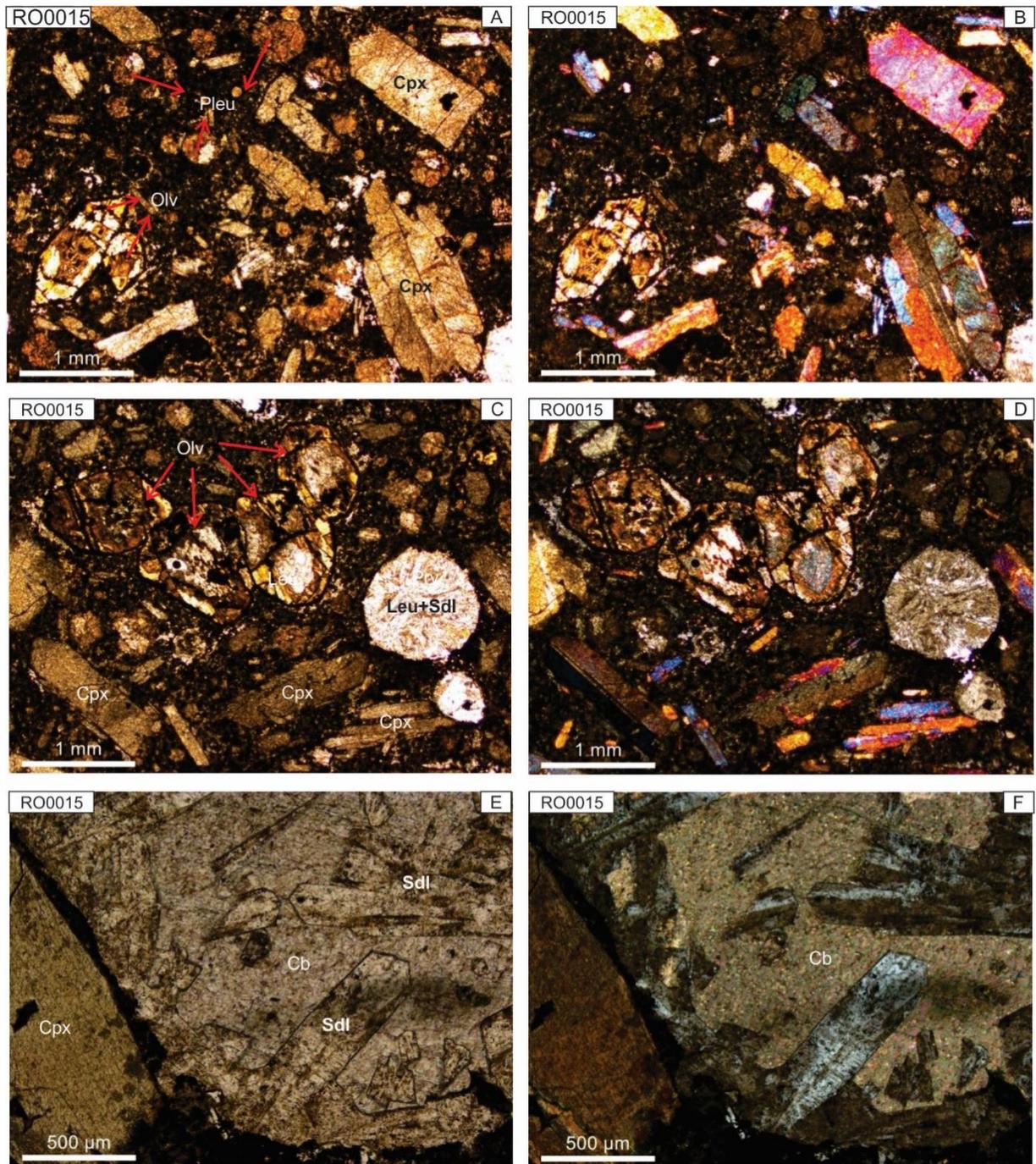


Figura 8.13 A-D) Feição textural da rocha mostrando microfenocristais a fenocristais de Cpx fraturados e pouco alterados, cristais subédricos a anédricos de olivina serpentinizados e amídala preenchidas por zeólita e sodalita. E-F) Detalhe de amídala contendo zeólita e sodalita, notar cristais de sodalita imersos em carbonato preenchendo amídalas. A, C e E=nicóis paralelos. B, D e F=nicóis cruzados. Ol=olivina, Cpx=clinopiroxênio, Zeo=zeólita, Sdl=sodalita, Leu=leucita.Fonte: Relatório interno da empresa Terrativa Minerais S.A.

### 8.3.3 Tefritos.

Os tefritos ocorrem na coloração cinza com tons rosados, fina, isotrópica, com cristais mais desenvolvidos de clinopiroxênio e olivina. Microscopicamente, são rochas vulcânicas isotrópicas de texturas porfírica, localmente glomeroporfírica, amidaloide e poiquilítica. Mineralogicamente são constituídos por fenocristais e microfenocristais de clinopiroxênio e pseudomorfos de olivina dispersos em matriz microcristalina formada por microcristais subarredondados de leucita, além de zeólita, clinopiroxênio acicular, minerais opacos e, sanidina como uma das principais fases (Figura 8.14 A-F). O clinopiroxênio forma cristais euédricos a subédricos de coloração castanho-clara, fraturados e pouco alterados (Figura 8.14 E-F). Cristais mais desenvolvidos mostram forte zoneamento composicional; finas inclusões de opacos ocorrem localmente formando agregados de cristais juntamente com finos pseudomorfos de olivina. A olivina apresenta-se como pseudocristais subédricos a anédricos alterados para serpentina e óxido de ferro (Figura A-B, E-F). A, localmente ocorre cristais poiquilíticos de olivina com inclusão de minerais opacos. Leucita forma diminutos cristais castanho-amarelados com forma subarredondada, isotrópicos em nicóis cruzados. Cristais minúsculos, esbranquiçados e aciculares, de difícil identificação na microscopia; podem corresponder a sanidina (Figura 8.14 A-D). Óxido de ferro e opacos completam a matriz microcristalina.

### 8.3.4 Basaltos

Os basaltos mapeados na área de trabalho são afaníticos, de coloração cinza-escura, apresentando microcristais ripiformes brilhosos. A análise microscópica revelou que se trata de uma rocha vulcânica isotrópica de textura intergranular dominante, formada essencialmente por clinopiroxênio e plagioclásio (Figura 8.15 A-D). Minerais opacos e amídala irregulares são comuns compondo a rocha (Figura 8.15 C e D). O clinopiroxênio forma microcristais anédricos e fraturados ocorrendo entre ripas de plagioclásio (Figura 8.15 E e F). O plagioclásio ocorre como finas ripas euédricas, localmente mais desenvolvidas (Figura 8.15 E-F). Amídalas irregulares são frequentes na amostra; possuem bordas esverdeadas, possivelmente celadonita, e são preenchidas por material microcristalino de coloração amarelada (calcedônia contaminada por óxido de ferro?). Minerais opacos finos são comuns intersticialmente.

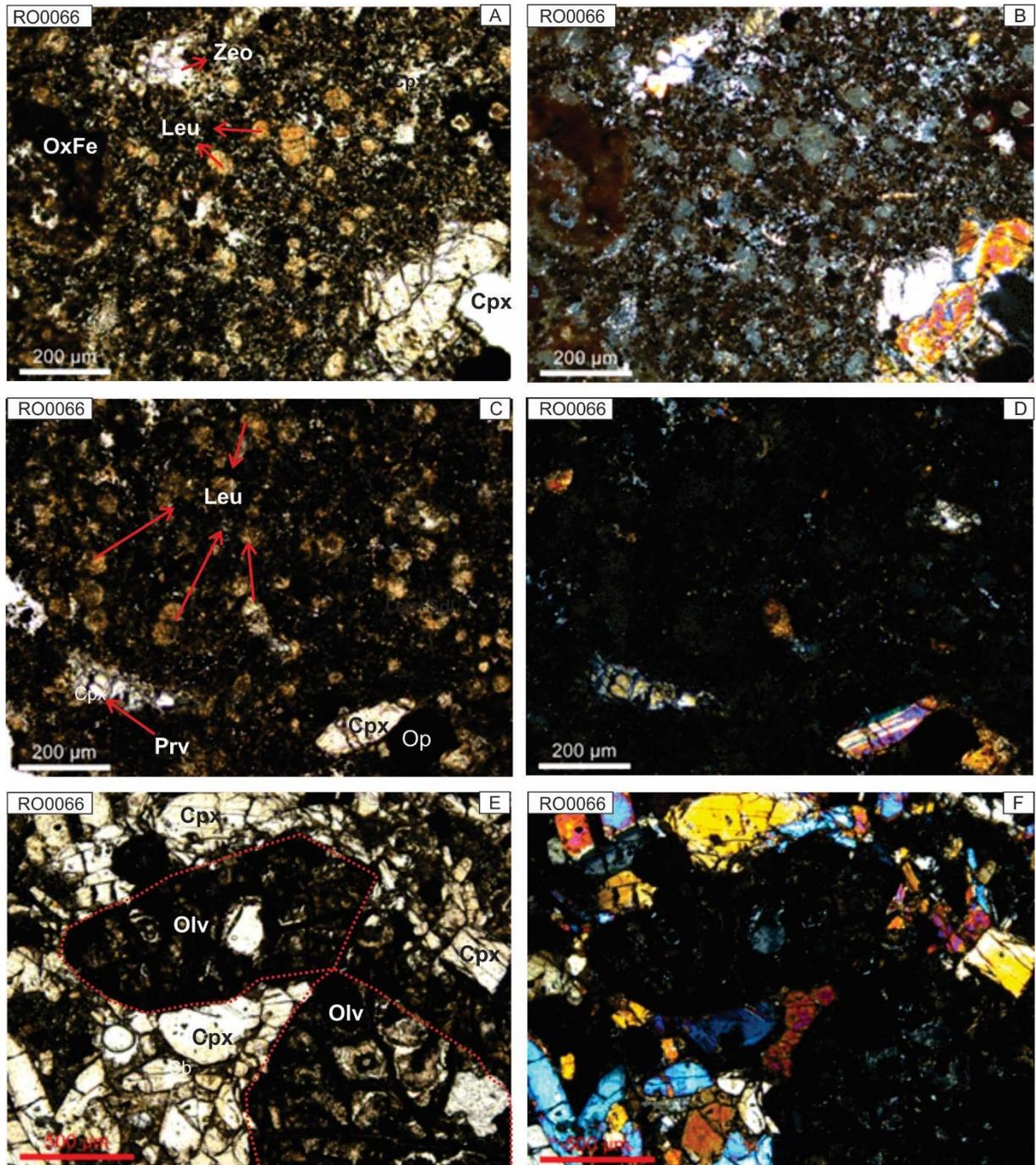


Figura 8.14 - A-F) Aspecto geral da rocha mostrando matriz dominada por microfenocristais castanho-amarelados e subarredondados de leucita, extinta com nicóis cruzados (B, D, F); finos agregado de cristais característicos de zeólita ocorrem dispersos intersticialmente; microfenocristais de Cpx e opacos (C-D), além de óxido de ferro (A) completam a matriz. E, F, Fenocristais de olivina e Cpx. A, C e E=nicóis paralelos. B, D e F=nicóis cruzados. Cpx=clinopiroxênio, Leu=leucita, Anl=analcima, ÓxFe=óxido de ferro; Op=opacos, Zeo=zeólita. Fonte: Relatório interno da empresa Terrativa Minerais S.A.

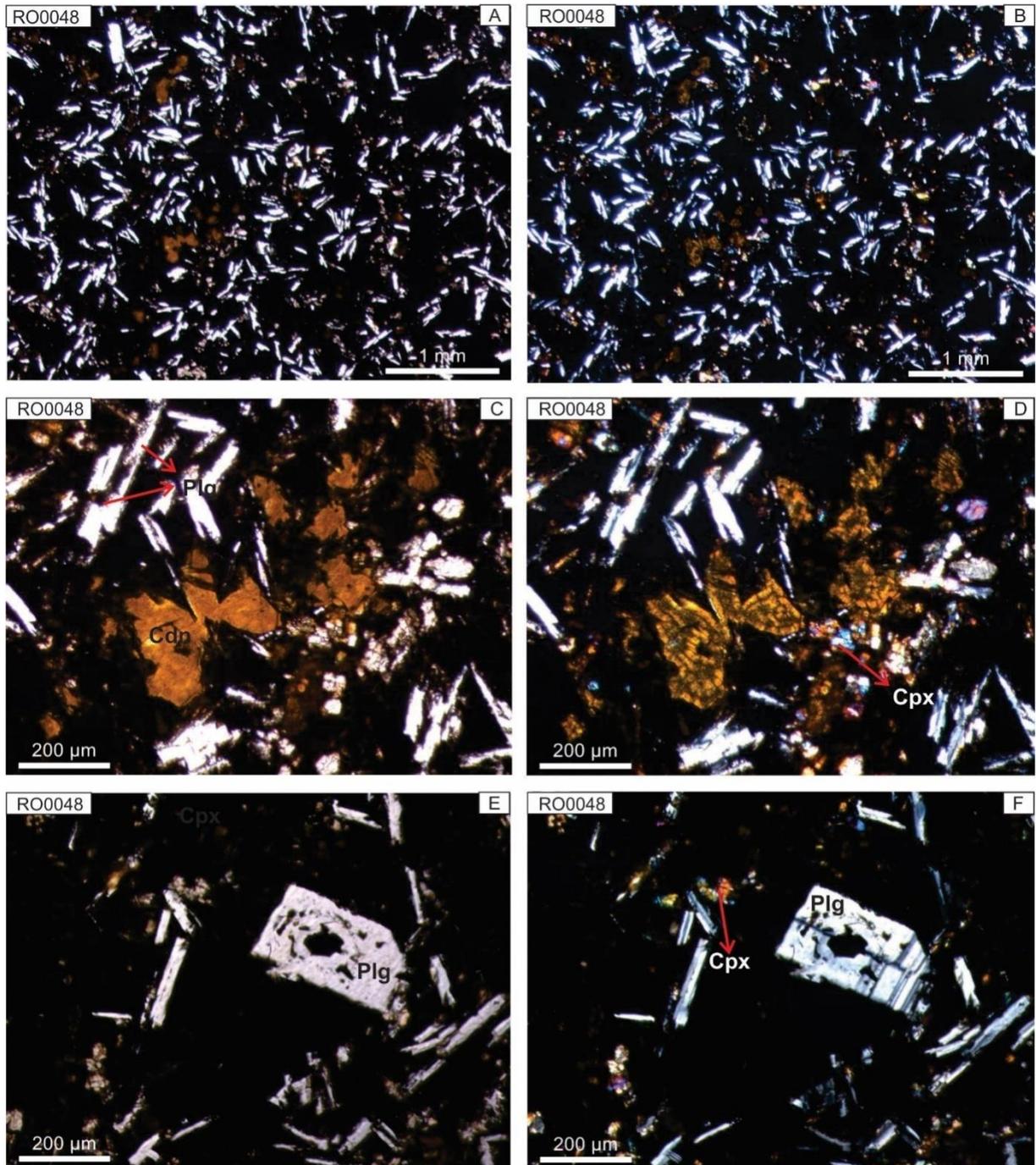


Figura 8.15 - A-D) Aspecto textural geral da rocha mostrando finas ripas de plagioclásio contendo microcristais de Cpx distribuídos intersticialmente e amídala irregulares preenchidas por material microcristalino de coloração verde-amarelada, calcedônia com óxido de ferro; opacos finos ocorrem entre as ripas de plagioclásio e o Cpx, caracterizando uma textura tipicamente intergranular. Em E-F, cristal prismático mais desenvolvido de plagioclásio. A, C e E=nicóis paralelos. B, D e F=nicóis cruzados. Cpx=clinopiroxênio, Pl=plagioclásio. Fonte: Relatório interno da empresa Terrativa Minerais S.A.

## 8.4. GEOQUÍMICA

As rochas vulcânicas de Santa Cruz das Lajes apresentam composições distintas, variando desde ultrabásicas a básicas. São representadas, predominantemente, pelas rochas ultrabásicas de caráter potássico a ultrapotássico pertencentes à Formação Santo Antônio da Barra e rochas básicas correlatas à Formação Serra Geral (Gaspar, 1977; Gaspar & Danni, 1979, 1981; Moraes, 1984, 1988; Sgarbi & Gaspar, 2002).

