



**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**PETROLOGIA DO COMPLEXO ALCALINO
PLANALTO DA SERRA-MT**

José Luciano Stropper

**Dissertação De Mestrado
nº 332**

**Brasília - DF
15/09/2014**



**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**PETROLOGIA DO COMPLEXO ALCALINO
PLANALTO DA SERRA-MT**

José Luciano Stropper

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

nº 332

Orientador: Prof. José Affonso Brod

Membros da Banca:

Prof. Dr. José Affonso Brod

Prof. Dr. Francisco Egídio Cavalcante Pinho

Prof. Dr. Claudinei Gouveia de Oliveira

Brasília, 15 setembro de 2014.

AGRADECIMENTOS

Meus agradecimentos são para minha esposa e minha filha que, de forma direta ou indireta ajudaram na realização deste trabalho. Peço desculpas pelos momentos que deixamos de compartilhar juntos em função deste trabalho.

Ao orientador Prof. Dr. José Afonso Brod que tanto conseguiu transmitir nestes anos de convívio.

Aos colegas de Anglo American Plc., Bruno, Matheus e Assis que me apresentaram ao “submundo” alcalino.

A Daliane, Débora, Karine e o João Olímpio da CPRM pelas discussões e ensinamentos.

A Caroline e o Mateus da UFG pela colaboração em diferentes momentos deste trabalho.

Mais recentemente, agradeço a Andréia Monteiro, Gabriel, Rodrigo (Gérard) e o Carlos (Zé Gotinha) pela ajuda na reta final.

Abraço a todos.

*Quando olhamos uma pedra, o que estamos vendo
não é a pedra, mas o efeito dela sobre nós.*

(Bertrand Russel)

RESUMO

O complexo alcalino Planalto da Serra (CAPS), situado na porção central do Estado de Mato Grosso, é intrusivo na Faixa Paraguai, a qual, por sua vez, constitui-se de rochas metassedimentares neoproterozóicas inseridas entre os crátons Amazonas e Paranapanema. Com $598,2 \pm 4,7$ Ma, o CAPS é dominado por intrusões de bebedouritos, essencialmente formados por flogopita, perovskita, piroxênio, apatita, e olivina carbonatizada ou serpentinizada. Esses corpos alcalinos estão dispostos conforme a estrutura regional (N60-80E) na forma de *plugs* e diques métricos, encaixados nas rochas carbonáticas e silicáticas do Grupo Cuiabá e do Grupo Araras, e consistem de quatro áreas ou alvos principais, denominados Mutum, Chibata-Denizar, Lau-Massau e Big Valley. Apesar da idade do Complexo, a deformação imposta às rochas da Faixa Paraguai durante o Ciclo Brasileiro não deixou evidências relevantes nas rochas do CAPS, ou não é reconhecível nas condições atuais de exposição. Entretanto, associações mineralógicas como tremolita + clinocloro + serpentina, detectadas nos bebedouritos do CAPS, são típicas de metamorfismo regional em rochas ultramáficas e compatíveis com o grau metamórfico da Zona Interna da Faixa Paraguai. Vesuvianita, granadas cálcicas com baixo Ti e alanita, presentes nas rochas do CAPS, compõem assembleias metamórficas descritas em metacarbonatitos e rochas alcalinas silicáticas em outros locais.

A composição mineralógica dos bebedouritos do CAPS, assim como a de outras ocorrências mundiais dessas rochas, é atípica, não se encaixando em nenhum esquema tradicional de classificação de rochas ígneas, mas coincidente com a definição original e histórica de bebedouritos.

Os bebedouritos que compõem o CAPS são classificados em três grupos, com base em sua composição modal, assembleia mineralógica, química mineral e química de rocha total. O bebedourito B1 é mais primitivo e contém fases cujas soluções sólidas estão mais próximas aos respectivos membros finais menos evoluídos. O grupo B1a é caracterizado principalmente pela ocorrência de olivina carbonatizada ou serpentinizada. Os bebedouritos B1b são quimicamente muito semelhantes aos bebedouritos B1a, mas não apresentam vestígios de olivina. Os bebedouritos B2 têm comportamento intermediário entre B1 e B3, apresentando grande diversidade em sua mineralogia e em suas características químicas, tanto de rocha total quanto de minerais. O bebedourito B3 representa as rochas mais evoluídas, caracterizadas por acúmulo dos elementos mais incompatíveis, como os ETR, sendo que B3b apresenta minerais composicionalmente mais evoluídos do que B3a. Em termos de distribuição geográfica, o alvo Mutum contém toda a sequência de evolução (B1, B2 e B3), exceto pela ausência do

bebedourito B1a. Rochas deste último grupo, que são as mais primitivas encontradas no CAPS, estão restritas ao alvo Lau-Massau.

Uma vez que muitos bebedouritos são cumulados, e também em função do alto grau de instauração em sílica, o uso de índices de diferenciação e de diagramas de classificação convencionais é complicado. No presente trabalho optou-se por utilizar uma classificação química específica de rochas ultrapotássicas, limitada pelos valores de K_2O/Na_2O maior que 2, e K_2O e MgO maiores que 3. Nas amostras do CAPS, verificam-se valores de MgO entre 8,86 e 20,51 e razões K_2O/Na_2O variando de 3 a acima de 800 devido ao Na_2O extremamente baixo. O K_2O apresenta valores abaixo do critério estipulado, característica comum em outras ocorrências de rochas ultrapotássicas do Brasil e geralmente atribuída à alteração por processos tardios ou intemperismo. Kamafugitos se caracterizam pelo baixo teor de SiO_2 , Al_2O_3 e Na_2O , alto CaO e variável razão K_2O/Al_2O_3 , critérios atendidos pela ampla maioria das amostras do CAPS. Outras características de kamafugitos são a presença de kalsilita, melilita e perovskita, as duas últimas presentes nas rochas do CAPS.

Com relação a elementos menores, a afinidade dos bebedouritos do CAPS com kamafugitos também é evidenciada por diagramas Th/Yb versus Ta/Yb e Th/Zr versus Nb/Zr . Estes diagramas demonstram que as rochas do CAPS apresentam características muito similares aos kamafugitos das províncias do Alto Paranaíba (APIP), de Goiás (GAP) e da região de Toro-Ankole, na África, e consideráveis diferenças em relação aos kamafugitos italianos, Província Romana e rochas potássicas do leste do Paraguai, os quais possuem razões Nb/Zr e Ta/Yb mais baixas. Em diagramas multielementares, as amostras do CAPS apresentam diversas semelhanças com o padrão dos kamafugitos do *rift* africano, embora se observe enriquecimento relativo dos elementos Th , La e Nd , e empobrecimento do Ti bastante evidentes em todos os tipos de bebedouritos do CAPS em relação às rochas de Toro-Ankole.

Admitindo-se como magma parental uma composição semelhante aos flogopita picritos dos complexos da APIP as rochas do CAPS desenvolveram-se a partir de uma combinação de cristalização fracionada e metassomatismo. A acumulação de perovskita e olivina (B1a) provoca um aumento de P_2O_5 e CO_2 no magma, mas não o suficiente para geração de um líquido imiscível, principalmente se levada em consideração a quantidade de carbonato intercumulus presente nos bebedouritos B2 e B3a.

Abstract

The Planalto da Serra Alkaline Complex (PSAC) is exposed in central Mato Grosso State and intrudes the Neoproterozoic metasedimentary rocks of the Paraguay Belt, located between the Amazonas and the Paranapanema cratons. The PSAC has a 598.2 ± 4.7 Ma age and is dominated by bebedourites, composed of phlogopite, perovskite, pyroxenes, apatite, and carbonatized or serpentinized olivine.

The alkaline bodies are exposed along the regional (N60-80E) structure and occur as small plugs and meter-sized dykes intruding the carbonates and siliciclastic metasedimentary rocks of the Cuiabá Group and Araras Group in four main areas: Mutum, Chibata-Denizar, Lau-Massau e Big Valley. The deformation that affected the Paraguay Belt during the Brasiliano Cycle did not leave a relevant record in the PSAC rocks or it is not recognizable due to poor exposures. However, mineral assemblages such as tremolite + clinocllore + antigorite + serpentine, which occur in the PSAC bebedourites, are typical of the regional metamorphism of ultramafic rocks, and consistent with the low-grade, greenschist facies conditions observed in the Paraguay Belt in the area. Vesuviante, low-Ti garnets and allanite which are also present in the PSAC rocks are often interpreted as metamorphic assemblages in metacarbonatites and alkaline silicate rocks elsewhere.

Similarly to other bebedourite occurrences, PSAC bebedourites are mainly fine-grained cumulates with a mineral composition that does not fit traditional igneous rock classification schemes. However, they coincide well with the historical definition of bebedourite.

The PSAC bebedourites can be classified in three main groups based on their modal composition, mineralogy, mineral chemistry and whole rock chemistry. B1 bebedourites are more primitive, containing minerals whose solid solutions are closest to the less evolved end-members. The B1a bebedourite is mainly characterized by the occurrence of serpentinized or carbonatized olivine. The B1b bebedourites are chemically very similar to B1a, but do not contain traces of olivine. B2 bebedourites have intermediate behavior between B1 and B3, and are characterized by a great diversity in mineralogy, mineral chemistry and whole-rock chemistry. B3 bebedourites, represent the most evolved rocks, characterized by the highest concentrations of incompatible elements (e.g. LREE). The B3b have more evolved mineral compositions than B3a. Different types of bebedourites are exposed in distinct locations. The Mutum target contains the whole evolution sequence (B1, B2 e B3), excepted for the most primitive B1a group, which is restricted to the Lau-Massau target.

Since many bebedourites are cumulates and these rocks are highly silica undersaturated, differentiation indices and conventional classification diagrams are difficult to apply to these rocks. Therefore, in the present work we use a chemical classification specific for ultrapotassic rocks, limited by K_2O/Na_2O values greater than 2 and K_2O and MgO wt% higher than 3. In the

PSAC samples we found MgO values ranging from 8.86 to 20.51 wt%. K_2O/Na_2O ratios vary between 3 and 800, because Na_2O wt% values are extremely low. K_2O values are often below the established criterion, which is a common feature in Brazilian ultrapotassic rocks and can be readily explained by K and Na mobility during late-stage alteration or weathering. Kamafugites are characterized by low SiO_2 , Al_2O_3 and Na_2O , high CaO concentrations and variable K_2O/Al_2O_3 , criteria fulfilled by most of the PSAC samples. Other kamafugite characteristics are the presence of kalsilite, melilite and perovskite.

Minor elements in PSAC bebedourites show strong similarities with kamafugites as demonstrated in the Th/Yb vs Ta/Yb and Th/Zr vs Nb/Zr diagrams. These diagrams show that the PSAC rocks are similar to kamafugites from the Alto Parnaíba and Goiás Alkaline Provinces, as well as to the the rocks of the Toro-Ankole region in Africa. On the other hand, the PSAC bebedourites show substantial differences from the Italian and Roman Province kamafugites, as well as from the potassic rocks that occur in eastern Paraguay, because all these rocks have lower Nb/Zr and Ta/Yb ratios. In spiderdiagrams, the behavior of the PSAC samples is very similar to kamafugite patterns from the African Rift, although there is a Th, La and Nd enrichment and Ti depletion in all PSAC samples relatively to the Toro-Ankole rocks.

Assuming a parental magma with similar composition to the Alto Parnaíba phlogopite picrites, the PSAC rocks would have evolved through a combination of fractional crystallization and degassing/metassomatism. Accumulation of perovskite and olivine (B1a) generated an increase in P_2O_5 and CO_2 in magma, but not enough to produce an immiscible carbonatite liquid, especially considering the amounts of intercumulus carbonates in B2 and B3a bebedourites.

Sumário

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO	1
1.1 Introdução	1
1.2 Objetivos	2
1.3 Localização	2
CAPÍTULO 2 - AMOSTRAGEM E MÉTODOS.....	4
2.1 - Amostragem.....	4
2.2 - Métodos Analíticos	4
2.3 - Critérios de classificação de rochas	5
CAPÍTULO 3 - CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	8
3.1 - Histórico.....	8
3.1.1 - Grupo Cuiabá.....	10
3.1.2 - Grupo Araras.....	13
3.1.3 - Grupo Alto Paraguai	15
3.1.4 - Complexo Alcalino Planalto da Serra (CAPS)	19
3.1.4 - BACIA DOS PARECIS - Formação Rio Ávila.....	23
3.1.5 - BACIA DO PARANÁ - Grupo Bauru.....	23
CAPÍTULO 4 - PETROGRAFIA	25
4.1 - Olivina	28
4.2 - Piroxênio	29
4.3 - Perovskita.....	29
4.4 - Flogopita	30
4.5 - Apatita.....	31
4.6 - Classificação Litológica.....	32
CAPÍTULO 5 - QUÍMICA MINERAL	33
5.1 - Piroxênio.....	33
5.2 - Mica	37
5.3 - Perovskita.....	41
5.4 - Granadas	44
5.5 - Apatitas	47
CAPÍTULO 6 - QUÍMICA DE ROCHA TOTAL.....	50
CAPÍTULO 7 - DISCUSSÕES E CONCLUSÕES	61
7.1 Discussões.....	61

7.2 Conclusões	63
8 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	66

INDÍCE DE FIGURAS

Figura 1.1 - Mapa de Localização do CAPS (Complexo Alcalino Planalto da Serra). O retângulo preto no centro do mapa marca a área de ocorrência das rochas alcalinas.....	3
Figura 2.1 - Amostra de mão (foto da esquerda) e intervalo de testemunho de sondagem (foto da direita) utilizado na confecção de seção delgada e química de rocha total.....	4
Figura 2.2 - Modelo de diagrama triangular proposto por Brod <i>et al.</i> (2004) para rochas ultramáficas da série bebedourítica dos complexos carbonatíticos da Província Ígnea do Alto Paranaíba.....	6
Figura 2.3 - Esquema de classificação para foscoritós segundo Yegorov (1993).....	6
Figura 2.4 - Classificação química de rochas da série carbonatítica, segundo Woolley e Kempe (1989).....	7
Figura 3.1 - Mapa geológico do Estado do Mato Grosso, mostrando a área de ocorrência das intrusivas alcalinas (retângulo vermelho) do Complexo Alcalino Planalto da Serra, inserido na Faixa Paraguai (adaptado de Lacerda Filho <i>et al.</i> , 2004).....	9
Figura 3.2 - Coluna geológica do Cinturão Paraguai proposta por Alvarenga (1988), esquematizando a zonation proposta inicialmente por Almeida (1984), atualizada em Alvarenga e Trompette (1993) e adaptada para este trabalho.....	10
Figura 3.3 - Propostas de empilhamento estratigráfico para a Faixa Paraguai adaptado de Tokashiki e Saes (2008), atualizada em Souza <i>et al.</i> 2012 e modificada neste trabalho pela inserção do CAPS.....	14
Figura 3.4 - Mapa geológico local adaptado de Souza <i>et al.</i> (2012).....	18
Figura 3.5 - Alvo Chibata forma do por <i>plugs</i> e diques demarcados com base no sinal analítico proveniente do levantamento magnetométrico terrestre realizado pela Anglo American Ltda...20	20
Figura 3.6 - Alvo Mutum formado por um único <i>plug</i> demarcado com base no sinal analítico proveniente do levantamento magnetométrico terrestre realizado pela Anglo American Ltda...20	20
Figura 3.7 - Alvo Lau Massau formado por <i>plugs</i> e diques demarcados com base no sinal analítico proveniente do levantamento magnetométrico terrestre realizado pela Anglo American Ltda.....	21
Figura 3.8 - Diagramas de Roseta representando os dois principais planos de descontinuidades encontrados na região de Planalto da Serra. O plano ENE (N80E) representa as foliações $S_0/S_n/S_{n+1}$ e o plano NW (N20W), representa as fraturas T de Riedel (fraturas de tração/distensão) ou seja, S_{n+2}	22
Figura 3.9 - Modelo petrogenético esquemático de geração do Complexo Alcalino Planalto da Serra (CAPS). As fases D1 e D2 correspondem às fases deformacionais descritas em Alvarenga e Trompette (1993).....	23
Figura 4.1 - Desenho esquemático das litologias descritas no furo FDPS-03 elaborado pela equipe de campo da empresa Anglo American Ltda. O perfil de alteração denominado isalterita de 32,90m oferece grande potencial para mineralizações supergênicas (fase não abordada neste trabalho).....	25

- Figura 4.2 - A fotografia da esquerda permite visualizar a zona de contato da rocha alcalina com a encaixante sedimentar, suas diferentes fases granulométricas e a auréola de fenitização. Já a imagem da direita demonstra o padrão de brechação comum nas rochas bebedouríticas do CAPS.....26
- Figura 4.3 - Imagens de MEV mostrando vênulas e bolsões de apatito representando a série foscorítica. Na imagem da esquerda é possível identificar a zonação marcada pelo acúmulo de flogopita em contato com o piroxenito.....27
- Figura 4.4 - À esquerda um veio de carbonatito com bordas definidas pela concentração de flogopita e opacos. Nota-se a flogopita alterada para clorita. Nicóis paralelos, largura do campo=3,2mm. À direita, um detalhe do veio de carbonatito destacando-se os microfenocristais de apatita (partição basal, birrefringência baixa). Nicóis cruzados, largura do campo=1,2mm..27
- Figura 4.5 - A fotomicrografia da esquerda demonstra a mineralogia mais comum do complexo com apatita, serpentina, flogopita. A porção opaca é composta predominantemente por magnetita e perovskita. Nicóis descruzados, largura do campo = 3,2 mm. A fotomicrografia da direita detalha grãos de perovskita (cor castanho no centro da foto) com diferentes tonalidades. Nicóis paralelos, largura do campo=0,75 mm.....28
- Figura 4.6 - A fotomicrografia da esquerda destaca a alteração de olivina para carbonato e serpentina. Nota-se a coroa de flogopita em torno da olivina. Nicóis paralelos, largura do campo=3,2mm. Na imagem do MEV (direita) é possível verificar um acúmulo de apatita no contato da vênula de pirita.....28
- Figura 4.7 - Na imagem de MEV da esquerda destaca-se a zonação concêntrica de uma seção basal de piroxênio imerso em matriz composta essencialmente por flogopita. Já na imagem da direita o piroxênio é granulometricamente equivalente à flogopita e ambos estão zonados.....29
- Figura 4.8 - Na imagem da esquerda verifica-se o acúmulo de perovskita marcado pela massa castanha. Já a massa branca denota apatita em abundância. Nicóis paralelos, largura do campo 1,2 mm. A fotomicrografia da direita destaca perovskitas em núcleos mais escuros e bordas mais claras de titanita, em meio a uma mistura de calcita, apatita e clinopiroxênio. Nicóis paralelos, largura do campo=1,2 mm.....30
- Figura 4.9 - Na imagem da esquerda os cristais de flogopita apresentam zonação caótica; Na imagem da direita verifica-se uma flogopita parcialmente corroída formando uma massa de serpentina e calcita. No centro do cristal uma inclusão de apatita indicando a precocidade desta última.....30
- Figura 4.10 - Na fotomicrografia da esquerda destaca-se um bolsão monominerálico de apatita envolto por flogopita e clinopiroxênio. Nicóis paralelos, largura do campo=3,2mm. Na imagem de MEV da direita destaca-se o aglomerado de flogopita formando uma pseudomatriz.....31
- Figura 4.11 - No centro da imagem de MEV da esquerda, tem-se a calcita e andradita com inclusões vermiculares de Apatita. Na imagem da direita ocorre um acúmulo de apatita indicando distintos processos na formação deste mineral.....32
- Figura 5.1 - Diagrama de classificação Q-J de Morimoto *et al.* (1988) para piroxênios nos bebedouritos no CAPS. Nota-se o progressivo enriquecimento em Fe e Na nos bebedouritos B2 e B3a.....35
- Figura 5.2 - Diagrama de classificação de Morimoto *et al.* (1988) para piroxênios nos bebedouritos no CAPS. Nota-se a variação descontínua para aegirina-augita nos bebedouritos B3a.....36

- Figura 5.3 - Diagrama de classificação En-Wo-Fs (Quad) de Morimoto *et al.* (1988) para clinopiroxênios nos bebedouritos do CAPS, pré-classificados no campo “quad” da figura 5.2. Fica evidenciado o alto grau de sobreposição composicional dos piroxênios cálcicos das rochas do CAPS ao longo da série diopsídio-hedenbergita.....36
- Figura 5.4 - Composição das flogopitas dos diferentes bebedouritos do CAPS (A). As setas indicam os diferentes trends de evolução na CAPS em relação à composição de flogopitas de Salitre (B), Tapira (C) e Catalão (D). Os campos relativos às composições das flogopita são adaptados de Brod *et al.* 2001.....40
- Figura 5.5 - Imagem de MEV demonstrando inclusões e variações composicionais (tons de cinza). Mapa de fases da flogopita diferenciando uma fase mais pobre em Ba (em vermelho) da fase rica em Ba (em amarelo).....40
- Figura 5.6 - Variação composicional dos constituintes menores das perovskitas nos diferentes bebedouritos da CAPS. Destaca-se a variação composicional mais ampla e mais rica em Sr da perovskita na amostra hidrotermalizada.....43
- Figura 5.7 - Fotomicrografia destacando a zonação concêntrica em cristal de perovskita. Os números indicam locais de análise semiquantitativa por EDS. Nos pontos 6 e 7 verifica-se a presença de granada, provavelmente proveniente da interação da perovskita com sílica.....43
- Figura 5.8 - Classificação das granadas da CAPS com base em TiO_2 e Fe_2O_3 destacando o predomínio de Ti Andradita e melanita. Intervalo composicional das granadas ricas em Ti: bebedouritos B1 (A e D), bebedouritos B2 (B e D), e nos bebedouritos B3 (C e D).....46
- Figura 5.9 - Variação do CaO e SrO nos diferentes bebedouritos do Complexo Alcalino de Planalto da Serra.....48
- Figura 6.1 - Diagramas multielementares normalizados pelo condrito apresentando os três tipos de bebedouritos em comparação com o padrão dos kamafugitos de Uganda. Fatores de normalização de Boynton (1984).....56
- Figura 6.2 - Diagramas de ETR normalizados pelo condrito dos diferentes tipos de bebedouritos do CAPS. Fator de normalização de Boynton (1984).....57
- Figura 6.3 - Diagramas de classificação para rochas ultrapotássicas de Foley *et al.* (1987), apresentando a afinidade kamafugítica das rochas do CAPS. Também são apresentados os campos de kamafugitos (tracejado) e flogopita picritos (sombreado cinza) da Província Ígnea do Alto Paranaíba de Brod *et al.* (2000). Os kamafugitos da Província Alcalina de Goiás são apresentados em sombreado laranja. Fonte dos dados: Moraes (1984), Danni *et al.* (1990), Danni e Gaspar (1994), Junqueira-Brod (1998), Sgarbi e Gaspar (2002) e Brod *et al.* (2005)...58
- Figura 6.4- Diagrama Th/Yb versus Ta/Yb apresentando a composição dos bebedouritos da CAPS. Dados para rochas potássicas e sódicas do Paraguai são de Comin-Chiaramonti *et al.* (1997), Kamafugitos italianos são de Conticelli and Peccerillo (1992) e Província Romana de Peccerillo *et al.* (1988). Rochas da APIP são de Gibson *et al.* (1995) e Brod *et al.* (2000). Outros campos são de Wilson (1989). Diagrama Th/Zr versus Nb/Zr mostrando os bebedouritos do CAPS. Também são plotados os flogopita picritos da APIP de Gibson *et al.* (1995b) e Brod *et al.* (2000), além de rochas potássicas do Paraguai de Comin-Chiaramonti *et al.* (1997), kamafugitos italianos de Conticelli & Peccerillo (1992) e Peccerillo *et al.* (1988).....59

Lista de Tabelas

Tabela 5.1 - Análises representativas de piroxênios do Complexo Alcalino Planalto da Serra. Fórmulas estruturais calculadas com base em 4 cátions e 6 oxigênios.....	34
Tabela 5.2 - Análises representativas de micas do Complexo Alcalino Planalto da Serra. A fórmula estrutural foi calculada de acordo com Brod et al (2001).....	38
Tabela 5.3 - Análises representativas de perovskitas do Complexo Alcalino Planalto da Serra. Fórmulas estruturais calculadas com base em 4 cátions e 6 oxigênios.....	42
Tabela 5.1 - Análises de EDS demonstrando a zonação de perovskitas do Complexo Alcalino Planalto da Serra. Pontos 6 e 7 são análises de granada.....	44
Tabela 5.5 - Análises representativas de granadas do Complexo Alcalino Planalto da Serra. Fórmulas estruturais calculadas com base em 8 cations e 12 oxigênios. Membros finais calculados segundo Locock (2008).....	45
Tabela 5.6 - Análises representativas de apatitas do Complexo Alcalino Planalto da Serra. Fórmulas estruturais calculadas com base em 16 cátions e 25 oxigênios.....	49
Tabela 6.2 - Análises de elementos maiores e traços dos bebedouritos do CAPS.....	52

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

1.1 Introdução

Apesar da ocorrência mais restrita e volumetricamente insignificante em relação a outros grupos de rocha da crosta terrestre, os complexos alcalinos são conhecidos em todos os continentes desde o Precambriano até o Cenozóico. Fontes de uma série de substâncias de grande importância econômica e/ou estratégica, tais como elementos terras raras (ETR), nióbio, urânio, fosfato, vermiculita, entre outros, os complexos alcalinos são cada vez mais visados como tema de pesquisa. Em função da grande variedade mineralógica encontrada nas rochas que compõem estes complexos tornam-se necessários criteriosos estudos petrológicos, geoquímicos, isotópicos, de química mineral e, em determinados casos, até mesmo de petrologia experimental.

O CAPS (Complexo Alcalino Planalto da Serra) é composto por rochas de afinidade ultrapotássica intrudidas em metassedimentos da Faixa Paraguai. São sistemas intrusivos alinhados segundo ENE, compostos por peridotitos, piroxenitos alcalinos, carbonatitos e brechas carbonatíticas (Pinho *et al.*, 2005). Segundo Neder *et al.* (2005) a fisiografia local pode ser descrita como um típico *rift-valley* (*Rift* Rio dos Cavalos), sendo o padrão estrutural consistente com um sistema de falhamentos em bloco com desenvolvimento de *grabens*.

Ormond (2006) sugere idade Cretácea para estes litotipos alcalinos visto que os mesmos encontram-se próximos à borda da Bacia do Paraná e em contexto semelhante a outras intrusões alcalinas já conhecidas. Comin-Chiaramonti *et al.* (2011) usando os métodos Ar-Ar em flogopitas e Rb-Sr em carbonatitos determinaram uma idade de $598,2 \pm 4,7$ Ma para o Complexo Alcalino Planalto da Serra, o que contrasta com as províncias alcalinas que ocorrem na borda da Bacia do Paraná e que variam entre Cretáceo Inferior e Superior.

Apesar de existirem trabalhos geológicos atualizados, incluindo mapeamento sistemático na escala 1:100.000 da Folha Nova Brasilândia, desenvolvido pela CPRM-SGB, dentro do Programa Fosfato Brasil (Abreu Filho *et al.* 2011), trabalhos de graduação e pós-graduação (Ormond, 2006; Ganzer, 2008), além de pesquisas de empresas privadas, a gênese do complexo, assim como o modelo evolutivo destas rochas permanecem incompreendidos. Recentemente De Min *et al.* (2013) atribuem a intrusão do Complexo Planalto da Serra a períodos extensionais ligados à separação entre Laurentia e o Craton Amazônico.

1.2 Objetivos

Os objetivos desta dissertação foram:

- a) Caracterizar petrograficamente as rochas alcalinas utilizando diferentes técnicas como microscopia ótica e microscopia eletrônica de varredura (MEV).
- b) Caracterizar quimicamente os principais minerais formadores de rocha no CAPS, com determinação da composição química por microsonda eletrônica.
- c) Determinar as mudanças na composição de diferentes minerais (perovskita, apatita, piroxênio, flogopita, granada) em resposta à evolução magmática.
- d) Estudar possíveis relações entre a composição química de elementos maiores e traços em rocha total e processos específicos de diferenciação magmática, tais como cristalização fracionada e imiscibilidade de líquidos, com ênfase nos elementos terras raras e razões elementares como Nb/Ta e Zr/Hf.
- e) Reavaliar o potencial econômico do complexo com base nos conhecimentos gerados neste trabalho.

1.3 Localização

O Complexo Alcalino Planalto da Serra (CAPS) está localizado no centro-sul de Mato Grosso, nos municípios de Planalto da Serra e Nova Brasilândia, a aproximadamente 250 km de Cuiabá. Partindo da capital, Cuiabá, o acesso é feito pela BR-070, pavimentada até o Município de Campo Verde. Posteriormente pela MT-140, sem pavimentação, chega-se aos municípios de Planalto da Serra e Nova Brasilândia. A partir daí o acesso à área em estudo é feito por estradas vicinais. Caminhos alternativos podem ser feitos a partir da Estrada da Barragem do Rio Manso (BR-251), não pavimentada (Figura 1.1).

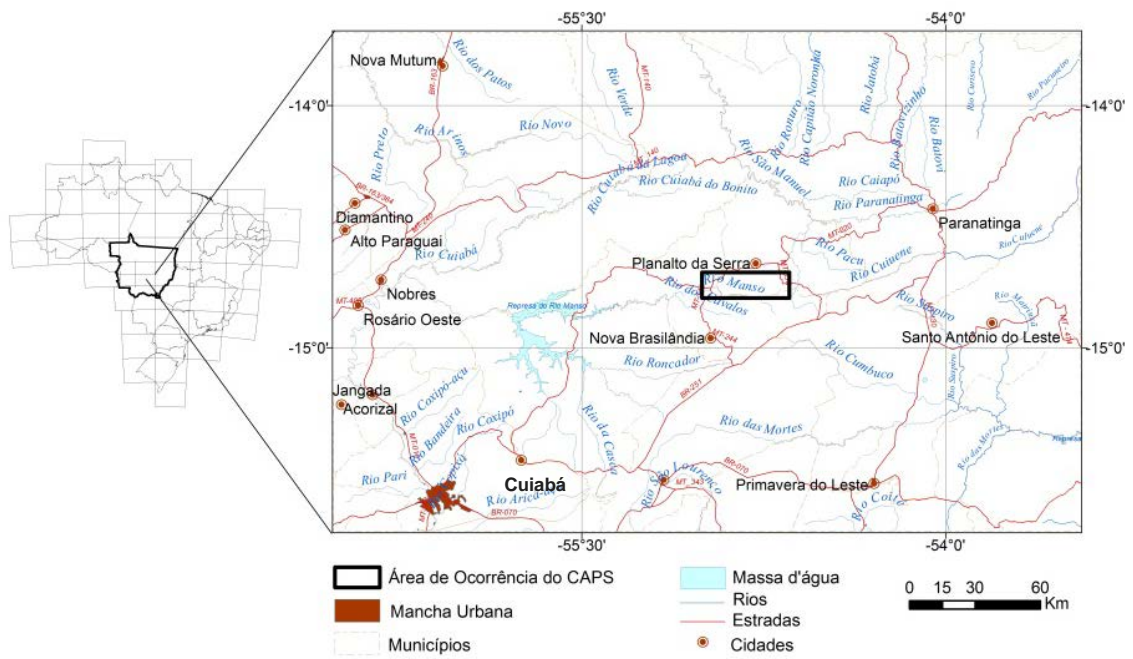


Figura 1.1 - Mapa de Localização do CAPS (Complexo Alcalino Planalto da Serra). O retângulo preto no centro do mapa marca a área de ocorrência das rochas alcalinas.

CAPÍTULO 2 - AMOSTRAGEM E MÉTODOS

2.1 - Amostragem

As amostras utilizadas neste trabalho foram cedidas pela Divisão de Exploração da Anglo American Brasil Ltda. Consistem de amostras de mão e intervalos de testemunhos de sondagem em profundidades entre 30 e 110 m (Figura 2.1). Nas amostras oriundas dos testemunhos de sondagem foi evitada a coleta de material com indícios visíveis de alteração.



Figura 2.1 - Amostra de mão (foto da esquerda) e intervalo de testemunho de sondagem (foto da direita) utilizado na confecção de seção delgada e química de rocha total.

Inicialmente foram separados intervalos nos testemunhos de sondagem de acordo com características macroscópicas, tais como cor, textura, estrutura e, quando possível, mineralogia, visto que a ampla maioria das amostras é de granulometria extremamente fina.

2.2 - Métodos Analíticos

Seções delgadas foram confeccionadas no laboratório da CPRM-GO para o reconhecimento das feições mineralógicas e texturais dos diferentes litotipos. Estas foram estudadas por microscopia de luz transmitida e refletida na Superintendência da CPRM em Goiás e no laboratório de microscopia do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília.

