

N.Cham. 55(817.32)(043) M929z

Autor: Moura, Marcia Abrahao

Título: Zona greisenizada principal do macico



009306383
94691

Ex.2 BCE AGE



**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**A ZONA GREISENIZADA PRINCIPAL DO
MACIÇO ESTANÍFERO MANGA BEIRA (GO):
GEOLOGIA, PETROLOGIA E OCORRÊNCIA DE
ÍNDIO (In)**

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO
Nº 83**

MÁRCIA ABRAHÃO MOURA

Orientador: NILSON FRANCISQUINI BOTELHO

BRASÍLIA (DF) - 1993



**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**A ZONA GREISENIZADA PRINCIPAL DO
MACIÇO ESTANÍFERO MANGA BEIRA (GO):
GEOLOGIA, PETROLOGIA E OCORRÊNCIA DE
ÍNDIO (In)**

**Dissertação de Mestrado em Prospecção e Geologia Econômica
apresentada por:**

MÁRCIA ABRAHÃO MOURA

Orientador: NILSON FRANCISQUINI BOTELHO

Examinador: LAURO VALENTIM STOLL NARDI

Examinador: RAUL MINAS KUYUMJIAN

BRASÍLIA (DF) - 1993

A Pico e Tomás.
À minha mãe.

AGRADECIMENTOS

Esta dissertação não teria sido realizada sem a colaboração de diversas pessoas e algumas entidades, às quais expresse meus sinceros agradecimentos.

Agradeço ao Professor Nilson F. Botelho, um orientador competente, sensato e extremamente dedicado, pelo seu ostensivo acompanhamento ao longo de todo o trabalho. Além dos significativos conhecimentos científicos que tive a oportunidade de com ele adquirir, ensinou-me, ainda, a atuar efetivamente nas diversas etapas de coleta de dados de uma pesquisa geológica.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) agradeço pela concessão de bolsa e auxílio, que permitiu a realização dos trabalhos de campo e de parte das análises químicas.

Devo toda minha formação acadêmica à Universidade de Brasília, que, apesar das crises por que passou e passa, consegue manter o elevado nível dos seus cursos de Geologia.

Expresso minha gratidão à Brumadinho S.A., mais especificamente ao Geólogo Gilmar, pela amigável hospedagem na cidade de Monte Alegre, de Goiás durante as etapas de campo.

Agradeço ao Dr. Onildo J. Marini por ter efetuado os primeiros contatos com o Professor Nilson F. Botelho.

Agradeço ao professor José Carlos Gaspar e ex-professor Antonio Joaquim pela disponibilidade e presteza durante a realização das análises de microsonda eletrônica na UnB. Agradeço, ainda, ao Professor Gaspar pelas correções de partes desta dissertação.

Meus agradecimentos aos professores Raul Minas Kuyumjian e Lauro Valentim Stoll Nardi por terem aceitado o convite para participar da Banca Examinadora.

Sou muito grata ao químico Geraldo Boaventura por ter facilitado o meu acesso ao laboratório de Geoquímica da UnB, pela sua fundamental colaboração para o desenvolvimento da metodologia de análise de F em rocha e pelas análises químicas de In, além das efetuadas em rotina. Agradeço também aos demais funcionários daquele laboratório, Osmar, Fernando, Ednaldo e Fortes, pela receptividade.

As análises de F não teriam sido realizadas sem as informações iniciais da aluna de Química Simone, a quem sou muito grata.

Agradeço ao professor responsável pelo laboratório de Química Analítica 018 da UnB, Antonio Carneiro Barbosa, que me permitiu o livre acesso àquele laboratório, onde tive oportunidade de conviver com pesquisadores muito prestativos - Fátima, Carmen e demais membros do laboratório.

Agradeço aos alunos de Geologia Dulce e José Marcelo, respectivamente, pela colaboração na análise de F em rocha e pela realização do levantamento plani-altimétrico da área mapeada, juntamente com o Professor Nilson Botelho.