A Tabela 1 apresenta os resultados representativos obtidos nas análises geoquímicas. De acordo com esses resultados mafuritos e uganditos são considerados rochas ultrabásicas (40,1 – 43,8% em peso de SiO<sub>2</sub>), e tefrifonolitos são considerados rochas básicas (46,2 – 52,2 % em peso de SiO<sub>2</sub>). Essas rochas apresentam altas teores de CaO (7,34 – 15%), TiO<sub>2</sub> (3,1 – 5,54%) e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (8,43-14%) e baixa concentração de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (0,72 – 1,5 %). O caráter potássico e ultrapotássico se dá pela baixa concentração de valores de SiO<sub>2</sub> e teores relativamente altos dos elementos incompatíveis, como K<sub>2</sub>O (0,76 – 9, 97%), Na<sub>2</sub>O (0,25 – 2,47%), Sr (464 – 1807 ppm), Y (13 – 40ppm), Zr (288 – 400ppm) (Foley *et. al.*, 1987).

### 8.4.1 Elementos Maiores

A interpretação do comportamento geoquímico dos elementos maiores realizou-se com base nos diagramas binários considerando o K<sub>2</sub>O como índice de diferenciação. Os valores utilizados para as análises estão discriminados na Tabela 1.

De acordo com o diagrama SiO<sub>2</sub> *versus* K<sub>2</sub>O, nota-se que rochas ultrabásicas, ocupam campos próximos. Uganditos e mafuritos são quimicamente diferenciados pela maior concentração de K<sub>2</sub>O nos uganditos. Os basaltos possuem concentração maior de SiO<sub>2</sub> quando comparado aos kamafugitos. Os tefrifonolitos mostram composições quimicamente distintas das demais unidades (Figura 8.16).

O empilhamento vertical observado nas rochas ultrabásicas relaciona-se à quantidade de leucitas identificadas na análise petrográfica e mineralógica. Uganditos possuem maior quantidade de leucita e sanidina, minerais raramente encontrados nos mafuritos. Ao comparar as rochas kamafugíticas com os tefrifonolitos, observa-se que há uma correlação positiva entre essas unidades. Tefrifonolitos mostram valores mais elevados de K<sub>2</sub>O devido à leucita e sanidina identificadas em maior proporção nessas rochas.

Tabela - 01: Análises químicas representativas de elementos maiores e traço das rochas estudadas. Elementos maiores expressos em porcentagem de peso e traço em ppm.

	Maforito			Ugandito			Tefrifonolito			Basalto		
	RO0007	RO0035	RO0037	RO0029	RO0033	RO0050	RO0042	RO0064	RO0066	RO0003	RO0024	RO0039
SiO <sub>2</sub>	43,8	40	35,9	40,1	39	43,3	46,2	52,2	50	50	47,2	50,2
TiO <sub>2</sub>	3,43	4,21	5,54	3,93	3,12	3,32	2,95	3,1	3,34	3,44	3,38	3,74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,9	10,8	8,43	12	8,87	10,5	12,4	15,4	14	13	15,9	12,8
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,3	13,5	17,6	12,5	10,9	12,7	10,1	10,6	11,2	15,3	12,4	15,2
MnO	0,2	0,28	0,3	0,22	0,28	0,2	0,18	0,2	0,18	0,21	0,18	0,23
MgO	8,37	8,5	8,77	7,31	8,97	8,36	5,41	2,16	3,47	4,17	4,03	4,18
CaO	12,8	12,9	15,4	12,4	14,1	12,5	7,41	2,33	4,44	8,4	6,52	8,27
Na <sub>2</sub> O	1,78	2,91	2,47	1,82	0,25	0,72	0,15	0,69	0,24	2,52	3,64	2,7
K <sub>2</sub> O	2,15	0,73	2,76	3,17	3,97	3,38	8,4	10,6	9,97	1,14	2,94	1,5
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,781	1,007	1,593	0,736	0,527	0,809	0,728	0,818	0,774	0,533	0,753	0,55
LOI	2,99	3,3	0,28	5,7	10	3,84	5,29	1,87	1,67	1,11	2,11	0,61
<b>Total</b>	<b>99,501</b>	<b>98,137</b>	<b>99,043</b>	<b>99,886</b>	<b>99,987</b>	<b>99,629</b>	<b>99,218</b>	<b>99,968</b>	<b>99,28</b>	<b>99,82</b>	<b>99,05</b>	<b>99,98</b>
<b>Álcalis</b>	<b>3,93</b>	<b>3,64</b>	<b>5,23</b>	<b>4,99</b>	<b>4,22</b>	<b>4,1</b>	<b>8,55</b>	<b>11,29</b>	<b>10,21</b>	<b>3,66</b>	<b>6,58</b>	<b>4,2</b>
<b>ELEMENTOS TRAÇOS (ppm)</b>												
	Maforito			Ugandito			Tefrifonolito			Basalto		
	RO0027	RO0035	RO0037	RO0029	RO0033	RO0050	RO0042	RO0064	RO0066	RO0024	RO0039	RO0039
Al	4,74	5,53	4,39	5,88	4,77	5,16	6,18	8,26	7,47	9,02	6,9	6,9
Ba	2740	3089	1550	2204	1775	1768	3033	2163	2668	3916	574	574
Co	37	37	43	30	36	34	23	20	30	25	29	29
Cr	361	156	97	65	301	194	65	16	39	<3	5	5
Cu	74	76	105	105	113	38	70	5	32	12	62	62
La	69	78	114	64	59	81	71	122	154	59	22	22
Li	10	8	8	8	8	14	7	10	10	9	9	9
Mn	0,4	0,26	0,27	0,19	0,26	0,17	0,16	0,19	0,17	0,18	0,21	0,21
Ni	129	78	65	41	117	60	36	28	49	44	15	15
Sb	48	56	59	36	45	26	22	25	29	33	18	18
Sc	30	21	23	18	26	20	12	<5	12	<5	19	19
Sr	1429	1277	1807	658	445	488	541	1799	842	1512	601	601
Ti	1,31	1,75	1,75	1,56	1,39	1,35	1,22	1,39	1,49	1,59	1,58	1,58
V	308	340	462	346	251	347	221	121	217	242	389	389
Y	15	20	25	14	13	20	14	77	35	20	33	33
Zn	61	80	93	62	58	68	57	78	66	89	114	114
Zr	328	455	477	328	299	380	288	361	381	411	288	288

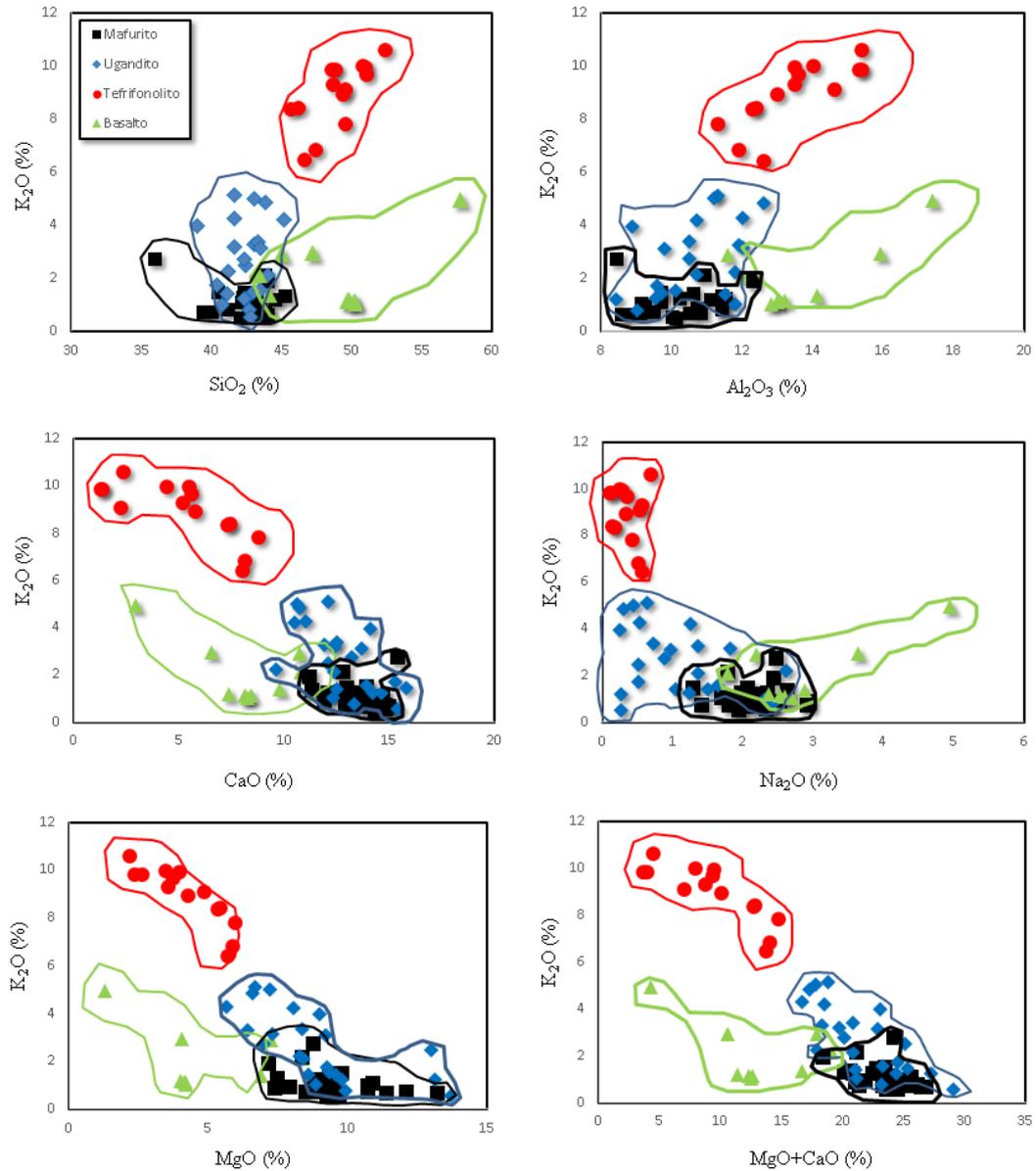


Figura 8.16 - Diagramas binários correlacionando os elementos maiores na forma de óxido *versus*  $K_2O$  das rochas ultrapotássicas de Santa Cruz das Lajes.

No diagrama  $Al_2O_3$  *versus*  $K_2O$ , a concentração do óxido de alumínio para rochas de natureza ultrabásicas, estão abaixo de 12%, com raras exceções. Nota-se uma correlação positiva entre as unidades potássicas e ultrapotássicas. As rochas ultrabásicas novamente ocupam campos próximos, sendo distinguidas apenas pela maior concentração de  $K_2O$ . Mafuritos mostram um leve empobrecimento em  $Al_2O_3$  em relação aos uganditos. Relacionando os kamafugitos com o tefrifonolito, observa-se dois grupos distintos. Os tefrifonolitos são mais enriquecidos em  $Al_2O_3$  em relação aos uganditos (Figura 8.16).

Quando comparado com a concentração de  $Na_2O$ , as unidades ultrabásicas mostram dois campos distintos. Mafuritos são mais enriquecidos em  $Na_2O$  em relação aos uganditos e tefrifonolitos, isso reflete a maior quantidade de sodalita, nefelina e analcima dessas rochas

em relação as demais. Uganditos e tefrifonolitos mostram correlação negativa no diagrama  $\text{Na}_2\text{O}$  versus  $\text{K}_2\text{O}$ . tal fato ocorre pela maior quantidade de leucita e sanidina nos tefrifonolitos e uganditos, respectivamente. Além disso, as altas concentrações de  $\text{K}_2\text{O}$  em relação ao  $\text{Na}_2\text{O}$ , mostram que, apesar da identificação mineralógica e petrográfica de pseudoleucitas nessas rochas, a maioria dos cristais leucita foi preservada durante o processo de analcimização.

O  $\text{CaO}$  apresenta correlação negativa quando comparado com o óxido índice,  $\text{K}_2\text{O}$ . As rochas kamafugíticas, apresentam concentrações elevadas, acima de 10% deste óxido. Tal fato poderia ser explicado pela alta concentração de piroxênio cálcico, diopsídio, augita e amídalas preenchidas por material carbonático, conforme observado nas análises petrografias e mineralógicas.

Nas outras unidades, a quantidade de  $\text{CaO}$  é bem menor e estaria relacionada com a diminuição das amídalas preenchidas por calcita e cristais de piroxênio. Os tefrifonolitos apresentam valores dispersos deste óxido. Essa dispersão reflete a variação na quantidade de amídalas preenchidas por carbonatos que ocorrem nestas rochas.

O  $\text{MgO}$ , mostra clara correlação negativa com as unidades ultrapotássicas analisadas. Os mafuritos, apresentam valores maiores deste óxido devido a maior quantidade de olivina, raramente encontrada nas demais unidades. A concentração deste óxido diminui à medida que a concentração de  $\text{K}_2\text{O}$  aumenta.

Analisando o diagrama  $\text{MgO}+\text{CaO}$  versus  $\text{K}_2\text{O}$ . Nota-se, que as unidades kamafugíticas ocupam concentrações relativamente altas e próximas, sendo diferenciadas por uma correlação negativa à medida que o conteúdo de  $\text{K}_2\text{O}$  aumenta. A partir daí, é possível separar os uganditos dos mafuritos. Basaltos, por não possuírem olivina e amídalas preenchidas por carbonatos, apresentam valores baixos destas concentrações. Já os tefrifonolitos, mostram clara correlação negativa com esses óxidos.

Sintetizando as informações acima, as rochas ultrabásicas são mais pobres em  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$  e  $\text{K}_2\text{O}$  e mais ricas em  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  e  $\text{TiO}_2$  quando comparadas com a unidade tefrifonolito rica em potássio. O conteúdo de  $\text{K}_2\text{O}$ , óxido índice analisado neste trabalho, mostra uma correlação positiva entre as unidades potássicas e ultrapotássicas, confirmando a presença de leucita identificada na difração de raios X e análise petrográfica. A leucita, é o principal mineral responsável pela ocorrência de  $\text{K}_2\text{O}$  nos mafuritos. Outra consideração importante em relação ao  $\text{K}_2\text{O}$  é a sua substituição pelo  $\text{Na}_2\text{O}$  devido ao processo de analcimização sofrida pela leucita dando origem a minerais secundários como analcima.

### 8.4.2 Elementos Traço.

O comportamento geoquímico dos elementos traços mostra a individualização de pelo menos quatro campos distintos, com destaque para os mafuritos, uganditos e tefrifonolitos. A Figura 8.17, mostra as composições de alguns elementos traços das rochas em questão com base nos dados da Tabela 1, novamente utilizando o  $K_2O$  como óxido índice.

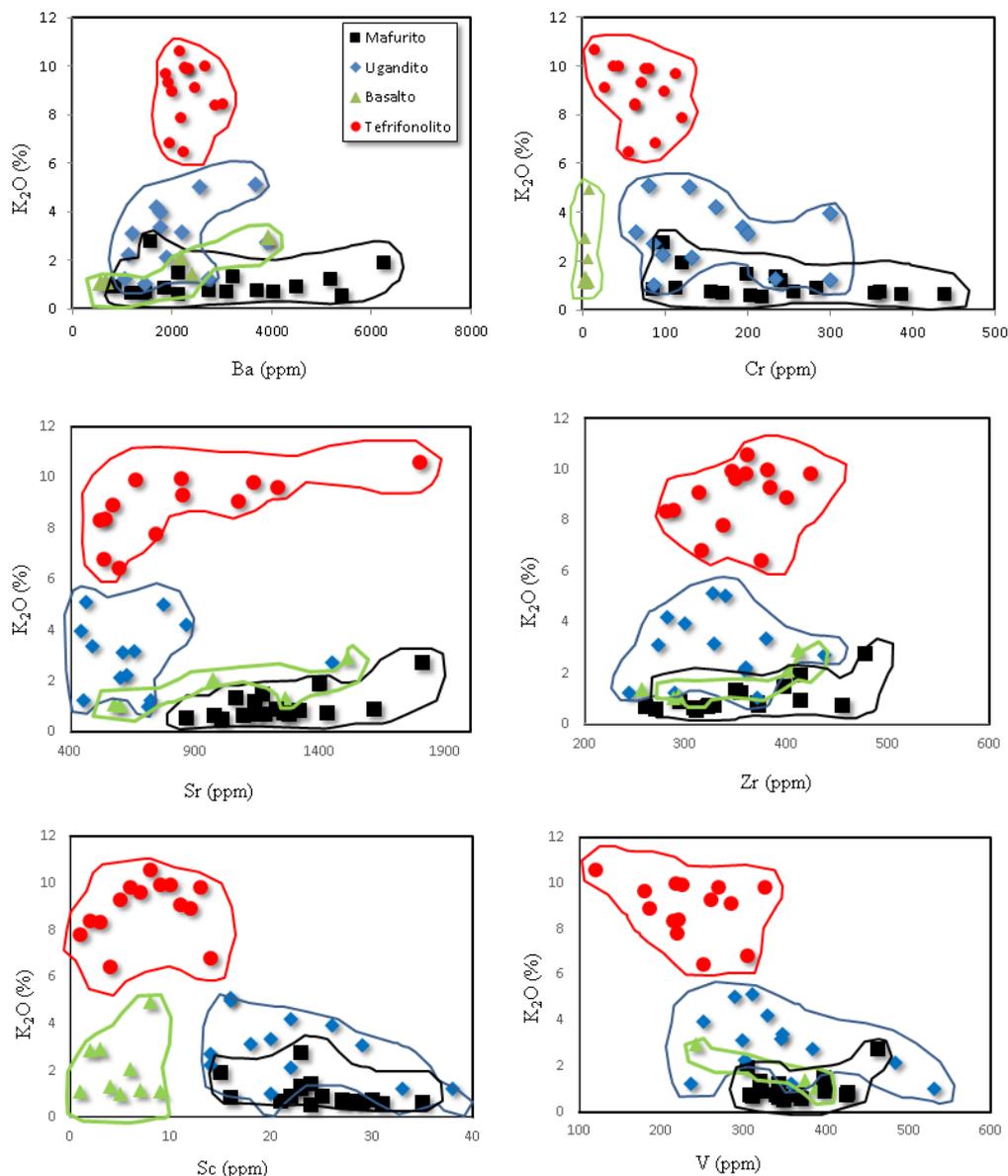


Figura 8.17- Diagramas binários correlacionando os elementos traço *versus*  $K_2O$ , das rochas ultrapotássicas de Santa Cruz das Lajes.