Amostras selecionadas para estudos de geoquímica de rocha total foram moídas em gral de ágata, para evitar contaminação com elementos como Nb e Ta, e fundidas com metaborato de lítio. As concentrações de elementos maiores e traços foram determinadas por ICP-AES e ICP-MS respectivamente, na Acme Analytical Laboratories LTD (Canadá).

Para os estudos mineralógicos, amostras selecionadas a partir de análise petrográfica foram metalizadas com carbono e investigadas por microscopia eletrônica de varredura (MEV)

e por microsonda eletrônica (ME). As análises por MEV foram realizadas no Laboratório Multiusuário de Microscopia de Alta Resolução (LabMic) da Universidade Federal de Goiás em um microscópio eletrônico de varredura (MEV) da marca Jeol, modelo JSM – 6610, equipado com um espectrômetro por dispersão de energia (EDS). As análises de ME foram realizadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, utilizando um equipamento JEOL JXA-8230, com quatro espectrômetros de dispersão por comprimento de onda (WDS), operando a 15KV e 25 nA. Para calibração foram utilizados padrões sintéticos e naturais.

As análises semiquantitativas geradas por EDS foram recalculadas juntamente com as análises obtidas na microsonda (WDS) visando complementar o reconhecimento de fases minerais.

2.3 - Critérios de classificação de rochas

Visando reconhecer os diversos tipos litológicos que fazem parte do CAPS e em função dos altos percentuais de minerais como apatita, clinopiroxênio, perovskita, flogopita e magnetita, optou-se por uma abordagem similar à utilizada por Brod *et al.* (2004) na Província Ígnea do Alto Paranaíba. Segundo Brod *et al.* (2004) os complexos carbonatíticos daquela província são formados por rochas de três series petrogenéticas distintas: bebedourítica, foscorítica e carbonatítica.

A série bebedourítica é composta por rochas ultramáficas como bebedouritos, dunitos e clinopiroxenitos. Os bebedouritos são cumulados caracterizados por uma ampla variação modal de seus constituintes essenciais, tais como olivina, clinopiroxênio, flogopita, perovskita e apatita (Figura 2.2).

A série foscorítica é composta por foscoritos, nelsonitos, dunitos, magnetitos e apatititos. A nomenclatura destas rochas foi definida por Yegorov (1993) com base nas proporções dos minerais essenciais olivina, apatita e magnetita (Figura 2.3). As vantagens deste sistema são a definição de limites quantitativos entre as variedades de foscoritos, usando um diagrama ternário, que pode ser empregado no campo ou em laboratório. As desvantagens incluem a necessidade de diferentes diagramas ternários para lidar com foscoritos ricos em diopsídio ou em flogopita, a não utilização de carbonatos na classificação e o uso do termo nelsonito para a variedade apatita-magnetita foscorito (Krasnova *et al.* 2004).

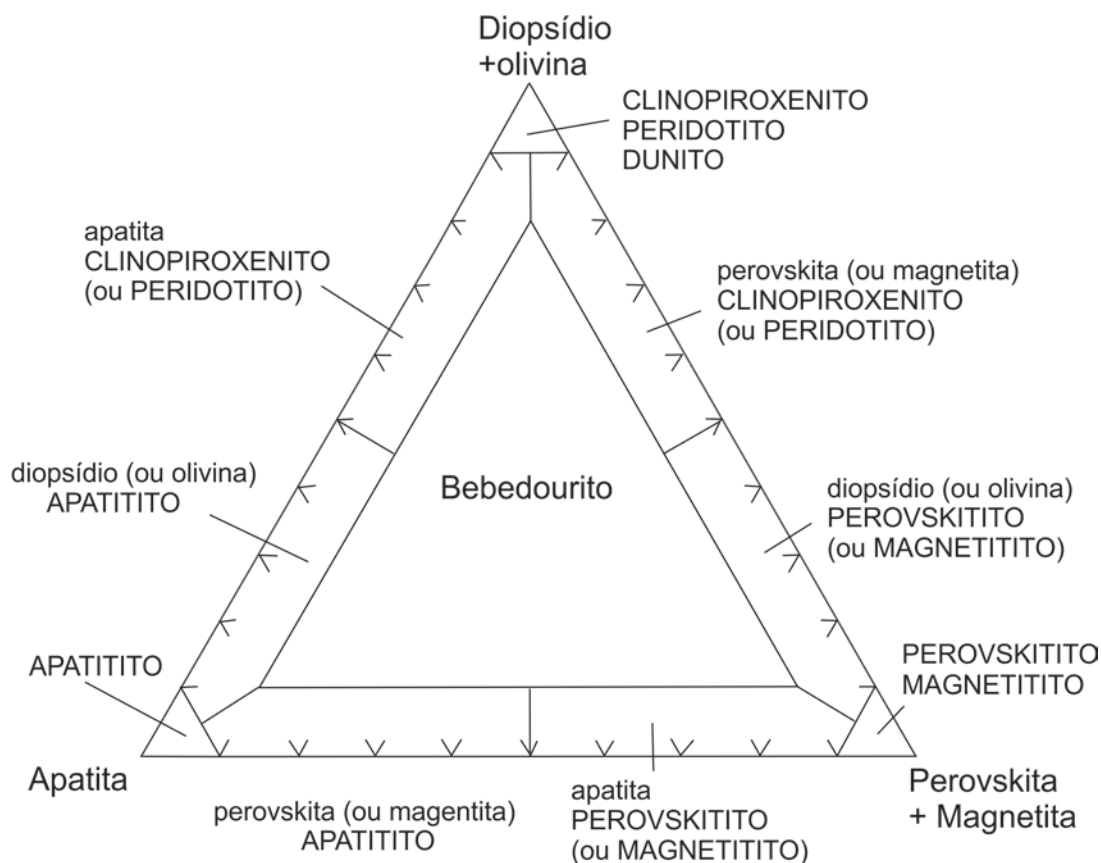


Figura 2.2 - Modelo de diagrama triangular proposto por Brod *et al.* (2004) para rochas ultramáficas da série bebedourítica dos complexos carbonatíticos da Província Ígnea do Alto Paranaíba.

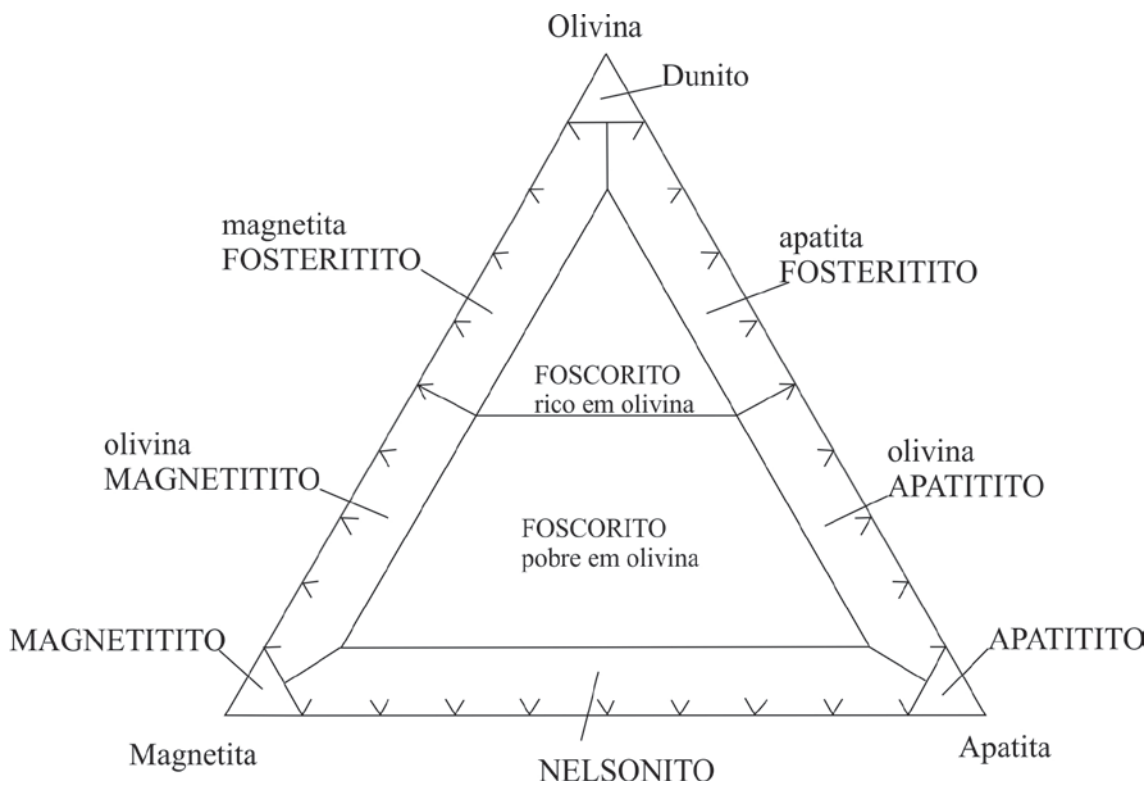


Figura 2.3 - Esquema de classificação para foscoritos segundo Yegorov (1993).

A Série Carbonatítica é composta por rochas ígneas com mais de 50% em volume de carbonatos. Idealmente os carbonatitos devem ser classificados de acordo com o carbonato predominante (calcita-carbonatito, dolomita-carbonatito, ferrocarbonatito, natrocarbonatito). Quando não pode ser determinada com precisão a quantidade de cada tipo de carbonato, e se dispõe de análise química de rocha total, pode-se utilizar a classificação de Woolley e Kempe (1989) conforme Figura 2.4, considerando como silicocarbonatitos rochas que têm mais de 20% em peso de SiO_2 . Natrocarbonatitos não são contemplados nesta classificação.

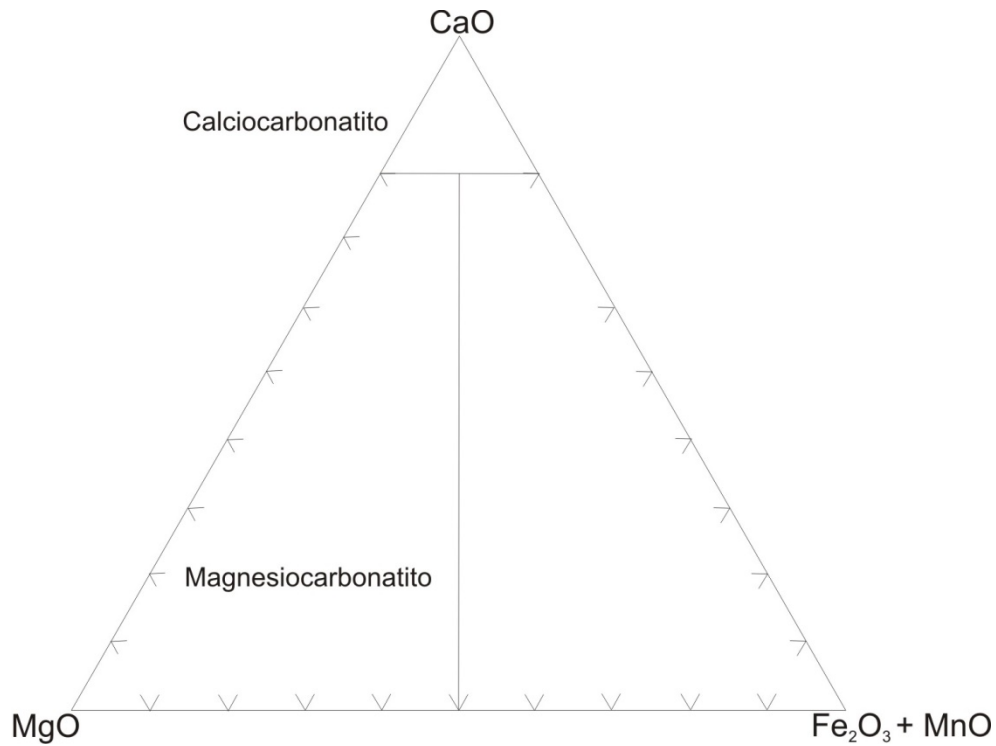


Figura 2.4 - Classificação química de rochas da série carbonatítica, segundo Woolley e Kempe (1989).

CAPÍTULO 3 - CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

3.1 - Histórico

O Complexo Alcalino Planalto da Serra (CAPS) está inserido na Faixa Paraguai que, por sua vez, constitui uma área de dobramentos polifásicos do Ciclo Brasileiro (Almeida, 1965) situada na porção ocidental da Província Tocantins (Almeida *et al.*, 1977). Esta província compõe a porção central do Brasil e constitui um sistema de orógenos brasileiros formados por núcleos e fragmentos antigos envoltos por cinturões móveis neoproterozóicos (Faixas Brasília, Paraguai e Araguaia), resultantes da convergência e colisão de três blocos continentais: Cráton Amazônico, a noroeste; Cráton São Francisco, a leste; e Cráton Paranapanema, a sudoeste (Figura 3.1). Pimentel (1985) e Pimentel e Fuck (1986, 1987) propuseram um modelo geotectônico de zona de subducção que evoluiu e culminou com um choque das duas massas continentais, representadas pelo Cráton Amazônico e o Maciço Mediano de Goiás, acompanhado de intrusões graníticas pós-tectônicas, com idades em torno de 500 Ma.

Especificamente, a Faixa Paraguai (Almeida, 1965) apresenta um formato de arco convexo na direção SE e estende-se desde o Paraguai e Bolívia, passando por Corumbá, até a região de Cuiabá, onde se inflete para leste com extensão de 1.500 km e largura média de 300 km. Almeida (1968) destaca três estágios estruturais, separados por discordâncias e mudanças contrastantes na litologia, associados a uma zonalidade tectônica e dispostos em longas e estreitas faixas paralelas à borda do cráton. O primeiro estágio, supostamente mais antigo, estaria correlacionado às rochas pelíticas com caráter *flysch*, metamorfizadas e intensamente dobradas do Grupo Cuiabá. Diamictitos do Grupo Jangada, atualmente referenciados como Formação Puga, cobertos pelas sucessões carbonáticas do Grupo Corumbá, corresponderiam ao estágio intermediário. O superior se refere aos metassedimentos do Grupo Alto Paraguai, com sedimentação molássica na porção inferior.

Diversos autores propuseram a divisão da faixa em zona interna (Grupo Cuiabá) metamorfizada e dobrada, tida como mais antiga, e zona externa que engloba as formações Bauxi, Puga, Araras, Raizama e Diamantino (Almeida, 1974, Figueiredo e Olivatti, 1974; Ribeiro Filho e Figueiredo, 1974; Ribeiro Filho *et al.*, 1975; Luz *et al.*, 1980; Schobbenhaus Filho e Oliva, 1979; Barros *et al.*, 1982 e Alvarenga, 1984).

Almeida (1984) e Alvarenga e Trompette (1993) dividem a Faixa Paraguai em três zonas estruturais, individualizadas e separadas por falhas inversas e subverticais, denominadas: (I) Zona Estrutural Interna, com dobramento intenso e evidências de metamorfismo na fácies Xisto-Verde, contendo intrusões graníticas; (II) Zona Estrutural Externa, dobrada, mostrando

pouco ou nenhum metamorfismo; (III) Coberturas sedimentares de plataforma, estruturalmente onduladas, falhadas, mas não metamorfisadas. (Figura 3.2).

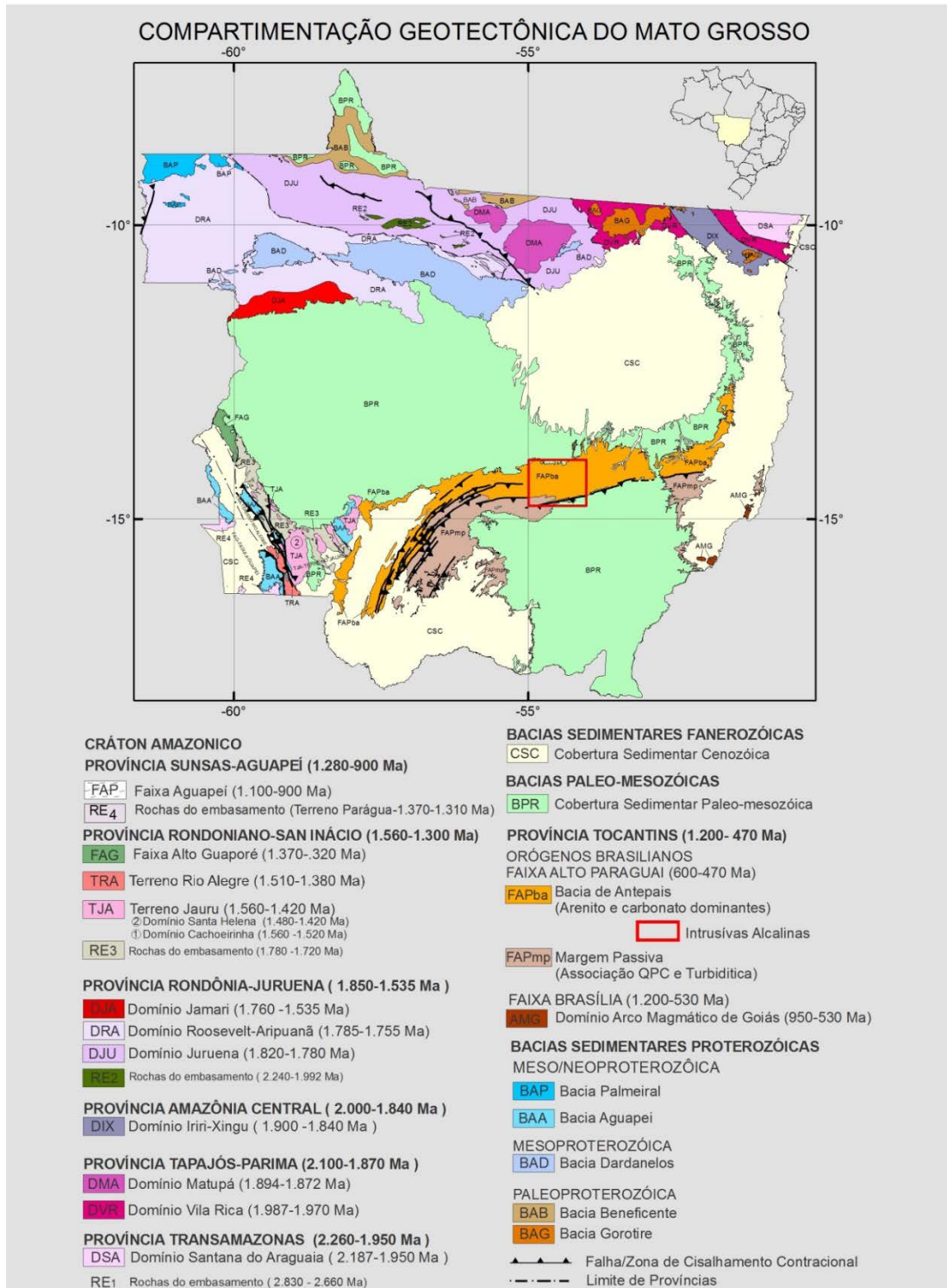


Figura 3.1 - Mapa geológico do Estado do Mato Grosso, mostrando a área de ocorrência das intrusivas alcalinas (retângulo vermelho) do Complexo Alcalino Planalto da Serra, inserido na Faixa Paraguai (adaptado de Lacerda Filho *et al.*, 2004).

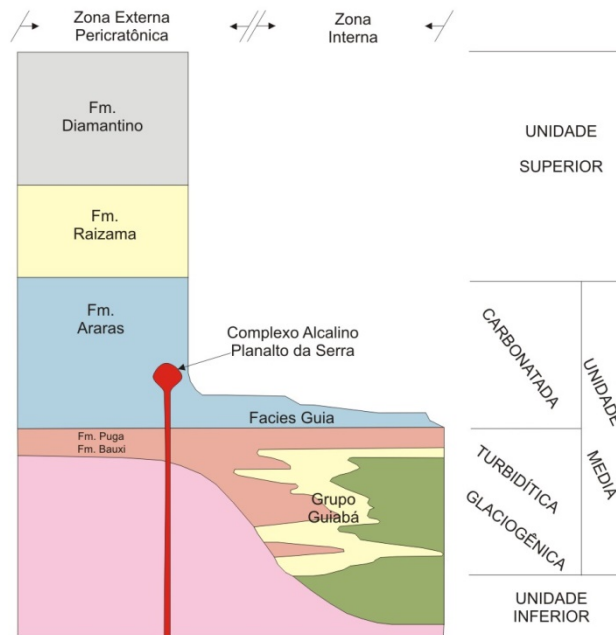


Figura 3.2 - Coluna geológica do Cinturão Paraguai proposta por Alvarenga (1988), esquematizando a zonação proposta inicialmente por Almeida (1984), atualizada em Alvarenga e Trompette (1993) e adaptada para este trabalho.

Lacerda Filho *et al.*, (2004) sugeriram a divisão da Faixa Paraguai em dois domínios: Margem Passiva, envolvendo rochas dos grupos Nova Xavantina e Cuiabá, e Bacias de Antepaís, representado pelas formações Raizama e Diamantino.

3.1.1 - Grupo Cuiabá

No Grupo Cuiabá, os primeiros estudos geológicos da área correspondem aos registros de Castelnau (1857), na região de Corumbá-MS, e Evans (1894), que nomeou de *Cuyaba Slates* as ardósias (unidade basal), e de *Araras Limestone* e *Corumbá Limestone* os calcários da Província Serrana e Corumbá, numa tentativa de diferenciá-los.

Almeida (1964) propõe o termo *Série Cuiabá* para a associação de rochas metassedimentares de baixo grau metamórfico, composta por filitos e quartzitos intercalados, cortados por veios de quartzo associados à intrusão granítica de São Vicente. Mais tarde, Almeida (1965) concluiu que o Grupo Cuiabá representava o estágio mais antigo. Tais estágios são separados por discordâncias e diferem com relação ao conteúdo litológico, quando comparados ao Grupo Jangada, mais novo (Almeida, 1968).

Luz *et al.*, (1980), no Projeto Coxipó, reconheceram no Grupo Cuiabá a existência de oito subunidades, englobando aquelas definidas por Almeida (1964) e Guimarães e Almeida (1972), todas elas mapeáveis na escala de 1:50.000:

a) Subunidade 1 – Composta por filitos sericíticos cinza-claros, com intercalações de filitos e metarenitos grafitosos intensamente dobrados, fraturados e foliados, aflora no núcleo da Antiforme de Bento Gomes, município de Poconé;

b) Subunidade 2 – ocorre no flanco NW da Antiforme de Bento Gomes, sendo composta por metarenitos arcóseos verde-escuros a pretos, filitos cinza-escuros, localmente grafitosos e lentes de mármore calcítico;

c) Subunidade 3 – rica em estruturas sedimentares primárias, tais como estratificação plano-paralela e acamamento gradacional, composta de filitos, filitos conglomeráticos, metaconglomerados, metarenitos, localmente ferruginosos, filitos calcíferos e níveis de hematita, contendo dobras simétricas, assimétricas, isoclinais e recumbentes;

d) Subunidade 4 – ocorre na região de Jangada e adjacências e consiste de metaparaconglomerados cinza-escuros, arroxeados e avermelhados com raras intercalações de filito e metarenito;

e) Subunidade 5 – constituída por filitos, metarcóseos, metamicroconglomerados e quartzitos subordinados;

f) Subunidade 6 – caracteriza-se como faixa de transição entre as subunidades 5 e 7 e é constituída por filitos conglomeráticos com intercalações subordinadas de metarenito, quartzito e mármore;

g) Subunidade 7 – ocorre no extremo noroeste da faixa e é composta por metaparaconglomerados petromíticos com raras intercalações de filito e metarenito;

h) Subunidade 8 – aflora no núcleo da Sinclinal da Guia e consiste de metacalcários calcíticos e dolomíticos com raras intercalações de filito e metarenito.

As subunidades 1, 2, 3, 5 e 6 são descritas como de origem marinha, em ambiente de instabilidade tectônica, a qual deu origem a correntes de turbidez e fluxos de lama e detritos. Os períodos de quiescência tectônica são marcados pela deposição de carbonatos e pelitos, intercalando os turbiditos e conglomerados gerados nos estágios tectonicamente mais ativos. As subunidades 4 e 7 são associadas a grandes massas de gelo flutuante, em um ambiente glaciomarinho.

Tokashiki e Saes (2008) propuseram a subdivisão do Grupo Cuiabá nas formações Campina de Pedras, Acorizal e Coxipó, separadas entre si por importantes quebras no regime deposicional.

Souza *et al* (2012) propõem um novo ordenamento para o topo do Grupo Cuiabá, utilizando-se do termo Formação Jangada por representar melhor as litologias da região de Planalto da Serra.

3.1.1.1 - Formação Jangada

Denominado inicialmente por Grupo Jangada incluía as formações Acorizal, Engenho, Marzagão e Bauxi. Corresponderia à Fácies Proximal da Unidade Média Turbidítica-Glaciogênica de Alvarenga (1988), a parte das formações Acorizal e Coxipó da proposta de revisão estratigráfica para o Grupo Cuiabá de Tokashiki e Saes (2008) e englobaria as unidades 4, 5, 6 e 7 do Grupo Cuiabá e as formações Puga e Bauxi, conforme descritas por Luz *et al.* (1980) (figura 3.1). Atualmente, Souza *et al.* (2012) subdividem a Formação Jangada em fácies Bauxi e Marzagão (Figura 3.3). Ocorre na forma de metaparaconglomerados (metadiamicritos) contendo intercalações de filitos com metarenitos, metarenitos feldspáticos e metamicroconglomerados subordinados. Estas rochas estão foliadas, dobradas em isoclinais fechadas, com frequentes falhas inversas e transcorrentes.

Fácies Marzagão

Segundo Souza *et al.* (2012), a Fácies Marzagão é composta por metadiamicritos de cores cinza-esverdeada e arroxeadas, com tonalidades avermelhadas a amarronzadas, quando alterados. Forma relevos ondulados, solos areno-silticos de pouca espessura aflorando na forma de lajedos, matacões e pináculos. Os metadiamicritos são mal selecionados e imaturos, com grãos angulosos a arredondados. Os clastos variam de grânulos a matacões e mostram grande diversidade litológica. A fábrica é suportada pela matriz de granulometria areia fina (quartzo-feldspática) a argila.

Fácies Bauxi

Fácies Bauxi, redefinida por Souza *et al* (2012), agrupa a Formação Bauxi de Vieira (1965), a Unidade 5 e parte das unidades 6 e 7 de Luz *et al.* (1980). Consiste predominantemente de filitos e metargilitos de cor vermelha, amarela, branca e marrom, maciços a estratificados sob a forma de camadas e lâminas, com raros clastos pingados nas proximidades do contato com os metadiamicritos. Subordinadamente aparecem metarenitos, metarenitos arcoseanos, metasiltitos carbonosos e metamicroconglomerados.

3.1.2 - Grupo Araras

O termo Grupo Araras foi usado por Almeida (1964) e Hennies (1966), que propuseram subdividi-lo nas formações Guia, com pelitos e calcários calcíticos, e Nobres, composta por calcários dolomíticos. Luz *et al.* (1978) usam as designações Formação Araras Inferior e Formação Araras Superior. Figueiredo e Olivatti (1974) separaram um nível Basal com margas e calcários margosos, um nível Médio, com calcários dolomíticos e calcíticos e um nível Superior, constituído por dolomitos com nódulos de sílex e lentes de arenito. Nogueira (2003) e Riccomini e Nogueira (2006) subdividiram-no nas formações Mirassol d'Oeste (dolomitos), Guia (calcários calcíticos), Serra do Quilombo (brechas dolomíticas e dolarenitos) e Nobres (dolomitos). Figueiredo *et al.* (2004) separam três intervalos estratigráficos: 1º- Calcítico constituído por calcário maciço ou laminado, intercalações de *chert*, argila, dolomito, brecha e marga; 2º- Silicificado com brechas de dolomito, parcialmente silicificadas; 3º-Dolomítico constituído de dolomitos, brechas dolomíticas, arenito feldspático, BIFs, brechas e bancos oolíticos impregnados por óxido de ferro. Segundo Almeida (1964), Zaine (1991), Zaine e Fairchild (1992) e Nogueira *et al.* (2007), sua deposição se processou em uma plataforma carbonática com profundidade e energia diversas.

Na região de Planalto da Serra as rochas deste grupo distribuem-se ao longo de uma estreita faixa, com topografia arrasada, raros afloramentos e frequentes intercalações de rochas arenosas. Souza *et al.* (2012) destacam a ampla predominância dos calcários dolomíticos e arenitos em relação aos calcários calcíticos e às margas da parte basal do Grupo Araras de Almeida (1964), o que os levou a preferir a denominação Formação Nobres. Cobrindo esta unidade, foi cartografada uma sequência de rochas argilosas vermelhas, sobrepostas por calcários calcíticos laminados ou com estruturas estromatolíticas, com intercalações de arenitos, calcarenitos e pelitos. Pelas características dos ambientes deposicionais estas rochas foram incluídas no Grupo Araras, sob o nome de Formação Pacu (Souza *et al.*, 2012).

3.1.2.1 - Formação Nobres

Souza *et al.* (2012) descrevem a Formação Nobres na forma de uma estreita faixa com orientação ENE localizada a sul da Serra Azul. Tem espessura estimada entre 100 e 300 e apresenta amplas dobras abertas simétricas a assimétricas e localmente inversas. Ocorrem dolomitos frequentemente silicificados com intercalações de calcarenitos, calcissiltitos, calcilutitos e cherts; na frente da lavra principal da Minascal, situada a noroeste de Planalto da Serra. Em uma mina abandonada a leste da Fazenda Serra Azul ocorrem camadas de dolomito

intercalados por calcarenitos, e na fazenda São José, localizada a sudeste de Planalto da Serra, foram encontradas lentes de calcário calcítico, próximo ao contato com os diamictitos da Formação Jangada. A determinação das relações de contato fica bastante prejudicada pelos raros afloramentos e pela topografia arrasada (Souza *et al.*, 2012).

3.1.2.2 - Formação Pacu

Calcissiltitos, calcilitos e filitos vermelhos, físseis e bem estratificados com níveis de cherts sobrepõem os calcários dolomíticos da Formação Nobres. Com espessura estimada em torno de 100m e aflorando de maneira contínua, as litologias da Formação Pacu são cobertas por uma sequência de calcários calcíticos laminados, calcários calcíticos com estromatólitos, dolomitos impuros, calcissiltitos, filitos, filitos carbonosos, arenitos e arenitos ferruginosos brechados, geralmente lenticulares e com espessura estimada em mais de 200 m. Devido à continuidade e uniformidade litológica, Souza *et al* (2012) propõem para estas sequências litológicas a denominação Pacu, em alusão à Comunidade Pacu onde são encontrados afloramentos expressivos. Em perfis realizados nas imediações de Cáceres, Bauxi, Nobres, Rosário Oeste e Bom Jardim e a poucos quilômetros a oeste da folha, onde Figueiredo *et al.* (2004) definiram a formação Serra Azul, não foram encontrados afloramentos da Formação Pacu, indicando que sua deposição ficou restrita à porção leste da Província Serrana.

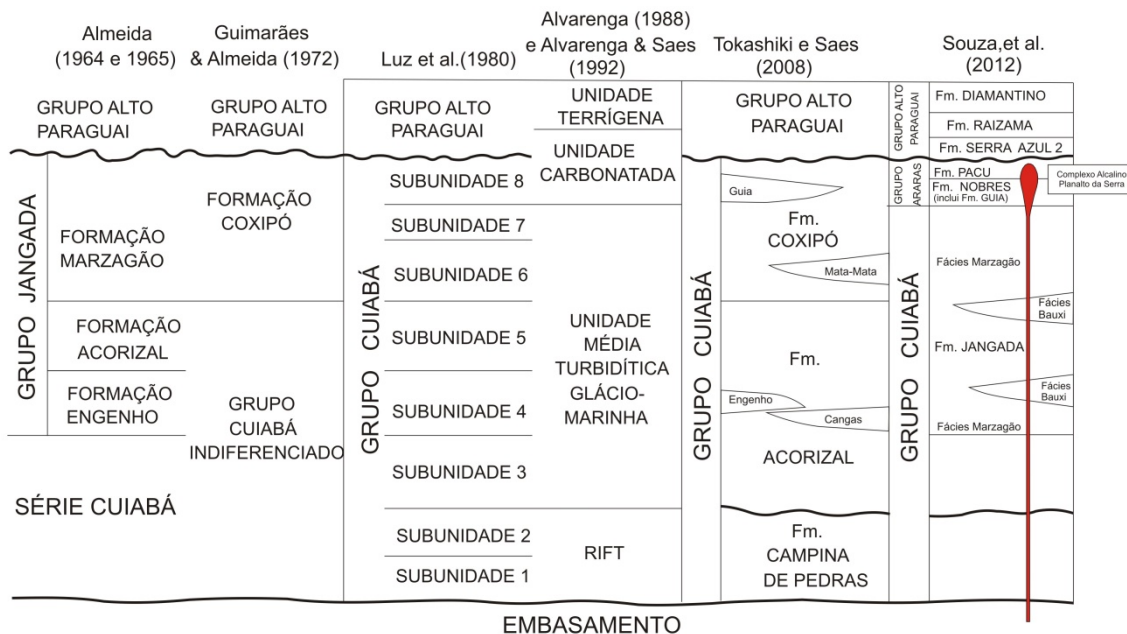


Figura 3.3 - Propostas de empilhamento estratigráfico para a Faixa Paraguai adaptado de Tokashiki e Saes (2008), atualizada em Souza *et. al.* 2012 e modificada neste trabalho pela inserção do CAPS.

3.1.3 - Grupo Alto Paraguai

Reconhecida por Almeida (1964) como Província Serrana configura uma faixa em forma de arco de aproximadamente 350 km x 30 km, de direção sudoeste/nordeste, situada na zona externa da Faixa Paraguai. Posteriormente Almeida (1984) a caracteriza como uma sequência sedimentar constituída pelas Formações Raizama (arenitos), Sepotuba (folhelhos) e Diamantino (arcóseos) nas cercanias da cidade de Alto Paraguai-MT. Figueiredo e Olivatti (1974) mantiveram a designação de Grupo Alto Paraguai, no entanto redefiniram-no, anexando-lhe as formações Puga e Araras. Não reconheceram a formação Sepotuba, incluindo-a como uma fácies da Formação Diamantino. Barros e Simões (1980) definiram-no como constituído, da base para o topo, pelas formações Bauxi, Puga, Araras, Raizama e Diamantino. Alvarenga (1988 e 1990) e Alvarenga e Trompette (1992) desvincularam a formação Puga do Grupo Alto Paraguai, que passou então a constituir-se pelas formações Araras, Raizama e Diamantino. Segundo Souza *et al.* (2012), o Grupo Alto Paraguai é dividida em três formações: Serra Azul, Raizama e Diamantino.

3.1.3.1 - Formação Serra Azul

As primeiras referências às rochas atribuídas a esta unidade são de Ganzer *et al.* (2004) quando descreveram pelitos com alguns clastos esparsos, depositados sobre o Grupo Araras. A denominação Serra Azul foi proposta por Figueiredo *et al.* (2004) para caracterizar uma sucessão de diamictitos e siltitos, sobrepostos aos dolomitos da Formação Nobres e sotopostos a arenitos e pelitos da Formação Raizama, aflorantes na encosta da Serra Azul e provavelmente relacionada à glaciação neoproterozóica (Glaciação *Gaskiers*). Segundo Souza *et al.* (2012), na região de Planalto da Serra os diamictitos são mal selecionados, imaturos e apresentam predominância de clastos de calcários dolomíticos, o que corrobora a proposta para o contato inferior com a Formação Pacu, mas não conseguem estabelecer um limite preciso para o contato superior, tendo sido considerado como base da Formação Raizama os locais com camadas mais espessas de arenitos.

Rosa *et al.* (2005) identificaram a Formação Serra Azul como unidade glacial provavelmente depositada durante um evento de proporções globais, como os defendidos pela teoria *Snowball Earth*. Sousa *et al.* (2012) argumentam que a ausência de formas incontestes de clastos que caracterizem, definitivamente, esta unidade como de origem glacial, somada à ausência de uma associação faciológica glacial (tilitos, varvitos, *outwash* subaquoso) e de estruturas glaciais típicas (embasamento deformado, pavimento estriado, diamictitos amalgamados) e à presença de cimento carbonático, permitem outras interpretações sobre o ambiente deposicional, como por exemplo, um ambiente de talude marinho com deposição por

correntes de turbidez, o que corroboraria seu posicionamento estratigráfico na base do Grupo Alto Paraguai.

3.1.3.2 - Formação Raizama

Raizama Sandstones foi o termo utilizado por Evans (1894) para se referir aos arenitos feldspáticos da Serra do Tombador em Mato Grosso. Almeida (1964) os renomeou para Formação Raizama e os considerou, na época, como base do Grupo Alto Paraguai. A Formação Raizama é composta de quartzarenitos médios a grossos, com níveis conglomeráticos a arenitos feldspáticos médios, com estratificação plano-paralela e cruzada, marcas de onda e finas intercalações de siltitos e folhelhos. (Figueiredo e Olivatti, 1974; Ribeiro Filho *et al.*, 1975). Santos *et al* (2010) estudaram as litologias situadas ao longo da rodovia BR-070, em Cáceres-MT, onde ocorrem arenitos com intraclastos pelíticos, conglomerados e pelitos subordinados, interpretados como depósitos de plataforma rasa influenciada por marés. Em Glória D'Oeste há uma sequência de arenitos amalgamados capeados por arenitos com gretas de dissecação e moldes de evaporitos. Já na região de Tangará da Serra as camadas tabulares e contínuas de arenito com estratificações cruzadas tabulares e acanaladas e com marcas onduladas são consideradas como depósitos fluviais de rios entrelaçados (Abreu Filho, 2011). Souza *et al.* (2012) apontam que os principais afloramentos da Formação Raizama na região de Planalto da Serra apresentam contatos transicionais, tanto com a Formação Serra Azul (sotoposta), quanto com a Formação Diamantino (sobreposta), o que torna impreciso o limite entre estas unidades.

A Formação Raizama consiste de metasiltitos, metargilitos, quartzitos, metarenitos finos a grossos e metaconglomerados. As intercalações de quartzitos e metarenitos, com espessuras variando de centimétricas a decamétricas, sustentam as maiores elevações da região. Os metarenitos apresentam geralmente textura granoblástica, tonalidades claras, sendo a fábrica sustentada predominantemente por grãos subangulosos a subarredondados de quartzo monocristalino, além de micas e minerais pesados subordinados. Notam-se estruturas do tipo planoparalelas, cruzadas planares, *hummocky*, marcas de onda (*wave ripples*) e gretas de contração.

Os litótipos síltico-argilosos possuem tonalidades avermelhadas, amarronzadas, amareladas e cinza a cinza-escuro, com estruturas reliquiares como estratificações planares e cruzadas. O ambiente deposicional é de plataforma dominada por tempestade (Souza *et al.*, 2012).

3.1.3.3 - Formação Diamantino

Descrita primeiramente por Castelnau (1857), a Formação Diamantino foi proposta por Almeida (1964), referindo-se aos arcóseos Diamantino. Castelnau também descreveu os folhelhos Sepotuba, os quais não foram reconhecidos por diversos autores considerando-se assim apenas a Formação Diamantino (Vieira, 1965; Figueiredo e Olivatti, 1974; Ribeiro Filho et al., 1975; Alvarenga e Saes, 1993). Vieira (1965) agrupou, sob esta denominação, uma espessa sequência de folhelhos e siltitos, laminados, com arenitos subordinados, que cobre gradualmente as rochas da Formação Raizama, recobrimo concordantemente a sequência siliciclástica da Formação Raizama, e sobreposto discordantemente por sedimentos arenosos da Formação Rio Ávila. Ao sul de Paranatinga encontra-se sotoposto a rochas carbonáticas da Formação Nobres, por contato tectônico.

Os litotipos da Formação Diamantino afloram como estratos acamadados planoparalelos, subordinadamente como barras alongadas arenosas com intercalação entre metaarenitos e metapelitos. Os arenitos apresentam granulometria fina a siltica, estratificação cruzada de pequeno porte e também do tipo ondulada (*wave*) e lenticular (*linsen*) com geometria predominantemente sigmoidal. Os siltitos argilosos exibem laminações planoparalela, ondulada e cruzada de pequeno porte, além de marcas de onda e gretas de contração no topo. Os arcóseos são mal a moderadamente selecionados, submaturados, com granulação fina a muito fina. A matriz é sustentada por grãos subangulosos a subarredondados, com arranjo imbricado a caótico e contatos pontuais a côncavo-convexos. Mostram pequena variedade composicional, sendo formados predominantemente por grãos mono a policristalinos de quartzo. Feldspatos freqüentemente alterados, muscovita, biotita, intraclastos e minerais pesados completam a mineralogia.

Silva Jr e Nogueira (2010) sugerem um ambiente plano e relativamente profundo em um contexto lacustre. Souza *et al.* (2012) admitem um ambiente deposicional transicional (continental - marinho raso) de clima quente com os arenitos associados representando depósitos de barras de desembocadura de frente deltaica.

Dados radiométricos de Rb/Sr (Cordani *et al.*, 1978), em rochas da formação Diamantino, sugerem idades de 569 ± 20 Ma ($R_i=0,7109$), para os argilitos de sua parte basal.

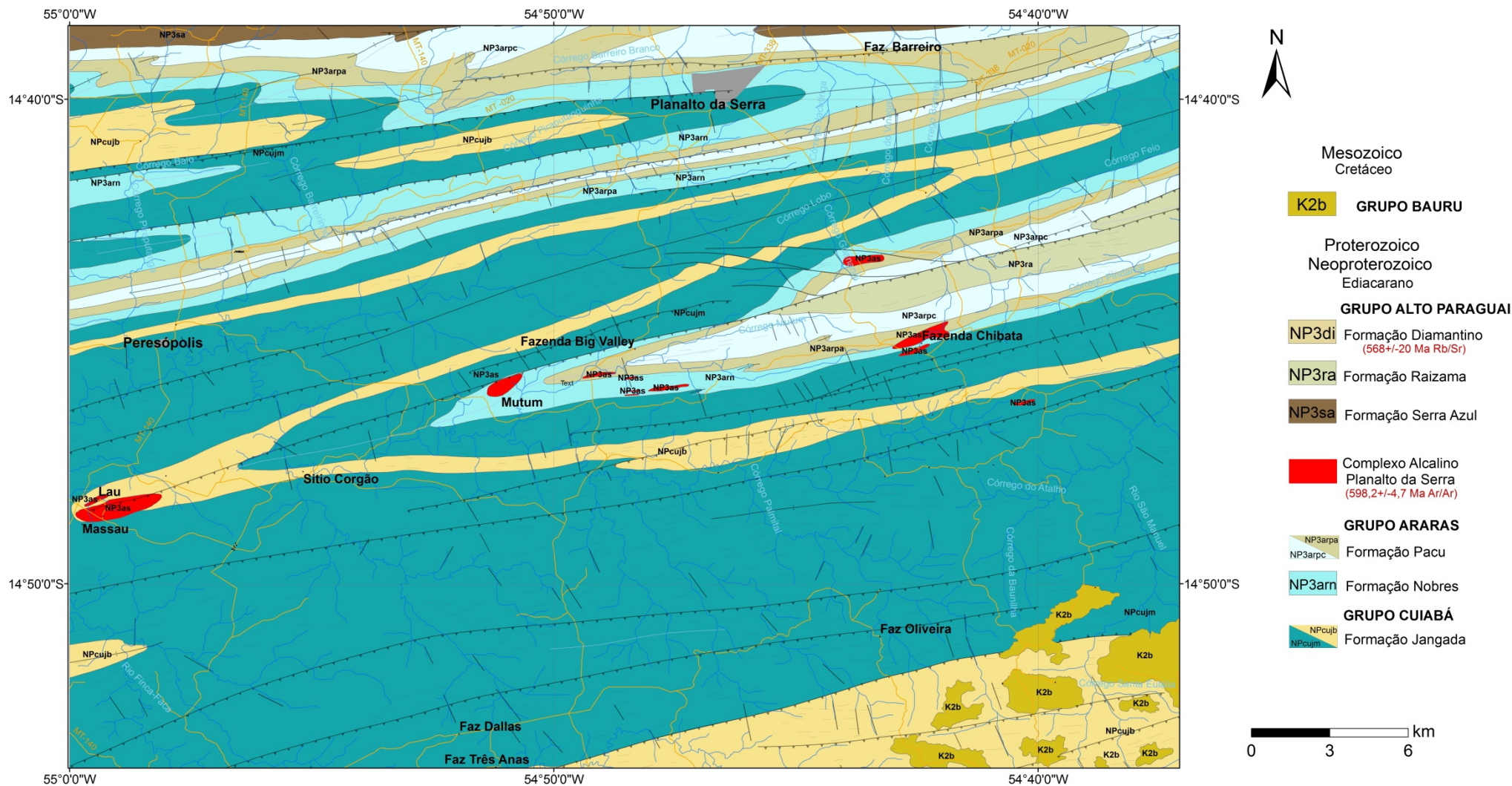


Figura 3.4 - Mapa geológico local adaptado de Souza *et al.* (2012).

3.1.4 - Complexo Alcalino Planalto da Serra (CAPS)

Na região de Planalto da Serra, área de interesse desta dissertação, são poucos os estudos sistemáticos, geralmente restritos a informações coletadas na década de 70 (Ribeiro Filho *et al.*, 1975 e Barros *et al.*, 1982). Estudos de caráter econômico ou específico foram realizados por Lima *et al.*, 2008, pela Universidade Federal do Mato Grosso (Ormond, 2006; Ganzer, 2008; Neder *et al.*, 2005; Pinho *et al.*, 2005) e por empresas privadas de mineração. Tendo em vista o restrito volume de informações específicas da região, optou-se por seguir a estratigrafia proposta por Souza *et al.* (2012), diferenciando-se apenas a idade neoproterozóica do CAPS (Figura 3.4).

O CAPS está localizado nos municípios de Planalto da Serra e Nova Brasilândia, na porção centro sul do estado de Mato Grosso. Segundo Pinho *et al.* (2005) o complexo é formado por seis sistemas intrusivos principais alinhados paralelamente à direção regional (ENE), estendendo-se a partir das cabeceiras do Rio São Manoel (Córrego Chibata), a leste, até as cabeceiras do Rio Cuiabá (Córrego Pateiro). Constitui uma associação de peridotitos, piroxenitos alcalinos, carbonatitos e brechas carbonáticas, inseridos como diques em metadiamictitos e metargilitos do Grupo Cuiabá (Formação Jangada) e em mármore, metamargas, metargilitos e metarenitos atribuídos ao Grupo Araras.

Os seis sistemas intrusivos são agrupados e conhecidos como Alvo Chibata-Denizar constituído por diques e *plugs* (Figura 3.5), Alvo Mutum constituído por um único *plug* (Figura 3.6), Alvo Big Valley formados apenas por diques e Alvo Lau-Massao constituído também por diques e *plugs* (Figura 3.7), sendo predominantemente alinhados segundo a direção aproximada N70E. Neder *et al.* (2005) afirmam que este *cluster* de intrusões coincide com as principais direções das estruturas da região e pode estar relacionado ao desenvolvimento de um sistema de falhas normais em um ambiente distensional estruturalmente paralelo e temporalmente posterior aos esforços compressivos que geraram os dobramentos e cavalgamentos da Faixa Paraguai. Ormond (2006) sugere idade Cretácea para o CAPS, visto que o complexo encontra-se próximo a Bacia do Paraná e em contexto semelhante a outras intrusões alcalinas já conhecidas.

Em Comin-Chiaramonti *et al.* (2011) e De Min *et al.* (2013), datações Ar-Ar em flogopitas e Rb-Sr em carbonatitos forneceram idade de $598,2 \pm 4,7$ Ma para o Complexo Alcalino Planalto da Serra, diferindo assim do padrão comum dos complexos alcalinos da borda norte da Bacia do Paraná. À luz deste novo dado, iniciou-se uma busca por indícios que pudessem reconstituir a estratigrafia local.

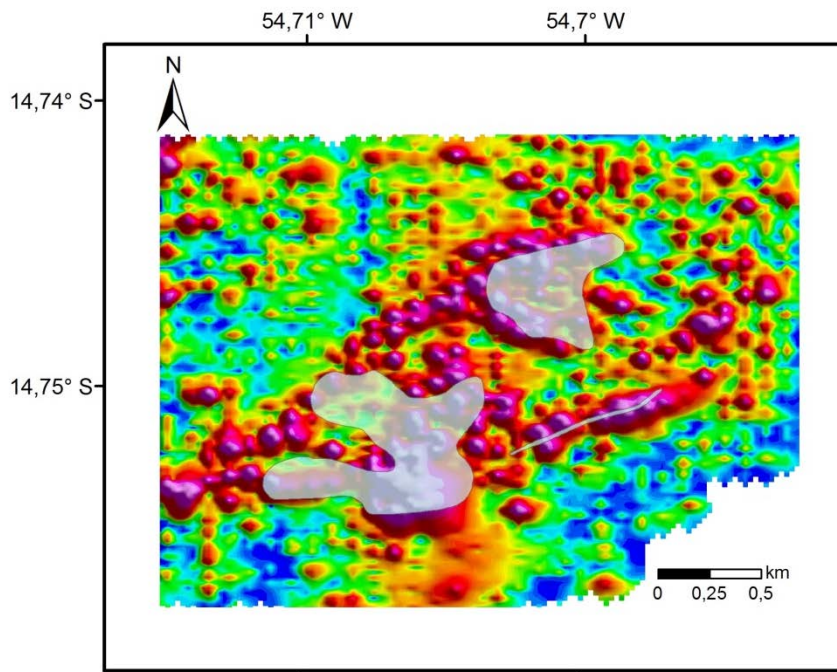


Figura 3.5 - Alvo Chibata formado por *plugs* e diques demarcados com base no sinal analítico proveniente do levantamento magnetométrico terrestre realizado pela Anglo American Ltda.

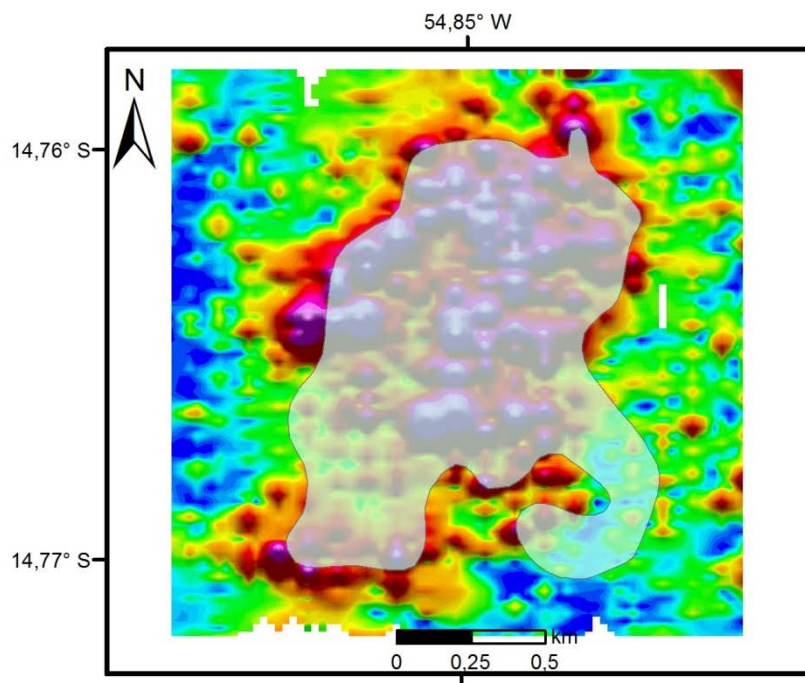


Figura 3.6 - Alvo Mutum formado por um único *plug* demarcado com base no sinal analítico proveniente do levantamento magnetométrico terrestre realizado pela Anglo American Ltda.

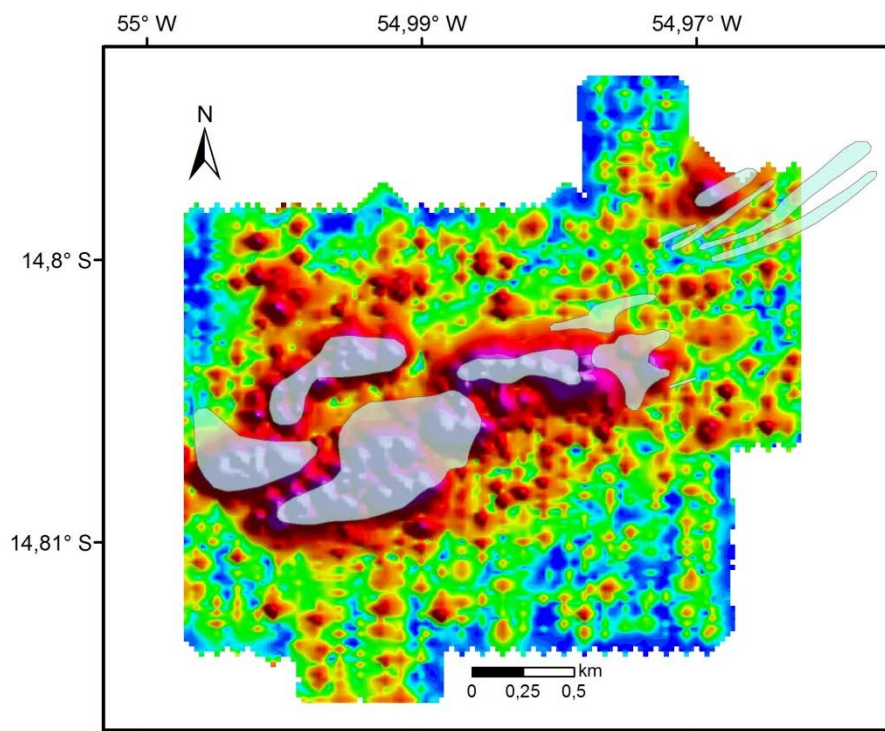


Figura 3.7 - Alvo Lau Massau formado por *plugs* e diques demarcados com base no sinal analítico proveniente do levantamento magnetométrico terrestre realizado pela Anglo American Ltda.

Com base em testemunhos de sondagem do alvo Mutum foi possível verificar a presença de foliação pouco penetrativa em planos de fratura. Em lâminas petrográficas destes mesmos testemunhos observaram-se níveis de sedimentos deformados típicos do Grupo Cuiabá. Segundo Souza (*informação verbal*¹) indícios observados em campo sugerem que a alocação das rochas alcalinas está entre o topo do Grupo Cuiabá e a base do Grupo Araras. Neder *et al.*, (2005) escrevem: “A ocorrência das intrusões na interface, topo do Grupo Cuiabá e base do Grupo Alto Paraguai, permite considerar que a mudança de comportamento físico das rochas foi o fator que possibilitou falhamentos profundos que funcionaram como dutos para ascensão de magmas alcalino do manto a superfície”. Veevers (2007) descreve um grande número de ocorrências de rochas alcalinas (Granito tipo A, nefelina sienito e carbonatito) com idades entre 650-500 Ma em um contexto de faixas móveis. Ele afirma ainda que algumas destas rochas foram intrudidas ao longo de falhas transcorrentes, seja em inflexões ou nos locais de movimento inverso, consistente com a ideia de choque oblíquo entre blocos.

As melhores exposições dos litotipos ultramáfico-alcalinos estão condicionadas principalmente às drenagens. Geralmente essas rochas mostram textura ígnea preservada, indicando caráter intrusivo, com granulação fina a média. São rochas de coloração escura,

¹Informação obtida em reunião interna com a equipe executora do Projeto Planalto da Serra em outubro de 2012.

compostas predominantemente por piroxênio, flogopita, magnetita, granada, apatita e carbonato (principalmente calcita). Ocorrem na forma de diques e apófises, ambos muito alterados e geralmente concordantes com o *trend* estrutural ENE.

As rochas encaixantes estão metassomatizadas ao longo dos contatos com as intrusões, desenvolvendo uma faixa de fenitização, típica em intrusões alcalinas, produzida pela ação de fluídos e soluções de origem ígnea.

Observa-se que todo pacote sedimentar está dobrado e falhado, sendo pouco ou nada metamorfisado. A direção da foliação é N80E predominando mergulhos para sul, com ângulo variando de 45° a 90°. Em escala de afloramento observam-se nitidamente dois planos estruturais principais, os planos N80E, mais penetrativos, representam os planos de foliação $S_0/S_1/S_2$ e, os planos N20W, menos penetrativos, representam as fraturas de tensão (Figura 3.8). Os maiores diques alcalinos, de dimensões métricas, ocorrem em zonas preferenciais, encaixados nos metassedimentos do Grupo Cuiabá, segundo o *trend* N80E próximos à intersecção com o *trend* N20W. Estas estruturas NNW representam a última fase deformacional da área, já sob ação do regime rúptil. São fraturas formadas em resposta às ações de uma movimentação transcorrente dextral. A passagem gradual da cinemática compressiva do σ_1 , de direção NNW-SSE, para a cinemática transcorrente dextral, proporcionou a abertura de bacias romboédricas (pull-apart) e conseqüente abatimento de blocos, de direção NW-SE proporcionando espaço necessário para ascensão do magma (Figura 3.9).

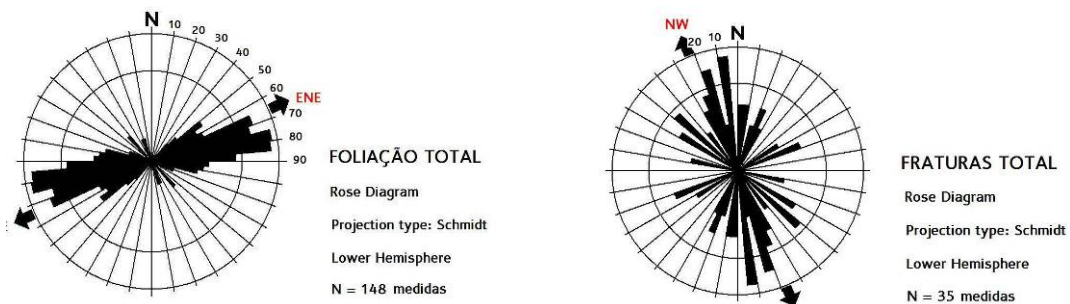


Figura 3.8 - Diagramas de Roseta representando os dois principais planos de descontinuidades encontrados na região de Planalto da Serra. O plano ENE (N80E) representa as foliações $S_0/S_1/S_{n+1}$ e o plano NW (N20W), representa as fraturas T de Riedel (fraturas de tração/distensão) ou seja, S_{n+2} .

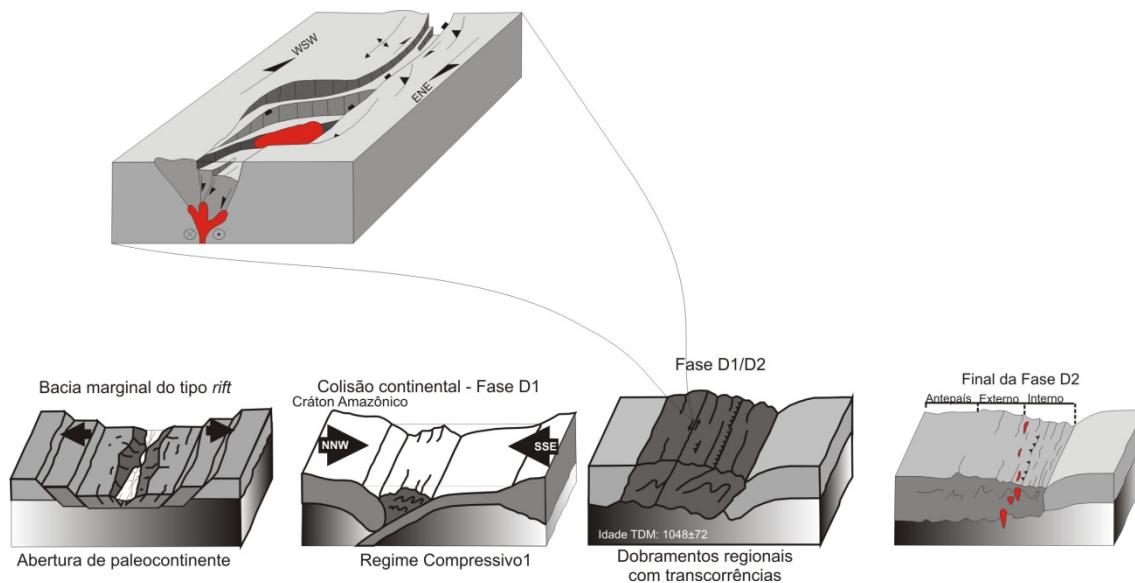


Figura 3.9 - Modelo esquemático de geração e instalação do Complexo Alcalino Planalto da Serra (CAPS). As fases D1 e D2 correspondem às fases deformacionais descritas em Alvarenga e Trompette (1993).

3.1.4 - BACIA DOS PARECIS - Formação Rio Ávila

Na região de Planalto da Serra, a Formação Rio Ávila é constituída de quartzarenitos avermelhados, friáveis, bem a mal selecionados de granulometria fina a média e estratificação cruzada tabular. Os grãos são subarredondados a arredondados predominantemente de quartzo monocristalino (plutônico e vulcânico). Ocorrem cutículas de hematita contínuas em torno dos grãos assim como preenchendo a porosidade primária. Estas rochas são interpretadas como de ambiente desértico (eólico) de idade Cretácea e que tem sua seção tipo localizada a noroeste de Vilhena (Bizzi *et al.*, 2003).

3.1.5 - BACIA DO PARANÁ - Grupo Bauru

O Grupo Bauru é uma sequência neocretácea formada por depósitos conglomeráticos, areno-conglomeráticos, silticoargilosos e arenosos, que ocorre nos estados de São Paulo, Goiás, Mato Grosso do Sul, Mato Grosso e Minas Gerais (Weska, 1996). É representado por arenitos conglomeráticos, arenitos, siltitos, argilitos, mormente de cor vermelha e silcretos brancos. É comum a presença de estratificações cruzadas de baixo ângulo, plano-paralelas, cruzadas planares a festonadas e granocrescência ascendente com sets cruzados. Os quartzarenitos têm coloração avermelhada, granulometria fina a média e localmente grossa, com grãos subarredondados a arredondados e fábrica sustentada por cimento silicoso. O arranjo é caótico e

o empacotamento é frouxo, com raros contatos pontuais. Minerais como micas, feldspatos, minerais pesados e óxidos não ultrapassam 5%.

Em termos paleoambientais, Soares *et al.* (1980) consideraram que as condições climáticas favoreceram, inicialmente, o desenvolvimento de um ambiente desértico que, com o resfriamento regional, foi progressivamente substituído por um sistema fluvial sob clima úmido e, ao final do ciclo, por leques aluviais sob clima árido. Para Paula e Silva (2003), a sedimentação do Grupo Bauru foi marcada pela atuação predominante de processos hidrodinâmicos em ambiente flúvio-lacustre e de leques aluviais marginais e, secundariamente, pela atuação de processos eólicos em áreas localizadas.

CAPÍTULO 4 - PETROGRAFIA

As análises petrográficas realizadas por Ormond (2006) no Complexo Planalto da Serra revelaram litótipos de origem magmática, metassomática e de metamorfismo de contato. As rochas de origem magmática foram classificadas como peridotitos, piroxenitos, apatitos, carbonatitos e brechas carbonatíticas. Já as rochas de origem metassomática são denominadas como flogopititos, que representam os filitos e diamictitos fenitizados. As rochas de metamorfismo de contato são classificadas como hornfelse.

No presente trabalho, as rochas magmáticas do Complexo Planalto da Serra foram genericamente classificadas como bebedouritos. Entretanto, fases de apatitos e de calciocarbonatito, representando respectivamente as séries foscorítica e carbonatítica foram verificadas na forma de vênulas ou bolsões, predominantemente em escala microscópica.

A partir de uma descrição macroscópica inicial, separou-se duas fases de granulação distinta nas rochas do CAPS. As rochas da fase de granulação mais grossa, atribuídas às zonas centrais dos diques e *plugs*, foram estudadas por microscopia ótica. As amostras da fase de granulação muito fina, das bordas dos corpos alcalinos, foram estudadas com auxílio de microscopia eletrônica de varredura.

Nos testemunhos de sondagem, os bebedouritos ocorrem forma errática ao longo das camadas de metassedimento e metadiamectito, sempre cortados por vênulas milimétricas de carbonatito ou foscorito (Figura 4.1).