Análogo ao que foi observado nas análises dos elementos maiores, a análise dos elementos traço permitiu individualizar quatro grupos distintos, mafuritos, uganditos, tefrifonolitos e basaltos. Essas unidades possuem um forte enriquecimento em elementos incompatíveis como: Ba, Sr, Y e Zr, junto com outros compatíveis típicos: Cr e Ni, Tabela 1.

Mafuritos são mais ricos em Cr, Sr, Ba, Ni e Zr, em relação as demais unidades. Uganditos são mais enriquecidos em Sc e V Figura 8.17. As altas concentrações de Ni nos mafuritos (100-200 ppm), são reflexo da maior concentração de olivina em relação as demais unidades.

Analisando os diagramas binários da figura 8.17 em termos gerais, nota-se uma superposição das unidades kamafugíticas e uma correlação negativa entre as unidades kamafugíticas, tefrifonolitos e os basaltos. Os elementos Cr, Ba e Sr mostram uma clara correlação negativa em relação ao óxido índice  $K_2O$  (Figura 8.17). Os altos valores de Sr nas unidades ultrapotássicas estão relacionados aos piroxênios cálcicos descritos na análise mineralógica e petrográfica.

Diferente dos outros diagramas binários de elementos traço, o diagrama Sr *versus*  $K_2O$  representado na Figura 8.17, agrupou as unidades kamafugíticas (uganditos e mafuritos), em dois extremos: Um extremo com baixa concentração de Sr (>900ppm) e concentrações de  $K_2O$  intermediária (>6%), onde estão agrupado os uganditos, e o outro com concentrações maiores de Sr (< 800ppm) e concentrações de  $K_2O$  baixas (>2%).

O vanádio mostra uma correlação negativa com as unidades ultrapotássicas. Essas correlações correspondem à ocorrência de magnetita nas rochas ultrabásicas com decréscimo da concentração deste mineral nas demais litologias ultrapotássicas favorecendo o *trend* observado no diagrama V *versus*  $K_2O$  (Figura 8.17).

#### 8.4.3- Classificação

As rochas ultrapotássicas seguem nomenclatura própria estabelecida por Woolley *et al.* (1996). Devido a isso, os dados químicos das rochas vulcânicas de Santa Cruz das Lajes foram plotados no diagrama total de álcalis *versus* sílica (TAS) de Le bas *et al.* (1986), que além de auxiliar na classificação das diferentes unidades foi útil para comprovar sua natureza alcalina. Também foi utilizado para classificação geoquímica o diagrama R1:R2, (De La Roche *et al.* 1980), devido a maior proporção modal de matriz afanítica. Com isso, foram individualizadas as unidades ultrapotássicas, mafurito, ugandito e tefrifonolito, além dos basaltos de natureza básica presentes na área. No diagrama TAS, mafuritos e uganditos, projetam-se no campo das rochas alcalinas ultrabásicas, enquanto que os tefrifonolitos ocupam o campo das rochas básicas, mais precisamente entre os fonotefritos a tefrifonolitos, com alta concentração de  $K_2O+Na_2O$ . Os basaltos ocupam o campo das rochas básicas, refletindo o seu relativo baixo conteúdo em  $K_2O$ .

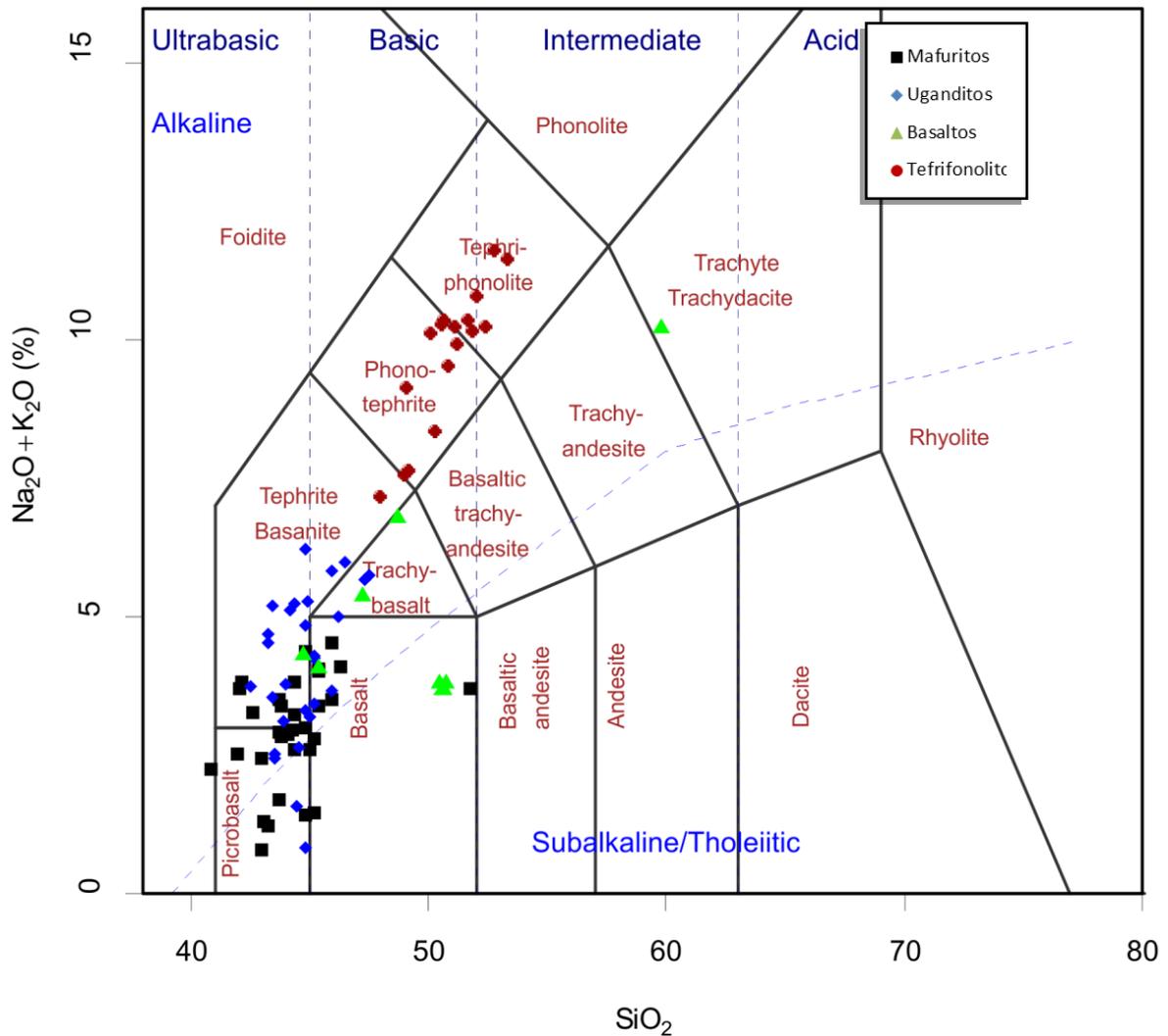


Figura 8.18- Diagrama TAS ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  versus  $\text{SiO}_2$ ; Le Bas *et. al.* 1986) aplicado às rochas vulcânicas ultrapotássicas de Santa Cruz das Lajes (mafurito, ugandito, tefrifonolito e basaltos)

Aplicando a classificação De La Roche *et al.* (1980) para rochas vulcânicas, observa-se que as rochas kamafugíticas projetam-se principalmente no campo dos basaltos alcalinos e das rochas picríticas. O tefrifonolito, projeta-se no campo dos traquifonolitos, traquitos, mugearitos e havaiitos, os basaltos projetam-se no campo dos basaltos andesíticos, com ocorrências subordinadas no campo dos basaltos alcalinos, mugearitos e traquitos (Figura 8.19).

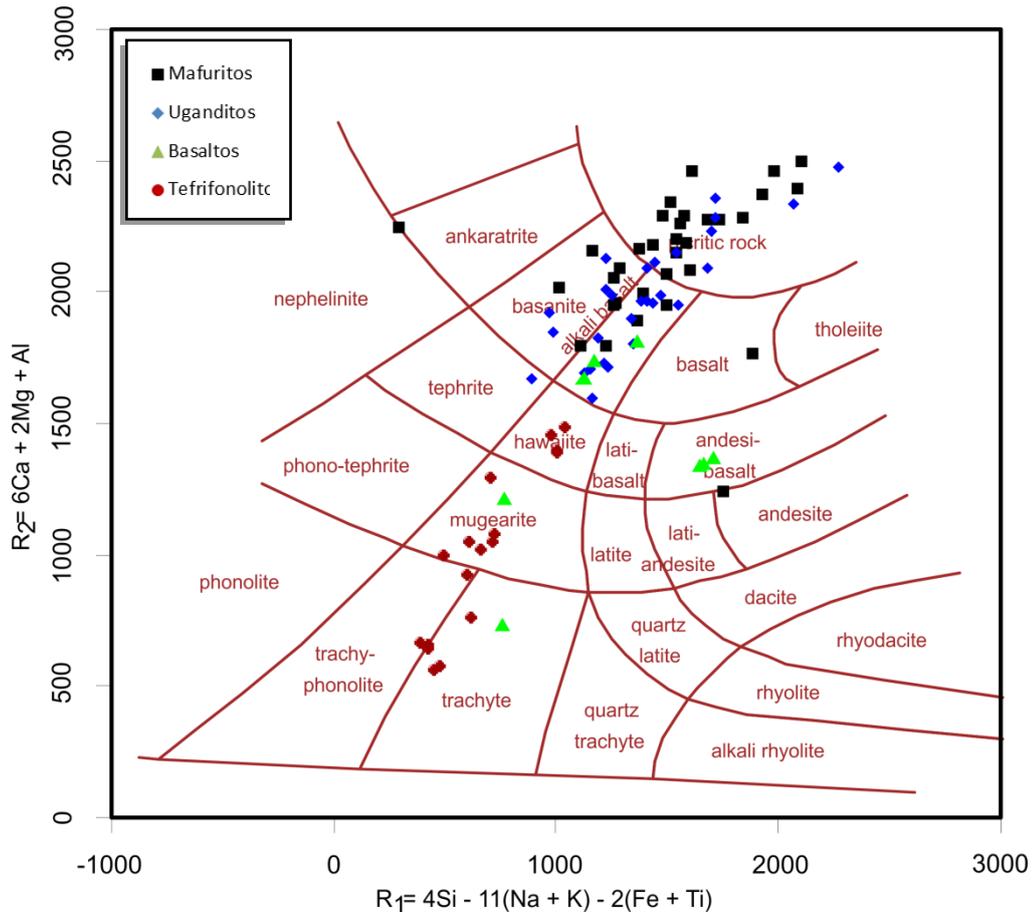


Figura 8.19- Diagrama R1-R2 De la Roche *et al.* (1980) aplicado às rochas vulcânicas ultrapotássicas de Santa Cruz das Lajes (mafurito, ugandito, tefrifonolito e basaltos).

Sintetizando e uniformizando as diferentes classificações referidas e tentando ainda integrar as informações obtidas com os dados mineralógicos e petrográficos. Nota-se que os diagramas analisados corroboram com as análises mineralógicas e petrográficas das rochas estudadas. Mineralogicamente as rochas kamafugíticas, no seu conjunto, distinguem-se das demais litologias pelo maior conteúdo de minerais feldspatóides, o que reflete nos diagramas TAS, onde essas rochas ocupam o campo das rochas ultrabásicas alcalinas, com ocorrências subordinadas no campo das rochas básicas. Os tefrifonolitos possuem um maior conteúdo de  $K_2O$  e um conteúdo de  $SiO_2$  que os colocam no campo das rochas básicas, com ocorrências subordinadas no campo das rochas intermediárias. Mesmo assim, essas rochas ocupam o campo dos tefrifonolitos a fonotefritos. Os basaltos, por apresentar baixo conteúdo de  $K_2O$  ( $>2\%$ ) e concentrações elevadas de  $Na_2O$  (2% a 5%), ocupam o campo das rochas basálticas básicas. Apenas uma amostra ocupa o campo dos traque-basaltos, isso ocorre pela concentração anômala de  $Na_2O$  (4,95%) que esta amostra possui.

A deficiência em SiO<sub>2</sub>, das rochas kamafugíticas e a presença de elementos incompatíveis, K<sub>2</sub>O (0,76 – 9, 97%), Na<sub>2</sub>O (0,25 – 2,47%), Sr (464 - 1807 ppm), Y (13 – 40ppm), Zr (288 – 400ppm), favoreceu a cristalização de minerais como leucita, sodalita, analcima e nefelina, este último identificado apenas na análise mineralógica. Os tefrifonolitos destacam-se pelos valores mais altos desses elementos, entretanto, a maior concentração em SiO<sub>2</sub> fazem com que essas rochas ocupem o campo das rochas vulcânicas básicas a intermediárias, sendo correlacionadas aos lamproítos, Le Maitre *et al.* (2002), Figura 8.19. Além disso, a análise petrográfica dos tefrifonolitos, mostrou maior concentração de minerais ricos em K<sub>2</sub>O e Na<sub>2</sub>O, como leucita e analcima.

#### 8.5. GEOQUÍMICA DO PERFIL DE ALTERAÇÃO DAS ROCHAS POTÁSSICAS E ULTRAPOTÁSSICAS.

No ambiente natural de superfície crustal, as condições físico-químicas reinantes permitem a ação do intemperismo e, na maioria das vezes, o desenvolvimento de atividades de organismos vivos. Neste ambiente, as rochas primárias, formadas a temperaturas e pressões bem superiores, vão estar em permanente desequilíbrio, que se acentua quando entram em contato com as águas meteóricas, dando início ao processo de meteorização ou intemperismo, que vai permitir a pedogênese.

Os fatores que influenciam a ação do intemperismo são: o clima, expresso pela distribuição de chuvas e variação sazonal da temperatura; a rocha de origem, que apresentará uma resistência diferenciada devido à ação intempérica segundo sua natureza; a fauna e a flora, que contribuem com a matéria orgânica para as reações químicas e remobilizam materiais; o relevo, que influencia no regime de percolação e drenagem das águas e o tempo de exposição da rocha aos agentes intempéricos, (Toledo *et al.* 2003). A formação do solo ocorre quando as modificações químicas e mineralógicas sofridas pelas rochas por meio da ação intempérica atuam, sobretudo, estruturalmente reorganizando e transferindo os minerais, argilominerais, oxi-hidroxidos de ferro e alumínio, que formam o solo entre os níveis superiores do manto de alteração.

As rochas alcalinas, apresentam composições mineralógicas particulares com minerais ricos em Na e K. Essas rochas geralmente contém feldspatóides que são minerais “insaturados em sílica”. Isso ocorre quando o teor de sílica no magma em cristalização é insuficiente para garantir a incorporação de todos os álcalis e alumina disponíveis ao feldspato (Szabó *et al.* 2003).