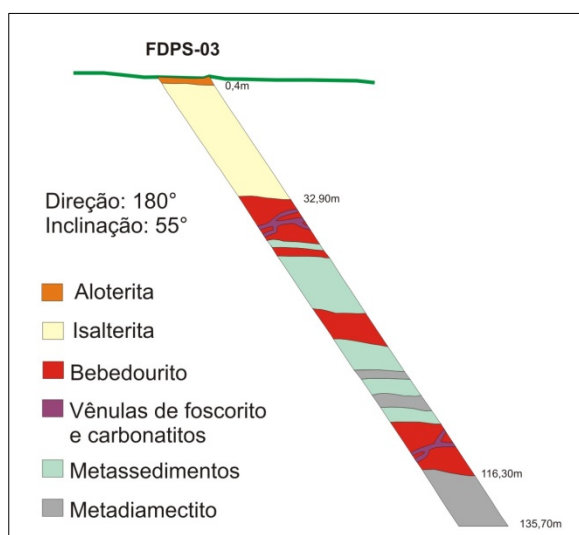


Figura 4.1 - Desenho esquemático das litologias descritas no furo FDPS-03 elaborado pela equipe de campo da empresa Anglo American Ltda. O perfil de alteração denominado isalterita de 32,90m oferece potencial para mineralizações supergênicas.

Os bebedouritos se caracterizam pela coloração cinza escuro a preto, pela textura muito fina, inequigranular e, por vezes, porfírica, marcada principalmente por microfenocristais de flogopita (1 mm), geralmente hipidiomórficos, imersos em uma matriz identificada apenas com auxílio de microscópio eletrônico de varredura. Junto ao contato é possível verificar nas zonações marcadas pelo processo de fenitização, principalmente flogopitização da rocha encaixante sedimentar. Também são comuns texturas de brechação por carbonato e, mais raramente, por microveios de apatita (Figura 4.2).



Figura 4.2 - A fotografia da esquerda permite visualizar a zona de contato da rocha alcalina com a encaixante sedimentar, suas diferentes fases granulométricas e a auréola de fenitização. Já a imagem da direita demonstra o padrão de brechação comum nas rochas bebedouríticas do CAPS.

A identificação petrográfica dos litotipos primários como dunitos e piroxênitos fica prejudicada devido ao intenso metassomatismo comum neste tipo de complexo. Ribeiro (2008) afirma que rochas compostas essencialmente por flogopita, com magnetita, ilmenita, perovskita e anatásio que ocorrem em Catalão I podem ser interpretadas como produtos de metassomatismo sobre cumulos provenientes da primeira fase de cristalização do magma silicatado.

A ocorrência de rochas da série foscorítica é muito limitada. São exemplos isolados, microscópicos, de apatititos em forma de microbolsões e vênulas circundadas por flogopita. O contraste granulométrico e a flogopita demarcam as bordas do foscorito. Em alguns casos, acúmulos de piroxênio sugerem a ocorrência de fragmentos de composição bebedourítica na forma de microxenólitos (Figura 4.3), no interior de bolsões foscoríticos.

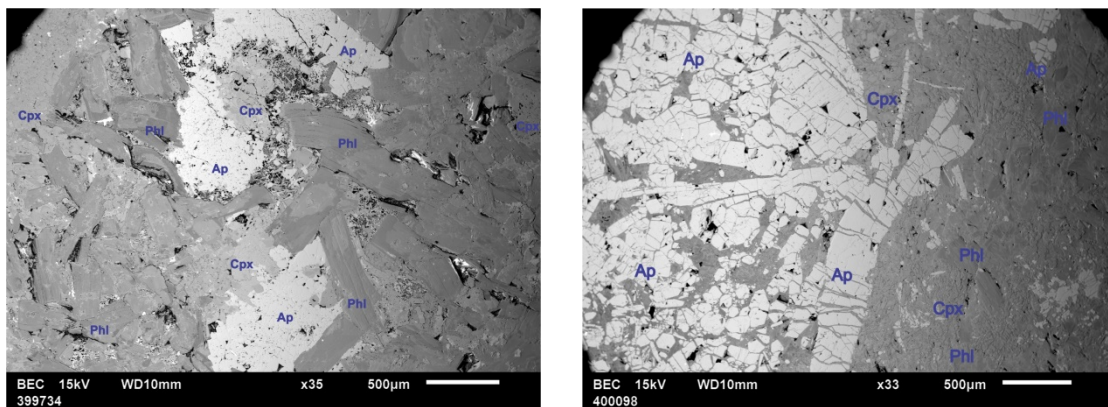


Figura 4.3 - Imagens de MEV mostrando vênulas e bolsões de apatito representando a série fosforítica. Na imagem da esquerda é possível identificar a zonação marcada pelo acúmulo de flogopita em contato com o piroxenito. Phl = flogopita; Cpx = clinopiroxênio; Ap = apatita.

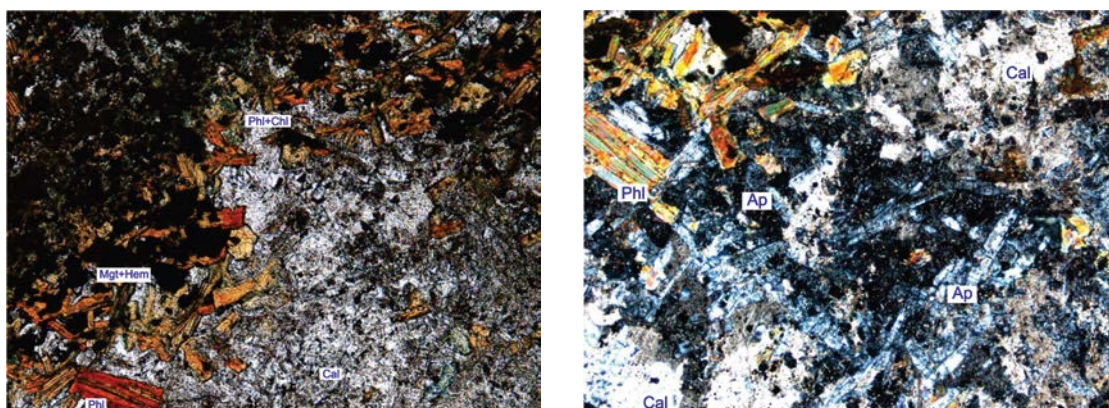


Figura 4.4 - À esquerda um veio de carbonatito com bordas definidas pela concentração de flogopita e opacos. Nota-se a flogopita alterada para clorita. Nicóis paralelos, largura do campo=3,2mm. À direita, um detalhe do veio de carbonatito destacando-se os microfenocristais de apatita (partição basal, birrefringência baixa). Nicóis cruzados, largura do campo=1,2mm. Phl = flogopita; Chl = clorita; Ap = apatita; Mgt = magnetita; Hem = hematita; Cal = Calcita.

A série carbonatítica é representada pela ocorrência isolada de aglomerados e veios tardios de carbonato com granulação de até 0,3mm. Minerais acessórios comuns nestas concentrações carbonatíticas são flogopita, apatita e magnetita, disseminados ao longo dos veios e, em maior volume, no contato com a encaixante bebedourítica (Figura 4.4). Calcita também ocorre como um constituinte intersticial e disseminado nas rochas ultramáficas, formando, por vezes, uma matriz fina.

A mineralogia (Figura 4.5 e Figura 4.6) essencial das rochas do CAPS é variada, sendo composta predominantemente por flogopita, perovskita, clinopiroxênios, apatita, e olivina carbonatizada ou serpentizada. De forma mais restrita ocorrem titanita, andradita e magnetita, muitas vezes associadas a processos de alteração da perovskita. Os acessórios primários são cromita, melilita, ilmenita, espinélios e sulfetos (pirita, calcopirita e pendlandita). Calcita e flogopita podem ser tardias (intercumulus) ou secundárias (metassomáticas). Minerais tipicamente tardios como barita, dolomita, monazita, fluorita, hialofano e epidoto podem

também ser resultantes de uma fase hidrotermal. De ocorrência mais restrita, foram identificados por EDS alanita, ferroalanita, antigorita, vesuvianita, tremolita, lizardita, pirofanita, monazita, ankerita e silicato de ETR, além de quartzo, este último isolado em uma única amostra. A assembleia formada por tremolita, clinocloro, antigorita, alanita, vesuvianita, e epidoto pode estar ligada também a processos de metamorfismo regional (Le Bas *et al.*, 2001; Lastochikin *et al.*, 2010; Casilha *et al.*, 2011). Os minerais de alteração supergênica são o anatásio, vermiculita e clorita.

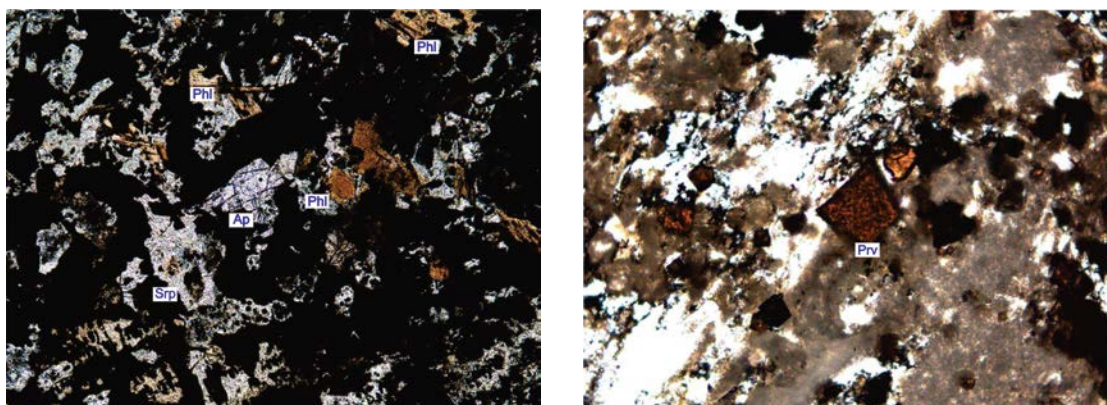


Figura 4.5 - A fotomicrografia da esquerda demonstra a mineralogia mais comum do complexo com apatita, serpentina, flogopita. A porção opaca é composta predominantemente por magnetita e perovskita. Nicóis descruzados, largura do campo = 3,2 mm. A fotomicrografia da direita detalha grãos de perovskita (cor castanho no centro da foto) com diferentes tonalidades. Nicóis paralelos, largura do campo=0,75 mm. Phl = flogopita; Srp = Serpentina; Ap = apatita; Prv = perovskita.

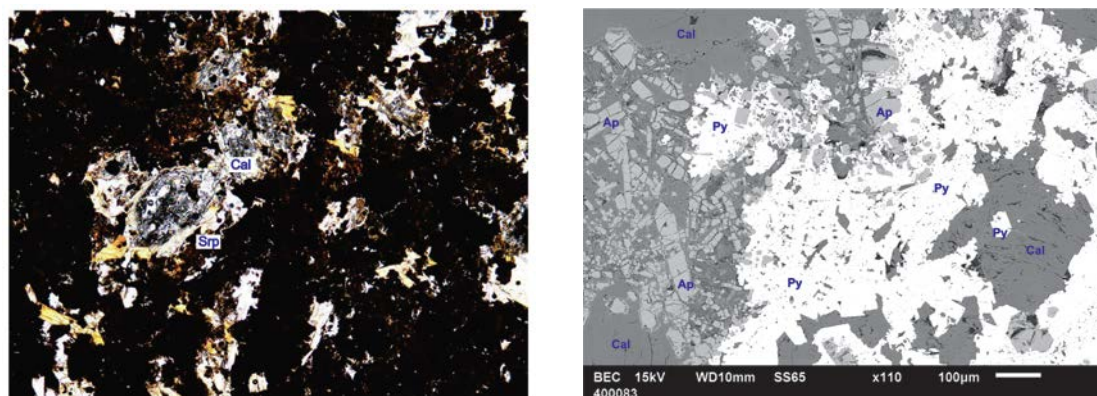


Figura 4.6 - A fotomicrografia da esquerda destaca a alteração de olivina para carbonato e serpentina. Nota-se a coroa de flogopita em torno da olivina. Nicóis paralelos, largura do campo=3,2mm. Na imagem do MEV (direita) é possível verificar um acúmulo de apatita no contato da vênula de pirita. Srp = Serpentina; Cal = calcita; Py = Pirita; Ap = apatita.

4.1 - Olivina

A olivina encontra-se completamente carbonatizada e serpentizada, sendo que apenas a forma dos cristais é preservada em alguns casos (Figura 4.6). Os grãos, geralmente euédricos a

subédricos, variam de 0,3 até 1,7 mm. Em outros casos, a alteração forma uma mistura de serpentina e lamelas muito finas de flogopita sendo que raramente são reconhecíveis restos de olivina primária. De forma mais restrita, a olivina está alterada para uma massa com aspecto pulverulento, formada por uma mistura de material isótropo ou microcristalino e “esqueletos” de sílica criptocristalina, que demarcam pseudomorfos de antigos cristais de olivina.

4.2 - Piroxênio

Os cristais de piroxênio são geralmente subédricos a euédricos, com tamanho variando entre 2,5 a 0,3 mm. Apresentam leve pleocroísmo entre o verde claro e verde amarronzado e evidente zonação concêntrica. Ocorrem disseminados e/ou intersticiais, associados à flogopita (Figura 4.7). Por vezes apresentam inclusões de perovskita e apatita e, em alguns casos, estão alterados para clorita. Alguns cristais com feições de reação e desequilíbrio com minerais da matriz sugerem relações de desequilíbrio.

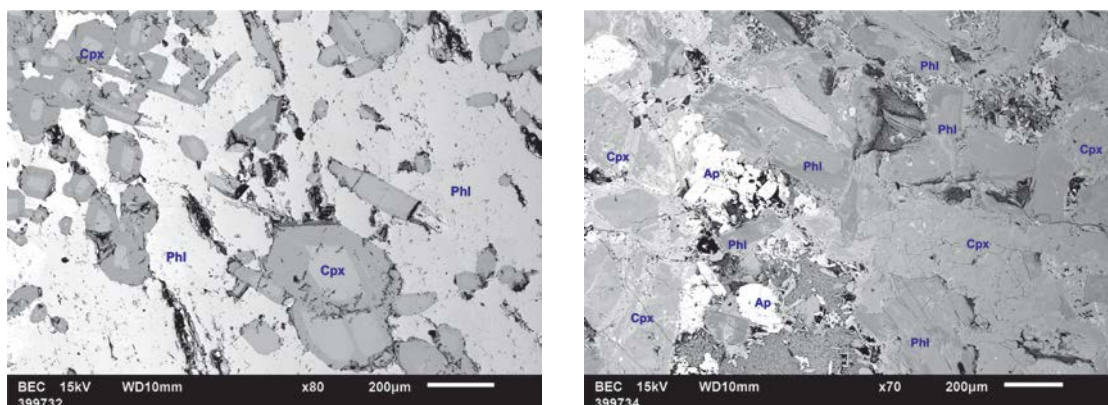


Figura 4.7 - Na imagem de MEV da esquerda destaca-se a zonação concêntrica de uma seção basal de piroxênio imerso em matriz composta essencialmente por flogopita. Já na imagem da direita tanto o piroxênio quanto a flogopita estão zonados. Ap = Apatita; Phl = flogopita; Cpx = clinopiroxênio.

4.3 - Perovskita

A perovskita ocorre abundantemente como cristais euédricos a subédricos, com seções losangulares e trapezoidais, com até 0,5mm. Por vezes está associada a agregados irregulares que formam uma massa castanha com titanita e, raramente, com leucoxênio (Figura 4.8). Em alguns casos ocorre substituição da perovskita por titanita e desta por melanita, feição típica de rochas da série bebedourítica, que reflete o incremento na atividade de sílica do magma, o que pode ocorrer por cristalização fracionada ou por imiscibilidade de um líquido carbonatítico (Barbosa *et al.*, 2012).

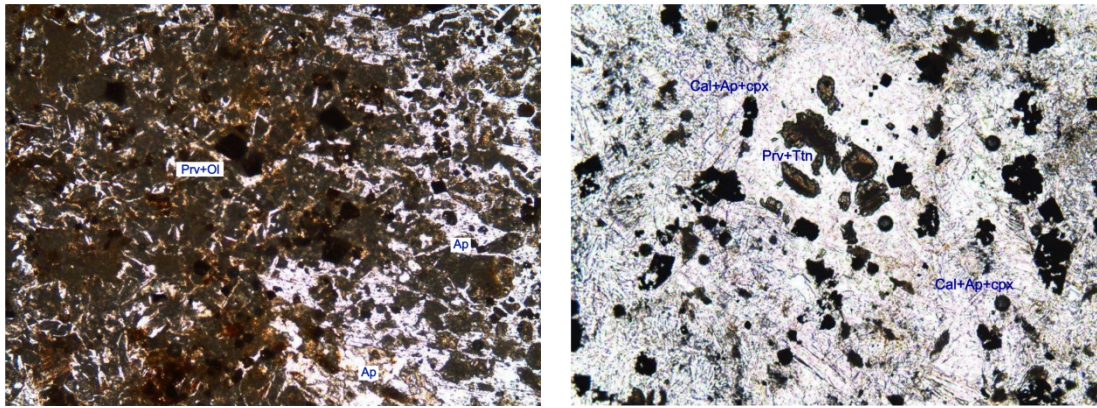


Figura 4.8 - Na imagem da esquerda verifica-se o acumulo de perovskita marcado pela massa castanha. Já a massa branca denota apatita em abundância. Nicóis paralelos, largura do campo = 1,2 mm. A fotomicrografia da direita destaca perovskitas em núcleos mais escuros e bordas mais claras de titanita, em meio a uma mistura de calcita, apatita e clinopiroxênio. Nicóis paralelos, largura do campo=1,2 mm. Prv = perovskita; Ol = olivina; Cal = calcita; Ap = apatita; Cpx = clinopiroxênio; Ttn = titanita.

4.4 - Flogopita

A Flogopita ocorre em duas formas distintas. A primeira apresenta típico caráter precoce, marcada por cristais maiores (entre 0,5 e 1 mm), normalmente euédricos a subédricos, com zonação distinta. Em algumas amostras, a flogopita ocorre como cristais isolados com textura poiquilítica marcada por inclusões de apatita, titanita e andradita (Figura 4.9). Muitos cristais são opticamente zonados, devido principalmente à substituição do K^+ pelo Ba^{2+} . Ocorrem ainda alterações para vermiculita e, em alguns casos, para clorita.

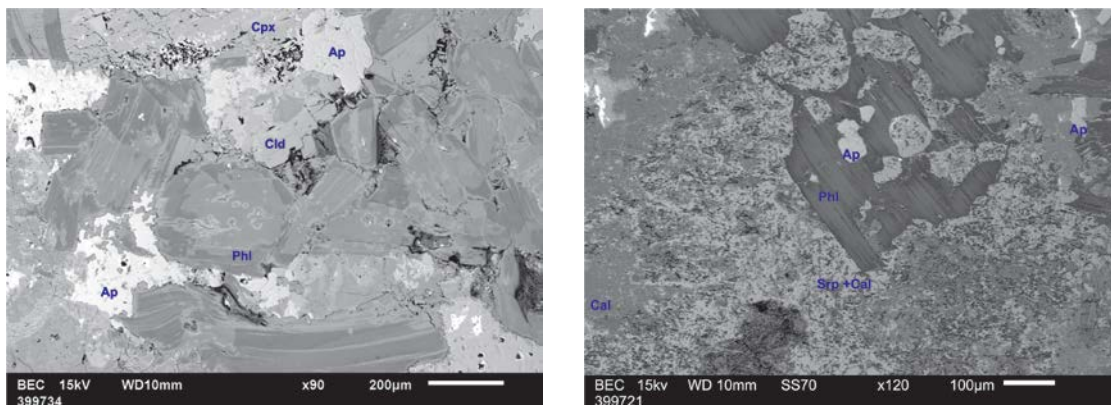


Figura 4.9 - Na imagem da esquerda os cristais de flogopita apresentam zonação caótica; Na imagem da direita verifica-se uma flogopita parcialmente corroída formando uma massa de serpentina e calcita. No centro do cristal uma inclusão de apatita indicando a precocidade desta última. Phl = flogopita; Cal = calcita; Ap = apatita; Cpx = clinopiroxênio; Cld = cloritóide.

O segundo tipo de flogopita, com provável origem metassomática, caracteriza-se por cristais menores (em média 0,2 mm), geralmente anédricos, englobando cristais alterados de olivina, e/ou piroxênio, formando uma textura heterogênea. Também são bastante comuns nas bordas de veios de carbonatitos e em bolsões de apatita ou como lamelas intersticiais, onde o acúmulo de pequenos cristais anédricos forma uma pseudomatriz, possivelmente resultado da reação entre fluídos tardios e minerais como a olivina e, subordinadamente, piroxênio. (Figura 4.10).

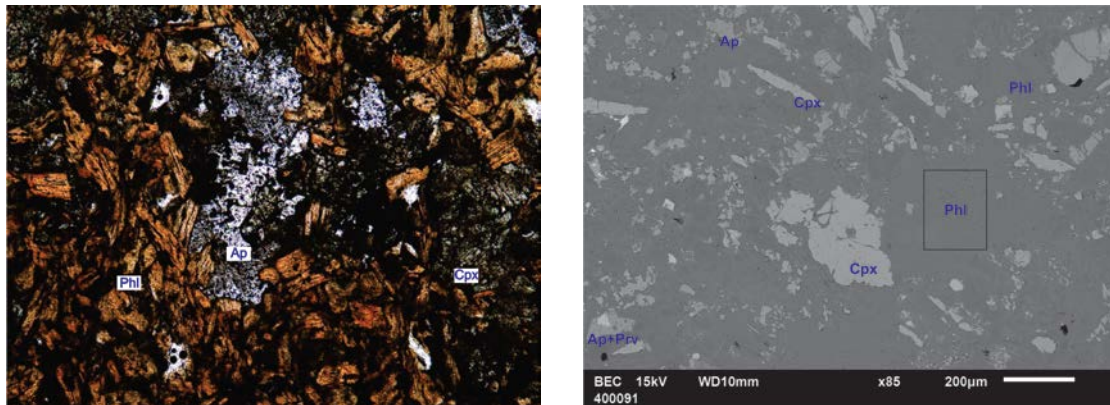


Figura 4.10 - Na fotomicrografia da esquerda destaca-se um bolsão monominerálico de apatita envolto por flogopita e clinopiroxênio. Nicóis paralelos, largura do campo=3,2mm. Na imagem de MEV da direita destaca-se o aglomerado de flogopita formando uma pseudomatriz. Phl = flogopita; Ap = apatita; Cpx = clinopiroxênio; Prv = perovskita.

4.5 - Apatita

Apatita tem hábito variável, mas predominam formas aciculares e prismáticas com tamanho de 2 a 0,2 mm. Ocorre disseminada em veios de carbonatito e na forma de agregados intersticiais ao piroxênio e à flogopita. Raramente forma agregados e veios monominerálicos de até 1,5 mm ou ainda, pequenas massas com inclusão de opacos. A grande variedade de formas, tamanhos e associação mineral que a apatita apresenta sugere que a mesma se formou em todas as fases de evolução das rochas do CAPS (Figura 4.11).

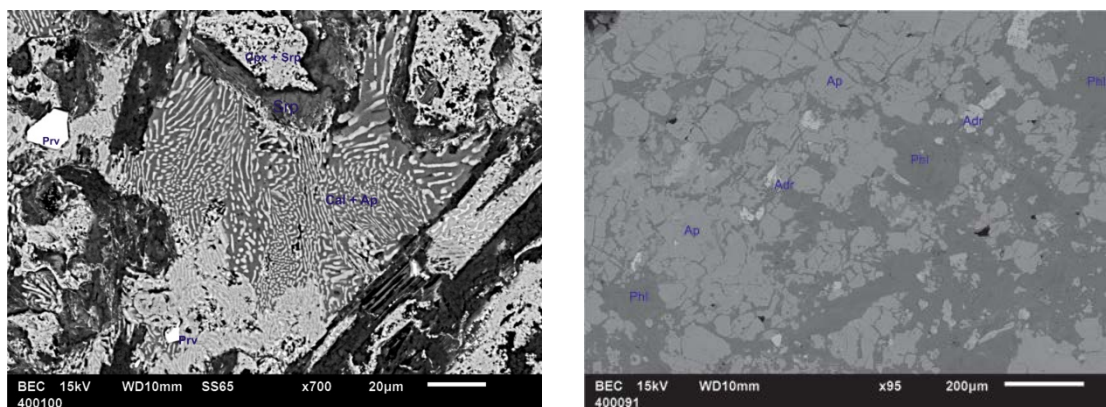


Figura 4.11 - No centro da imagem de MEV da esquerda, tem-se a calcita e andradita com inclusões vermiculares de Apatita. Na imagem da direita ocorre um acumulo de apatita indicando distintos processos na formação deste mineral. Srp = serpentina; ADR = Andradita; Prv = perovskita; Cal = calcita; Ap = apatita; Cpx = clinopiroxênio.

4.6 - Classificação Litológica

A diversidade mineralógica aliada à impossibilidade de realizar estudos estatísticos de petrografia em função da granulometria extremamente fina dificultou uma classificação detalhada das amostras estudadas. As ocorrências isoladas de carbonatitos e foscoritos são de escala microscópica não permitindo estudos mais detalhados dentro do atual contexto.

Com base nas características petrográficas foi possível classificar a maioria das amostras como bebedourito, exceto pela amostra 399724, tratada como hidrotermalito devido à mineralogia composta essencialmente por carbonato, quartzo e clorita. Visando refinar a classificação petrográfica foi proposta a separação das amostras em três tipos de bebedouritos (B1, B2 e B3), eventualmente subdivididos em “a” e “b”:

B1a - Rocha com presença de pseudomorfos de olivina serpentinizada, grande quantidade de clinopiroxênio e espinélio atestam o caráter mais primitivo destas rochas;

B1b - Possui mineralogia semelhante aos bebedouritos B1a, mas diferencia-se daqueles pela ausência de olivina;

B2 - Bebedouritos intermediários caracterizados pela presença de diferentes tipos de piroxênio (diopsídio e aegirina), com flogopita e perovskita em menor proporção;

B3a - Assembleia mineralógica compatível com os demais bebedouritos exceto pela presença de minerais de ETR.

B3b - Caracterizam-se pela maior quantidade de aegirina, sulfetos, calcita e minerais de ETR, principalmente carbonatos de ETR.

CAPÍTULO 5 - QUÍMICA MINERAL

Os dados de química mineral foram obtidos no Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, usando uma microsonda modelo JEOL JXA-8230, com quatro espectrômetros de dispersão por comprimento de onda (WDS), operando a 15KV e 25 nA. Para calibração foram utilizados padrões sintéticos e naturais. Dados semi-quantitativos adicionais foram obtidos utilizando um microscópio eletrônico de varredura modelo JSM – 6610, equipado com espectrômetro de dispersão de energia (EDS) no Laboratório Multiusuário de Microscopia de Alta Resolução (LabMic) da Universidade Federal de Goiás.

Considerando que até o momento não há dados disponíveis de química mineral no CAPS, foram analisadas fases essenciais na paragênese magmática das rochas estudadas: piroxênio, flogopita, perovskita, granada e apatita. As amostras analisadas são oriundas das ocorrências Chibata-Denizar, Lao-Massao, Big Valley, e Mutum. Além de serem os principais constituintes primários das rochas estudadas, estas fases minerais são também as mais adequadas para fornecer informações sobre origem e evolução do magmatismo alcalino que gerou o complexo.

5.1 - Piroxênio

O conhecimento detalhado da variação composicional dos minerais silicáticos em complexos carbonatíticos é de suma importância para a compreensão dos processos de diferenciação magmática como cristalização fracionada e imiscibilidade de líquidos (Reguir *et al.*, 2012).

Piroxênio ocorre amplamente nas rochas do CAPS, e as variações químicas deste mineral são de extrema importância para avaliação da evolução magmática.

Foram realizadas 105 análises, sendo 38 por EPMA e 67 por MEV. Análises representativas dos piroxênios dos bebedouritos do CAPS encontram-se na Tabela 5.1. A fórmula estrutural foi calculada com base em 4 cátions e 6 oxigênios, sendo que a razão Fe^{3+}/Fe^{2+} foi estimada por balanço de carga.

Os sítios tetraédricos dos piroxênios são ocupados predominantemente por Si e quantidades por vezes insuficientes de Al (até 0,116 a.p.u.f.). A deficiência de Al tetraédrico pode ser compensada com a entrada de Fe^{3+} (Morimoto *et al.*, 1988). O sítio M1 é ocupado principalmente por Mg (0,454 a 1,00 a.p.u.f.) e quantidades reduzidas de Al, Ti^{4+} , Fe^{3+} , Fe^{2+} Cr e Ni. O sítio M2 é ocupado majoritariamente por Ca (0,273 a 1,05 a.p.u.f.), com pequenas quantidades de Mg, Fe^{2+} , Mn, Na.

Tabela 5.1 - Análises representativas de piroxênios do Complexo Alcalino Planalto da Serra. Fórmulas estruturais calculadas com base em 4 cátions e 6 oxigênios.

Amostra	399721_01	399721_02	399721_06	399734_01	399734_03	400089_02	399732_06	399732_07	399732_13
Unidade	B1a	B1a	B1a	B2	B2	B2	B3a	B3a	B3a
Metodo	EPMA	EPMA	EPMA	EPMA	EPMA	EPMA	EPMA	EPMA	EPMA
SiO₂	49,83	50,90	49,89	52,33	53,68	53,67	52,27	52,71	51,61
TiO₂	1,32	0,70	0,42	0,72	0,20	0,16	0,09	0,03	0,05
Al₂O₃	0,72	0,66	0,49	0,39	1,99	0,70	2,14	1,57	1,05
FeO	3,03	2,78	3,55	4,96	7,58	8,72	0,45	1,45	0,22
Fe₂O₃	n.d.	n.d.	n.d.	2,17	1,52	1,13	6,25	4,68	5,79
Cr₂O₃	0,05	0,06	0,01	0,01	0,03	0,02	0,05	0,04	n.d.
MnO	0,06	0,05	0,07	0,40	0,77	1,27	0,28	0,38	0,37
NiO	n.d.	0,03	0,03	0,01	0,05	0,04	0,01	0,01	0,04
MgO	16,11	16,39	15,89	13,30	10,50	10,88	12,69	13,57	13,69
CaO	25,01	25,18	25,31	22,78	20,19	21,59	21,90	22,97	23,73
Na₂O	0,48	0,32	0,42	1,07	2,45	1,55	2,41	1,64	1,34
K₂O	n.d.	n.d.	0,03	n.d.	0,02	0,02	n.d.	n.d.	0,03
Total	96,61	97,07	96,11	98,14	98,98	99,75	98,54	99,05	97,92
Si	1,880	1,909	1,892	1,979	2,000	2,000	1,949	1,958	1,943
Al	0,032	0,029	0,022	0,017	-	-	0,051	0,042	0,047
Fe3	0,088	0,062	0,086	0,004	-	-	0,000	0,000	0,010
Ti									
SomaT	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Fe3	-	-	-	0,131	0,153	0,111	0,149	0,026	0,055
Fe2	0,007	0,025	0,027	0,045	0,007	0,059	0,172	0,253	0,143
Ti	0,037	0,020	0,012	0,001	0,001	0,000	0,005	0,009	0,000
Al	-	-	-	0,026	-	-	-	0,037	0,010
Cr	0,001	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Mn	0,002	0,002	0,002	0,012	0,012	0,000	0,048	0,034	0,000
Ni	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000
Mg	0,906	0,916	0,898	0,751	0,768	0,784	0,613	0,618	0,792
SomaM1	0,953	0,966	0,940	0,967	0,942	0,954	0,988	0,978	1,000
Mg	-	-	-	-	-	-	-	-	0,014
Ca	0,965	0,977	0,968	0,882	0,901	0,862	0,884	0,875	0,925
Na	0,035	0,023	0,031	0,118	0,098	0,138	0,103	0,123	0,062
K	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,013	0,002	0,000
SomaM2	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	0,987
Si (não alocado)	-	-	-	-	-	0,013	-	0,023	-
Ca (não alocado)	0,046	0,035	0,060	0,032	0,056	0,032	0,010	-	-
Total Cátions	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	3,99
J	0,07	0,05	0,06	0,24	0,20	0,28	0,21	0,25	0,12
Q	1,88	1,92	1,89	1,68	1,68	1,71	1,67	1,75	1,87
Wo	49,59	49,77	49,55	46,36	48,49	43,58	47,44	43,94	46,26
En	46,55	46,66	45,97	39,47	41,33	39,64	32,90	31,03	40,31
Fs	0,36	1,27	1,38	2,37	0,38	2,98	9,23	12,70	7,15
Ae	2,57	1,57	2,47	7,77	7,61	13,80	8,34	5,09	5,08
Jd	0,93	0,73	0,63	4,03	2,20	0,00.	2,10	7,24	1,20
Di	95,76	95,10	94,07	83,21	89,38	80,17	69,94	62,21	79,60
Hd	0,74	2,60	2,83	4,99	0,81	6,03	19,62	25,47	14,12
Ae	2,57	1,57	2,47	7,77	7,61	13,80	8,34	5,09	5,08
Jd	0,93	0,73	0,63	4,03	2,20	0,00.	2,10	7,24	1,20

O cálculo das fórmulas estruturais seguiu as recomendações gerais de Morimoto *et al.* (1988), o que permitiu verificar que algumas análises apresentavam valores de Si e Ca maiores que aqueles possíveis de serem acondicionados nos sítios tetraédrico e M2, respectivamente o que possivelmente está relacionado a variações de calibração do método analítico.