A análise geoquímica do perfil de intemperismo das rochas potássicas e ultrapotássicas de Santa Cruz das Lajes, procurou identificar os principais elementos envolvidos ao longo do perfil intempérico, bem como o comportamento geoquímico dos principais óxidos analisados, com o intuito de identificar a natureza geoquímica da alteração das rochas e sua relação com a gênese dos solos da região. Para isso, foram abertos 4 poços de pesquisas verticais na área de ocorrência dessas unidades Figura 8.20.

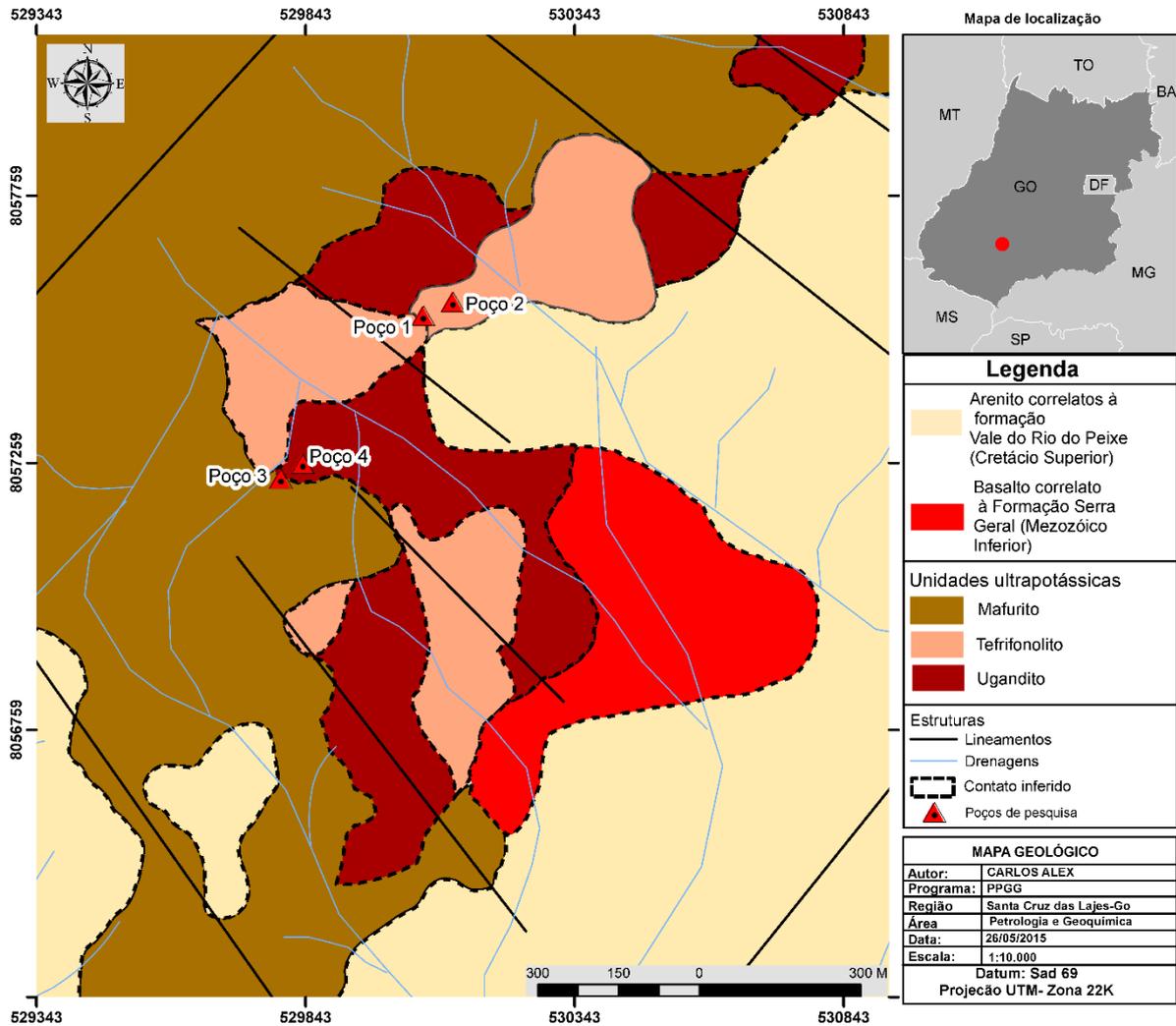


Figura 8.20- Mapa geológico da área de estudo com a localização dos poços de pesquisas.

A amostragem foi realizada verticalmente ao longo dos horizontes D, C, B e A. Onde o horizonte D, é composto por rocha semi-intemperizada, sem matéria orgânica e pouco argilomineral. O Horizonte C, devido a sua maior espessura e a presença de matéria orgânica foi dividido em C1 e C2. O horizonte C2 é caracterizado por um saprólito marrom avermelhado, rico em fragmentos de rocha e argilominerais. O Horizonte C1 é caracterizado por um solo marrom amarelado, com fragmentos de rocha, rico em argilominerais e rara matéria orgânica.

O horizonte B é marcado pelo enriquecimento dos óxidos  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ . Trata-se de um solo de coloração vermelho claro e rico em argilo minerais. O Horizonte A foi dividido em A1 e A2 no perfil 1 do poço de pesquisa sobre o tefrifonolito. Essa divisão se deu com base na quantidade de matéria orgânica, a qual é fator de extrema relevância na análise geoquímica e de fertilidade. O horizonte A1 é caracterizado por um solo marrom escuro, extremamente argiloso, rico em matéria orgânica e não magnético. O horizonte A2 é caracterizado por um solo extremamente argiloso, de coloração marrom claro e com menor quantidade de matéria orgânica em relação ao horizonte A1.

Os resultados das análises químicas para os elementos maiores (óxidos), foi obtida por meio de FRX e encontram-se listados na Tabela 2.

Tabela 2- Resultados geoquímicos dos principais óxidos analisados na amostragem dos poços de pesquisas.

Perfil 1-Poço aberto sobre Tefrifonolito														
Horizontes	Profundidade (cm)	$\text{SiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	$\text{CaO}$	$\text{MgO}$	$\text{TiO}_2$	$\text{P}_2\text{O}_5$	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}$	$\text{MnO}$	$\text{BaO}$	LOI	Total
A1	0 a 20	35,5	12,8	17,0	3,7	4,3	5,1	0,6	0,1	2,2	0,3	0,2	18,4	100,2
A2	20 a 40	37,8	13,8	18,5	3,2	4,7	5,4	0,5	0,2	2,4	0,3	0,2	12,5	99,5
B	40 a 60	39,7	14,5	18,1	3,0	5,1	5,1	0,5	0,2	2,3	0,3	0,2	11,4	100,3
C2	60 a 80	38,7	14,4	18,3	2,4	5,0	5,3	0,3	0,2	2,5	0,3	0,2	10,8	98,4
C1	80 a 100	40,0	14,4	17,8	2,8	5,2	4,9	0,4	0,2	2,4	0,3	0,2	11,1	99,7
D	100 a 155	42,9	13,0	15,5	8,4	6,6	4,5	0,7	0,4	1,7	0,2	0,4	6,1	100,4
Perfil 2-Poço aberto sobre Tefrifonolito														
Horizontes	Profundidade (cm)	$\text{SiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	$\text{CaO}$	$\text{MgO}$	$\text{TiO}_2$	$\text{P}_2\text{O}_5$	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}$	$\text{MnO}$	$\text{BaO}$	LOI	Total
A1	0 a 13	36,6	14,2	19,1	3,5	3,8	5,9	0,8	0,2	4,2	0,3	0,3	11,6	100,5
B1	13 a 40	37,3	15,5	21,5	2,3	3,9	6,4	0,6	0,1	3,8	0,3	0,2	9,6	101,4
B2	40 a 60	37,9	17,3	20,8	1,3	4,2	5,5	0,4	<0,1	3,2	0,4	0,2	9,4	100,6
C	60 a 90	41,8	13,9	16,4	6,0	6,8	4,4	0,7	0,2	2,8	0,3	0,6	6,7	100,5
D	90 a 120	43,1	13,2	15,0	6,8	7,3	4,2	0,7	0,2	3,7	0,2	0,4	6,1	101,0
Perfil 3-Poço aberto sobre o Mafurito														
Horizontes	Profundidade (cm)	$\text{SiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	$\text{CaO}$	$\text{MgO}$	$\text{TiO}_2$	$\text{P}_2\text{O}_5$	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}$	$\text{MnO}$	$\text{BaO}$	LOI	Total
A	0 a 10	41,8	14,3	16,7	3,6	4,7	4,5	0,8	0,2	5,1	0,3	0,2	7,7	99,8
C1	10 a 40	42,9	13,2	15,9	5,2	7,2	3,9	0,7	0,1	3,4	0,2	0,2	6,6	99,5
C2	40 a 75	41,0	14,3	17,2	4,3	6,7	4,3	0,8	0,2	2,8	0,3	0,2	7,5	99,4
D	75 a 130	41,8	14,6	16,7	5,0	6,9	4,3	0,9	0,3	2,4	0,3	0,2	7,2	100,4
Perfil 4-Poço aberto sobre o Ugandito														
Horizontes	Profundidade (cm)	$\text{SiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	$\text{CaO}$	$\text{MgO}$	$\text{TiO}_2$	$\text{P}_2\text{O}_5$	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}$	$\text{MnO}$	$\text{BaO}$	LOI	Total
A	0-15	35,2	14,0	21,9	2,1	3,0	6,7	0,7	0,2	2,7	0,4	0,2	13,4	100,4
C	15-30	35,3	14,9	23,3	1,9	2,9	7,0	0,6	0,2	2,6	0,4	0,2	11,2	100,5
C	30-60	36,2	18,2	22,0	1,4	3,0	5,7	0,5	0,1	1,9	0,4	0,1	11,2	100,8
D	60-95	43,2	13,0	16,0	4,4	8,0	4,4	0,8	0,2	3,1	0,3	0,3	6,8	100,4

Para análise dos perfis 1,2,3 e 4, levou-se em consideração o enriquecimento e empobrecimento dos óxidos analisados. As concentrações dos óxidos distribuídos ao longo dos horizontes, constituem a evolução da alteração intempérica ao longo de cada perfil.

Com isso, nota-se que os valores de  $\text{SiO}_2$  sofreram um decréscimo progressivo desde o horizonte D até o horizonte A nos perfis de alteração 1 e 2, desenvolvidos sobre os tefrifonolitos. Nos perfis sobre as rochas de afinidade kamafugítica, mafuritos e uganditos, os valores de  $\text{SiO}_2$ , foram praticamente constantes, sofrendo um decréscimo maior no horizonte D ao C dos mafuritos. Em todos os perfis analisados, essa perda é pequena, quando analisado os horizontes a partir do horizonte C até o horizonte A.

Os óxidos  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  e  $\text{TiO}_2$ , mostram forte aumento nos horizontes D e C para o B, nos perfis 1, 2 e 4. Após esse aumento, ocorre uma perda acentuada no sentido do horizonte A. O perfil 3, apresenta concentrações de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  relativamente constantes ao longo dos horizontes D, C e A. Nestes perfis o acúmulo médio para o  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  e  $\text{TiO}_2$ , são de 23,69%, 31,33% e 34,7% respectivamente, quando observado valores a partir do horizonte D.

$\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$  e  $\text{Na}_2\text{O}$ , apresentam perdas geralmente acentuadas ao longo da evolução da alteração intempérica, principalmente nas suas primeiras fases, da rocha fresca ao horizonte C. Do horizonte C ao B, as concentrações permanecem praticamente constantes. À medida que se aproxima do horizonte A, a concentração do  $\text{CaO}$  aumenta em média 8,17%. O  $\text{MgO}$  e  $\text{Na}_2\text{O}$ , permanecem constantes com leve baixa nos perfis 1, 2 e 3.

O  $\text{K}_2\text{O}$  é o óxido com comportamento geoquímico mais particular. No horizonte D dos 4 perfis, as concentrações variam de 1,69% a 3,69%. No perfil 2 e 4 há um pequeno decréscimo nos valores quando analisados os horizontes D até o C. A partir daí a concentração aumenta nos próximos horizontes em direção ao horizonte A no topo. Apesar da alta afinidade para a solubilidade e lixiviação, o  $\text{K}_2\text{O}$  sofre um acréscimo de 44,26% a partir do horizonte C2 até o Horizonte A do perfil 3. Com relação aos perfis 4 e 2, o  $\text{K}_2\text{O}$ , cresce em média 32,7% quando se compara os valores do horizonte C e o último valor do horizonte A.

O  $\text{MnO}$ , apesar das baixas de concentrações no solo e rocha, também apresentou uma tímida acumulação nos quatro perfis intempéricos analisados. Nota-se, que o perfil 2, apresentou uma maior acumulação deste óxido, quando analisado os valores desde o horizonte D até o horizonte A.

$\text{P}_2\text{O}_5$  e  $\text{BaO}$ , mostram um decréscimo de valores em direção ao horizonte A. a exceção foi o perfil 2 em que o  $\text{P}_2\text{O}_5$  mostrou um aumento de 12% quando analisado o horizonte D até o A.

Conforme os dados expostos, o solo formado pelas rochas potássicas e ultrapotássicas de Santa Cruz das Lajes, possuem alta capacidade de concentrar óxidos que tem por natureza serem lixiviados durante o processo intempérico. Esses óxidos parecem ser fixados no perfil intempérico pela mineralogia da fração argila que compõe o solo.

## 8.6. MINERALOGIA DO PERFIL DE ALTERAÇÃO DAS ROCHAS POTÁSSICAS E ULTRAPOTÁSSICAS DE SANTA CRUZ DAS LAJES.

As rochas potássicas e ultrapotássicas de Santa Cruz das Lajes são formadas por minerais altamente susceptíveis ao intemperismo como: leucita, sanidina, nefelina, olivina, piroxênios e carbonatos. Esses minerais ao serem alterados liberam cátions,  $K^+$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Si^{4+}$ , para o solo que são essenciais para o desenvolvimento da agricultura. Entretanto, esses elementos são facilmente lixiviados pelas águas pluviais. Daí a importância da composição mineralógica da rocha para gerar uma paragênese mineral secundária que capture esses cátions e os mantenha por mais tempo no solo facilitando a absorção pelas plantas.

As rochas potássicas e ultrapotássicas de Santa Cruz das Lajes, por não possuírem quartzo na sua mineralogia, originam um solo argiloso de coloração vermelho escuro rico em elementos ferromagnesianos e elementos incompatíveis, sendo o principal deles o íon  $K^+$ .

Os dois primeiros poços foram abertos na unidade tefrifonolito, por apresentar maior quantidade de minerais portadores de  $K^+$ , cristalinidade mais baixa dentre as outras unidades potássicas e análise química mostrando o enriquecimento do  $K_2O$  no perfil de alteração. As demais unidades, mafuritos e uganditos, receberam dois poços de pesquisa, um em cada unidade, para investigação mineralógica (Figura 8.20).

### 8.6.1- Características Mineralógicas do Poço 1

Para a análise mineralógica do Poço 1, foram coletadas seis amostras de canaleta ao longo de um perfil vertical localizado na parede do poço de pesquisa. A análise mineralógica do horizonte A 1, referente a amostra CA0001-1, revelou a presença de minerais secundários como: Hematita, montmorillonita, vermiculita, illita (K), caulinita. Além desses, minerais primários como, zeólita X e diopsídio ainda foram encontrados neste horizonte. A amostra CA0001-2 referente ao horizonte A2, é composta por minerais secundários como, illita e hematita, além dos primários diopsídio, augita e magnetita. Nota-se a presença de minerais primários no horizonte A. Isso ocorre pela imaturidade do perfil, sendo composto de minerais de alteração à minerais primários.

O Horizonte B, com espessura de 0,20 metros. É caracterizado por um solo de coloração escura, argiloso, com pouca matéria orgânica e raros fragmentos de rocha. A análise mineralógica realizada na amostra CA0001-3, que corresponde ao intervalo referente ao horizonte B, mostrou a presença de illita, sanidina, hematita, natrolita (zeólita Na) e cowlesita (zeólita Al). Neste horizonte a análise química identificou um enriquecimento em  $Al_2O_3$ . Entretanto, não foram identificados óxidos ou hidróxidos de  $Al_2O_3$  neste horizonte. Tal

fato pode ser explicado pela presença de cowlesita, zeólita aluminosa que ocorre apenas neste intervalo.

O horizonte C, devido ser a última camada antes da rocha se torna de grande importância, foi dividido em C1 e C2. Os minerais feldspatóides sofrem alteração principalmente neste horizonte e liberam  $K^+$  para o ambiente, que pode ser aprisionado pelas argilas ou serem aprisionadas pelas zeólitas para trocas catiônicas. Texturalmente é caracterizado por rocha semi-intemperizada, escura, com rara matéria orgânica. A amostra CA0001-4, correspondente ao horizonte C1, foi coletada no intervalo entre 0,60-0,80 metros. Apresenta uma mineralogia composta por montmorillonita, diopsídio, sanidina, hematita e vermiculita. A amostra CA0001-5, que corresponde ao horizonte C2, coletada no intervalo compreendido entre 0,80-1,00 metros possui paragênese mineral semelhante ao intervalo anterior.

A amostra que corresponde ao intervalo de rocha fresca, horizonte D, foi denominada CA0001-6e está localizada no intervalo compreendido entre 1,00-1,55 metros. Compreende rocha afanítica, isotrópica de coloração cinza escura. Possui raras amídalas preenchidas por material carbonático. Mineralogicamente é composta por sanidina, clinopiroxênio, analcima, leucita, hematita, calcita e zeólitas (fauzazita). A Figura 8.21, sintetiza toda a mineralogia identificada no perfil CA0001.

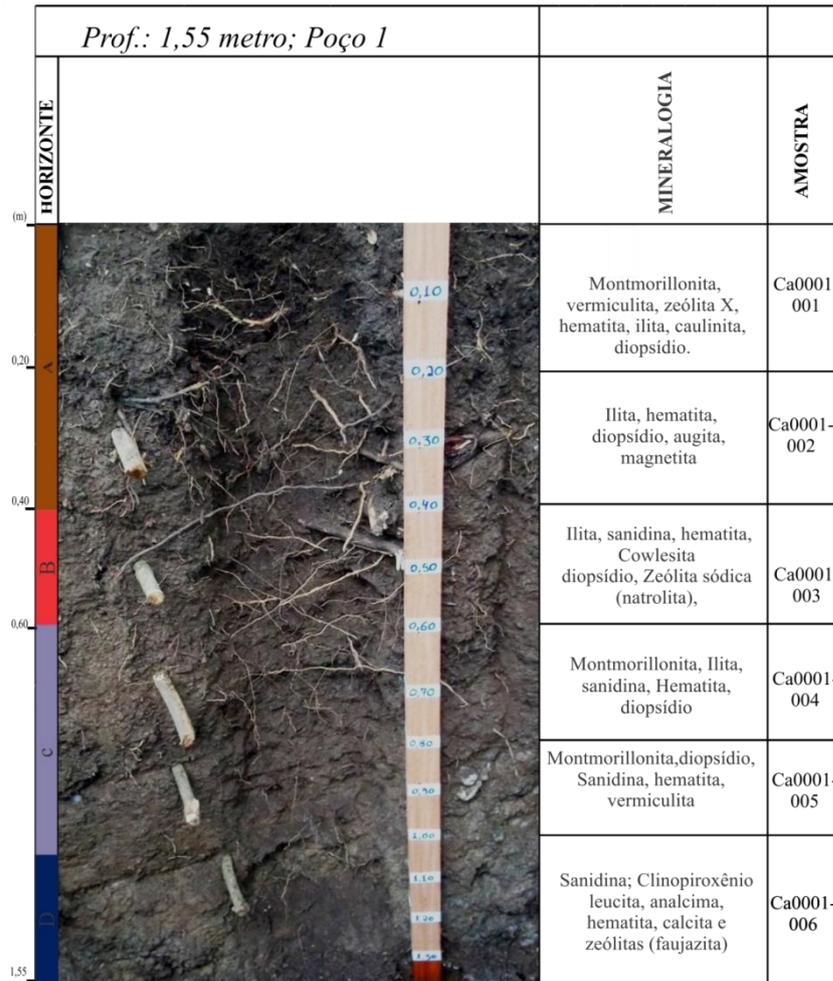


Figura 8.21- Perfil vertical CA0001, aberto sobre a unidade tefrifonolito. Observar paragênese mineral e intervalos entre amostras.

### 8.6.2- Características Mineralógicas do Poço 2.

O poço 2 foi aberto também sobre a unidade tefrifonolito e a 100 metros em direção nordeste em relação ao anterior, poço 1. Seguindo o mesmo padrão da coleta anterior, amostrou-se verticalmente ao longo de todo o perfil de intemperismo do tefrifonolito. Ao todo foram coletadas cinco (05) amostras, todas divididas nos horizontes A, B, C e D.

O horizonte A, tem espessura de 13 cm. Texturalmente é formado por um solo marrom escuro, argiloso rico em matéria orgânica e não magnético. A análise por difração de raios X da amostra CA0002-1 referente ao horizonte A, identificou a presença dos minerais: Hematita, illita, Taeniolita (mica) e minerais primários como sanidina e diopsídio.

O horizonte B tem espessura de 47 centímetros e foi dividido em dois horizontes, B1 e B2. Texturalmente tem cor cinza avermelhada, mais clara que o horizonte A, extremamente argiloso, com matéria orgânica e fragmentos de rochas. Devido à sua espessura e quantidade de matéria orgânica este horizonte foi dividido em duas amostras, CA0002-2 referente ao

horizonte B1 e CA0002-3 referente ao horizonte B2. A primeira, CA0002-2 é composta mineralógicamente por: Hematita, illita, adularia e minerais primários como sanidina e diopsídio. A Amostra CA0002-3, apresenta paragênese mineral semelhante a anterior, entretanto, com maior proporção de minerais primários, mineralógicamente é composta por: Hematita, cloritóides, illita, minerais de 14Å, como a montmorillonita, este ultimo relacionado a alteração intempérica de minerais como leucita e sanidina. Também foram identificados minerais primários diopsídio e sanidina.

O horizonte C ocorre imediatamente acima da camada de rocha fresca com espessura de 30 centímetros. Trata-se da camada que mais contém minerais secundários com capacidade de reter cátions trocáveis e evitar sua lixiviação. Texturalmente tem cor cinza escura, rica em fragmentos de rocha, pobre em matéria orgânica, extremamente argiloso e não magnético. Análise por difração de raios X da amostra CA0002-4 mostrou ser composta principalmente por hematita, devido a alteração de minerais ferromagnesianos. Minerais de 14,34Å, como vermiculita, produto da alteração intempérica de micas efaujazita (zeólita Na), mineral que promove trocas catiônicas e pode reter cátions trocáveis, como  $K^+$ . Além desses é recorrente a presença de minerais primários como sanidina, augita e diopsídio.

A camada de rocha fresca, horizonte D, é área de influência do tefrifonolito. Tem espessura de 30 centímetros, compreende rocha afanítica, isotrópica de coloração cinza escura. Possui raras amídalas preenchidas por material carbonático. Mineralógicamente é composta por sanidina, clinopiroxênio, analcima, leucita, hematita, calcita e zeólitas (faujazita). A Figura 8.22, sintetiza toda a mineralogia identificada no perfil CA0002.

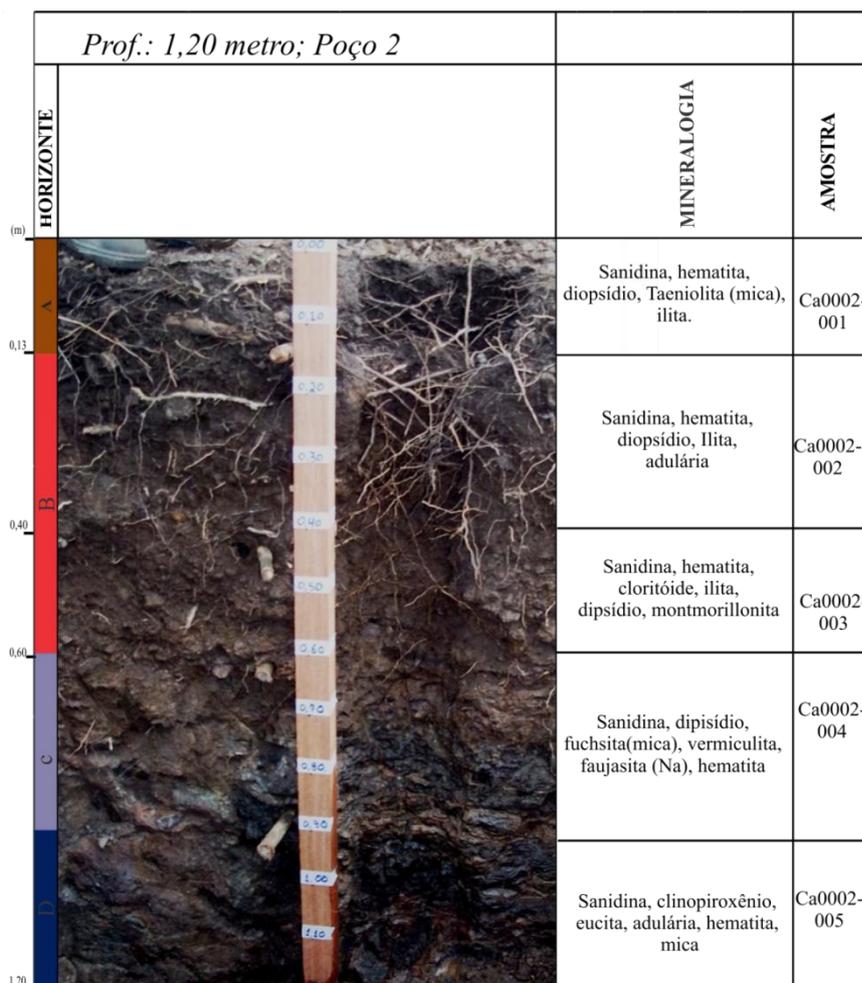


Figura 8.22- Perfil vertical CA0002, aberto sobre a unidade tefrifonolito a 100 metros do anterior. Observar paragenese mineral e intervalos entre amostras.

### 8.6.3- Características Mineralógicas do Poço 3.

O poço de pesquisa 3, foi aberto sobre a unidade mafurito porém, em profundidade, este apresentou mineralogia e textura semelhante a encontrada nos uganditos. Trata-se de um poço com 1,30 metros de profundidade dividido em apenas três horizontes, devido a não observância ou ausência do horizonte B. Sendo assim, esse poço apresenta apenas os horizontes A, C e D somando um total de 4 amostras.

O horizonte A, é uma camada delgada de 13 centímetros, marcado pela presença de um solo extremamente argiloso, de coloração cinza escura, rico em matéria orgânica, com raros fragmentos de rocha. A análise mineralógica da amostra CA0003-1, que corresponde ao intervalo do horizonte A, revelou a presença de grande quantidade de óxidos e hidróxidos de ferro, como hematita e goethita, minerais secundários como argilominerais 2:1, sendo o principal deles a ilita. A imaturidade deste perfil intempérico é observada quando se nota a presença de minerais primários como augita e sanidina.

O horizonte C, tem espessura de 65 centímetros, foi dividido em dois horizontes e coletadas uma amostra em cada. A primeira amostra, CA0003-2 referente ao horizonte C1, é um saprólito de coloração cinza escura, com rara matéria orgânica e com presença de fragmentos de rocha. A mineralogia desta amostra é rica em óxido de ferro, hematita, com ocorrências de faujasita (zeólita K), vermiculita, e minerais primários como magnetita, sanidina, diopsídio. A segunda amostra CA0003-3 referente ao horizonte C2, tem coloração cinza escura, não apresenta matéria orgânica e rica em fragmentos de rocha. Mineralogicamente é composta por hematita, vermiculita e minerais primários como faujasita (zeólita K), natrolita (zeólita Na), zeólita X, Augita, sanidina e calcita.

O horizonte D é composto por rocha afanítica de coloração cinza escura com amídalas preenchidas por zeólitas e material carbonático. A análise mineralógica identificou a presença dos minerais Clinopiroxênio, sanidina, analcima, hematita, calcita, faujasita (K), natrolita (Na) e zeólita X. A Figura 8.23, resume a análise mineralógica em cada intervalo de amostragem.

<i>Prof.: 1,30 metro; Poço 3</i>			
HORIZONTE		MINERALOGIA	AMOSTRA
(m)		Sanidina, hematita, augita, ilita (K), hematita, goethita vermiculita.	Ca0003-001
0,10		Sanidina, magnetita, hematita, Faujasita (K), hematita, diopsídio vermiculita.	Ca0003-002
0,40		Augita, sanidina, hematita, calcita, zeólita X, natrolita (Na), Faujasita (K), hematita, vermiculita.	Ca0003-003
0,75		Clinopiroxênio, sanidina, analcima, hematita, calcita, zeólita X, natrolita (Na), Faujasita (K), hematita.	Ca0003-004
1,30			

Figura 8.23- Perfil vertical CA0003, aberto sobre a unidade mafurito. Observar paragénese mineral e intervalos entre amostras.

#### 8.6.4- Características Mineralógicas do Poço 4.

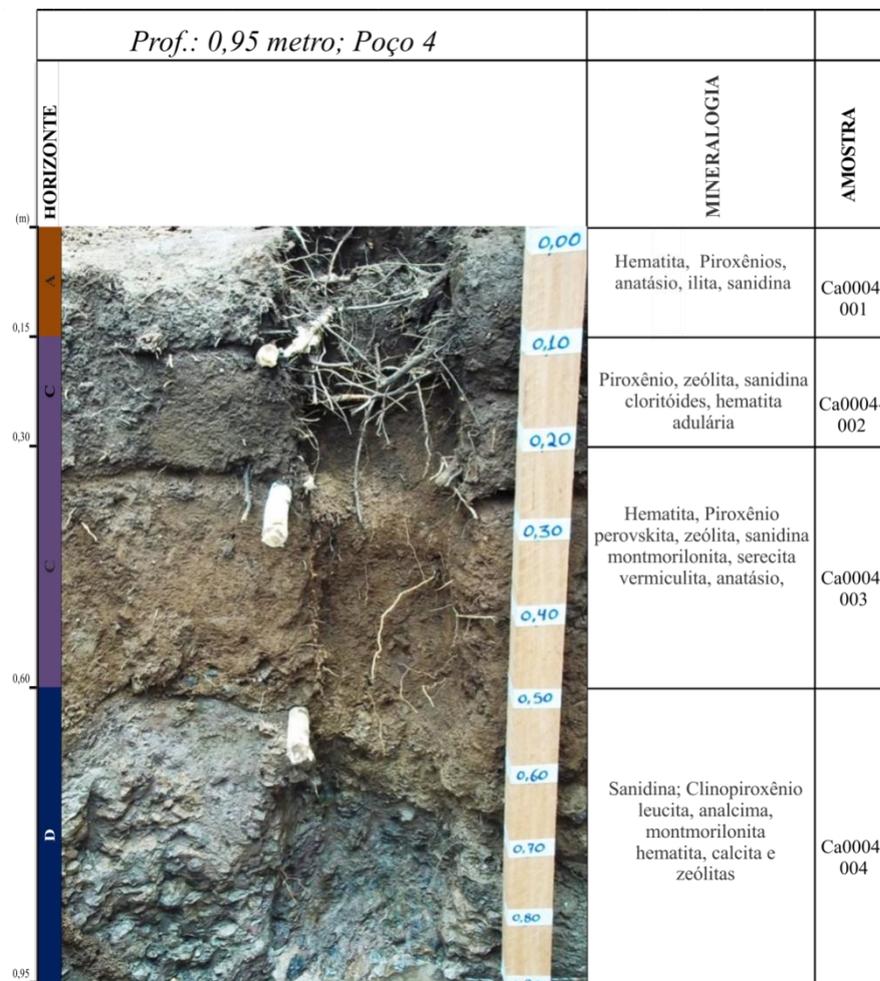
O poço 4 foi aberto sobre a unidade ugandito, tem profundidade de 95 centímetros apresentando três horizontes, A, C e D. Utilizando-se do mesmo padrão de amostragem dos demais poços, identificou-se os intervalos correspondente a cada horizonte, posteriormente cada intervalo foi medido e amostrado. O padrão de amostragem foi da parte mais profunda do poço até a superfície.

O horizonte A, é uma fina camada de 15 centímetros que apresenta texturalmente um solo extremamente argiloso rico em matéria orgânica, marrom escuro, sem magnetismo. A análise mineralógica da amostra CA0004-1, correspondente a este horizonte mostrou a presença de hematita, anatásio, sanidina, ilita e dióxido.

O horizonte C foi dividido em C1 e C2, devido à diferença de textura e sua maior extensão. A amostra CA0004-2 referente ao horizonte C1, mais próxima ao horizonte A, tem espessura de 15 centímetros, apresenta coloração marrom, com menor quantidade de matéria

orgânica e presença de fragmentos de rocha. A análise mineralógica apontou para a presença de hematita, cloritóides, ilita, zeólitas (Tainiolita) e sanidina. A amostra CA0004-3 referente ao horizonte C2, tem 30 centímetros de espessura, coloração marrom clara, extremamente argilosa, com rara matéria orgânica e rica em fragmentos de rocha. A análise mineralógica mostrou um a presença de hematita, piroxênio, perovskita, ilita, vermiculita, anatásio, augita, analcita, anatásio e sanidina.