Os diagramas de classificação de piroxênios “Quad” e Ca-Na (Morimoto *et al.*, 1988) demonstram que os piroxênios do CAPS pertencem predominantemente ao grupo dos piroxênios cálcicos, representados pela série diopsídio-hendembergita (Figura 5.1 e Figura 5.3). Apenas nos bebedouritos B2 a composição se estende para o campo dos piroxênios Ca-Na representados por aegirina-augitas (Figura 5.1e Figura 5.2). Nos bebedouritos B1 caracterizam-se por intervalos composicionais restritos, ricos na molécula de diopsídio, indicando condições mais primitivas para o magma. Já os bebedouritos B2 e B3 apresentam variações químicas mais amplas tendendo a composições mais ricas em Fe e Na, sugerindo que essas unidades representam pulsos magmáticos tardios e de composição mais evoluída. Entretanto, ambos apresentam superposições no campo “Quad”. A amplitude composicional do diopsídio nos bebedouritos B2 sugere uma evolução mais extensa destas rochas no CAPS. Já a ocorrência de aegirina-augita indica a existência de um magma mais evoluído, associado a uma fase mais tardia de cristalização (Vuorinen *et al*, 2005), condizente com os bebedouritos B3 (Figura 5.1).

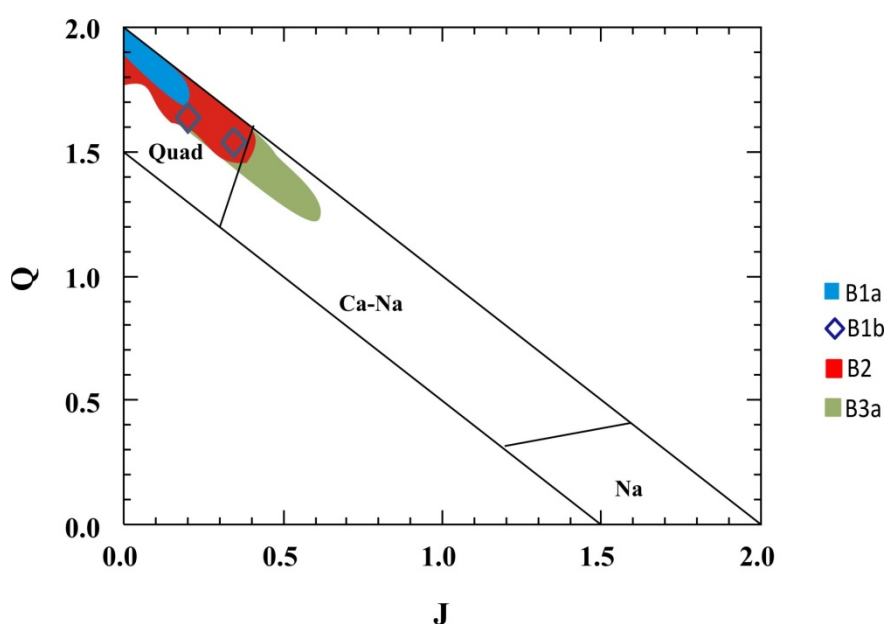


Figura 5.1 - Diagrama de classificação Q-J de Morimoto *et al.* (1988) para piroxênios nos bebedouritos no CAPS. Nota-se o progressivo enriquecimento em Fe e Na nos bebedouritos B2 e B3a.

Nos bebedouritos B3a ocorrem grãos com bordas enriquecidas em Na e Fe^{3+} em relação aos núcleos (Figura 4.7). Tal substituição é descrita em Vuorinen *et al.* (2005) através da equação:

De forma geral, os piroxênios dos bebedouritos B1 sugerem uma proximidade composicional maior com o magma primitivo. Os piroxênios de B2 ocupam uma posição intermediária, indicando uma série contínua entre B1a, B1b, B2 e B3a.

Portanto, a química dos piroxênios reflete a evolução dos bebedouritos, a começar com B1a e B1b, marcados por piroxênios essencialmente diopsídicos, evoluindo para B2 e B3, os quais apresentam composições amplas variando entre as soluções sólidas diopsídio-hedenbergita e aegerina-augita.

5.2 - Mica

Micas trioctaédricas ferromagnesianas são muito comuns nas rochas do CAPS. A mais freqüente é a flogopita [$\text{KMg}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH},\text{F})_2$], que forma solução sólida cujos membros finais ricos em ferro podem ser annita [$\text{KFe}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$], tetra-ferriflogopita [$\text{KMg}_3\text{FeSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$] e siderofilita [$\text{KFe}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_2$]. Biotita normalmente é um membro intermediário nesta complexa solução sólida (Reguir *et al.*, 2009).

A composição da flogopita pode fornecer parâmetros petrogenéticos importantes para a compreensão da evolução do sistema magmático alcalino tendo em vista, principalmente o grande potencial de substituição dos diferentes sítios dependendo das condições físico-químicas (Lee *et al.*, 2003). Assim, a química da flogopita pode ser útil para o acompanhamento da evolução magmática e tem sido muitas vezes usada para discriminar diferentes tipos de rochas alcalinas (por exemplo, Mitchell, 1995, Lee *et al.* 2003, Reguir *et al.*, 2009).

Na Tabela 5.2 são apresentados os resultados de análises representativas de mica para os bebedouritos do CAPS. A fórmula estrutural foi calculada de acordo com o método descrito por Brod *et al* (2001), com base em 22 O, onde o Fe foi recalculado em Fe^{2+} e Fe^{3+} em função da ocupação do sítio tetraédrico. Posteriormente as análises foram recalculadas com base em 24 oxigênios, com H_2O calculada por estequiometria.

Em grande parte das micas verifica-se que a soma de Si e Al não é suficiente para preencher o sítio tetraédrico, o que requer complementação deste sítio com Fe^{3+} , caracterizando a participação do membro final tetra-ferriflogopita. Alguns autores propõem a presença de Ti^{4+} em vez de Fe^{3+} para suprir a deficiência do tetraedro (Farmer & Boettcher, 1981), sugerindo que o Ti^{4+} viria antes na ordem de preferência de ocupação das posições tetraédricas, com Fe^{3+} complementando o sítio se ainda houver deficiência. Entretanto, a presença de tetra-ferriflogopita em certos tipos de rochas alcalinas e carbonatitos é hoje fartamente documentada (e.g. Brod *et al.*, 2001; Brigatti *et al.*, 2001, Lee *et al.*, 2003, Reguir *et al.*, 2009).

Tabela 5.2 - Análises representativas de micas do Complexo Alcalino Planalto da Serra. A fórmula estrutural foi calculada de acordo com Brod *et al* (2001).

Sample	399719_003	399721_026	400083_028	400084-005	399734_001	400092c_010	399732_003	399732_005
Unidade	B1a	B1a	B1b	B1b	B2	B2	B3a	B3a
Metodo	EPMA	EPMA	MEV	MEV	EPMA	MEV	EPMA	EPMA
SiO2	39,16	39,68	38,16	38,55	41,05	37,25	40,06	39,31
TiO2	1,96	1,35	2,56	1,54	1,47	2,35	0,94	1,11
Al2O3	10,66	12,59	14,57	15,29	10,76	14,87	11,48	12,69
Cr2O3	0,04	0,05	n.d.	n.d.	0,03	n.d.	n.d.	n.d.
Fe2O3	4,95	2,54	0,42	0,78	1,93	1,44	0,70	0,77
FeO	2,17	3,48	3,46	3,85	5,25	2,50	6,53	4,54
MnO	0,02	0,12	n.d.	n.d.	0,25	n.d.	0,10	0,06
MgO	25,52	27,18	23,94	23,06	23,36	23,39	22,35	24,00
NiO	0,03	0,05	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,01	0,04
CaO	n.d.	0,11	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,08	0,24
BaO	1,83	0,68	3,73	4,09	0,89	5,78	3,25	3,85
SrO	0,02	n.d.	n.d.	n.d.	0,02	n.d.	n.d.	n.d.
Na2O	0,07	0,05	n.d.	n.d.	0,11	n.d.	0,11	0,04
K2O	9,54	7,23	8,46	8,10	9,90	7,92	9,17	9,01
F	0,11	0,23	n.d.	n.d.	0,18	n.d.	0,36	0,23
Cl	n.d.	0,01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,01	0,02
H2O	4,09	4,11	4,16	4,22	4,05	4,12	3,88	3,99
Total	100,17	99,46	99,46	99,49	99,25	99,62	99,02	99,91
O_F_Cl	0,05	0,10	n.d.	n.d.	0,08	n.d.	0,15	0,10
CTotal	95,80	97,12	98,86	98,51	97,49	95,97	98,28	99,11
Si	5,67	5,63	5,77	5,75	5,96	6,06	5,93	5,74
AlIV	1,82	2,11	2,18	2,16	1,84	1,54	2,00	2,18
Fe3IV	0,52	0,26	0,06	0,10	0,20	0,40	0,07	0,08
SomaZ	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
AlVI	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,21	0,14	0,07	0,22	0,16	0,16	0,10	0,12
Cr	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2	0,26	0,41	0,54	0,55	0,64	0,80	0,81	0,55
Mn	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,01
Mg	5,51	5,75	5,46	5,33	5,06	4,95	4,93	5,22
Ni	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SomaY	5,99	6,34	6,08	6,09	5,89	5,91	5,85	5,91
Ca	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04
Ba	0,10	0,04	0,10	0,00	0,05	0,00	0,19	0,22
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,02	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,03	0,01
K	1,76	1,31	1,73	1,64	1,83	1,84	1,73	1,68
SomaX	1,89	1,38	1,84	1,64	1,92	1,84	1,96	1,95
SomaCat	15,88	15,71	15,91	15,74	15,80	15,76	15,82	15,86
CF	0,10	0,21	0,00	0,00	0,17	0,00	0,34	0,21
CCI	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
OH	3,95	3,89	4,00	4,00	3,92	4,00	3,83	3,89

Substituição de Fe^{2+} por Mg^{2+} no sítio octaédrico define a série flogopita-annita, sendo, provavelmente, a substituição mais comum em micas trioctaédricas das rochas ígneas silicáticas em complexos alcalinos (Brod *et al.* 2001). De forma geral, as micas dos bebedouritos de

Planalto da Serra formam dois *trends* característicos: Um *trend* de aumento de Fe^{2+} e diminuição de Mg^{2+} típico da série de substituição flogopita-anita e produto de evolução magmática; e um segundo *trend* de aumento do Mg^{2+} e diminuição do Al, característico de rochas metassomáticas, e que nos bebedouritos de Planalto da Serra mostram a interação dos diques com a rocha encaixante que formam o complexo (Figura 5.4).

A mica do CAPS mostra baixa razão $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ ($<0,37$), valores de TiO_2 menores que $<3,56\%$ e MgO variável (15,90- 28,42%). O cátion mais comum no sítio intercâmara é o K, com Na, Ba e Ca como possíveis substitutos menores. O Na_2O não ultrapassa 0,22%. Os valores de BaO podem chegar a 5,78% enquanto que K alcança valores de até 10,54%. O enriquecimento Ba tem sido muitas vezes descrito na flogopitas de carbonatitos e rochas ígneas alcalinas (Brod *et al.*, 2001). Eastonita rica em BaO com até 5%, ocorre como sobrecrescimento em flogopita já cristalizada, em carbonatitos do Arkansas, e tem sido interpretada como um produto das últimas etapas da cristalização na matriz (McCormick & Heathcote, 1987). Flogopitas de um lamprófiro da Ilha de Trindade contém até 7,11 % de BaO (Greenwood, 1998). Gaspar & Wyllie (1982, 1987) encontraram até 10,3 % de BaO nas flogopitas dos carbonatitos Jacupiranga. Shang *et al.* 1993 descrevem flogopitas com alto Ba (4,2 - 11,2%) caracterizadas como sendo de estágio tardio da cristalização. Nas flogopitas da CAPS, a fase rica em Ba é caracterizada por inclusões de apatita e perovskita (Figura 5.5).

O pequeno incremento de Fe^{2+} com decréscimo de Mg nas flogopitas evidencia a pouca evolução que o magma do CAPS sofreu. As flogopitas mais magnesianas ocorrem nos bebedouritos B1, enquanto as flogopitas de bebedouritos B2 e B3 não apresentam diferença considerável no conteúdo de MgO entre si. Destaca-se também o decréscimo de $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ com Ti nos bebedouritos B2 e B3, o que pode estar demonstrando uma diminuição da temperatura de cristalização da mica (Brod *et al.*, 2001). Os baixos teores recalculados de Fe^{3+} , indicam pouca evolução do magma em direção às séries carbonatítica e/ou foscorítica, principalmente se for considerado em conjunto com a baixa dispersão dos valores de Al e Mg mais clara nos bebedouritos B2 e B3a.

A série flogopita – tetra-ferriflogopita, definida pela substituição do Al^{3+} por Fe^{3+} no sítio tetraédrico, é de ocorrência restrita. Eriksson (1989) reporta a ocorrência restrita de tetra-ferriflogopita em piroxenitos de Phalaborwa, enquanto que em foscoritos e carbonatitos a presença dessa variedade de mica é mais comum (Brod *et al.*, 2001, Lee *et al.*, 2003, Barbosa *et al.*, 2012).

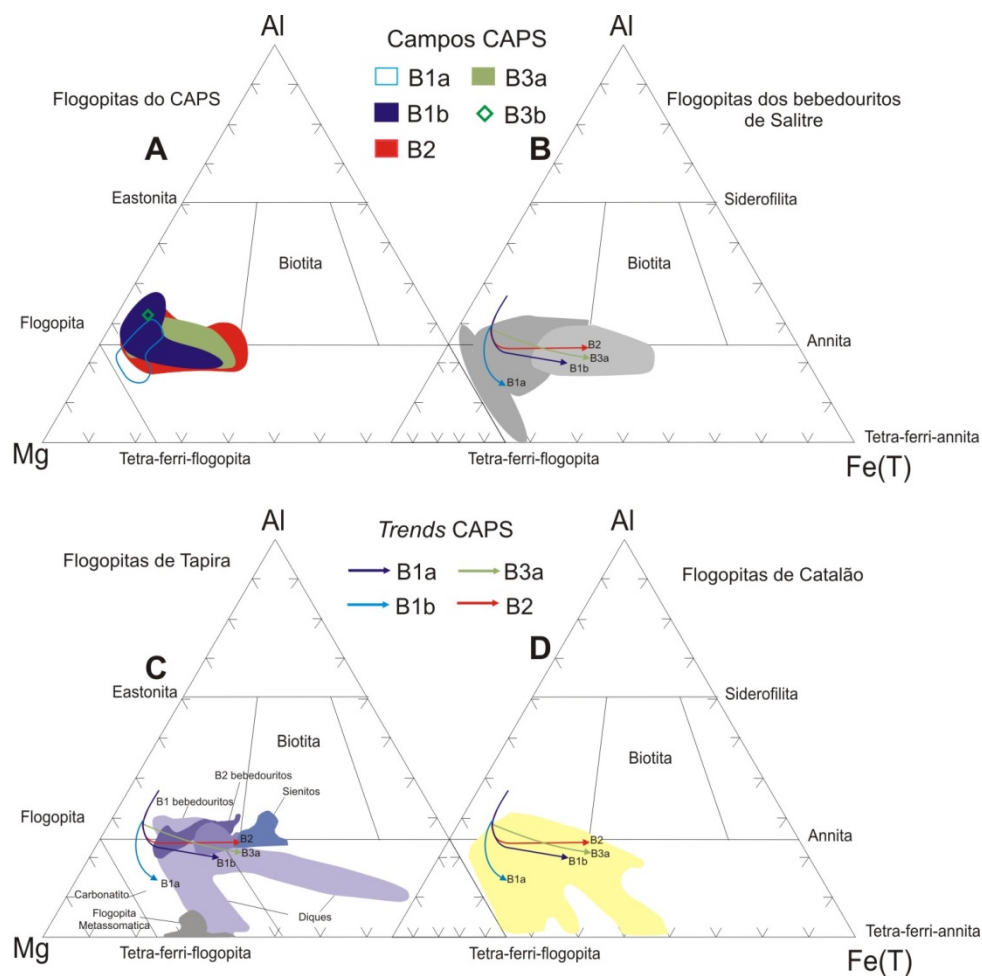


Figura 5.4 - Composição das flogopitas dos diferentes bebedouritos do CAPS (A). As setas indicam os diferentes trends de evolução na CAPS em relação à composição de flogopitas de Salitre (B), Tapira (C) e Catalão (D). Os campos relativos às composições das flogopita são adaptados de Brod *et al.* 2001.

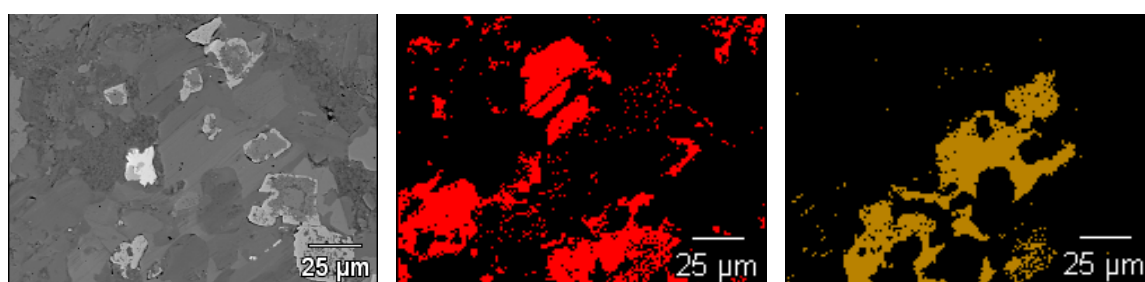


Figura 5.5 - Imagem de MEV demonstrando inclusões (perovskita, titanita e andradita) e variações composicionais (tons de cinza). Mapa de fases da flogopita diferenciando uma fase mais pobre em Ba (em vermelho) da fase rica em Ba (em amarelo).

5.3 - Perovskita

A perovskita é um mineral de grande importância científica e econômica, por conter em sua estrutura concentrações significativas de elementos terras raras (ETR) e Nb. É mineral acessório comum em rochas alcalinas silicáticas e rara em carbonatitos. Pode ocorrer como cristais discretos ou estar intercrescida com diferentes óxidos, em decorrência da reação de fluidos intersticiais com o óxido previamente formado. Estruturas cristalinas do tipo perovskita, porém com composição química distinta ($MgSiO_3$), são estudadas na investigação de fases de alta pressão no manto.

A perovskita tem uma estrutura ideal cúbica, podendo ser representada pela fórmula geral ABO_3 (Deer *et al.*, 1992). Entretanto, as distorções estruturais variadas, permitem que as perovskitas assumam também estruturas dos sistemas tetragonal e ortorrômbico.

Os dados químicos obtidos da perovskita do CAPS estão na Tabela 5.3, em conjunto com as fórmulas estruturais calculadas na base de seis oxigênios e as respectivas proporções dos componentes moleculares. Geralmente, os componentes mais comuns são perovskita ($Ca_2Ti_2O_6$), tausonita ($Sr_2Ti_2O_6$), loparita ($NaCeTi_2O_6$) e lueshita ($Na_2Nb_2O_6$), sendo que no CAPS, as análises de perovskita apresentaram composição entre 89,84 e 97,65% de $Ca_2Ti_2O_6$.

As perovskitas do CAPS são caracterizadas por conteúdos elevados de Ca (1,731 a 2,000 a.p.u.f.) e de Ti (1,808 a 2,032 apuf), que preenchem a maior parte dos sítios A e B, respectivamente. Parte da deficiência de Ca no sítio A é compensada pela entrada de elementos terras raras leves (ETRL), principalmente Ce^{3+} , Nd^{3+} e La^{3+} , o que requer uma substituição acoplada de Ca^{2+} por Na^+ . Este cenário é consistente com as quantidades observadas de Na (< 0,04 apuf). Sr^{2+} (< 0,08 apuf) é outro substituinte possível do Ca. Nos sítios B, o Ti^{4+} é compensado pelo Fe^{3+} e, em quantidades menores, por Nb^{5+} e Zr^{4+} .

Chakhmouradian e Mitchell (1997) estudaram a paragênese do complexo alcalino de Kola, Rússia, e mostraram que a perovskita primária apresentou conteúdos baixos de ETR_2O_3 (0,3 – 5,2 %), Nb_2O_5 (<0,7 %) e Na_2O (<0,4 %). A perovskita de calcita-carbonatitos e foscoritos é normalmente enriquecida em ETR_2O_3 (7 - 13 %), Nb_2O_5 (1 - 14 %), Na_2O (0,5 – 4,5 %) e ThO_2 (<3 %). No CAPS os percentuais de ETR_2O_3 não ultrapassam 2,74%, enquanto que o Nb_2O_5 chega a 1,16%. O Na_2O mantém-se abaixo de 0,42%. Esses valores sugerem, em geral, um caráter primitivo da perovskita do CAPS (Figura 5.6).

Tabela 5.3 - Análises representativas de perovskitas do Complexo Alcalino Planalto da Serra. Fórmulas estruturais calculadas com base em 4 cátions e 6 oxigênios.

Sample	399721_01	399721_02	399721_03	400083_01	400083_02	400083_03	400098_01	400098_02	400098_03
Unidade	B1a	B1a	B1a	B1b	B1b	B1b	B2	B2	B2
Metodo	EPMA	EPMA	EPMA	EPMA	EPMA	EPMA	EPMA	EPMA	EPMA
SiO ₂	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	n.d.	0,23	0,01	0,05
TiO ₂	54,80	54,67	54,52	54,28	54,25	54,26	52,90	53,38	54,42
Al ₂ O ₃	0,17	0,21	0,20	0,22	0,20	0,21	0,55	0,55	0,33
Fe ₂ O ₃	1,59	1,55	1,57	1,83	1,75	1,81	2,11	2,08	2,67
MnO	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,06	n.d.	0,26
MgO	0,03	0,01	n.d.	n.d.	0,01	n.d.	0,02	0,07	0,04
CaO	39,08	38,77	39,46	38,11	38,50	38,15	36,95	38,01	36,70
Na ₂ O	0,19	0,19	0,22	0,38	0,34	0,39	0,34	0,30	0,36
SrO	0,28	0,24	0,33	0,33	0,18	0,34	0,65	0,36	0,23
ZrO ₂	n.d.	0,06	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,66	0,48	n.d.
Nb ₂ O ₅	0,70	0,65	0,75	0,60	0,65	0,59	1,16	0,50	0,53
Ta ₂ O ₅	0,07	n.d.	0,07	0,10	0,06	0,01	0,03	n.d.	0,05
ThO ₂	0,11	0,18	0,08	0,34	0,30	0,32	0,24	0,46	0,36
La ₂ O ₃	n.d.	0,00	n.d.	0,04	n.d.	0,05	0,10	n.d.	n.d.
Ce ₂ O ₃	0,44	0,29	0,54	1,38	0,85	1,36	1,26	1,11	1,28
Pr ₂ O ₃	0,12	0,14	0,17	0,24	0,18	0,25	0,45	0,20	0,21
Nd ₂ O ₃	0,25	0,37	0,51	0,63	0,37	0,34	0,13	0,07	0,47
Sm ₂ O ₃	0,13	0,04	0,04	0,10	0,09	0,13	0,10	0,05	0,09
Eu ₂ O ₃	0,03	0,05	n.d.	0,12	0,07	0,11	n.d.	0,05	0,04
Gd ₂ O ₃	0,15	0,18	0,14	0,24	0,26	0,24	0,13	0,15	0,14
Lu ₂ O ₃	n.d.	0,03	0,01	n.d.	0,05	0,19	n.d.	0,06	n.d.
Total	98,15	97,63	98,65	98,93	98,11	98,78	97,83	97,86	98,19
Si	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,011	0,000	0,002
Al	0,009	0,011	0,011	0,012	0,011	0,012	0,031	0,030	0,018
Ti	1,927	1,932	1,914	1,916	1,919	1,917	1,880	1,895	1,924
Fe ₃	0,056	0,055	0,055	0,065	0,062	0,064	0,075	0,074	0,094
Mn	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,002	0,000	0,010
Mg	0,002	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,005	0,003
Ca	1,958	1,951	1,973	1,916	1,940	1,919	1,870	1,923	1,848
Na	0,017	0,017	0,020	0,035	0,031	0,036	0,031	0,028	0,033
Sr	0,008	0,007	0,009	0,009	0,005	0,009	0,018	0,010	0,006
Zr	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,015	0,011	0,000
Nb	0,015	0,014	0,016	0,013	0,014	0,013	0,025	0,011	0,011
Ta	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001
Th	0,001	0,002	0,001	0,004	0,003	0,003	0,003	0,005	0,004
La	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000
Ce	0,008	0,005	0,009	0,024	0,015	0,023	0,022	0,019	0,022
Pr	0,002	0,002	0,003	0,004	0,003	0,004	0,008	0,004	0,004
Nd	0,004	0,006	0,009	0,011	0,006	0,006	0,002	0,001	0,008
Sm	0,002	0,001	0,001	0,002	0,001	0,002	0,002	0,001	0,002
Eu	0,001	0,001	0,000	0,002	0,001	0,002	0,000	0,001	0,001
Gd	0,002	0,003	0,002	0,004	0,004	0,004	0,002	0,002	0,002
Cations	3,97	3,97	3,97	3,94	3,96	3,95	3,90	3,95	3,93

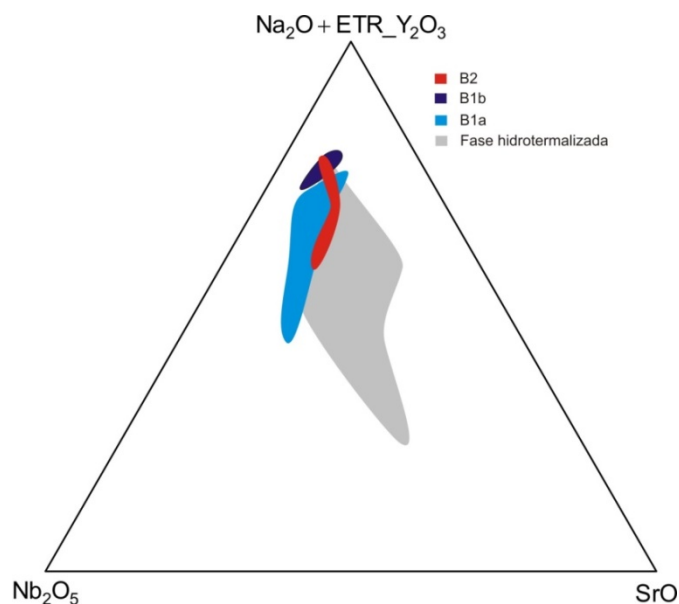


Figura 5.6 - Variação composicional dos constituintes menores das perovskitas nos diferentes bebedouritos da CAPS. Destaca-se a variação composicional mais ampla e mais rica em Sr da perovskita na amostra hidrotermalizada.

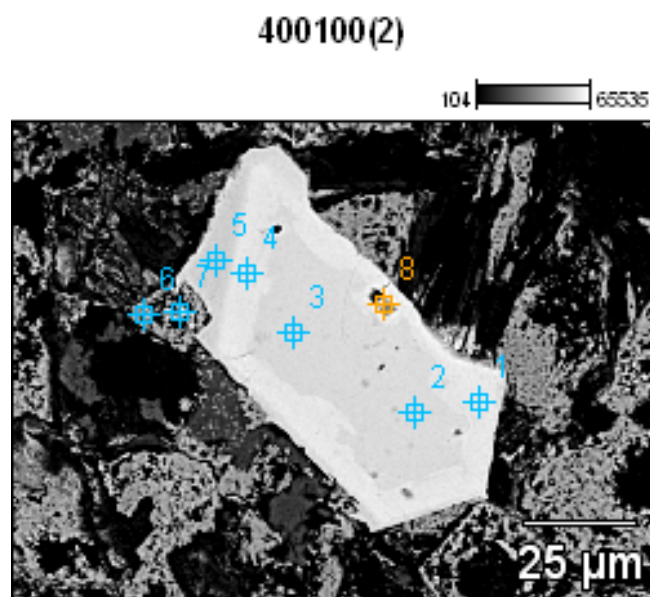


Figura 5.7 - Fotomicrografia destacando a zonação concêntrica em cristal de perovskita. Os números indicam locais de análise semiquantitativa por EDS. Nos pontos 6 e 7 verifica-se a presença de granada, provavelmente proveniente da interação da perovskita com sílica.

Foi detectada zonação em apenas uma amostra analisada por MEV, marcada principalmente por pequenas variações na composição química do núcleo em relação à borda: diminuição de Al_2O_3 , CaO , TiO_2 , SrO e aumento de Fe_2O_3 e Nb_2O_5 sugerindo interação com um líquido magmático mais diferenciado (Figura 5.7 e Tabela 5.4- Pontos de 1 a 5; 8).

Tabela 5.4 - Análises de EDS demonstrando a zonação de perovskitas do Complexo Alcalino Planalto da Serra. Pontos 6 e 7 são análises de granada.

	Na2O	MgO	Al2O3	SiO2	CaO	TiO2	Fe2O3	SrO	ZrO2	Nb2O5
400100(2)_pt1			0.68		37.51	57.85	2.60	1.36		
400100(2)_pt2	0.40		0.70		38.65	58.23	2.01			
400100(2)_pt3			0.72		39.25	57.91	2.13			
400100(2)_pt4	0.34		0.67		37.57	56.72	2.30	1.23		1.18
400100(2)_pt5	0.44	0.19	0.32		37.32	54.20	1.68	3.10	1.28	1.48
400100(2)_pt6		10.05	4.00	27.59	30.42	12.15	15.78			
400100(2)_pt7		4.38	4.94	31.68	30.64	11.99	16.37			
400100(2)_pt8	0.29	1.66	1.39	4.91	37.02	49.65	5.08			

5.4 - Granadas

No CAPS, as granadas ocorrem em quantidades variáveis em todos os tipos de bebedouritos. As análises da Tabela 5.5 mostram conteúdos de CaO entre 20,57% e 38,19%, Al₂O₃ variando de 0,06 a 17,23% e valores de Cr₂O₃<4,48%. Já o TiO₂ mostra uma variação relativamente grande entre 0,02 a 19,28%, permitindo agrupar duas populações de granadas: uma com valores de TiO₂ superiores a 3,5% e outra com valores de TiO₂ inferiores a 3,5%. Ambas populações são classificadas como membros da série andradita-melanita-schorlomita. O MgO alcança algumas vezes valores de até 15,82%. Entre os elementos menores ocorrem Na₂O abaixo de 0.58%, além de MnO e V₂O₃, que chegam a teores de 0,68% e 0,36% respectivamente. A soma dos ETR não ultrapassa 0,46%.

Deer *et al.*, (1992) classificam andraditas ricas em Ti em melanita e schorlomita, dependendo se predomina Fe³⁺ ou Ti no sítio octaédrico. O limite entre as duas variedades é a aproximadamente 15% de TiO₂. Henmi *et al.* (1995) propõem a existência de um novo membro final, morimotoita (Ca₃Ti₄+Fe²⁺Si₃O₁₂), derivado da andradita por substituição do Ti⁴⁺Fe²⁺ ↔ 2Fe³⁺. Entretanto, Fehr & Amthauer (1996) e Rass (1997) argumentam que há evidência de inconsistência em análises de morimotoita por Mossbauer e EPX.

As relações texturais entre as granadas de alto e baixo Ti são difíceis de serem estabelecidas em virtude de sua granulação fina. Entretanto, foi possível estabelecer uma correlação textural da granada de alto Ti com perovskita, sugerindo incremento de sílica no magma durante a diferenciação (Brod *et al.*, 2003).

Tabela 5.5 - Análises representativas de granadas do Complexo Alcalino Planalto da Serra. Fórmulas estruturais calculadas com base em 8 cations e 12 oxigênios. Membros finais calculados segundo Locock (2008).