O horizonte correspondente a rocha fresca, horizonte D, é composto por rocha de coloração cinza esverdeada, com amídalas preenchidas por calcitas e zeólitas, composta mineralógicamente por sanidina, clinopiroxênio, leucita e hematita. A Figura 8.24, resume a análise mineralógica em cada intervalo de amostragem.



**Figura 8.24-** Perfil vertical CA0004, aberto sobre a unidade ugandito. Observar paragênese mineral e intervalos entre amostras.

O perfil intempérico das rochas potássicas e ultrapotássicas de Santa Cruz das Lajes analisado através de difração de raios X, identificou a presença de minerais secundários provenientes da alteração intempérica de minerais primários portadores de  $K^+$ . A

disponibilidade de  $K^+$  é um importante fator de produtividade para as culturas e a sua dinâmica no solo está intimamente ligada à mineralogia dos solos.

Os perfis analisados são compostos essencialmente por argilominerais 2:1 e zeólitas. A presença desses colóides favorece a fixação química ou fisicamente de  $K^+$  que pode ser facilmente trocável e contribuir para nutrição das plantas (Rosolem *et. al.*, 1993). A fração argila dos perfis é formada principalmente por montmorillonita, vermiculita, esmectitas e ilita. A montmorillonita é um argilomineral composto por camadas estruturais constituídas por duas folhas tetraédricas de sílica e uma folha central octaédrica de alumina, unidas entre si por átomos de oxigênio comum a ambas as folhas, geralmente possuem 80 % dos cátions trocáveis nas galerias e 20 % nas superfícies laterais. A esmectita e a vermiculita são filossilicatos expansíveis 2:1 que possuem grande área superficial específica, o que causa a sua capacidade de expansão, o que gera também uma alta reatividade (Azevedo & Vidal-Torrado, 2009). Estes minerais 2:1 são originados, principalmente, a partir da alteração das micas e feldspatóides, e apresentam menor tamanho de partícula, menor teor de K, maior expansividade e menor carga estrutural, devido ao processo de intemperismo, o qual promove a liberação do  $K^+$  estrutural, diminuindo o teor de  $K^+$  total nestes minerais (Melo *et. al.*, 2009). A alta densidade de cargas negativas na vermiculita e minerais de argila interstratificadas é capaz de promover a desidratação do K, fazendo com que ele se ajuste nos retículos ditrigonais da lâmina tetraédrica promovendo o colapso da estrutura do mineral. A esmectita tem maior capacidade de expansão e menor carga negativa nas camadas, podendo acomodar o  $K^+$  hidratado, retendo-o com menos energia de ligação, facilitando a sua liberação (Melo *et. al.*, 2009).

A ilita, tipo comum de mica encontrada nos perfis analisados é a ilita, mica geogênica 2:1 com alto grau de alteração. As lâminas deste mineral ficam “soldadas” pelos íons  $K^+$ , que estão ligados com muita força às cavidades siloxanas. Essa força de ligação impede que íons hidratados penetrem no mineral, e conseqüentemente impede a sua expansão. O  $K^+$  não trocável fica preso entre as lâminas dos minerais 2:1 com alta densidade de carga negativa, mas também pode ser encontrado nas arestas parcialmente intemperizadas das micas (Melo *et. al.*, 2005).

Esses minerais secundários foram identificados, principalmente, no horizonte C dos poços de pesquisa. Isso demonstra que o intemperismo das rochas potássicas e ultrapotássicas de Santa Cruz das Lajes produz paragênese secundária favorável para a retenção de cátions logo no início do processo de intemperismo, na interface rocha saprólito. A medida que o processo intempérico se intensifica nos demais horizontes, esses minerais tornam-se mais

raros. Isso sugere que os minerais feldspatóides liberam cátions importantes para a plantaço logo nos primeiros estágios de alteraçõ o que favorece o uso do pó dessas rochas como remineralizantes de solo.

#### 8.7. ANÁLISE DO TEOR DE POTÁSSIO E PARÂMETROS DE FERTILIDADE EM PERFIL VERTICAL DE POÇOS DE PESQUISA SOBRE ROCHAS POTÁSSICAS E ULTRAPOTÁSSICAS.

O teor de potássio ( $K^+$ ) de um determinado solo depende principalmente do seu material de origem. A disponibilidade de  $K^+$  é um importante fator de produtividade para as culturas e a sua dinâmica no solo está intimamente ligada à mineralogia dos solos. O  $K^+$  do solo é conceitualmente dividido em:  $K^+$  estrutural,  $K^+$  não trocável,  $K^+$  trocável, e  $K^+$  na soluçõ (Rosolem *et. al.* 1993). Essa variaçõ se dá pelas diferentes composições dos mais variados tipos de rochas. A mineralogia, a textura e o grau de intemperismo que são resultantes dos fatores e processos pedogenéticos, influenciam diretamente na quantidade de  $K^+$  no solo (Nathigall *et. al.* 1996).

O  $K^+$  estrutural se encontra na estrutura dos minerais primários que se encontram principalmente nas frações mais grosseiras do solo (areia e silte). Este  $K^+$  não é prontamente disponível para as plantas, sendo liberado para o solo apenas quando o mineral sofre intemperismo. Os íons  $K^+$  que são liberados durante o intemperismo dos minerais primários e retidos física ou quimicamente nos colóides do solo são conhecidos como  $K^+$  trocável ou  $K^+$  não trocável, dependendo da energia da ligaçõ com a partícula sólida. O  $K^+$  que se encontra com forte energia de ligaçõ, aderido aos tetraedros de sílica dos minerais é chamado  $K^+$  não trocável (Britske, 2011). Este  $K^+$  é encontrado em vermiculita e minerais de argilas interstratificadas (Sparks, 1985). Porém, também existe a possibilidade de ser encontrados em bordas parcialmente intemperizadas de micas (Meurer, 2010; Britske, 2011). Já o  $K^+$  trocável estão adsorvidos aos grupos funcionais de superfície de partículas orgânicas e inorgânicas (Britske, 2011).

Em Santa Cruz das Lajes, o intemperismo dos minerais constituintes das rochas potássicas e ultrapotássicas originaram solos argilosos com alta capacidade de reter cátions trocáveis. Esses minerais são constituídos pelo intemperismo das micas originando illita, caulinita e, mais raramente, hidróxidos de alumínio; alteraçõ dos feldspatóides que formam esmectitas e vermiculita e dos cristais de olivinas e piroxênios formando uma paragênese secundária de clorita e óxidos e hidróxidos de ferro e magnésio.

A illita é um argilomineral 2:1 não expansivo que apresenta distância entre bases de aproximadamente 1nm. As camadas deste mineral “ficam soldadas” pelos ions  $K^+$  que estão ligadas as camadas de tetraedros por forte ligação iônica, o  $K^+$  fica preso entre as lâminas do mineral 2:1 com alta densidade de carga negativa, (Melo *et. al.* 2005).

Já as esmectitas e vermiculitas, originadas a partir da alteração intempérica de faldspatóides, são filossilicatos 2:1 que possuem grande área superficial específica, conferindo a esses minerais alta capacidade de expansão, (Azevedo & Vidal-Torrado2009). As esmectitas, possuem maior capacidade de expansão e menor carga negativa em relação às vermiculitas, isso as confere a capacidade de reter  $K^+$  hidratado com menor energia de ligação facilitando sua liberação para as plantas, (Melo *et. al.* 2009).

A Tabela 3mostra valores de capacidade de troca de cátions (CTC), para os principais minerais supergênicos encontrados nos perfis de solo gerados pelas rochas potássicas e ultrapotássicas de Santa Cruz das Lajes.

Tabela 3- Principais minerais encontrados na análise mineralógica dos perfis de intemperismo das rochas potássicas e ultrapotássicas de Santa Cruz das Lajes e sua relação com a capacidade de trocas de cátions, CTC. Adaptado de Mello *et. al.* (1983).

COLÓIDES	CTC mmol/dm <sup>3</sup>
Caolinita	50-150
Montmorilonita	500-1.000
Ilita	100-500
Vermiculita	1.000-1.500
Alofana	250-700
Gbsita e hematita	20-50
Matéria orgânica	1.500-5.000

A ocorrência desses minerais, principalmente os argilominerais 2:1 aliado aos valores de pH tem implicação direta na análise de fertilidade dos perfis de alteração dessas rochas.Em perfis de solo imaturos de rochas potássicas e ultrapotássicas os cátions  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$  e  $K^+$ , encontram-se no solo em forma trocável podendo fazer parte da estrutura das micas e argilominerais 2:1.

Com relação ao cátion  $K^+$ , em todos os perfis analisados notou-se a maior proporção deste elemento nos horizontes mais próximos da rocha fonte, fator determinado pela maior ocorrência de minerais primários portadores de  $K^+$  estrutural e a pouca lixiviação nestes horizontes.

Os valores de pH natural obtidos após a análise variam, em termos gerais, entre 4,7 e 6,3. Entretanto, analisando os poços separadamente, nota-se valores relativamente constantes ao longo dos perfis dos poços 1 e 3 e variação maior nos perfis dos poços 2 e 4. Esses valores têm correlação positiva com os valores obtidos para o cátion  $\text{Ca}^{2+}$ . A maior proporção deste elemento encontra-se nos perfis onde o pH é maior contribuindo para elevação dos valores das somas das bases SB e da capacidade de troca de cátions CTC.

Os elementos trocáveis  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{K}^+$  e  $\text{Na}^+$  mostram aumento das suas concentrações em direção aos horizontes mais superficiais. Apenas os perfis dos poços 1 e 4 mostram comportamento inverso para o íon  $\text{Mg}^{2+}$ . Além disso, valores relativos à capacidade de troca de cátions aumentam para o topo, com exceção do perfil 2, possivelmente pela menor quantidade de matéria orgânica (MO).

Os perfis de poços de pesquisas abertos sobre o tefrifonolito, perfis 1 e 2, mostram valores de soma das bases trocáveis (SB) e capacidade de trocas de cátions (CTC) mais elevados. Comparando os elementos trocáveis com os outros perfis, 3 e 4, abertos sobre o mafurito e ugandito respectivamente, os poços 1 e 2 mostram valores mais elevados de  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  e valores relativamente menores de  $\text{K}^+$  e  $\text{Na}^+$ .

Os valores de P tem correlação positiva com a MO, sendo sua concentração maior nos horizontes mais superficiais dos perfis,entretanto essa correlação não se observa no perfil de poço 4.

Diante do exposto, observa-se que a presença de argilominerais 2:1, matéria orgânica e valores de pH próximos ao 7 aumentam a capacidade de retenção de cátions trocáveis. Isso foi observado em todos os perfis analisados. Os argilominerais 2:1, montmorillonita, illita, vermiculitas e os minerais de zeólitas possuem CTC alta, isso faz com que o produto do intemperismo das rochas potássicas e ultrapotássicas de Santa Cruz das Lajes origine um solo altamente fértil com valores de porcentagem de saturação por bases bem acima de 50%, conforme mostrado na Tabela 4.

**Tabela 4-** Concentração dos parâmetros de fertilidade ao longo dos horizontes em poços de pesquisas abertos sobre as rochas potássicas e ultrapotássicas de Santa Cruz das Lajes.

AMOSTRA	pH	MO	P	S	K <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Al <sup>3+</sup>	H+AL	SB	CTC	V	B	Cu	Fe	Mn	Zn	Na	Si
		g/dm <sup>3</sup>	mg	mmol <sub>c</sub> /dm <sup>3</sup>						%	mg/dm <sup>3</sup>								
CA0001-0001	6,2	113	186	10	2,4	341	61	<1	25	403,9	428,8	94	0,13	2,9	35	24,7	5,02	10	53,3
CA0001-0002	6,2	55	138	6	5,4	287	93	<1	22	385,1	407,6	95	0,14	3,2	31	19,5	0,66	9	54,3
CA0001-0003	6,1	35	54	7	5,4	204	130	<1	22	339,4	361,8	94	<0,09	3,1	32	17,7	0,5	9	53,4
CA0001-0004	6,1	26	43	5	1,9	170	143	<1	22	314,5	336,9	93	<0,09	3,3	34	25	0,5	7	57,5
CA0001-0005	6,1	16	60	<4	1,6	176	177	<1	25	355,2	380,1	93	<0,09	3,3	32	14,9	0,52	11	77,3
CA0001-0006	6,2	12	140	5	1,9	206	158	<1	20	366,2	386,4	95	<0,09	2,3	28	3,5	0,4	26	87,6
CA0002-0001	5,2	111	223	9	9,2	144	52	<1	58	204,6	262,5	78	0,19	3,2	140	23,7	1,78	9	21,8
CA0002-0002	4,7	30	100	8	2,8	71	36	2	71	110,3	181,8	61	<0,09	2,5	80	15,4	0,36	8	31,1
CA0002-0003	4,9	14	117	6	4,2	48	32	2	47	84,2	131,1	64	<0,09	2,5	68	36,7	0,32	9	39,1
CA0002-0004	5,5	5	575	6	8,5	138	81	<1	25	226,8	251,8	90	<0,09	0,8	32	28,8	0,36	28	61,5
CA0002-0005	6	3	803	6	10	273	109	<1	16	392	408,3	96	<0,09	0,6	16	12,2	0,3	31	84
CA0003-0001	6	75	1.605	<4	4,3	261	124	<1	16	389,6	405,9	96	<0,09	<0,3	14	5,4	0,38	28	57,8
CA0003-0002	5,6	4	1.165	4	5,1	206	95	<1	22	306,6	329	93	<0,09	0,5	35	11,6	0,52	19	33,1
CA0003-0003	5,5	<2	1.170	4	6	194	93	<1	28	293,5	321,2	91	<0,09	0,6	35	11,7	0,5	18	40
CA0003-0004	5,2	4	603	7	8,8	132	64	<1	52	205,4	257,5	80	0,1	2,6	137	16,5	0,64	14	23,5
CA0004-0001	4,9	51	132	4	2,3	99	41	<1	71	141,8	213,3	66	0,13	4,6	148	35,1	1,14	12	41,3
CA0004-0002	5,4	28	98	<4	2,1	133	52	<1	42	187,4	229,6	82	<0,09	5,5	63	26,1	0,46	13	38,8
CA0004-0003	5,6	4	45	<4	5,4	84	58	<1	38	147,3	185,3	80	0,09	2,4	32	15,3	0,56	14	24,5
CA0004-0004	6,3	26	858	5	5,9	225	159	<1	15	390,3	405	96	<0,09	0,5	21	9,3	0,4	32	53,9

pH em solução de 0,01 mol L<sup>-1</sup> CaCl<sub>2</sub>; MO matéria orgânica extraída pelo método dicromato calorimétrico; P, K, Ca e Mg extraídos pela resina trocadora de íons; Al extração pelo KCl 1mol L<sup>-1</sup>; S extração pelo Ca(H<sub>2</sub>PO<sub>4</sub>)<sub>2</sub> 0,01 mol L<sup>-1</sup>; determinação de Cu, Fe, Mn e Zn pelo método DTPA – TEA; Na extração duplo ácido; Si extração CaCl<sub>2</sub> 0,01mol L<sup>-1</sup>; determinação de Boro feita por água quente/micro-ondas; soma das bases trocáveis SB=Ca<sup>2+</sup>+Mg<sup>2+</sup>+K+Na; capacidade de troca de cátions (CTC<sub>efetiva</sub>=SB+Al<sup>3+</sup>; CTC<sub>total</sub>=SB+(Al<sup>3+</sup>+H)); Porcentagem de saturação por Bases V%= (100x SB)/ CTC<sub>total</sub>.

## 9. CONCLUSÕES

A região de Santa Cruz das Lajes contempla vasta exposição de rochas alcalinas de natureza básica a ultrabásica. Nos últimos anos, essa região vem sendo palco de inúmeras campanhas de campo de várias empresas diferentes com o intuito de identificar rochas dessa natureza para uso direto na agricultura ou mesmo misturá-las com rochas cujo teor de potássio sejam mais elevados, mas que carecem de outros macro e micronutrientes que ocorrem em excesso nas rochas ultrabásicas alcalinas.

A análise petrográfica aliada à mineralogia, mostrou a presença de minerais feldspatóides ricos em potássio. Leucita e Sanidina são os principais minerais feldspatóides identificados. Esses foram identificados com maior ocorrência nos tefrifonolitos, onde a massa afanítica é formada principalmente por leucita e sanidina, e nos uganditos que apresentam, além de minerais feldspatóides, textura particular e várias amídalas preenchidas por material carbonático e zeólitas.