Amostra	400089_03	400089_05	400089_07	399719_21	399719_23	399719_24	399719_25
Unidade	B2	B2	B2	B1a	B1a	B1a	B1a
Método	EPMA	EPMA	EPMA	EPMA	EPMA	EPMA	EPMA
SiO ₂	33,31	34,66	34,12	34,10	33,91	34,11	34,89
TiO ₂	4,75	0,97	2,65	0,39	0,10	0,36	0,82
Al ₂ O ₃	0,37	0,62	2,16	4,29	4,54	4,87	4,39
Cr ₂ O ₃	0,03	n.d.	0,02	0,05	0,02	0,01	0,03
V ₂ O ₃	0,05	0,05	0,17	0,05	0,05	0,04	0,24
Fe ₂ O ₃	24,23	28,3	24,59	23,44	23,25	22,7	23,39
FeO	1,01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
MnO	0,14	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Mn ₂ O ₃	n.d.	0,26	0,15	0,05	0,09	0,11	0,11
MgO	0,53	0,59	0,08	0,67	2,06	4,14	0,81
CaO	32,56	32,43	33,09	33,66	32,40	30,82	32,98
Na ₂ O	0,06	0,04	0,26	0,03	n.d.	0,07	0,05
K ₂ O	0,13	0,19	n.d.	0,03	n.d.	0,04	0,04
NiO	0,07	n.d.	0,01	n.d.	0,04	0,05	n.d.
La ₂ O ₃	n.d.	0,02	n.d.	n.d.	0,01	n.d.	0,03
Ce ₂ O ₃	n.d.	n.d.	n.d.	0,10	n.d.	0,05	0,04
Pr ₂ O ₃	n.d.	0,27	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Nd ₂ O ₃	0,11	0,08	n.d.	0,03	0,03	n.d.	n.d.
Sm ₂ O ₃	0,01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,01	n.d.
Eu ₂ O ₃	n.d.	0,04	n.d.	n.d.	0,03	n.d.	0,01
Gd ₂ O ₃	n.d.	0,05	0,11	n.d.	0,06	n.d.	n.d.
Total	97,04	97,91	97,28	96,72	96,42	97,22	97,71
Membros Finais							
Schorlomita	0,039	-	-	-	-	-	-
Schorlomita-Al	0,019	0,015	0,040	0,012	0,003	0,011	0,026
Morimotoita	0,073	-	-	-	-	-	-
NaTi granada	0,005	0,003	0,022	-	-	-	-
Morimotoita-Mg	0,069	0,027	0,010	-	-	-	-
Goldmanita	0,002	0,002	0,006	0,002	0,002	0,001	0,008
Uvarovita	0,001	-	0,001	0,002	0,001	0,000	0,001
Piropo	-	0,005	-	-	0,023	0,085	0,008
Grossularia	-	0,011	0,069	0,160	0,135	0,064	0,175
Andradita	0,751	0,913	0,792	0,748	0,739	0,707	0,739
Remanescente	0,042	0,025	0,062	0,076	0,098	0,131	0,043
Proporções dodec	3,042	3,000	3,077	3,064	3,000	3,000	3,000
Proporções oct	1,958	2,000	1,923	1,936	2,000	2,000	2,000
Proporções tet	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
Si	2,885	2,970	2,919	2,510	2,823	2,931	2,820
Ti	0,309	0,063	0,171	0,033	0,022	0,052	0,037
Al	0,038	0,062	0,218	0,680	0,475	0,435	0,484
Cr	0,002	0,000	0,002	0,000	0,001	0,002	0,004
Fe ²⁺	0,073	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ³⁺	1,579	1,825	1,583	1,380	1,414	1,479	1,394
Mn	0,010	0,017	0,010	0,015	0,007	0,007	0,012
Mg	0,069	0,075	0,010	1,018	0,511	0,101	0,508
Ca	3,021	2,978	3,033	2,351	2,734	2,969	2,735
V	0,004	0,004	0,012	0,005	0,003	0,016	0,004
Na	0,011	0,006	0,043	0,007	0,011	0,008	0,001

Vários sítios alternativos têm sido atribuídos na distribuição do Fe e Ti invocando combinações de alguns ou de todos os cátions de Fe^{2+} , Fe^{3+} , Ti^{4+} e Ti^{3+} , e envolvendo os sítios octaédrico, tetraédrico e dodecaédrico (Brod *et al.*, 2003). Tendo como referencia os valores de TiO_2 e Fe_2O_3 as granadas foram classificadas conforme a Figura 5.8.

Andraditas ricas em Ti são comuns em rochas alcalinas (Keep & Russel, 1992; Dingwell & Brearley, 1985; Huggins *et al.*, 1977; Vuorinen *et al.*, 2005), e são reportadas em bebedouritos do Complexo Alcalino de Tapira (Brod, 1999; Brod *et al.*, 2003) e Salitre (Barbosa *et al.*, 2012). De acordo com Mitchell (1996) schorlomitas e Ti-andraditas são comuns em produtos de reação sub-solidus em complexos melilitolíticos.

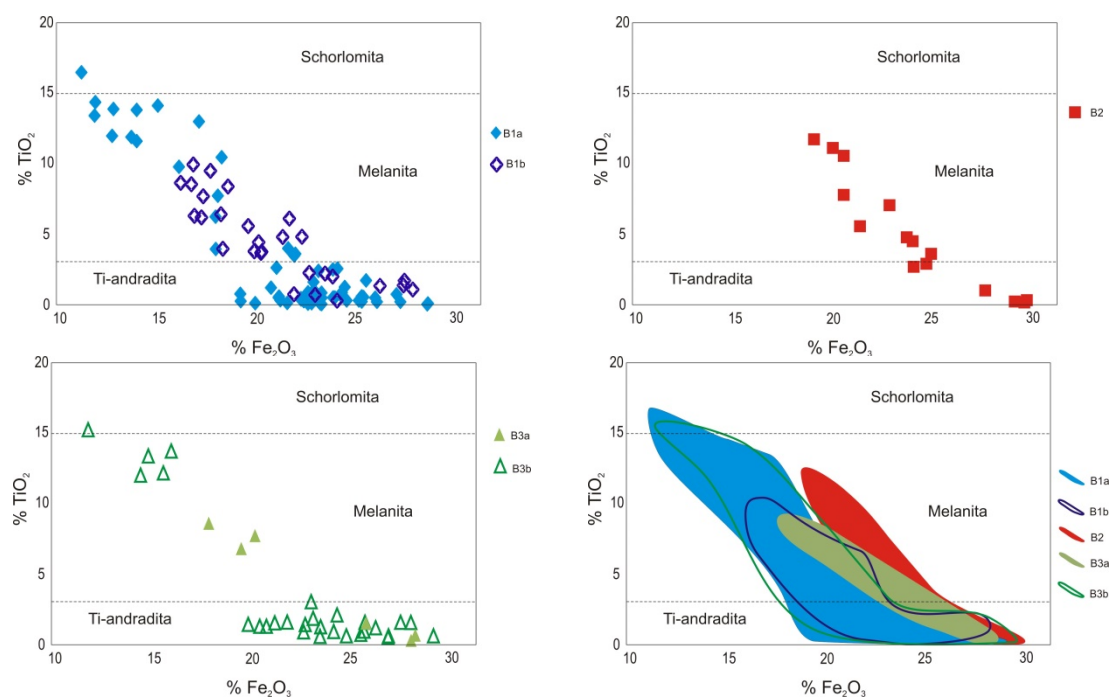


Figura 5.8 - Classificação das granadas da CAPS com base em TiO_2 e Fe_2O_3 destacando o predomínio de Ti Andradita e melanita. Intervalo composicional das granadas ricas em Ti: bebedouritos B1 (A e D), bebedouritos B2 (B e D), e nos bebedouritos B3 (C e D).

Nas amostras do CAPS observa-se uma variação composicional da granada com a evolução. Dentre os bebedouritos B1 observa-se que a granada atinge valores mais altos de TiO_2 em B1a do que em B1b e B2, o que é consistente com o caráter mais primitivo do grupo B1a. Adicionalmente, a granada de B2 está deslocada para valores mais altos de Fe_2O_3 , relativamente à de B1 (Figura 5.8), o que também é consistente com a evolução magmática. Em B3 a granada

mostra comportamento inverso, com a granada de B3b cobrindo um intervalo maior do que B3a, mas as razões para esta inversão não são claras.

5.5 - Apatitas

Os complexos alcalino-carbonatíticos brasileiros alimentam a demanda de fosfato nacional, enquanto que no mundo o fosfato lavrado provém predominantemente de fosforitos marinhos. O principal mineral fosfático destes complexos é a fluorapatita (Soubies *et al.*, 1991; Pereira, 1995; Ferrari, 2000).

A ocupação do sítio aniônico monovalente denomina as espécies dentro do grupo da apatita: fluorapatita com fórmula simplificada $\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6\text{F}_2$, hidroxiapatita, com fórmula simplificada $\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6(\text{OH})_2$, carbonato-apatita, com fórmula simplificada $\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4, \text{CO}_3, \text{OH})_6(\text{F}, \text{OH})_2$ e cloroapatita, com fórmula simplificada $\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6\text{Cl}_2$. Normalmente nenhuma destas composições simplificadas representa integralmente a apatita natural, devido às inúmeras substituições nos sítios dos cátions, além das substituições aniônicas descritas acima. De acordo com Toledo e Pereira (2001) a composição da apatita depende do meio de formação, mas é também influenciada pela necessidade de compensação de cargas quando ocorrem substituições entre íons de carga diferente em relação à apatita ideal.

Segundo Liu e Comodi (1993), a apatita de carbonatitos e de rochas alcalinas possui teores de SiO_2 muito variados, mesmo numa mesma amostra, tendo sido verificados valores de 0,16 a 4,88% de SiO_2 . Aqueles autores afirmam que altas relações Si/S, C/S, Sr/Mn e baixa razão F/OH, juntamente com conteúdos consideráveis em ETR, Si e CO_3^{2-} são considerados característicos de apatita proveniente de estágios precoces de complexos carbonatíticos, sendo feições distintivas de apatita de rochas alcalinas relacionadas, que são anteriores aos carbonatitos.

O teor de enxofre é normalmente baixo na apatita de carbonatitos, variando, segundo Hogarth (1989), de centésimos a décimos de 1% em SO_3 . No entanto, Toledo e Pereira (2001) encontraram valores elevados de SO_3 (até 2,98%) em apatita de rochas ultrabásicas alcalinas e carbonatíticas.

Liu e Comodi (1993) relatam teores de Na da ordem de décimos de por cento para a apatita primária e centésimos de por cento para a apatita secundária. A apatita de carbonatitos e rochas ultrabásicas parece apresentar teores maiores de Na do que apatitas de outros tipos de rochas ígneas e metamórficas.

O somatório de óxidos de ETR (ETR_2O_3) na apatita de carbonatitos, segundo Hogarth (1989), varia de menos de 1% a mais de 8%. O mesmo autor notou um enriquecimento em ETR

na apatita de carbonatitos tardios em relação às fases iniciais, no carbonatito de Kovdor (Rússia).

O sítio A é originalmente ocupado por Ca na apatita, mas também pode conter Sr, Ba, ETR, e, em menor escala, U e Th. ETR leves são geralmente enriquecidos em comparação com os ETR pesados. Fe, Mg e Na podem ocorrer em concentrações variáveis (Hogarth, 1989).

O sítio X é principalmente ocupado por P, mas pode ter conteúdo relevante de C se a apatita for formada a partir de líquidos ricos em carbono, particularmente durante os estágios mais tardios de evolução do magma. A concentração de Si é variável, mas muitas vezes alta (1-1.5%) (Sommerauer & Katz-Lehnert, 1985). O F⁻ é o ânion mais comum, sendo que OH⁻ e Cl⁻ ocorrem de forma subordinada.

Composições representativas de apatitas dos bebedouritos do CAPS são apresentados na Tabela 5.6. Os dados mostram composições variadas para as apatitas, com SiO₂<1.55%, FeO<1.2%, MgO<0.81%, Sr<7.72%, La₂O₃<0.1% e Ce₂O₃<0,29%. Cl e F ficaram abaixo de 0.06% e 4.25% respectivamente, Em função da falta de análises de CO₂ e dos baixos percentuais calculados de H₂O a ampla maioria das apatitas foi classificada como fluorapatita.

As variações nas apatitas das amostras estudadas não apresentam resolução ideal para uma caracterização dos tipos de bebedourito, havendo importante sobreposição composicional entre os campos. Entretanto, em detalhe observa-se um padrão de evolução geral com base nas variações do CaO e SrO. A Figura 5.9 mostra a evolução da apatita de diferentes tipos de bebedourito em termos de CaO e SrO. Dentre os bebedouritos do tipo B1, o SrO cresce de B1a para B1b, o mesmo sendo observado nos bebedouritos B3, de B3a para B3b. B2 tem um intervalo composicional equivante a B1b.

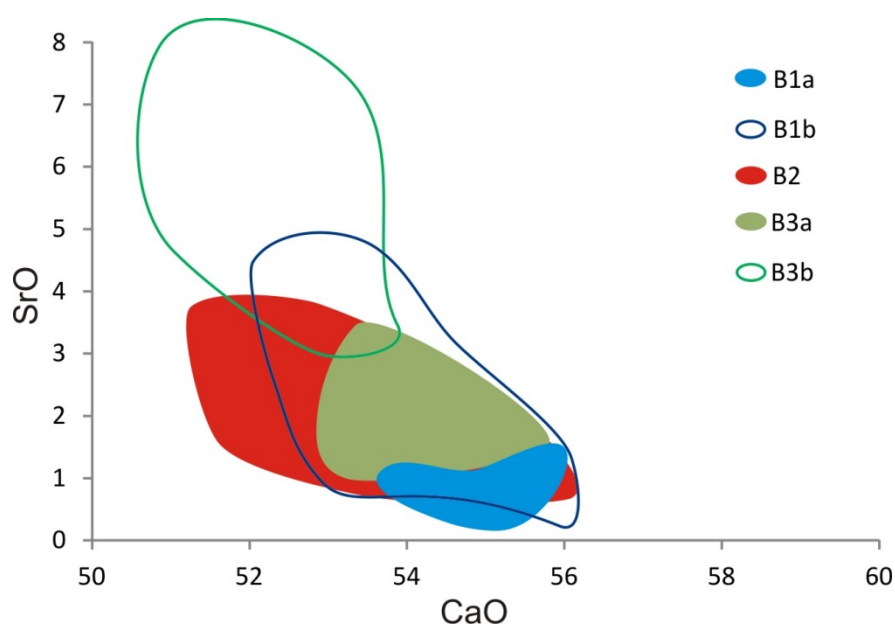


Figura 5.9 - Variação do CaO e SrO nos diferentes bebedouritos do Complexo Alcalino de Planalto da Serra.

Tabela 5.6 - Análises representativas de apatitas do Complexo Alcalino Planalto da Serra. Fórmulas estruturais calculadas com base em 16 cátions e 25 oxigênios.

Amostra	399721_3	399721_5	399721_9	400089_6	400098_4	399734_6	399732_2	399732_9	399732_11
Unidade	B1a	B1a	B1a	B2	B2	B2	B3a	B3a	B3a
Metodo	EPMA	EPMA	EPMA	EPMA	EPMA	EPMA	EPMA	EPMA	EPMA
CaO	53,76	55,17	55,08	53,95	52,84	53,4	53,68	53,98	53,49
Na ₂ O	0,03	0,07	0,02	0,08	0,11	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
SrO	1	0,37	0,46	1,71	1,54	1,22	1,61	1,7	2,07
MnO	n.d.	0,02	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,02	0,03	n.d.
MgO	n.d.	0,05	0,11	n.d.	0,19	n.d.	0,02	n.d.	n.d.
FeO	0,11	0,07	0,06	0,11	0,2	0,02	0,03	n.d.	0,13
La ₂ O ₃	0,02	0,04	0,09	0,05	n.d.	n.d.	0,03	0,01	0,09
Ce ₂ O ₃	0,02	0,06	n.d.	0,13	n.d.	0,04	0,02	0,03	0,08
Pr ₂ O ₃	n.d.	n.d.	0,01	0,37	n.d.	0,2	0,02	0,03	n.d.
Nd ₂ O ₃	n.d.	n.d.	0,14	0,02	n.d.	n.d.	0,03	0,05	0,09
P ₂ O ₅	42,07	41,01	40,92	40,66	39,98	41,88	42,14	42,02	41,58
SiO ₂	0,3	0,68	0,98	0,51	0,98	0,12	n.d.	0,04	0,37
H ₂ O(calc)	0,48	0,75	0,67	0,59	0,13	0,45	0,61	0,75	0,74
Cl	n.d.	0,03	0,06	0,01	n.d.	n.d.	n.d.	0,02	0,02
F	2,68	2,07	2,24	2,41	3,37	2,72	2,4	2,1	2,09
Total	100,48	100,39	100,84	100,59	99,34	100,05	100,61	100,75	100,74
Ca	9,839	10,174	10,107	10,008	9,815	9,835	9,866	9,941	9,879
Na	0,01	0,023	0,007	0,027	0,037	0	0	0	0
Sr	0,1	0,037	0,046	0,171	0,155	0,122	0,16	0,17	0,207
Mn	0	0,003	0	0	0	0	0,003	0,004	0
Mg	0	0,013	0,028	0	0,049	0	0,005	0	0
Fe	0,015	0,01	0,009	0,016	0,029	0,003	0,004	0	0,018
La	0,001	0,003	0,006	0,003	0	0	0,002	0,001	0,006
Ce	0,001	0,004	0	0,008	0	0,003	0,001	0,002	0,005
Pr	0	0	0,001	0,023	0	0,013	0,001	0,002	0
Nd	0	0	0,009	0,001	0	0	0,002	0,003	0,005
P	6,084	5,976	5,933	5,96	5,868	6,095	6,121	6,115	6,069
Si	0,052	0,117	0,168	0,088	0,17	0,021	0	0,007	0,064
Cations	16,101	16,36	16,312	16,307	16,123	16,09	16,165	16,244	16,253

Os dados de química mineral, complementados por petrografia e química de rocha total (ver capítulo 6), confirmam a proposta de evolução composicional dos bebedouritos do CAPS. Teores como o de Mg em piroxênios e flogopitas reforçam o caráter mais primitivo dos bebedouritos B1. Já os bebedouritos B3b apresentam as apatitas mais evoluídas, caracterizadas por mais alto Sr, consistente com as observações efetuadas anteriormente para outros minerais. Os bebedouritos de B2 ficam caracterizados por um comportamento intermediário.

CAPÍTULO 6 - QUÍMICA DE ROCHA TOTAL

Com um grande espectro composicional, tanto em termos de elementos maiores como de elementos traços, as rochas alcalinas muitas vezes tem a concentração de determinados elementos relacionada à concentração de minerais específicos. Por exemplo, Krasnova *et al.* (2004) reportam foscóritos com SiO₂ variando de 4,5% a 35%, e MgO entre 1 e 42%, dependendo da concentração de silicatos como diopsído, flogopita e fosterita. O ferro pode variar de 1% em alguns foscóritos, chegando a 95% em magnetitos. Os teores de P₂O₅ estão predominantemente relacionados à apatita, e podem variar de 1 a 23% (Krasnova *et al.*, 2004). Bebedouritos também apresentam um amplo espectro composicional, pois ocorrem normalmente como cumulados onde as variações modais controlam fortemente a composição química (e.g. Barbosa *et al.*, 2012). Conteúdos extremos de elementos como Ti e P, por exemplo, podem ser controlados pelo acúmulo de perovskita e apatita, respectivamente, nessas rochas. Feições similares podem ser encontradas em carbonatitos, por exemplo, com a acumulação de apatita e/ou magnetita, dentre outros.

O caráter cumulado da maioria dos bebedouritos torna complicado o uso de índices de diferenciação baseados em elementos maiores. Em certos casos, o uso de elementos traços em diagramas normalizados é mais útil na discriminação destas rochas. Entretanto, deve-se levar em conta que alguns elementos tradicionalmente considerados traços em outras rochas ígneas podem ter concentrações e comportamento de elementos maiores em bebedouritos. Um exemplo são os elementos Ba e Sr que podem ser medidos, em alguns casos, na escala de percentagem. Outro problema comum está nos valores de perda ao fogo, em virtude da presença de carbonato e/ou flogopita primários. Embora muitos autores optem pelo recálculo das análises para base seca, tal procedimento não se justifica quando as fontes de aumentos da perda ao fogo são constituintes primários. Neste trabalho optou-se por tratar os dados originais (base “úmida”).

A composição química de rocha total foi determinada em 20 amostras de bebedouritos, sendo que os elementos maiores foram analisados por ICP-AES e elementos traços e terras raras foram analisadas por ICPM-MS. Nos dois casos a análise foi realizada sobre amostra fundida com metaborato de lítio (LiBO₄) no Laboratório Acme, Vancouver.

Na Tabela 6.1, são apresentados os resultados das análises de rocha total de bebedouritos do CAPS. O caráter primitivo dessas rochas pode ser atestado por altos valores de MgO (8,86 a 20,51%), assim como de TiO₂ (2,12 - 3,12%). O CaO (8,09 - 23,41%) e o K₂O (0,05 - 7,10%) apresentam variações bastante amplas, enquanto que SiO₂ e Al₂O₃ estão abaixo de 39,20% e 8,63% respectivamente. O número de Mg varia de 45,75 a 57,88 e normalmente apresenta correlação positiva com elementos traços como Ni e Cr.

Os intervalos de Ni (226 – 521 ppm) e Cr (226 – 568 ppm) são consistentes com o caráter ultramáfico dos bebedouritos do CAPS. Os elementos como Rb (6,2 - 362,2 ppm) e Ba (458 – 6761 ppm) apresentam grande variação, possivelmente relacionada à abundância de flogopita. Elementos como Nb (132 – 282 ppm), Zr (182- 340 ppm), Hf (4,2 - 7,1 ppm), Y (23 - 40,7 ppm), Ta (1,8 - 9,7 ppm) e Th (17,3 - 40,9 ppm) têm valores relativamente baixos para este tipo de magma, sugerindo um estágio pouco evoluído. O escândio tem intervalos entre 18 a 24 ppm, compatível com rochas ricas em piroxênios (Horovitz, 1975).

Os diagramas multielementares normalizados ao condrito da Figura 6.1 mostram pronunciadas anomalias negativas de K e Rb nas rochas do grupo B1b e B3b enquanto que no bebedouritos B1a e B2 estas anomalias são mais incipientes. Pares de anomalias negativas nestes elementos têm sido interpretados como indicativos de retenção de flogopita na área-fonte mantélica (e.g. Gibson *et al.*, 1995, Província Ígnea do Alto Paranaíba). Entretanto no caso do CAPS, as rochas menos evoluídas nos grupos B1 (B1a) e B3 (B3a) mostram anomalias negativas bem menos pronunciadas de K e Rb do que seus equivalentes mais evoluídos (B1b e B3b, respectivamente), sugerindo que algum processo evolutivo, possivelmente fracionamento de cumulados ricos em flogopita, é responsável pela intensificação dessa assinatura.

O La apresenta uma anomalia positiva relativamente fraca em todas as rochas do CAPS. Sr é marcado por um leve pico negativo em todas as amostras. Esta pequena anomalia negativa de Sr está presente também nos kamafugitos de Uganda, e em kamafugitos da Província Alto Paranaíba (e.g. Gibson *et al.*, 1995) e da Província Alcalina de Goiás (Brod *et al.*, 2005), e parece ser uma característica da fonte mantélica de kamafugitos, possivelmente rica em clinopiroxênio. O fosforo apresenta comportamento variável em todos os grupos, provavelmente marcado por efeito de acumulação de apatita.

Os padrões de ETR dos bebedouritos do CAPS são apresentados na Figura 6.2. Estes padrões são suaves e íngremes, mostrando um forte enriquecimento de ETRL em relação aos ETRP, comportamento típico de rochas alcalinas (Van Wambeke, 1964). O forte paralelismo observado entre os padrões dos diferentes grupos de bebedouritos do CAPS sugere que não há envolvimento de fontes mantélicas muito diferentes na sua gênese. O comportamento anômalo dos ETRP, com alteração e, localmente, inversão da pendente, pode ser relacionado a produtos de imiscibilidade de líquidos, conforme descrito por Brod (1999) e Brod *et al.* (2013) para os complexos alcalino-carbonatíticos do Alto Paranaíba. As razões La/Lu normalizados pelo condrito apresentam intervalos entre 69,6 e 146,5. Já as razões de La/Sm(N) variam entre 5,72 e 8,33.

Tabela 6.1 - Análises de elementos maiores e traços dos bebedouritos do CAPS:

AMOSTRA	399719	399721	399736	400084	400083	400099	399739B
Unidade	B1a	B1a	B1b	B1b	B1b	B1b	B2
SiO ₂	29,97	32,32	29,56	31,76	24,52	28,85	28,78
TiO ₂	2,93	2,66	2,57	2,48	2,30	2,55	2,95
Al ₂ O ₃	5,51	6,85	6,16	6,96	5,76	5,87	7,08
Fe ₂ O ₃	14,01	12,02	13,26	12,58	13,87	13,68	14,90
MnO	0,29	0,19	0,23	0,23	0,30	0,22	0,25
MgO	16,98	18,32	17,26	15,62	14,12	17,22	20,51
CaO	18,30	16,34	19,00	15,68	17,42	19,79	10,35
Na ₂ O	0,03	0,03	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01
K ₂ O	1,16	1,52	0,92	4,23	4,44	0,11	1,29
P ₂ O ₅	1,61	1,32	1,71	0,98	3,06	2,40	1,66
Cr ₂ O ₃	0,06	0,08	0,05	0,04	0,04	0,05	0,05
L.O.I	8,20	7,40	8,10	8,30	12,50	8,40	11,10
Sum	99,11	99,15	98,84	98,86	98,43	99,13	98,99
TOT/C	0,60	0,58	0,41	1,06	2,50	0,50	1,24
TOT/S	0,06	0,05	0,07	0,36	3,14	0,48	0,22
Ba	1971	2235	3260	4707	6761	597	1569
Rb	60	74	42	216	243	7	81
Sr	1268	998	2243	1152	2690	2308	1951
Ta	3,2	1,8	6,8	7,5	5,4	7,1	8,1
Nb	137	133	183	181	190	203	231
Hf	6,7	4,5	4,8	4,6	4,8	4,4	5,7
Zr	248	215	233	183	254	244	318
Y	34	23	30	31	29	33	37
Th	18	17	34	35	30	33	37
U	4,4	3,8	6,3	4,4	7,1	6,3	6,7
Co	61	64	67	63	71	72	76
Ni	395	521	358	341	305	383	410
Sc	21	20	20	19	19	21	23
Cu	102	72	89	41	131	50	30
Pb	13	8	4	4	126	4	3
Zn	54	61	93	95	72	95	44
V	327	208	161	212	277	187	171
La	161	151	268	243	245	266	295
Ce	301	286	438	412	397	434	479
Pr	32,3	31,4	46,0	42,5	40,4	45,4	50,9
Nd	126	108	162	146	137	155	176
Sm	17,6	16,6	21,2	21,4	18,8	21,4	24,9
Eu	5,0	4,5	6,0	5,6	5,0	5,9	6,8
Gd	14,5	13,3	15,4	14,3	12,7	15,0	16,6
Tb	1,48	1,34	1,73	1,61	1,39	1,73	1,96
Dy	6,5	6,9	8,1	7,3	6,6	7,9	9,7
Ho	1,09	0,87	1,20	0,99	1,12	1,23	1,20
Er	2,45	2,16	2,70	2,31	2,29	2,54	3,27
Tm	0,31	0,29	0,31	0,29	0,26	0,35	0,36
Yb	1,94	1,73	1,84	1,68	1,55	1,89	1,88
Lu	0,24	0,19	0,20	0,20	0,19	0,23	0,26
Be	3	2	3	3	3	1	1
Co	61	64	67	63	71	72	76
Cs	3	10	1	13	9	0	18
Ga	12	12	14	15	26	14	15
Sn	3	1	1	3	1	1	2
W	2,3	2,8	1,3	1,9	0,3	2,6	2,1
Ag	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,3	0,1
As	1,8	2,1	1,5	0,7	1,5	1,8	0,6
Au	7,6	12,2	1,1	8,0	21,5	10,0	20,8
Bi	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1
Cd	0,1	0,2	0,2	0,1	0,3	0,1	0,1
Hg	0,02	0,04	0,01	0,04	0,09	0,07	0,01
Mo	369,3	484,3	345,5	316,9	287,1	359,4	387,8
Sb	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Se	0,3	0,3	0,3	0,3	0,9	0,3	0,3
Tl	0,1	0,3	0,1	0,7	0,6	0,1	0,5

Tabela 6.1 - Continuação:

AMOSTRA	399740	400098	400089	399734	400092C	400090	399732
Unidade	B2	B2	B2	B2	B2	B3a	B3a
SiO ₂	32,28	35,25	39,20	39,41	32,59	35,89	38,59
TiO ₂	2,77	2,61	2,12	0,59	2,95	2,61	2,20
Al ₂ O ₃	6,91	5,52	5,59	5,98	6,58	6,83	8,12
Fe ₂ O ₃	14,21	10,88	10,76	9,16	15,67	13,47	9,06
MnO	0,19	0,25	0,27	0,42	0,25	0,33	0,32
MgO	19,13	14,57	13,50	14,60	19,16	14,14	8,86
CaO	10,65	14,27	17,31	16,69	8,09	13,57	23,41
Na ₂ O	0,01	0,40	0,34	0,46	0,05	0,19	0,34
K ₂ O	2,54	5,33	4,36	4,60	5,25	5,72	2,49
P ₂ O ₅	1,70	5,69	3,99	5,91	2,92	4,54	3,37
Cr ₂ O ₃	0,05	0,04	0,04	0,03	0,06	0,04	0,03
L.O.I	8,30	3,80	1,40	1,20	5,00	1,30	2,10
Sum	98,76	98,68	98,93	99,02	98,67	98,66	98,92
TOT/C	1,04	0,47	0,05	0,04	0,25	0,04	0,03
TOT/S	0,14	0,56	0,02	0,03	0,53	0,32	0,17
Ba	4098	2557	3736	1284	4867	4403	4875
Rb	166	318	230	275	263	322	129
Sr	1554	4077	1657	3774	1586	2684	1517
Ta	9,7	6,9	6,0	1,2	8,1	7,2	5,3
Nb	238	315	192	35	246	282	195
Hf	5,7	7,8	4,3	3,5	5,1	6,2	5,0
Zr	287	393	226	193	278	340	233
Y	36	26	33	21	41	28	23
Th	39	28	23	33	40	30	22
U	7,3	6,9	5,8	17,0	6,4	8,0	5,0
Co	78	57	52	48	86	67	47
Ni	394	262	270	91	452	314	226
Sc	22	26	19	19	24	19	16
Cu	82	287	75	167	82	251	14
Pb	3	10	13	97	9	16	41
Zn	59	98	92	110	35	115	104
V	230	227	266	195	201	218	228
La	305	265	230	76	318	257	198
Ce	510	419	348	107	524	421	319
Pr	52,8	41,6	36,2	11,1	54,9	42,3	32,6
Nd	183	147	128	40	192	140	115
Sm	25,5	20,1	17,7	6,0	25,5	20,3	16,5
Eu	7,3	4,7	5,1	1,8	6,4	5,4	4,2
Gd	17,5	13,6	13,6	5,3	18,4	13,6	10,8
Tb	1,92	1,49	1,55	0,76	2,10	1,49	1,27
Dy	8,1	7,1	7,9	4,5	8,8	6,6	6,3
Ho	1,37	0,94	1,17	0,94	1,43	0,97	0,85
Er	2,86	1,99	2,51	2,27	2,97	2,44	2,11
Tm	0,36	0,24	0,28	0,24	0,35	0,31	0,25
Yb	2,25	1,29	1,60	1,29	2,04	1,89	1,63
Lu	0,28	0,17	0,20	0,17	0,26	0,23	0,23
Be	4	4	10	4	3	8	11
Co	78	57	52	48	86	67	47
Cs	25	15	10	15	20	16	6
Ga	14	18	19	16	17	23	10
Sn	1	1	2	1	2	1	3
W	2,2	2,5	0,7	0,3	1,3	0,8	0,3
Ag	0,1	0,2	0,1	0,3	0,1	0,1	0,1
As	0,8	4,9	3,2	0,9	0,3	1,1	1,1
Au	17,5	10,5	2,9	3,1	11,7	23,2	26,7
Bi	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,2
Cd	0,1	0,2	0,1	0,2	0,1	0,3	0,2
Hg	0,01	0,02	0,01	0,03	0,01	0,03	0,30
Mo	364,3	248,6	248,9	79,6	444,7	292,4	194,4
Sb	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Se	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3
Tl	1,4	1,5	0,7	1,1	2,5	2,1	0,4

Tabela 6.1 - Continuação:

AMOSTRA	400091	400086	399911	399739a	400100	399910
Unidade	B3a	B3a	B3b	B3b	B3b	B3b
SiO ₂	36,78	30,67	29,84	29,65	29,05	32,59
TiO ₂	2,62	2,64	2,93	2,65	2,53	3,12
Al ₂ O ₃	8,63	6,53	6,73	6,03	6,07	7,13
Fe ₂ O ₃	12,84	13,99	13,27	13,89	13,56	14,33
MnO	0,26	0,30	0,27	0,26	0,23	0,29
MgO	15,30	16,98	16,14	17,27	17,49	17,22
CaO	10,21	13,36	15,44	18,72	19,36	13,41
Na ₂ O	0,05	0,10	0,02	0,01	0,01	0,02
K ₂ O	7,10	4,20	0,36	0,05	0,42	0,21
P ₂ O ₅	3,20	1,24	2,41	1,61	1,78	2,35
Cr ₂ O ₃	0,04	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
L.O.I	2,00	8,60	11,60	9,00	8,40	8,40
Sum	99,10	98,70	99,13	99,20	98,96	99,17
TOT/C	0,03	1,32	1,80	0,36	0,45	0,53
TOT/S	0,01	0,34	1,02	0,24	0,30	0,82
Ba	1553	4841	754	458	1923	578
Rb	362	205	32	6	20	17
Sr	1784	1695	2213	1810	2366	1826
Ta	7,3	7,5	7,2	7,5	7,1	6,9
Nb	262	212	202	197	194	210
Hf	7,1	5,3	6,4	4,2	5,7	5,3
Zr	336	268	311	219	271	273
Y	29	36	34	33	32	38
Th	31	41	32	35	33	35
U	7,6	5,8	5,3	6,0	6,6	6,0
Co	64	67	70	71	71	75
Ni	314	367	359	382	375	415
Sc	22	22	22	21	21	24
Cu	39	60	139	93	104	134
Pb	6	7	4	8	5	10
Zn	136	51	87	89	94	108
V	165	182	195	152	175	174
La	275	339	252	286	277	268
Ce	430	528	414	471	447	452
Pr	43,8	54,1	42,7	47,9	46,1	46,5
Nd	152	182	141	167	161	162
Sm	20,8	25,6	21,5	22,8	22,0	24,2
Eu	5,8	7,0	5,6	6,1	5,8	6,3
Gd	14,5	17,5	15,3	15,9	14,9	16,7
Tb	1,59	1,88	1,71	1,71	1,72	1,89
Dy	7,3	8,4	8,2	7,8	7,8	8,9
Ho	1,15	1,23	1,20	1,12	1,24	1,21
Er	2,48	2,91	2,99	2,65	2,56	2,69
Tm	0,33	0,35	0,30	0,31	0,36	0,34
Yb	1,86	1,86	1,88	1,95	1,37	1,64
Lu	0,23	0,24	0,25	0,21	0,22	0,23
Be	1	1	5	7	1	5
Co	64	67	70	71	71	75
Cs	28	14	13	0	1	8
Ga	19	17	15	12	14	15
Sn	1	2	2	2	1	2
W	0,9	2,0	1,3	3,6	2,7	1,3
Ag	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
As	0,3	10,8	0,8	2,0	1,7	0,6
Au	11,0	11,6	27,2	33,6	9,0	27,7
Bi	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Cd	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2
Hg	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,03
Mo	306,6	352,1	334,8	367,4	355,7	389,7
Sb	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Se	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3
Tl	2,5	0,7	2,5	0,1	0,1	2,6

Tendo em vista o caráter ultrapotássico das rochas do CAPS destacado por diferentes autores (Pinho *et al.*, 2005; Neder *et al.*, 2005; Ormond, 2006), e em virtude do caráter de extrema instauração em sílica, o que dificulta o uso de diagramas de classificação como o de Cox *et al.* (1979) e Le Maitre *et al.* (1989), utilizou-se os critérios descritos em Foley *et al.* (1987) para classificação das amostras estudadas. Segundo Foley *et al.* (1987), são considerados ultrapotássicas as rochas que apresentam razão K_2O/Na_2O maior que 2, e tanto K_2O quanto MgO mais altos que 3 %. Com base nos dados da tabela 6.1 verifica-se que os valores de MgO variam de 8,86 a 20,51% e as razões K_2O/Na_2O variam de 3 a acima de 800 devido ao Na_2O extremamente baixo, satisfazendo as condições sugeridas por Foley nestes critérios. K_2O apresenta valores abaixo do valor estipulado. Feição similar foi observada em kamafugitos do Alto Paranaíba (Gibson *et al.*, 1995, Brod *et al.*, 2000) e da Província Alcalina de Goiás (Junqueira-Brod *et al.*, 2004; Brod *et al.*, 2005). A identificação de kalsilita naquelas rochas as caracteriza como kamafugitos, e a grande variação nos teores de K_2O , assim como na razão K_2O/Na_2O , tem sido interpretada como produto da mobilidade do potássio e do sódio em processos de carbonatação e silificação subsolidus.