A mineralogia secundária formada a partir do intemperismo dessas rochas originou um solo argiloso de coloração escura e rico em elementos ferromagnesianos. A análise feita em perfil de canaleta através da amostragem realizada em poços de pesquisa mostrou que cada litologia possui uma assembleia secundária própria. O solo formado por tefrifonolitos mostrou a presença de argilominerais secundários como montmorillonita, vermiculita, ilita e hematita, porém minerais primários como sanidina e clinopiroxênio ocorrem até nos horizontes mais superficiais. O solo formado pelos uganditos mostra uma assembleia secundária mais diversificada e com maior concentração de argilominerais como montmorillonita, ilita, vermiculitas e zeólitas; minerais primários como, sanidina, piroxênio e perovskita também são encontrados em horizontes mais superficiais. Os mafuritos apresentam além de argilominerais, como vermiculitas e ilita, proporção maior de minerais primários como piroxênio, analcima e zeólitas.

A análise geoquímica do perfil intempérico produzido pela alteração de cada unidade, mostrou que o solo gerado é capaz de fixar óxidos importantes para a agricultura. O  $K_2O$ , tem maior concentração nos tefrifonolitos, entretanto, ao analisar o perfil intempérico do ugandito nota-se o enriquecimento deste óxido em torno de 50% maior no horizonte A em relação ao horizonte D. Nos tefrifonolitos esse enriquecimento de  $K_2O$  no perfil intempérico foi pouco maior que 23%. Situação análoga a essa se verifica quando analisado o íon  $K^+$  disponível para trocas catiônicas nos perfis das unidades tefrifonolito e ugandito. Em perfis intempéricos maduros o mais recorrente é o empobrecimento dos íons trocáveis desde a rocha mãe até o

horizonte A devido a lixiviação. Contudo, a mineralogia primária e secundária das rochas potássicas e ultrapotássicas tem íntima relação com a fixação desses óxidos e elementos no perfil intempérico. Os tefrifonolitos são formados principalmente por sanidina e leucita, além de piroxênios e micas, sendo assim a mineralogia do seu perfil intempérico possui maior proporção de minerais primários, com isso os seus minerais secundários possuem menor proporção de argilas 2:1 e zeólitas. Já os uganditos, pela sua mineralogia mais diversificada, originam uma paragênese secundária composta por maior proporção de argilominerais 2:1 como montmorillonita, illita, vermiculitas e minerais primários de zeólitas. Os argilominerais 2:1 possuem alta capacidade de reter cátions trocáveis, razão pela qual a proporção de cátions retidos é maior no ugandito.

A composição mineralógica e a disponibilidade de elementos para trocas catiônicas tem estreita relação com a fertilidade do solo gerado pelo intemperismo dessas rochas. Em minerais primários, como leucita e sanidina, o potássio está aderido à estrutura do mineral e só ficará disponível após a alteração intempérica. Esses minerais foram encontrados em todos os horizontes analisados, sendo sua ocorrência com maior proporção no perfil intempérico do tefrifonolito. Os íons trocáveis, que foram liberados da estrutura dos minerais em decorrência do intemperismo, ficaram retidos física ou quimicamente nos colóides do solo. Esse fato pode ser notado após observar os altos valores das somas das bases trocáveis de cada perfil. A presença de argilominerais 2:1 (montmorillonita, illita, vermiculitas) e zeólitas, além da própria matéria orgânica aumenta a capacidade de trocas catiônicas (CTC) do solo. Nota-se, nos solos gerados pelo ugandito mais próximos a rocha mãe a maior valor de CTC, situação semelhante apenas no horizonte A onde a matéria orgânica ocorre em maior proporção. Nos tefrifonolitos o comportamento da CTC é semelhante. Isso sugere, que no horizonte mais próximo a rocha mãe a paragênese secundária é mais rica em argilominerais 2:1, e pH mais próximos ao ideal (pH 7). Com isso, a lixiviação dos íons trocáveis é bem menor, facilitando sua retenção nos colóides e zeólitas.

Com isso, nota-se que a paragênese mineral das rochas potássicas e ultrapotássicas de Santa Cruz das Lajes, originam um solo com alta capacidade de troca de cátions. Os minerais feldspatóides, leucita e sanidina, ao sofrer intemperismo originam uma paragênese mineral rica em argilominerais com alta capacidade de troca de cátions. Além disso, a alta CTC encontrada nos horizontes mais próximos a rocha mãe (horizonte C), mostra que essas rochas têm alta susceptibilidade ao intemperismo, devido a sua baixa cristalinidade, e liberam íons trocáveis com maior rapidez para o solo. Essa propriedade confere a essas rochas um alto

poder de remineralizar o solo e podem ser usadas para aumentar a fertilidade de solos menos férteis.

## REFERÊNCIAS

- Alkmim, F.F.; Brito Neves, B.B. & Castro Alves, J.A. - 1993 - *Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco: uma revisão*. In: O Cráton do São Francisco. Dominguez, J.M.L. & MISI, A. (ed), SBG - Núcleo BA/SE: 45-62.
- Almeida F.F.M., 1981. *O Cráton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco*. In: SBG, Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas faixas marginais, Salvador, 1981. Anais, p. 1-10.
- Almeida F.F.M. 1983. *Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozoicas da Região Meridional da Plataforma Sul-Americana*. Rev. Bras. Geoc., 13:139-158.
- Almeida F.F.M., & Hasui Y. 1984. (eds.) *Província Mantiqueira – setor setentrional*. In: Almeida F.F.M. & Hasui Y. 1984. *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Ed. Edgard Bluecher Ltda, p. 282-307.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito-Neves B.B de, Fuck R. A. 1977. As províncias estruturais do Brasil. In: SBG, 8º Simp Geol. Nordeste, Campina Grande. *Bol. esp.*, 12p.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito-Neves B.B de, Fuck R. A. 1981. *Brazilian Structural Provinces: an introduction*. Earth-Sci. Rev., 17: 1-29.
- Almeida F.F.M. & Mantovani M.S.M. 1975. Geologia e geocronologia do granito de São Vicente, Mato Grosso. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **47**: 451-458.
- Almeida J.C.H. 2000. *Zonas de cisalhamento dúctil de alto grau do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul*. PhD Thesis, IGCE, Universidade Estadual Paulista, 190 p.
- Almeida F.F.M., Brito-Neves B.B., Carneiro C.D.R. 2000. *The origin and evolution of the South American Platform*. Earth-Science Review, 50:77-111
- Alvarenga C.J.S., Guimarães E.M. 1994. *Siluro-Devoniano na margem noroeste da Bacia do Paraná, região entre Diorama e Amorinópolis, GO*. In: Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 4, Brasília. Anais, SBG, p. 53-54.
- Alvarenga C.J.S., Moura C.A.V., Gorayeb P.S.S., Abreu F.A.M., 2000. *Paraguay and Araguaia belts*. In: U.G.
- Amaro V. 1989. *Geologia e petrologia da Seqüência Metavulcânica de Jaupaci - GO e lineamentos associados*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 237 p.
- Andrade S.M. & Camarço P.E.N., 1982. *Seqüências sedimentares pré-carboníferas dos flancos nordeste da Bacia do Paraná e sudoeste da Bacia do Parnaíba e suas possibilidades uraníferas*. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 32. Anais..., 5: 2132-2144.

Assine M.L., Soares P.C., Milani E.J., 1994. *Seqüências tectono-sedimentares mesopaleozóicas da Bacia do Paraná, sul do Brasil*. Revista Brasileira de Geociências, 24: 77-89.

Assumpção M., Escalante C., Schimmel M., 2002. *Initial impact of the Trindade Plume, Goiás, reviewed by seismic tomography*. In: Simpósio Sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, 2, Boletim de Resumos, p. 77.

Azevedo, A.C.; Vidal-Torrado, P. *Esmectita, vermiculita, minerais com hidróxi entrecamadas e clorita*. In: Melo, V.F.; Alleoni, L.R.F. (Ed.). *Química e mineralogia do solo: Parte I - Conceitos básicos*. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2009.

Barbour A.P., Girardi V.A.V., Kawashita K., Soares de Souza A.M. 1979. *Geocronologia do Complexo Máfico-Ultramáfico Alcalino de Santa Fé, Goiás*. Inst. de Geociências, USP, Boletim IG, 10:11-18.

Bez L., Guimarães J., Guimarães D. 1971. *Distrito Vulcânico de Rio Verde*. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 25, Anais, 2:121-128.

Bizzi L.A., Vidotti R.M., 2003. *Condicionamento do magmatismo Pós-Gondwana*. In: Bizzi L.A, Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H., (Organizadores). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: Texto, Mapas e SIG*. CPRM. Brasília, 2003. Cap. 6, 335-361p.

Brito Neves B.B.de 1999. *América do Sul: quatro fusões, quatro fissões e o processo acrescionário andino*. Revista Brasileira de Geociências, 29(3): 379-392.

Brito Neves, B.B.; Campos Neto, M. C.; Fuck, R. A. (1999) *From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano-Pan-African Cycle and orogenic collage*. Episodes, v. 22, n. 3, p. 155-166.

Britske D.; Silva, S.L.; Moterle, F. D.; Rheinheimer, S.D.; Bortoluzzi, C.E. *A study of potassium dynamics and mineralogy in soils from subtropical Brazilian lowlands*. J Soils and sediments, 12:185–197, 2011.

Cerqueira M.R.S., 1995. *Geologia e evolução petrológica do Complexo Alcalino Fazenda Buriti, Iporá Goiás*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. 146p.

Cerqueira M.R.S. & Danni J.M.C. 1994. *Aspectos petrográficos e químicos do Complexo da Fazenda Buriti, Iporá, GO*. Boletim de Geociências do Centro-Oeste, 17:29-33.

Cordani U.G. & Hasui Y., 1975. *Comentários sobre os dados geocronológicos da Folha Goiás*. In: Schobbenhaus Filho. *Carta Geológica Brasil Milionésimo - SD - 22*. Brasília: DNPM. p. 57-62.

Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos E.D.S., 2000. *Tectonic evolution of South America*. 31st. In: International Geological Congress Rio de Janeiro, p. 183-193.

Danni J.C.M. 1978. *Magmatic differentiation of the alkaline ultrabasic intrusions of the Iporá region, southwest Goiás, Brazil*. In: Intern. Symp. Carbon., 1, Proceedings, 149-167.

Danni J.C.M. 1985. *Rochas da série kamafugítica na região de Amarinópolis, Goiás*. In: SBG, Contribuições à Geologia e à Petrografia -Núcleo de Minas Gerais, 5-13.

Danni J.C.M. & Gaspar J.C. 1992. *Mineralogia e química do katungito de Amarinópolis, Goiás*. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 37, Anais, 85- 86.

Danni J.C.M. & Gaspar J.C. 1994. *Química do katungito de Amarinópolis - Goiás: Contribuição ao estudo do magmatismo kamafugítico*. Geoch. Brasiliensis, 8:119-134.

Danni J.C.M., Silva A.J.G.C., Cerqueira M.R. 1990. *Petrografia e petroquímica das rochas alcalinas cretácicas da Serra do Caipó, sudoeste de Goiás*. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 36, Anais, 1872-1882.

Dantas E.L. & Martinelli C.D., 2003. *Nd isotope from the Aráes Metavolcano-Sedimentary Sequence in the Paraguay Belt, Nova Xavantina, Mato Grosso, Central Brazil*. In: South American Symposium on Isotope Geology. Short Papers, p. 168.

Dardenne M.A., 1978. *Zonação tectônica na borda ocidental do Cratón São Francisco*. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife, Anais..., 1, p. 299-308.

Dardenne M.A, 2000. *The Brasília Fold Belt*. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A. and Campos, D.A. (Eds), *Tectonic evolution of South America*, 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, pp. 231-264.

Debon, F. & Le Fort, P. 1983. *A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations*. Trans. Roy. Soc. Soc. Edinb-Earth Sci., 73:135-149.

Deer, W. A.; Howie, R. A.; Zussman, J. 1992. *Rock-forming minerals*. London, 2nd Ed. Longmans (eds.), 696p.

DNPM/DIPLAM e USGS: *Mineral Commodity Summaries* – 2011.

Drago, V.A., Prado P., Bezerra P.E.L., Simões M.A., Pinto A.C., Montalvão R.M.G., Tassinari C.C.G., 1981. *Contribuição ao estudo geológico do vale do rio Araguaia*. In: Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 1, Goiânia. Ata...: SBG, p.404-421.

Drake Jr., A. A. *The Serra de Caldas window*. Prof. Pap. U. S. Geol. Surv., Washington n.1119-AB, p.1B- 19B, 1980.

Faria A., 1982. *Formação Vila Maria. Nova unidade litoestratigráfica siluriana da Bacia do Paraná*. Ciências da Terra, 3: 12-17.

Faria A., Andrade G.F., Hirson J.R., Veloso J.A.V., Fonseca M.R.C.B., Marini O.J., Fuck R.A.1975. *Projeto Piranhas*. Trabalho de Conclusão de Curso, DNPM/FUB, Brasília, 143p.

Fernandes, L. A.; Coimbra, A. M.. 2000. *Revisão estratigráfica da parte oriental da bacia bauru (neocretáceo)*. Revista Brasileira de Geociências v.30, n.4, p.717-728, dezembro de 2000.

Fernandes S. M., 1983. *Lateritas uraníferas da região de Iporá - Amarinópolis / GO*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 95p.

Fonseca, M.A. & Dardenne, M.A. 1994. *Compartimentação estrutural de parte da Zona Externa da Faixa Brasília ao norte da Inflexão dos Pirineus*. SIMP. GEOL. CENTRO-OESTE, 4. Brasília 1994. Anais... Brasília, SBG. p. 181-183.

Fuck R.A., 1994. *A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica na Província Tocantins*. In: SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste 4. Atas..., p.184-187.

Fuck, R. A.; Pimentel, M. M.; D'el-Rey Silva, L. J. H. *Compartimentação Tectônica na Porção Oriental da Província Tocantins*. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38, 1994, Camboriú. *Bol. Res. Expand. ... Camboriú*: SBG, 1994. v.1, p. 215-216.

Fuck R.A., Pimentel M.M., Soares J.E.P., Dantas E.L., 2005. *Compartimentação da Faixa Brasília*. In: SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste 9. Atas, p.26-27.

Fúlfaro V.J., Saad A.R., Santos M.V., Vianna R.B. 1982. *Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná*. *Revista Brasileira de Geociências* 12(4): 590-611.

Gaspar J.C. 1977. *Contribuição ao estudo do magmatismo alcalino de Santo Antônio da Barra – GO*. Universidade de Brasília, Dissertação de Mestrado, 142p.

Gaspar J.C., Brod J.A., Sgarbi P.B.A., Junqueira-Brod T.C., Araújo A.L.N., 2000. *A review of the Cretaceous alkaline magmatism in western Minas Gerais and southern Goiás*. In: International Geological Congress, 31 Abstracts CD-ROM

Gaspar, J.C. & Danni, J.C.M. 1981. *Aspectos petrográficos e vulcanológicos da província alcalina-carbonatítica de Santo Antonio da Barra, sudoeste de Goiás*. *Revista brasileira de geociências* 11 (1): 17-86.

Gibson S.A., Thompson R.N., Dickin A.P., Leonardos O.H. 1995b. *High-Ti and low-Ti mafic potassic magmas: Key to plume-lithosphere interactions and continental flood-basalt genesis*. *Ear. Planet. Sci. Lett.*, 136:149-165.

Gibson S.A., Thompson R.N., Leonardos O.H., Dickin A.P., Mitchell J.G. 1995a. *The Late Cretaceous Impact of the Trindade Mantle Plume: Evidence from Large-volume, Mafic, Potassic Magmatism in SE Brazil*. *J. Petrol.*, 36:189-229.

Guimarães G., Glaser I., Marques V.L. 1968. *Sobre a ocorrência de rochas alcalinas na região de Iporá - Goiás*. *Mineração Metalurgia* 48(283):11- 15.

Harker A. 1965. *The Natural history of igneous rocks*. New York, Macmillan, 384p.

Hasui Y., Cartner-Dyer R. & Iwanucr W., 1971 *Geocronologia das rochas alcalinas de Santo Antônio da Barra, GO*. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 25, Anais, 1: 253-258.

Hibbard, M. J. 1995. *Petrography to petrogenesis*. New Jersey, Prentice-Hall, 587p.

Holmes A. 1950. *Petrogenesis of katungite and its associates*. *Am. Miner.* 35:772-792.

Irvine, T. N. & Baragar, W. R. A. 1971. *A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks*. *Canadian Journal of the Earth Sciences*, 8:523-547.