Apesar do fato de as rochas ultrapotássicas máficas serem volumetricamente pequenas em escala global, a heterogeneidade na sua composição química em termos de elementos maiores é grande. Em Foley *et al.* (1987) e Foley (1992), as rochas ultrapotássicas são agrupadas em três grandes grupos: Grupo I, lamproítos, caracterizados principalmente pelo baixo CaO , Al_2O_3 e Na_2O , e alta razão K_2O/Al_2O_3 , conteúdo de TiO_2 e razão extremamente alta de K/Na . Grupo II, kamafugitos, se caracterizam pelo baixo teor de SiO_2 , Al_2O_3 e Na_2O , alto CaO e variável razão K_2O/Al_2O_3 . O grupo III (tipo Província Romana) se caracteriza pelo alto teor de Al_2O_3 , baixo TiO_2 e baixa razão de K_2O/Al_2O_3 . Na figura 6.3, os diagramas binários baseados em Foley *et al.* (1987) mostram invariavelmente uma proximidade das amostras do CAPS com o campo dos kamafugitos.

Ressalta-se aqui que os valores de SiO_2 abaixo de 39,2%, alto teor de CaO e Al_2O_3 relativamente baixo são características do Grupo II, se comparados com os grupos I e III de Foley *et al.* (1987). Outras características são o Na_2O baixo, e a presença de melilita e perovskita verificados em lâminas petrográficas do CAPS. Por outro lado, não foi identificada a presença de kalsilita, que é um mineral essencial dos kamafugitos. Assim, a mineralogia das rochas do CAPS não garante a sua classificação como kamafugitos no sentido petrográfico, mas

a sua afinidade geoquímica com kamafugitos é bastante evidente, pelo menos em termos de elementos maiores. A figura 6.3 também compara as rochas de afinidade kamafugítica do CAPS com kamafugitos e rochas ultrapotássicas similares (flogopita picritos) da Província do Alto Paranaíba e com kamafugitos da Província Alcalina de Goiás.

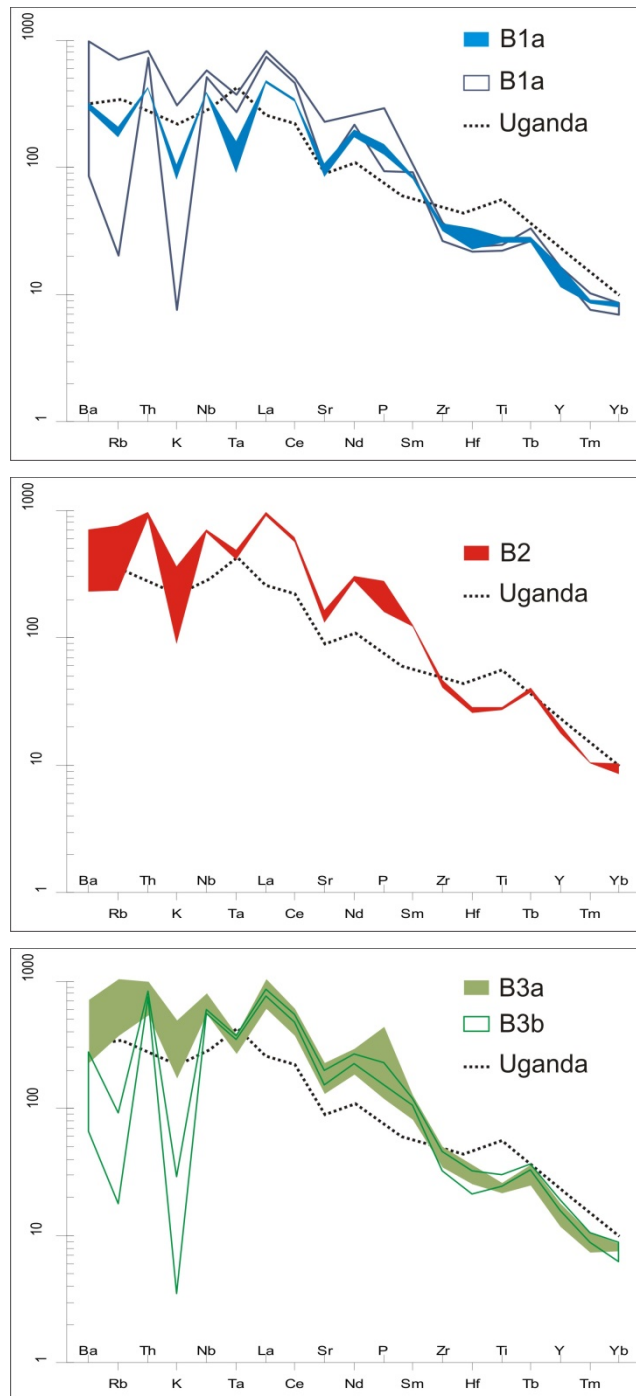


Figura 6.1 - Diagramas multielementares normalizados pelo condrito apresentando os três tipos de bebedouritos em comparação com o padrão dos kamafugitos de Uganda. Fatores de normalização de Boynton (1984).

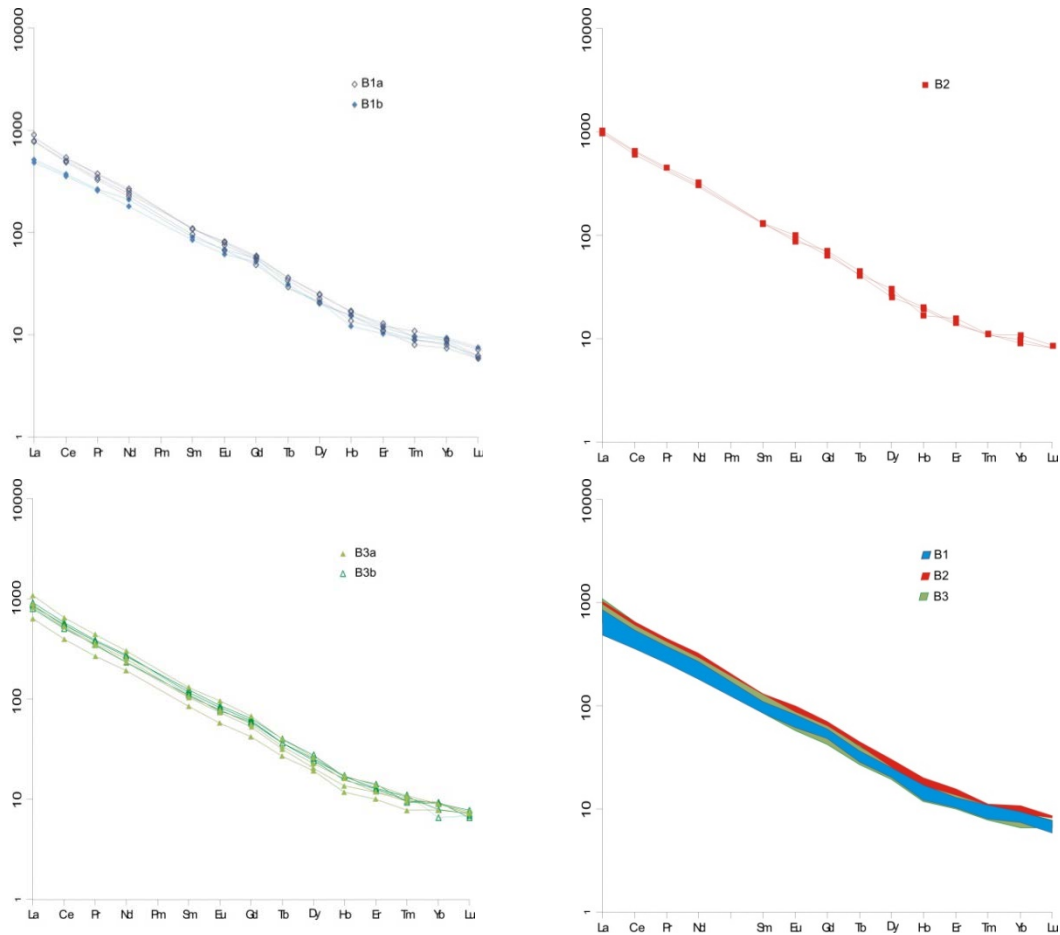


Figura 6.2 - Diagramas de ETR normalizados pelo condrito dos diferentes tipos de bebedouritos do CAPS. Fator de normalização de Boynton (1984).

Em termos de elementos menores, a afinidade dos bebedouritos do CAPS com rochas kamafugíticas também é evidenciada por diagramas Th/Yb versus Ta/Yb e Th/Zr versus Nb/Zr (Figura 6.4). Ambos diagramas mostram que as rochas do CAPS situam-se na porção mais enriquecida da faixa de rochas derivadas de fontes mantélicas em ambientes não relacionados a subducção.

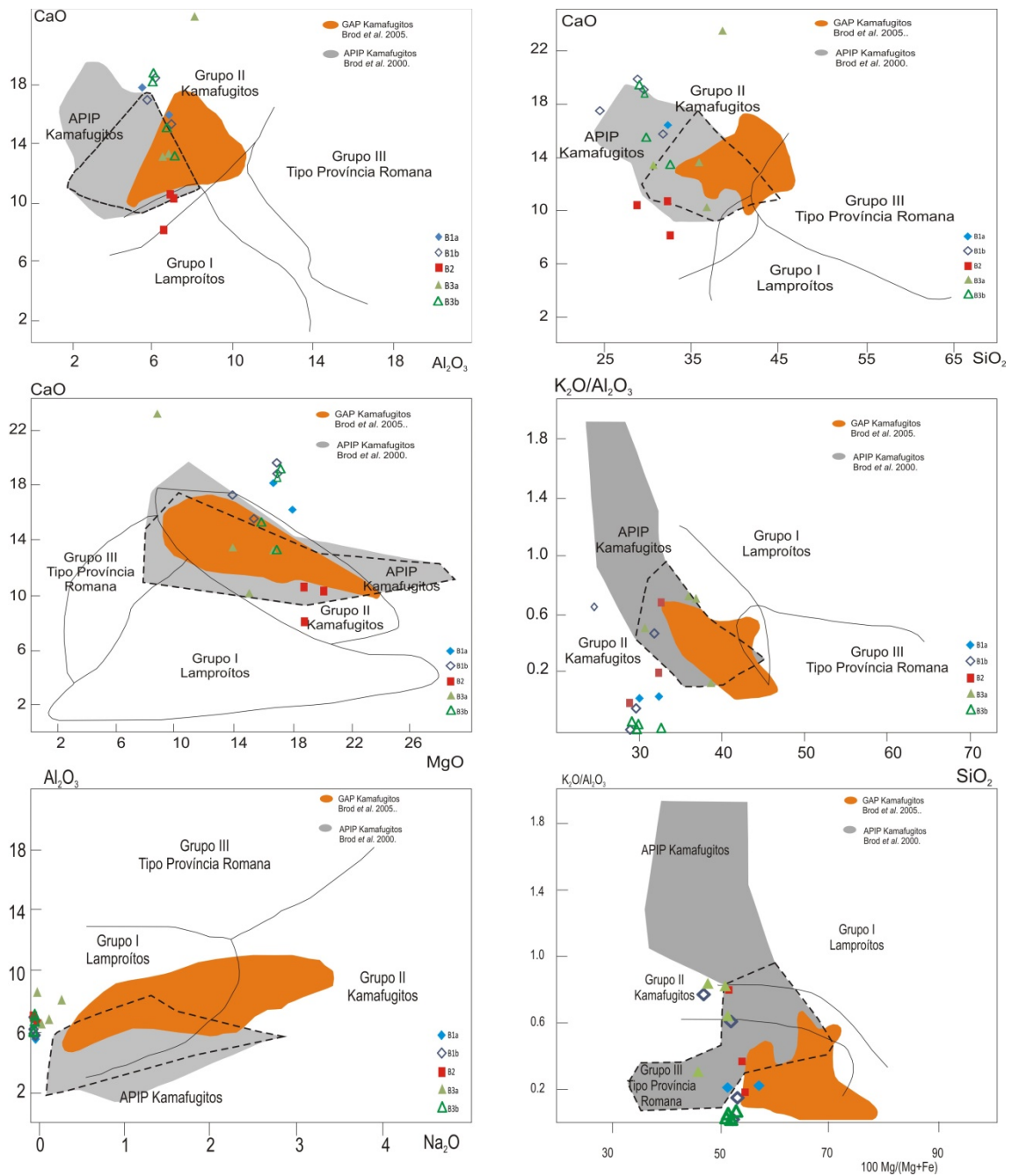


Figura 6.3 - Diagramas de classificação para rochas ultrapotássicas de Foley *et al.* (1987), apresentando a afinidade kamafugítica das rochas do CAPS. Também são apresentados os campos de kamafugitos (tracejado) e flogopita picritos (sombreado cinza) da Província Ígnea do Alto Paranaíba de Brod *et al.* (2000). Os kamafugitos da Província Alcalina de Goiás são apresentados em sombreado laranja. Fonte dos dados: Moraes (1984), Danni *et al.* (1990), Danni e Gaspar (1994), Junqueira-Brod (1998), Sgarbi e Gaspar (2002) e Brod *et al.* (2005).

Também fica bastante evidente a similaridade química dos bebedouritos do CAPS com os kamafugitos da APIP, da Província Alcalina de Goiás e de Toro-Ankole, e sua considerável diferença em relação aos kamafugitos italianos, Província Romana e rochas potássicas do leste do Paraguai. Em relação às rochas alcalinas sódicas do leste do Paraguai, apenas os

bebedouritos B1a apresentaram-se semelhantes em função dos valores relativamente baixos de Nb e Ta.

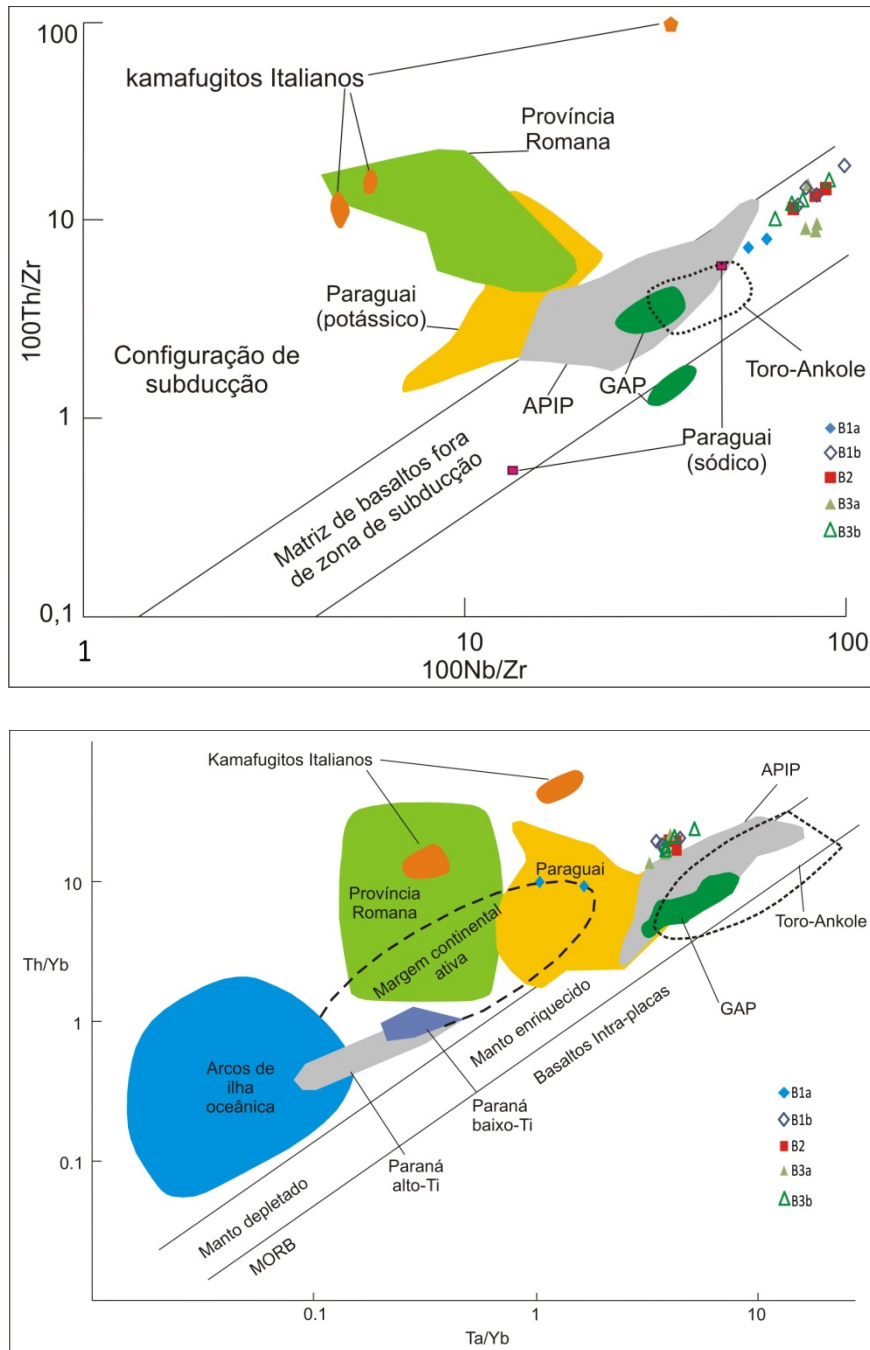


Figura 6.4 - Diagrama Th/Yb versus Ta/Yb apresentando a composição dos bebedouritos da CAPS. Dados para rochas potássicas e sódicas do Paraguai são de Comin-Chiaramonti *et al.* (1997), Kamafugitos italianos são de Conticelli and Peccerillo (1992) e Província Romana de Peccerillo *et al.* (1988). Rochas da APIP são de Gibson *et al.* (1995) e Brod *et al.* (2000). Outros campos são de Wilson (1989). Diagrama Th/Zr versus Nb/Zr mostrando os bebedouritos do CAPS. Também são plotados os flogopita picritos da APIP de Gibson *et al.* (1995b) e Brod *et al.* (2000), além de rochas potássicas do Paraguai de Comin-Chiaramonti *et al.* (1997), kamafugitos italianos de Conticelli & Peccerillo (1992) e Peccerillo *et al.* (1988).

Nos diagramas multielementares normalizados ao condrito da Figura 6.1 foi plotado para comparação o padrão dos kamafugitos de Uganda. O padrão de amostras do CAPS apresenta enriquecimento em elementos incompatíveis e inclinação semelhantes ao dos kamafugitos do rift africano, mas é mais irregular, com uma maior quantidade de anomalias, provavelmente devidas à extração ou acumulação de minerais específicos. Características possivelmente herdadas da fonte, como pequenas anomalias negativas de Rb, K e Sr, sugerem uma fonte mantélica metassomatizada, rica em clinopiroxênio, para os bebedouritos do CAPS.

CAPÍTULO 7 - DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

Este estudo envolveu um universo de 21 amostras incluindo intervalos de testemunhos de sondagem e amostras de mão cedidas pela empresa Anglo American Brasil Ltda. Além das dificuldades intrínsecas ao estudo de rochas alcalinas, principalmente em função de sua variabilidade mineralógica e heterogeneidades, muitas das amostras do CAPS apresentam granulação muito fina, dificultando o uso de diversas ferramentas tradicionais e exigindo a aplicação de métodos alternativos, como microscopia eletrônica de varredura, para identificação das fases minerais. A integração dos dados obtidos nas diversas etapas do trabalho permitiu realizar as seguintes discussões e extrair conclusões importantes.

7.1 Discussões

Com base em indícios de campo (Souza, *informação verbal*²) e a idade de cerca de 600 Ma (Comin-Chiaramonti *et al.*, 2011, De Min *et al.*, 2013), os bebedouritos do CAPS estão encaixados nas rochas do Grupo Cuiabá e do Grupo Araras. As formações Nobres e Pacu, que compõem o Grupo Araras têm seu ambiente de sedimentação interpretado por Souza *et al.* (2012) como uma bacia do tipo *rift*, com rápida evolução para plataforma carbonática em margem continental aberta. Este ambiente geológico é compatível com a geração e instalação de magmas ultrapotássicos como kamafugitos.

Diversos estudos experimentais propõem que a gênese dos kamafugitos envolve diferentes graus de fusão parcial de clinopiroxenito, peridotito enriquecido em K, granada/espínélio lherzolito ou flogopita piroxenito (Edgar *et al.* 1976, 1980; Lloyd *et al.* 1987; Foley *et al.* 1987; Lloyd *et al.* 1991), sempre controlado por altas razões H₂O/CO₂. Entretanto, o alto Ca e Sc dos kamafugitos são indicativos de uma fonte mantélica rica em clinopiroxênio. O mecanismo admitido para formação desta fonte mineralógica é a conversão do manto harzburgítico ou lherzólítico para manto wehrlítico em função da reação das rochas do manto com fusões ou fluídos carbonatíticos de composição dolomítica (por exemplo, Dalton & Wood, 1993), possivelmente a pressões relativamente baixas (<25 kbars) e equivalentes a 75 km de profundidade no manto. Esta é também a ordem de profundidade estimada para a geração dos magmas responsáveis pela formação de complexos alcalino-carbonatíticos como os da Província Alto Paranaíba (Gibson *et al.*, 1995).

Outra questão que deve ser abordada é a deformação e o metamorfismo do conjunto de rochas que compõem a Faixa Paraguai. Segundo Alvarenga & Trompette (1993), as rochas da

² Informação obtida em reunião interna com a equipe executora do Projeto Planalto da Serra em outubro de 2012.

Faixa Paraguai são afetadas por um metamorfismo genericamente caracterizado como de grau baixo. Tal evento teria ocorrido entre 550 e 500 Ma (Lacerda Filho, 2004) indicando que as rochas do CAPS passaram por este evento. Entretanto, a deformação, em função do contraste reológico entre os níveis pelíticos das rochas encaixantes e bebedouritos, fica muito restrita ou até mesmo ausente das rochas do CAPS.

Associações mineralógicas como tremolita + clinocloro + serpentina, de ampla ocorrência no bebedouritos do CAPS, são típicas de metamorfismo regional em rochas ultramáficas (Lastochkin *et al.*, 2011; Bucher e Grapes, 2011). Vesuvianita, granadas com baixo Ti e alanita compõem assembleias metamórficas descritas por Casillas *et al.* (2011) em metacarbonatitos. A ocorrência de hialofano pode indicar a remobilização do Ba que, por sua vez, ocorre em alto teor em algumas das flogopitas. Segundo Lastochkin *et al.* (2011), a recristalização de carbonatos e apatitas em função do metamorfismo regional fácies xisto verde gera minerais como monazita e alanita em função da remobilização de ETR. Processos metassomáticos intrínsecos a intrusões alcalinas possivelmente se superimpuseram às paragêneses primárias, dificultando a determinação clara tanto das paragêneses originais, quanto das paragêneses de metamorfismo regional. Estudos detalhados de temperatura e pressão em minerais, isótopos e análise química de minerais tidos como metamórficos podem caracterizar melhor os resultados do metamorfismo regional nas rochas do CAPS.

O potencial mineral das rochas do CAPS é diminuído pelo baixo grau de evolução magmática, marcado pela ausência, até o momento, de volumes significativos de rochas das séries foscorítica e carbonatítica. Considerando-se que as mineralizações podem estar relacionadas a processos de diferenciação magmática seja por acumulação de cristais ou por concentração como líquido residual ou em fluidos hidrotermais tardios ou, ainda, como produto de imiscibilidade de líquidos, a ausência ou o desenvolvimento limitado destes processos reduz o potencial de formação de depósitos econômicos, embora não o elimine. Outro processo de concentração para formação de depósitos econômicos seria a redução de volume, por lixiviação, durante a formação do solo, gerando concentrações residuais supergênicas. Entretanto, as formas de instalação como diques e *plugs* dificultam a acumulação de apatita e outros minerais nos protominérios magmáticos. Além disso, o volume conhecido de rochas bebedouríticas do CAPS é relativamente pequeno, reduzindo também o potencial de mineralização. Uma possível nova ocorrência é citada por Chiarini *et al.* (2010) que descrevem uma anomalia geofísica localizada na borda da Bacia do Paraná (aproximadamente: 54°14'30"W, 14°47'30"S), com amplitude relativamente superior às demais, grande comprimento de onda e ausência de resposta gamaespectrométrica sugerindo corpo causativo não aflorante. Diversas outras anomalias geofísicas na região ainda necessitam ser investigadas.

7.2 Conclusões

O Complexo Alcalino Planalto da Serra é formado predominantemente por intrusões na forma de diques e *plugs* orientados segundo o *trend* regional N70E. As encaixantes são rochas metassedimentares atribuídas ao Grupo Cuiabá e ao Grupo Araras da Faixa Paraguai. As rochas alcalinas do CAPS são classificadas como silicáticas da série bebedourítica. Essas rochas são, na sua maioria, cumulados finos, formados essencialmente por variações modais de clinopiroxênio, flogopita, perovskita, apatita e olivina carbonatizada ou serpentinizada. Esta composição mineralógica não se encaixa em nenhum esquema tradicional de classificação de rochas ígneas, mas coincide com a definição de bebedouritos, discutida em detalhe por Barbosa *et al.* (2012).

Os bebedouritos que compõem o CAPS são separados em três grupos, com base em sua composição modal, assembleia mineralógica, química mineral e química de rocha total:

B1a - Rocha mais primitiva do complexo com presença de pseudomorfos de olivina serpentinizada, grande quantidade de clinopiroxênio e Ti-magnetita, além de minerais como melanita, andradita e flogopita com características químicas mais primitivas. Esse tipo é restrito às rochas dos alvos Lau Massau e Chibata;

B1b - Composição modal semelhante a B1a, exceto pela ausência característica de olivina. As características de química mineral não evidenciam um caráter tão primitivo sobrepondo-se, em muitos casos, aos bebedouritos mais evoluídos;

B2 - Bebedouritos intermediários caracterizados pela presença de diferentes tipos de piroxênio (diopsídio e aegirina), com flogopita e perovskita em menor proporção, e amplos intervalos de variação de química mineral;

B3a - Assembleia mineralógica compatível com os demais bebedouritos exceto pela presença de minerais de ETR. Características químicas difusas, muitas vezes se sobrepondo aos bebedouritos B2;

B3b - Caracterizam-se pela maior quantidade de aegirina, sulfetos, calcita e minerais de ETR, principalmente carbonatos de ETR. As soluções sólidas relevantes apresentam maior enriquecimento em termos finais evoluídos.

Em termos de distribuição geográfica, é possível afirmar que o alvo Mutum é formado por toda sequência de evolução (B1, B2 e B3), exceto pela ausência dos bebedouritos B1a. Estes últimos, que são as rochas mais primitivas encontradas, estão restritos aos alvos Lau Massau e Chibata.

A afinidade kamafugítica dos bebedouritos do CAPS se caracteriza pelo baixo teor de SiO_2 , Al_2O_3 e Na_2O , alto CaO e variável razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$, critérios atendidos pela ampla maioria das amostras do CAPS. Outras características são a presença de melilita e perovskita (Foley *et al.*, 1987). A presença de perovskita primária indica um alto grau de instauração em

sílica dos magmas do CAPS. Outras feições características são granulação fina, ausência de plagioclásio, nefelina e outros feldspatóides. Embora a mineralogia destas rochas não garanta a sua classificação como kamafugitos no sentido petrográfico, tendo em vista que até o momento não foi identificada a presença de kalsilita, sua afinidade geoquímica com kamafugitos é evidente, pelo menos em termos de elementos maiores.

Com relação a elementos menores, a afinidade dos bebedouritos do CAPS com kamafugitos também é evidenciada por diagramas Th/Yb versus Ta/Yb e Th/Zr versus Nb/Zr. Nesses diagramas as rochas do CAPS apresentam características muito similares aos kamafugitos das províncias do Alto Paranaíba (APIP), de Goiás (GAP) e da região de Toro-Ankole, na África, e consideráveis diferenças em relação aos kamafugitos italianos, Província Romana e rochas potássicas do leste do Paraguai os quais possuem razões Nb/Zr e Ta/Yb mais baixas.