Junqueira-Brod T.C. 1998. *Cretaceous alkaline igneous rocks from the Águas Emendadas region, Goiás, Central Brazil*. University of Durham, UK, M.Sc. Thesis, 161p.

Junqueira-Brod T.C., 2003. *Vulcanologia as rochas kamafugíticas da Província Alcalina de Goiás*. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Tese de Doutorado, n° 63,137 p.

Junqueira-Brod T.C., Brod J.A., Gibson S.A., Thompson R.N. 2000. *Mineral chemistry of kamafugites and related rocks from Águas Emendadas region, Goiás state*. Rev. Bras. Geoc., 30:403-407.

Junqueira-Brod, T.C. Thonpson, R.N. Brod, J.A., Gaspar, J.C., Araújo, D.P.,Gibson, S.A.(2001). *Phlogopite and tetra-frerriphlogopite from Braziliam carbonatite complexes: petrogenetic constraints and implications for mineral-chemistry systematics*. Journal of asian Earth Sciences 19, 265-296.

Junqueira-Brod T.C., Thompson R.N., Gibson S.A., Brod J.A. 1999a. *Volcanic and pyroclastic processes at the Águas Emendadas Diatreme, Goiás*. In: Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, 1, Gramado, Boletim de Resumos, 58.

Junqueira-Brod T.C., Gibson S.A., Thompson R.N., Brod J.A. 1999b. *Mineral chemistry of Águas Emendadas kamafugitic rocks, Goiás*. In: VII Simp. Geol. Centro-Oeste e X Simp. Geol. Minas Gerais, Boletim de Resumos, 66.

Junqueira-Brod T.C., Brod J.A., Thompson R.N., Gibson S.A. 1999c. *Spinning Droplets – A conspicuous lapilli-size structure of kamafugitic diatremes of southern Goiás, Brazil*. Rev. Bras. Ceoc., 29:557-560.

Kerr, P. *Optical Mineralogy McGraw-Hill Book Co.*, New York, Third edition, 492p.1959

Kurhila M, Andersen T, Rämö O T. *Diverse sources of crustal granitic magma: Lu–Hf isotope data on zircon in three Paleoproterozoic leucogranites of southern Finland*. Lithos 2010; 115:263-271.

Lacerda Filho J.V., Rezende A., Silva A. 2000. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Goiás e do Distrito Federal. Escala 1:500000 (mapa) 2ª Edição*. CPRM/METAGO/UnB, 184p.

Laux J.H., 2004. *Evolução do Arco Magmático de Goiás com base em dados geocronológicos U-Pb e Sm-Nd*. Universidade de Brasília. Brasília, Tese de Doutorado n° 067, 98 p.

Laux J.H., Pimentel M.M., Dantas E.L., Armstrong R., Armele A., Nilson A.A., 2004. *Mafic magmatism associated with the Goiás Magmatic Arc in the Anicuns-Itaberaí region, Goiás, Brazil: Sm-Nd isotopes and new ID-TIMS and SHRIMP U-Pb data*. Journal of South America Earth Sciences, 16 (7): 599-614.

Loughnan, F.C. *Chemical weathering of the silicate minerals*. New York, Elsevier, 1969. 154p.

Le Maitre, R. W. 2002. *A classification of igneous rocks and glossary af terms*. 2nd Edition, London, 193 p.

Marini O.J., Fuck R.A, Dardenne M.A, Danni, J.C.M.,1984. *Província Tocantins: setores Central e Sudeste*. In: Almeida F.F.M., Hasui Y. (coordenadores.). *O Pré-cambriano do Brasil*. São Paulo, Ed. Blucher, 205-264.

Marques L.S., Ernesto M., 2004. *O magmatismo toleítico da Bacia do Paraná*. In: Mantesso-Neto, V. Bartoreli, A., Dal Ré Carneiro, C., Brito-Neves, B. B (Organizadores.) 2004. *Geologia do Continente Sul- Americano: Evolução da obra de Fernando Marques de Almeida*. São Paulo. Ed.Beca. Cap. 15, p. 246- 263.

Mello, F. de A.; Brasil Sobrinho, M. de O. C.; Arzolla, S.; Silveira, R. I.; Cobra Neto, A.; Kiehl, J. de C. *Fertilidade do solo*. São Paulo: Nobel, 1983.

Melo, F. de V.; Corrêa, F.G.; Ribeiro, N.A.; Maschio, A.P. *Cinética de liberação de potássio e magnésio pelos minerais da fração argila de solos do triângulo mineiro*, R. Bras. Ci. Solo, Viçosa, v. 29, n. 4, p. 533-545, 2005.

Melo, V. F.; Castilhos, R. M. V.; Pinto, L. F. S. 2009. *Reserva mineral do solo*. In: Melo, V. F.; Alleoni, L. R. F. *Química e mineralogia do solo: parte I – conceitos básicos*. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, p. 251-332,

Meurer; E. J. *Fundamentos de química do solo*. Porto Alegre, 264 p. 2010.

Milani E.J., 2004. *Comentários sobre a evolução tectônica da Bacia do Paraná*. In: Mantesso-Neto, V. Bartoreli, A., Dal Ré Carneiro, C., Brito-Neves, B. B (Organizadores) 2004. *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Marques de Almeida*. São Paulo. Ed.Beca. Cap. 16, p. 266- 279.

Milani E.J., França A.B., Schneider R., 1994. *Bacia do Paraná*. Boletim de Geociências. PETROBRÁS, 8(1): 69-82.

Milani E.J., Ramos V.A. 1998. *Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná*. Revista Brasileira de Geociências, 28(4): 527-544.

Milani E.J., Thomaz Filho A. 2000. *Sedimentary basins of South America*. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (eds). *Tectonic Evolution of South America*. 31st Int. Geol. Congr., Rio de Janeiro, p. 389-449.

Mizusaki A.M.P., Thomaz Filho A., 2004. *O magmatismo pós-paleozóico no Brasil*. In: Mantesso-Neto, V. Bartoreli, A., Dal Ré Carneiro, C., Brito-Neves, B. B (Organizadores) 2004. *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Marques de Almeida*. São Paulo. Ed. Beca. Cap. 17, p. 281- 291.

Moraes L.C. 1984. *Petrologia, estratigrafia e potencial diamantífero da suíte vulcânica alcalina da região de Santo Antônio da Barra, Goiás*. Universidade de Brasília, Dissertação de Mestrado, 133p

Moraes L.C. 1988. *Aspectos petrológicos do magmatismo alcalino cretáceo de Santo Antônio da Barra, GO*. Rev. Bras. Geoc., 18:33-42.

Nachtigall, G. R. *Formas de potássio nos solos da região sul do Rio Grande do Sul e sua disponibilidade para as plantas*. Dissertação (Mestrado Agronomia). 81 f. Faculdade de Agronomia Eliseu Maciel, Universidade Federal de Pelotas, Pelotas.1996

Passchier, C. W. & Trouw, R. A. J. 1996. *Microtectonics*. Berlin, Springer-Verlag. 289p.  
Kerr, P. 1959. *Optical Mineralogy*. New York, McGraw-Hill Book Co., (3rd ed.), 492p.

Pena G.S. 1975. *Projeto Goiânia II, Relatório Final Integrado, Volume I*. DNPM/CPRM. 236p.

Pereira A.D.C., Takahashi A.T., Pena G.S., Oguino K., Neto M.H.F. & Araújo V.A., 1980. *Geologia da região sul-sudoeste de Goiás e partes do Leste Mato-Grossense e do Triângulo Mineiro*. Brasília. DNPM / CPRM. Projeto Goiânia II. 76 p.

Petri S., Fúlfaro V.J. 1966. *Sobre a geologia da área balizada pelas cidades de Barra do Garças e Guiratinga, Mato Grosso e Jataí e Amorinópolis, Goiás*. Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia, 15(3): 59-80.

Pimentel, M. M. & FUCK, R. A., 1987a. *Origem e evolução das Rochas Metavulcânicas e Metaplutônicas da Região de Arenópolis-GO*. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v.17, p. 2-14.

Pimentel M.M. & Fuck R.A., 1987b. *Late Proterozoic granitic magmatism in Southwestern Goiás, Brazil*. Revista Brasileira de Geociências 17(4): 415-425.

Pimentel M.M. & Fuck R.A., 1992. *Características geoquímicas e isotópicas de unidades metavulcânicas e ortognáissicas neoproterozóicas do oeste de Goiás*. SBG-NCO, Boletim 15, p.1-22.

Pimentel, M.M., Fuck, R.A. Alvarenga, C.J.S. de, 1996. *Post-Brasiliano (Pan-African) high-K granitic magmatism in Central Brazil: the role of Late Precambrian-early Paleozoic extension*. Precambrian Research, 80: 217-238.

Pimentel M.M., Fuck R.A., Cordani U.G., Kawashita K.,1985. *Geocronologia de rochas graníticas e gnáissicas da região de Arenópolis-Piranhas, Goiás*. Revista Brasileira de Geociências 15(1): 3-8.

Pimentel M.M., Fuck R.A., Gioia S.M.C.L., 2000b. *The Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc, Central Brazil: a review and new Sm-Nd isotopic data*. Revista Brasileira de Geociências 30(1): 035-039.

Pimentel M.M., Fuck R.A., Jost H., Ferreira-Filho C.F., Araújo S.M., 2000a. *The basement of the Brasília Belt and the Goiás Magmatic Arc*. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (eds). Tectonic Evolution of South America. 31st International Geological Congress. Rio de Janeiro, p. 195-229.

Pimentel M.M., Hardy J., Fuck R.A., 2004. *O Embasamento da Faixa Brasília e o Arco Magmático*. In: Mantesso-Neto, V. Bartoreli, A., Dal Ré Carneiro, C., Brito-Neves, B. B (Organizadores) 2004. Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Marques de Almeida. São Paulo. Ed. Beca.Cap. 21. p. 355-368.

- Pimentel M.M. & Whitehouse M.J., Viana M.G., Fuck R.A., Machado N., 1997. *The Mara Rosa arc in the Tocantins Province: further evidence for Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil*. Precambrian Research 81: 299-310.
- Ragland, P. C. 1989. *Basic analytical Petrology*. 2. New York, Oxford University Press.
- Rodrigues J.B., Gioia S.M.L.C., Pimentel M.M. 1999. *Geocronologia e geoquímica de rochas ortognáissicas da região entre Iporá e Firminópolis: implicações para a evolução do Arco Magmático de Goiás*. Revista Brasileira de Geociências, 29(2): 207-216. Junges, 1998;
- Rollinson, H. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation, Zimbabwe*, p.1-344.
- Rosolem, C. A.; Bessa, A. M.; Pereira, H. F. M. *Dinâmica do potássio no solo e nutrição potássica da soja*. Pesquisa Agropecuária Brasileira, v. 28, n. 9, p.1045-1054, 1993.
- Ruiz A.S., Santos A. A., 1999. *O domínio interno da Faixa Paraguai na região de Nova Xavantina – MT. dados preliminares*. In: VII Simpósio de Geologia do Centro-Oeste e X Simpósio de Geologia de Minas Gerais. Brasília. Boletim de Resumos, p. 10.
- SchobbenhausFilho, C. & Brito Neves, B.B. 2003. *Geologia do Brasil no contexto da Plataforma Sul-Americana* In: Bizzi, L.A.; Schobbenhaus, C; Vidotti, R.M.; Gonçalves J.H. (eds.) *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. Texto, mapas e SIG. CPRM-Serviço Geológico do Brasil. p. 5-54.
- Schobbenhaus Filho C., Oguino G., Ribeiro D.L., Oliva L.A., Takanohashi J.T. 1975. Folha Goiás SD 22. *Carta geológica do Brasil ao milionésimo*. DNPM, Brasília, Brasil. Almeida, 1967;
- Seer H.J., 1985. *Geologia, deformação e mineralização de cobre no Complexo Vulcanossedimentar de Bom Jardim de Goiás*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade de Brasília 181p.
- Sgarbi P.B.A. 1998. *Mineralogia e petrologia dos kamafugitos da região de Santo Antônio da Barra, Sudoeste de Goiás*. Universidade de Brasília, Tese de Doutorado, 226p
- Sgarbi P.B.A. & Gaspar J.C. 2002. *Geochemistry of Santo Antônio da Barra Kamafugites, Goiás, Brazil*. J. Sou. Am. Ear. Sci., 14:889-901.
- Sgarbi P.B.A., Gaspar J.C., Valença J.G. 2000a. *Clinopyroxene from Brazilian kamafugites*. *Lithos* 53, 101-116.
- Sgarbi P.B.A., Gaspar J.C., Valença J.G. 2000b. *Brazilian kamafugites*. Revista Brasileira de Geociências, 30: 417-420.
- Shand, S. J. 1950. *Eruptive rocks their genesis, composition, classification and their relation to ore deposit*. 4nd ed., London, 488p.
- Silva A.M., McCafferty A., Pires A.C.B. 2003a. *An integrated exploration approach to map bif-hosted gold deposits in the Rio das Velhas Greenstone Belt, Quadrilátero Ferrífero, Brazil*. Revista Brasileira de Geociências, 33(2): 29-36.

Sonoki I.K. & Garda G.M. 1988. *Idades K-Ar de rochas alcalinas do Brasil Meridional e Paraguai Oriental: compilação e adaptação as novas constantes de decaimento*. Boletim IG-USP, Série Científica, 19:63-85.

Sparks, D. L.; Huang, P. M. *Physical Chemistry of soil Potassium*. In: Munson, R. D. (ed) *potassium in Agriculture*. Madison: American Society of Agronomy. p. 201-275, 1975.

Strieder & Nilson, 1992; Strieder A.J. e Nilson A.A. 1992. *Melange ofiolítica nos metassedimentos Araxá de Abadiânia (GO) e implicações tectônicas regionais*. Revista Brasileira de Geociências, 22: 204-215.

Szabó, G.A.J., Babinsk, M., Teixeira, W. (2003) *Rochas ígneas*, In: Teixeira, M. Toledo, M.C.M., Fairchild, R.T., Taioli, F. *Decifrando a Terra*, Oficina de textos, 2000, São Paulo. 2º reimpressão, 2001. p. 327-347.

Teixeira A.L., Gaucher C., Paim P.S.G., Fonseca M.M., Parente C.V., Silva Filho W.F., Almeida A.R., 2004. *Bacias do Estágio de Transição da Plataforma Sul-Americana*. In: Mantesso-Neto, V. Bartoreli, A., Dal Ré Carneiro, C., Brito-Neves, B. B (Organizadores) 2004. *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Marques de Almeida*. São Paulo. Ed. Beca. Cap. 29, p. 487-536.

Thiede, D.S. & Vasconcelos, P.M. *Paraná flood basalts: Rapid extrusion hypothesis support by new 49Ar/39Ar results*. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 44, 2008, Curitiba. Resumos... Paraná: Sociedade Brasileira de Geologia, 2008, p. 563.

Toledo, M.C.M.; Oliveira, S.M.B.; Fontan, F.; Ferrari, V.C. & De Parseval, P. 2003. *Mineralogia, morfologia e cristalquímica da monazita de Catalão I (GO, Brasil)*. Revista Brasileira de Geociências.

Ulbrich H.H.G.J., Gomes C.B., 1981. *Alkaline rocks from continental Brazil*. Earth Science Reviews, 17: 135-154.

Van Decar J.C., James D.E., Assumpção M. 1995. *Seismic evidence for a fossil mantle plume beneath South America and implications for plate driving forces*. Nature, 378: 25-31.

Viana M.G., Pimentel M.M., Whitehouse M.J., Fuck R.A., Machado N., 1995. *O Arco Magmático de Mara Rosa, Goiás: geoquímica e geocronologia e suas implicações regionais*. Revista Brasileira de Geociências 25(2):111-123.

Woolley, A. R., Bergman, S. C., Edgar, A. D., Le Bas, M. J., Mitchell, R. H., Rock, N. M. S. & Scott-Smith, B. H. (1996). *Classification of lamprophyres, lamproites, kimberlites, and the kalsilitic, melilitic and leucitic rocks*. Canadian Mineralogist 34, 175–186.

Zalán P.V., 2004. *Evolução Fanerozóica das Bacias Sedimentares Brasileiras*. In: Mantesso-Neto, V. Bartoreli, A., Dal Ré Carneiro, C., Brito-Neves, B. B (Organizadores) 2004. *Geologia do Continente Sul- Americano: Evolução da obra de Fernando Marques de Almeida*. São Paulo. Ed.Beca. Cap. 33. p. 595- 612.

Zalán P.V., Wolff S., Conceição J.C.J., Vieira I.S., Astolfi M.A.M., Appi V.T., Zanotto O.A. 1987. *Tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná*. In: SBG, Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia 3. Curitiba. 1987. Atas, v. 1, p. 441-477.