Com base na química mineral e nas características petrográficas, propõe-se que a evolução magmática do CAPS tenha ocorrido principalmente a partir de um magma silicatado, o que é consistente com a ausência de volumes significativos de líquido magmático residual saturado em carbonatos e apatita. Alternativamente, se um líquido mais evoluído foi gerado durante a diferenciação do complexo, ele pode ter se alojado em porções superiores da crosta, e ter sido erodido.

Além da fusão parcial, a cristalização fracionada, metassomatismo e imiscibilidade de líquidos são considerados os mais importantes mecanismos de diferenciação de magmas alcalinos e carbonatíticos. A maioria das evidências aponta que os bebedouritos do CAPS evoluíram por cristalização fracionada, dada a progressão de bebedouritos com resquílios de olivina (B1a) para bebedouritos com percentual modal maior de carbonatos e características químicas mais evoluídas (B3b). Tanto entre os bebedouritos B1 quanto B2 é possível verificar o efeito do aumento da atividade de sílica sobre os minerais de Ca e Ti, os quais podem ser utilizados como medida relativa de instauração de SiO₂ no magma. Este aumento dos teores de sílica pode ser atribuído tanto à cristalização fracionada quanto à imiscibilidade de líquidos. O processo de metassomatismo pode estar ligado à fase mineralógica que forma a porção mais fina dos bebedouritos formada por flogopita fina, granada e apatita (Figura 4.9). Apesar da ausência de texturas que indicam imiscibilidade de líquidos, a presença de vênulas e micro bolsões de calcita associados a consideráveis variações nos valores de Th, Nb, Ta, Zr e Hf (Figura 6.4) sugerem a presença deste mecanismo de diferenciação magmática (Brod *et. al.*, 2013). Além disso, O comportamento anômalo dos ETRP, com mudança e, localmente, inversão da pendente, pode também ser relacionado a produtos de imiscibilidade de líquidos, mesmo que de forma restrita, conforme descrito por Brod (1999) e Brod *et al.* (2013) para os complexos alcalino-carbonatíticos do Alto Paranaíba.

Constituintes como MgO e SiO₂, tradicionalmente utilizados como índices de diferenciação não variam de forma sistemática nos bebedouritos do CAPS, mas a composição química de minerais individuais permite reconhecer uma evolução magmática de B1 para B3, possivelmente com episódios de recorrência.

Admitindo-se como magma parental uma composição semelhante aos flogopita picritos dos complexos da APIP (Brod, 1999; Brod *et al.*, 2000), os magmas do CAPS evoluíram predominantemente por cristalização fracionada. A acumulação de perovskita e olivina (B1a) provocou um aumento de P₂O₅ e CO₂ no magma, mas não o suficiente para geração de um líquido imiscível, principalmente se se levar em consideração a quantidade de carbonato intercumulus presente nos bebedouritos B2 e B3a. Episódios de recristalização subsolidus, possivelmente associados a metassomatismo tardio, bem como a superimposição de uma paragênese metamórfica de facies xisto verde também são reconhecíveis.

8 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abreu Filho, W. 2011. Projeto Fosfato Brasil - Estado de Mato Grosso: áreas Araras / Serra do Caeté e Planalto da Serra / Organizado por Waldemar Abreu Filho, Felicíssimo Rosa Borges e Maisa Bastos Abram. – Goiânia: CPRM.
- Almeida, F. F. M. 1964. Geologia do Centro-Oeste Mato Grossense. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, Bol.214, p. 137.
- Almeida, F. F. M. 1965. Geossiclíneo Paraguaio. In: 1º Semana de Debates Geológicos. Porto Alegre, CAE G/UFRGS. p 87-101.
- Almeida F.F.M. 1968. Evolução tectônica do Centro-Oeste brasileiro no Proterozóico Superior. An. Acad. Bras. CL, 40 (supl.), p.285-293.
- Almeida F.F.M. 1974. Sistema tectônico marginal do Cráton do Guaporé. Congresso Brasileiro de Geologia, 28, Porto Alegre, Anais, 4, p.11-17.
- Almeida, F.F. M. 1977. O Cráton do São Francisco. Revista Brasileira de Geociências, 7, p.349-364.
- Almeida F.F.M., HASUI, Y. 1984. O Pré-Cambriano do Brasil, São Paulo, Ed. Blücher. p. 265-281.
- Alvarenga, C. J. S., Trompette, R. 1993. Evolução Tectônica Brasileira da Faixa Paraguai Na região de Cuiabá. Revista Brasileira de Geociências, 23(1), p. 18 - 30.
- Alvarenga, C. J. S. 1984. Dobramentos da Faixa Paraguai na borda sudeste do Cráton Amazônico. In: Congr. Bras. Geol., 33. Rio de Janeiro, 1984. Anais... Rio de Janeiro, SBG, v. 7, p. 3258-3271.
- Alvarenga, C.J.S. 1988. Turbiditos e a glaciação do final do Proterozóico Superior no Cinturão Paraguai, Mato Grosso. Revista Brasileira de Geociências. 18, p. 323-327.
- Alvarenga, C. J. S. 1990. Phénomènes sédimentaires, structuraux ET circulation de fluides développés à la transition chaîne-craton: exemple de chaîne Paraguai d'âge protérozoïque supérieur, Mato Grosso, Brésil. Thèse de doctorat, Univ. Aix-Marseille III, France, p 177.
- Alvarenga, C. J. S., Saes, G. S. 1992. Estratigrafia e Sedimentologia do Proterozóico Médio e Superior da Região Sudeste do Craton Amazônico. Revista Brasileira de Geologia, 22(4), p. 493-499.
- Alvarenga C.J.S. & Trompette R. 1993. Brazilian tectonic of the Paraguay Belt: the structural development of the Cuiabá region. Revista Brasileira de Geociências, 23, p.18-30.
- Amthauer, G. and Rossman, G. R. 1998. The hydrous component in andradite garnet American Mineralogist, 83, p. 835-840.
- Barbosa, E. S. R. 2009. Mineralogia e Petrologia do Complexo Carbonatítico-Fosforítico de Salitre. Ph.D. Thesis. University of Brasília, Brazil.
- Barbosa, E. S. R., Brod, J. A., Junqueira-Brod, T. C., Dantas, E. L., Cordeiro, P. F. O., Gomide, C. S. 2012. Bebedourite from its type area (Salitre I complex): A key petrogenetic series in

the Late-Cretaceous Alto Paranaíba kamafugite-carbonatite-phoscorite association, central Brazil. *Lithos*, 144-145, p. 56-72.

Barros, A.M., Simões, M.A. 1980. Levantamento geológico nas porções meio-oeste da Folha SD.21-Z-A e extremo noroeste da Folha SD.21-Z-C, abrangendo áreas dos municípios de Raizama, Rosário Oeste, Nobres e Diamantino. Goiânia, Projeto RADAMBRASIL (relatório interno, 387-G), p.31.

Barros, A. M., Silva, R. M., Cardoso, O. R. F. A., Freire, F. A., Souza, J. J. Jr.; Rivetti, M.; Luz, D. S.; Palmeira, R. C. B.; Tassinari, C. C. G. 1982. Folha SD-21 Cuiabá, Geologia. In: RADAMBRASIL. Rio de Janeiro, MME (Levantamento de Recursos Naturais 26), p. 25-192.

Bizzi L. A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R. M., Gonçalves, J. H. 2003. Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil. - Brasília: CPRM –Serviço Geológico do Brasil, p.692.

Boynton, W. V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteoritic studies. In: Henderson, P. (ed.) *Rare Earth Elements Geochemistry*. Amsterdam: Elsevier, p. 63-114.

Brigatti, M. F., Medici, L., Poppi, L., Vaccaro, C., 2001. Crystal chemistry of trioctahedral micas-1M from the Alto Paranaíba Igneous Province, Southeastern Brazil: *Canadian Mineralogist*, v. 39, p. 1333-1345.

Brod, J. A., 1999. Petrology and geochemistry of the Tapira alkaline complex, Minas Gerais State, Brazil. Ph. D. Thesis, University of Durham, Durham, UK.

Brod, J.A., Gibson, S.A., Thompson, R.N., Junqueira-Brod, T.C., Seer, H.J., Moraes, L.C. e Boaventura, G.R. 2000. The kamafugite carbonatite association in the Alto-Paranaíba Igneous Province, southeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* 30, p. 408-412.

Brod, J. A., Gaspar, J. C., de Araújo, D. P., Gibson, S. A., Thompson, R. N., Junqueira-Brod, T. C. 2001. Phlogopite and tetra-ferriphlogopite from Brazilian carbonatite complexes: petrogenetic constraints and implications for mineral-chemistry systematics. *Journal of Asian Earth Sciences*, 19(3), p. 265-296.

Brod, J. A., Junqueira-Brod, T. C., Gaspar, J. C., Gibson, S. A., Thompson, R. N. 2003. Ti-rich and ti-poor Garnet from the Tapira Carbonatite Complex, SE Brazil: Fingerprinting Fractional Crystallisation and Liquid Immiscibility. 8th International Kimberlite Conference - Long Abstract.

Brod, J. A., Ribeiro, C. C., Gaspar, J. C., Junqueira-Brod, T. C., Barbosa, E. S. R., Riffel, B. F., Silva, J. F., Chaban, N., Ferrari, A. J. D., 2004. Excursão 1. Geologia e mineralizações dos complexos alcalino-carbonatíticos da Província Ígnea do Alto Paranaíba, Congresso Brasileiro de Geologia, XLII, Araxá, MG, p. 1-29.

Brod, J. A., Junqueira-Brod, T. C., Gaspar, J. C., Diniz-Pinto, H. S., Sgarbi, P. B. A., Petronovic, I. A. 2005. The Late Cretaceous Goiás Alkaline Province (GAP), Central Brazil. In: Comin-Chiaromonte, C. B. G. (Eds.). *Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Plataform*. EDUSP/FAPESP, São Paulo, Brazil, p. 261-316.

Brod, J. A., Junqueira-Brod, T. C., Gaspar, J. G., Petronovic, I. A., Valente, S. C., Corval, A., 2013. Decoupling of paired elements, crossover REE patterns, and mirrored spider diagrams: Fingerprinting liquid immiscibility in the Tapira alkaline-carbonatite complex, SE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 41, p. 41-56.

- Bucher, K., Grapes, R. 2011. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, p. 428.
- Casillas, R., Demény, A., Nagy, G., Ahijado, A., Fernández, C. 2011. Metacarbonatites in the Basal Complex of Fuerteventura (Canary Islands). The role of fluid/rock interactions during contact metamorphism and anatexis. *Lithos*, 125, p. 503–520.
- Castelnau, F. DE. 1857. *Expedition dans les parties centrales de l’Amérique du sud*,. 15 vol., 7 partes, Paris.
- Chiarini, M. F. N., Andrade, J. B. F. 2010. Aerogeofísica Aplicada ao Estudo do Arcabouço Magneto-Estrutural e sua Contribuição na Prospeção de Alcalinas - Planalto da Serra-Mt, Faixa Paraguai. 45º Congresso Brasileiro de Geologia - SBG Belém - PA, Anais, p. 581.
- Chakhmouradian, A. R. and Mitchell, R. H. 1997. Compositional variation of perovskite-group minerals from the carbonatite complexes of the Kola Alkaline Province, Russia. *Canadian Mineralogist*, 35, p. 1293-1310
- Comin-Chiaramonti, P., Cundari, A., Piccirillo, E.M., Gomes, C.B., Castorina, F., Censi, P., De Min, A., Marzoli, A., Speziale, S. e Velázquez, V.F. 1997. Potassic and sodic igneous rocks from eastern Paraguay: their origin from the lithospheric mantle and genetic relationships with the associated Paraná flood tholeiites. *Journal of Petrology* 38, p. 495-528.
- Comin-Chiaramonti, P., Hendriks, B. W. H., Ruberti, E., De Min, A., Girardi, V. A. V. Gomes, C. B., Neder, R. D., Pinho E. 2011. Idade Ar-Ar do Complexo Ultramáfico-Alcalino de Planalto da Serra, Mato Grosso. XIII Congresso de Geoquímica. Gramado-RS. CD, p. 1148 - 1150.
- Conticelli, S. e Peccerillo, A. 1992. Petrology and geochemistry of potassic and ultrapotassic volcanism in central Italy: petrogenesis and inferences on the evolution of the mantle sources. *Lithos* 28, p. 221-240.
- Cordani, U. G., Kawashita K., Thomaz Filho, A. 1978. Applicability of the rubidium-strontium methods to shales and related rocks. In: COHEE BV ET AL. (Eds), *Contributions to the geologic time scale*, Tulsa, Am Assoc Petrol Geol, p. 93–117.
- Cox, K. G., Bell, J. D., Pankhurst, R. J. 1979. *The interpretation of igneous rocks*. London, Allen, Unwin. p. 450
- Dalton, J. A., Wood, B. J. 1993. The compositions of primary carbonate melts and their evolution through wallrock reaction in the mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 119, p. 511-525.
- Danni, J.C.M., Silva, A.J.G.C. e Cerqueira, M.R. 1990. Petrografia e petroquímica das rochas alcalinas cretácicas da Serra do Caipó, sudoeste de Goiás. XXXVI Congresso Brasileiro Geologia, Natal, Anais, p. 1872-1882.
- Danni, J.C.M. 1994. Os picritos alcalinos da região de Iporá: implicações na gênese dos complexos do tipo central do Sul de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências* 24, p. 112-119.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. 1992. *An introduction to rock-forming minerals*. Essex, Longman. 2nd ed.
- De Min, A., Hendriks, B., Slejko, F., Comin-Chiaramonti, P., Girardi, V., Ruberti, E., Gomes, C. B., Neder, R. D., Pinho F. E. 2013. 2013. Age of ultramafic high-K rocks from Planalto da Serra (Mato Grosso, Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 41, p. 57 a 64.

- Dingwell, D. B. and Brearley, M. 1985. Mineral chemistry of igneous melanite garnets from analcrite-bearing volcanic rocks, Alberta, Canada. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 90, p. 29-35.
- Edgar, A. D., Green D. H., Hibberson, W. O. 1976. Experimental Petrology of a Highly Potassic Magma. *Journal Petrology*, 17 (3), p. 339-356.
- Edgar A. D., Condcliffe E., Barnett R. L., Shirran R. J. 1980. An Experimental Study of an Olivine Ugandite Magma and Mechanisms for the Formation of its K-Enriched Derivatives. *Journal Petrology* 21 (3), p. 475-497.
- Eriksson, S.C. 1989. Phalaborwa: a saga of magmatism, metasomatism and miscibility. In: Bell K (ed) *Carbonatites: genesis and evolution*, Unwin Hyman, London, p. 221-254.
- Evans, J.W. 1894. The geology of Mato Grosso. *Geol. Soe. London*. 50, p.85-104.
- Farmer G. L, Boettcher A. L. 1981. Petrologic and crystal chemical significance of some deep-seated phlogopites. *American Mineralogist*, 66, p. 1154-1163.
- Ferrari, V. C. 2000. Fosfatos primários e secundários nos perfis de intemperismo sobre os maciços alcalino-carbonatíticos de Jiquiá (SP), Anitápolis (SC) e Tapira (MG). Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, USP. São Paulo.
- Figueiredo, A.J.A. & Olivatti, O. 1974. Projeto Alto Guaporé. Goiânia DNPM/CPRM. v. 11 (Relatório Final Integrado), p.173.
- Figueiredo, M. F.; Babinski, M.; Alvarenga, C. J. S.; Pinho, F. E. C. 2004. Diamictites overlying Marinoan-age carbonates of Araras Formation, Paraguay Belt, Brazil: evidence of a new glaciation? In: *Symposium On Neoproterozoic-Early Paleozoic Events In SWGondwana*, 2, São Paulo. Anais, p. 18-19.
- Foley, S. F., Venturelli, G., Green, D. H. and Toscani, L. (1987). The ultrapotassic rocks - characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models. *Earth-Science Reviews*, 24, p. 81-134.
- Foley S. 1992. Petrological characterization of the source components of potassic magmas: geochemical and experimental constraints. *Lithos*, 28, p. 187-204.
- Ganzer, E. B.; Figueiredo, M. F. 2004. Mapeamento geológico e estudo geoquímico do Grupo Alto Paraguai, Marzagão-MT. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) – Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, p. 123.
- Ganzer, E. B. 2008. Geoquímica da Intrusão Mutum, Complexo Alcalino de Planalto da Serra, Mato Grosso. Dissertação (Mestrado). Universidade Federal de Mato Grosso. Programa de Pós-Graduação em Geociências.
- Gibson, S. A., Thompson, R. N., Leonardos, O. H., Dickin, A. P. and Mitchell, J. G. 1995. The Late Cretaceous impact of the Trindade mantle plume - evidence from large-volume, mafic, potassic magmatism in SE Brazil. *Journal of Petrology*, 36, p. 189-229.
- Guimarães G., Almeida L.F.G. 1972. Projeto Cuiabá. Cuiabá, DNPM, Relatório do arquivo técnico da DGM.
- Henmi, C, Kusachi, I . and Henmi, K. 1995. Morimotoite, $\text{Ca}_3\text{TiFe}^{2+}\text{Si}_3\text{O}_{12}$, a new titanian garnet from Fuka, Okayama Prefecture, Japan. *Mineralogical Magazine*, 59, p. 115-120.

- Hennies, W.T. 1966. Geologia do Centro-Norte Mato-Grossense. São Paulo. (Tese de Doutorado, Poli/USP), p. 65.
- Hogarth, D. D. 1989. Pyrochlore, apatite and amphibole: distinctive minerals in carbonatite. In: BELL, K. (Ed.), Carbonatites: Genesis and Evolution. London: Unwin Hyman, p. 105–148.
- Horovitz, C. T. 1975. Scandium: Its Occurrence, Chemistry Physics, Metallurgy, Biology and Technology. Academic Press, London, p. 513-534.
- Huggins, F. E., Virgo, D., Huckenholz, H. G., 1977. Titanium-containing silicate garnets. I. The distribution of Al, Fe²⁺, and Ti⁴⁺ between octahedral and tetrahedral sites. American Mineralogist, 62, p. 475-490.
- Junqueira-Brod, T.C. 1998. Cretaceous alkaline igneous rocks from the Águas Emendadas region, Goiás, Central Brazil. M.Sc. Dissertation, University of Durham, p. 161.
- Junqueira-Brod, T.C., Brof, J. A., Gaspar, J. C., Jost, H. (2004). Kamafugitic diatremes: facies characterisation and genesis. Examples from the Goiás Alkaline Province, Brazil. Lithos 76, p. 261-282.
- Keep, M. and Russell, J. K., 1992. Mesozoic alkaline rocks of the Averill plutonic complex. Canadian Journal of Earth Sciences, 29, p. 2508-2520.
- Krasnova, N.I., Petrov, T.G., Balaganskaya, E.G., Garcia, D., Moutte, D., Zaitsev, A.N., Wall, F. 2004. Introduction to phoscorites: occurrence, composition, nomenclature and petrogenesis. In: Wall F and Zaitsev AN (eds) Phoscorites and Carbonatites from Mantle to Mine: the Key Example of the Kola Alkaline Province, 1st ed. Mineralogical Society Series, London, pp. 45-79.
- Lacerda Filho, J. V., Abreu Filho, W., Valente, C. R., Oliveira, C. C., Albuquerque, M. C. 2004. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso-Programa Integração, Atualização e difusão de dados da geologia do Brasil, subprograma mapas geológicos estadual- Esc. 1:1000.000.Goiânia: CPRM, (Convênio CPRM / SICME), p. 200.
- Lastochkin, E. I., Ripp, G. S., Doroshkevich, A. G. 2011. Mineralogy of Metamorphosed Carbonatite of the Vesely Occurrence, Northern Transbaikal Region, Russia. Geology of Ore Deposits, Vol. 53 (3), p. 236–247.
- Le Bas, M. J., Subbarao, K. V., Walsh, J. N. 2002. Metacarbonatite or marble? - the case the carbonate, pyrosenite, calcite - apatite rock complex at Borra, Eastern Ghats, India. Journal of Asian Earth Sciences, 20, p. 265-296.
- Lee, M. J., Garcia, D., Moutte, J., Lee, J. I. 2005. Phlogopite and tetraferriphlogopite from phoscorite and carbonatite associations in the Sokli massif, Northern Finland. Geosciences Journal ,7, p. 9-20.
- Le Maitre, R. W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M. J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A. R. and Zanettin, B. 1989. A classification of Igneous rocks and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Oxford, UK, Blackwell Scientific Publications. p. 193.
- Lima, T. M., Abutaka A. 2008. Avaliação de Rochas Calcárias e Fosfatadas para Insumos Agrícolas do Estado de Mato Grosso. Cuiabá: CPRM; METAMAT, p.178

- Liu, I., Comodi, P. 1993. Some aspects of the Crystal-chemistry of apatites. *Mineralogical Magazine*, 57, p. 709-719.
- Lloyd, F. E., Nixon, P. H., Hornung, G. and Condliffe, E., 1987. Regional K-metasomatism in the mantle beneath the west branch of the East African rift: Alkali clinopyroxenite xenoliths in highly potassic magma. In *Mantle xenoliths* (Edited by P.H. Nixon), John Wiley and Sons Ltd., p. 641- 659.
- Lloyd, F. E., Bailey, D. K. 1991. Complex mineral textures in bebedourite: possible links with alkali clinopyroxenite xenoliths and kamafugitic volcanism. In O. H. Leonardos, H. O. A. Meyer and J. C. Gaspar, Eds., 5th International Kimberlite Conference (Extended Abstracts). Araxá, Brazil, CPRM, Special Publication 3/91. p. 263-269.
- Locock A. J. 2008. An Excel spreadsheet to recast analyses of garnet into end-member components, and a synopsis of the crystal chemistry of natural silicate garnets. *Computers e Geosciences* 34, p. 1769– 1780.
- Luz, J.S.; Oliveira, A.M.; Souza, J.O.; Motta J.F.M.; Tanno, L.C.; Carmo, L.S.; Souza, N.B. 1980. Projeto Caxipó. Goiânia, DNPM/CPRM. v. 1 (Relatório Final), p.136.
- Mitchell, R. H. 1995. *Kimberlites, Orangeites and Related Rocks*. New York: Plenum Press, p. 410.
- McCormick, G. R., Heathcote, R. C., 1987. Mineral chemistry and petrogenesis of carbonatite intrusions, Oerry and Conway Counties, Arkansas. *American Mineralogist* 72, p. 59-66.
- Mitchell, R. H. 1996b. The melilitite clan. In R. H. Mitchell, Ed., *Undersaturated alkaline rocks: mineralogy, petrogenesis, and economic potential*, Mineralogical Association of Canada Short Course, 24, p. 123-151.
- Moraes, L.C. 1984. *Petrologia, estratigrafia e potencial diamantífero da suíte vulcânica alcalina da região de Santo Antônio da Barra, Goiás*. M.Sc. Dissertation, University of Brasilia, p. 133.
- Morimoto, N., Fabrics, J., Ferguson, A. K., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F. A., Zussmann, J., Aoki, K., Gotardi, G. 1988. Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*, 73, p. 1123-1133.
- Monteriro, A., J., S., C. 200e. *Revestimentos multicamada PVD com comportamento electrocrômico*. Dissertação de Mestrado, Universidade de Minho. <http://hdl.handle.net/1822/3280>.
- Neder, R. D. Pinho, F. E. C. e Souza, I. M. 2005. Alcalinas ultrapotássicas de Planalto da Serra-MT, alvos exploratórios para P₂O₅, K₂O, TiO₂, Nióbio, Tântalo, Vermiculita, ETR, Metais Base e Diamante. IX Simpósio de Geologia do Centro Oeste. Goiânia-GO. *Trabalhos Apresentados. SBG núcleo Centro oeste*, p. 51-53.
- Nogueira, A. C. R. 2003. *A Plataforma Carbonática Araras no Sudoeste do Cráton Amazônico, Mato Grosso: Estratigrafia, Contexto Paleambiental e Correlação com os Eventos Glaciais do Neoproterozóico*. Tese de Doutorado, IG/USP, S. Paulo, p. 173.
- Nogueira A. C. R., Riccomini, C., Sial, A. N., Moura, C. A. V., Trindade, R. I. F., Fairchild, T. R. 2007. Carbon and strontium isotope fluctuations and paleoceanographic changes in the late Neoproterozoic Araras carbonate platform, southern Amazon craton, Brazil. *Chemical Geology*, Amsterdam, v.237, p. 168-190.

- Ormond, M. M., Pinho, F. E. C., Neder, R. D. 2006. Petrografia do Complexo alcalino de Planalto da Serra - MT. 43º Congresso Brasileiro de Geologia, Aracaju-SE. Atas, p. 130.
- Paula e Silva, F., Chang, H. K., Caetano-Chang, M. R. 2003. Perfis de referência do Grupo Bauru (K) no Estado de São Paulo. *Revista Geociências*, 22 (especial), p. 21-32.
- Peccerillo, A., Poli, G. e Serri, G. 1988. Petrogenesis of orenditic and kamafugitic rocks from central Italy. *Canadian Mineralogist* 26, p. 45-65.
- Pereira, V. P. 1995. Alteração no Maciço Alcalino - Carbonatítico de Catalão I. Tese de Doutorado em Geociências, IG- UFRGS. Porto Alegre.
- Pimentel, M. M. 1985. A sequência vulcano-sedimentar de Arenópolis-GO: petrologia ígnea e metamórfica, contexto geotectônico e considerações metalogenéticas preliminares. Dissertação Mestrado em Geociências - Instituto de Geociências - UnB, Brasília.
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A. 1986. Geologia da Sequência Vulcanosedimentar de Arenópolis (GO). *Rev. Bras. Geoc.*, 16, p.217-223.
- Pimentel, M.M. & Fuck, R.A. 1987. Origem e evolução das rochas metavulcânicas e metaplutônicas da região de Arenópolis-GO. *Rev. Bras. Geoc.* 17, p. 2-14.
- Pinho, F. E.; Neder, R. D.; Brod, J. A. 2005. Geoquímica do Complexo Alcalino Planalto da Serra – MT. IX Simposio de Geologia do Centro-Oeste. Goiânia-GO. Trabalhos Apresentados. SBG núcleo Centro oeste, p. 54-56.
- Rass, L.T., 1997. Morimotoite, a new titanian garnet? - discussion. *Mineralogical Magazine*, 61, p. 728-730.
- Reguir, E. P., Chakhmouradian, A. R., Halden, N. M., Malkovets, V. G., Yang, P., 2009. Major and trace-element compositional variation of phlogopite from kimberlites and carbonatites as a petrogenetic indicator. *Lithos* 112, p.372–384.
- Reguir, E. P., Chakhmouradian, A. R., Pisiak, L., Halden, N. M., Yang, P. C. X., Kynický, J., Couëslan, C. G. 2012. Trace-element composition and zoning in clinopyroxene- and amphibole-group minerals: Implications for element partitioning and evolution of carbonatites. *Lithos*, 128-131, p. 27–45.
- Ribeiro, C.C. 2008. Geologia, geometalurgia, controles e gênese dos depósitos de fósforo, terras raras e titânio do complexo carbonatítico Catalão I, GO. Ph.D. Thesis. University of Brasília, Brazil.
- Ribeiro Filho, W.; Luz J. da S.; Abreu Filho W. 1975. Projeto Serra Azul, Convênio Departamento Nacional da Produção Mineral/Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Relatório Final, 1: 104p.
- Ribeiro Filho W. Luz J.S. & Abreu Filho W. 1975. Projeto Serra Azul. Reconhecimento geológico. Relatório Final, DNPM/CPRM, Goiânia, v. 1, p. 104.
- Rosa, A. S., Pinho, F. E. C. 2005. Contribuição ao conhecimento geológico da região de Marzagão, Município de Rosário-Oeste-MT. IX Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, Goiânia 2005, p. 161-166.
- Nogueira, A. C. R., Riccomini, C. 2006. O Grupo Araras (neoproterozóico) na parte Norte da Faixa Paraguai e sul do craton Amazônico, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, v.36, n.4, p. 577-592.

- Santos, H. P., Silva Junior, J.B.C., Nogueira, A.C. 2010. Fácies e petrografia da Formação Raizama na Faixa Paraguai Norte e borda sul do Cráton Amazônico, Mato Grosso, Brasil. In: 45 Congresso Brasileiro de Geologia, Belém.
- Schobbenhaus Filho C. & Oliva, L.A. 1979. Folha SE2J Corumbá. Brasília, DNPM. (Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo).
- Sgarbi, P.B.A. e Gaspar, J.C. 2002. Geochemistry of Santo Antônio da Barra kamafugites, Goiás, Brazil. *Journal of South America Earth Sciences* 14, p. 889-901.
- Silva JR., J. B. C, Nogueira, A. C. R. 2010. Depósitos prográdantes da Formação Diamantino: Os últimos estágios de sedimentação da Faixa Paraguai Norte, Região de Diamantino, estado de Mato Grosso. In: 45 Congresso Brasileiro De Geologia. Belém. Anais.
- Soares P. C., Landim, P.M.B., Fúlfaro V.J., Sobreiro Neto A.F. Ensaio de Caracterização Estratigráfica do Cretáceo no Estado de São Paulo: Grupo Bauru. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 10, n. 3, p. 177-185, 1980.
- Sommerauer, J., Katz-Lehnert K. 1985. Trapped phosphate melt inclusions in silicate-carbonate-hydroxyapatite from comb-layer alvikites from the Kaiserstuhl carbonatite complex (SW-Germany). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 91, p. 354-359.
- Soubiès, F., Melfi, A. J., Autefage F. 1991. Comportamento geoquímico dos elementos terras raras nos alteritos da jazida de fosfato e titânio de tapira (Minas Gerais, Brasil): a importância dos fosfatos. *Revista Brasileira de Geociências* 21, p. 3-16.
- Souza. J. O., Santos, D. R. V., Silva, M. F., Frasca, A. A. S., Borges, F. R., Gollmann, K. 2012. Programa Geologia do Brasil – Projeto Planalto Da Serra - Estado De Mato Grosso. CPRM-GO.
- Tokashiki, C. C., Saes, G. S. 2008. Revisão estratigráfica e faciologia do Grupo Cuiabá no alinhamento Cangas-Poconé, baixada Cuiabana, Mato Grosso. *Revista Brasileira de Geociências*, 38(4), p. 661-675.
- Toledo, M. C. M., Pereira, V. P. 2001. A Variabilidade de Composição da Apatita Associada a Carbonatitos. *Revista do Instituto Geológico, São Paulo*, 22 (1/2), p. 27-64.
- Van Wambeke, L. 1964. La géochimie des roches du Kaiserstuhl. In Van Wambeke, L. at ali. *Les roches alcalines et les carbonatites du Kaiserstuhl. Eurotom*, p. 93-154.
- Veevers, J. J. 2007. Pan-Gondwanaland post-collisional extension marked by 650–500 Ma alkaline rocks and carbonatites and related detrital zircons: A review. *Earth-Science Reviews* 83 p. 1–47.
- Vieira, A.J. 1965. Geologia do Centro-Oeste de Mato Grosso. Ponta Grossa, Petrobrás/DEBSP. (Relatório Técnico 303), p. 58.
- Vuorinen, J. H., Hålenius, U., Whitehouse, M. J., Mansfeld, J., Skelton, A.D.L. 2005. Compositional variations (major and trace elements) of clinopyroxene and Ti-andradite from pyroxenite, ijolite and nepheline syenite, Alnf Island, Sweden. *Lithos* 81, p. 55– 77.
- Wilson, M. 1989. *Igneous Petrogenesis - A Global Tectonic Approach*. London, Harper Collins. p. 466.
- WESKA, R. K. 2006. Uma Síntese do Cretáceo Superior Matogrossense. *Geociências*, v. 23, n. 1, p. 71-81.

WOOLEY, A. R.; KEMPE, D. R. C. 1989. Carbonatites: nomenclature, average chemical compositions, and elements distribution. In: BELL, K. (Ed.), Carbonatites: Genesis and Evolution. London: Unwin Hyman. p. 1-14.

Yegorov, L.S. 1993. Phoscorites of the Maymecha-Kotuy ijolite-carbonatite association. International Geology Review 35, p. 346-358.

Zaine, M.F. 1991. Análise dos fósseis de parte da Faixa Paraguai (MS, MT) e seu contexto temporal e paleoambiental. São Paulo, IGc-USP, Tese Doutorado em Geociências, p.218

Zaine, M.F., Fairchild, T.R. 1992. Considerações paleoambientais sobre a Formação Araras, Faixa Paraguai, Estado do Mato Grosso. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 37, São Paulo, v.2, p. 474-475.