Devo aos professores Reinhardt A. Fuck e Márcio M. Pimentel a sala que utilizei durante grande parte do curso de Mestrado. Agradeço, ainda, ao professor Márcio pelas frutíferas discussões, sempre com bom humor.

Agradeço à professora Maria do P. S. Adusumilli, por quem nutro, carinho especial, as oportunidades que me ofereceu, de monitora e bolsista de iniciação científica, responsáveis pela minha iniciação na pesquisa.

Agradeço à bibliotecária e grande amiga Tê pela correção das referências bibliográficas, em momento de grande descontração.

Agradeço ao funcionário do GEO Sérgio pela sua presteza e à sua esposa, Simone, pela confecção de alguns desenhos.

Às amigas e colegas de trabalho Gislene, Anete e Adalene, pelo companherismo e feliz convivência que tivemos ao longo do curso. Não poderia esquecer-me dos momentos de alegria com a Anete e nem da sessão de fotos noturna e das discussões sobre alteração hidrotermal e informática com a Adalene, uma grande amiga e incentivadora.

Às colegas de sala, Graça e Jô, pelo elevado espírito de cooperação. Agradeço também ao Renato e ao Rogério pelas valiosas colaborações na utilização da informática.

Agradeço ao Laerte pela sua contribuição na confecção dos slides utilizados na apresentação desta Dissertação.

Quero expressar meu profundo agradecimento ao meu marido e companheiro pela sua compreensão para que eu pudesse realizar este trabalho, dando-me a necessária tranquilidade emocional e suprimindo minhas ausências como mãe.

Serei eternamente grata a meus pais por tudo que sou.

ABSTRACT

The Mangabeira Massif is located at the Paranã Subprovince, which belongs to the Goiás Tin Province. It is constituted of an A-type mid-Proterozoic biotite granite, evolved granites and greisens.

The Main Greisenized Zone (ZGP) is composed of different granite facies (a purple granite, g2d; albite and topaz granite; and leucogranite), greisens and of a quartz-topaz rock, with anomalous indium contents. The country rocks are granites and ultramylonites of granitic composition, probably of Arquean/low-Proterozoic age. Micas are important in the characterization of each facies and comprise three groups: A) zinnwaldite, B) aluminous phengite, and C) lithium phengite. These groups define a phengite-zinnwaldite series, so far only described in the Paranã Subprovince rocks.

The g2d granite contains aluminous phengite and represents the less evolved granitic facies of the g2 family. It has low F, Li, FeO, Al_2O_3 , Rb, Zn and Sn and high Ba and Sr contents, when compared to the other ZGP rocks. It has a flat REE pattern with strong negative Eu anomaly.

The albite and topaz granite (GAT), similar to topaz - Li-mica granites known elsewhere, contains lithium phengite or zinnwaldite in its modal composition. It is rich in topaz, which can occur either as large grains or as small euhedral inclusions in albite crystals. The GAT has derived from the g2d granite by magmatic differentiation and is richer in F, Li, FeO, Al_2O_3 , Rb, Zn, Sn and Ta than g2d. It also has lower Ba and Sr contents and a REE pattern showing depletion in heavy rare earth elements. Both g2d and GAT underwent a strong infiltration metasomatism, which transformed them in albitized and greisenized granites and greisens. Later on, during the Brasiliano cycle, the ZGP rocks were affected by shearing.

The g2d greisen has aluminous phengite, while that formed by the GAT transformation contains zinnwaldite.

The leucogranite (LGR), gray, medium to gross grained, contains aluminous phengite. This granite cannot be classified neither as taking part of the g2 family nor of g1, and is yet poor known.

The quartz-topaz rocks occur together with the GAT and look like topazites. The rocks are mainly composed of quartz, topaz (as large grains or as small inclusions in quartz and topaz), zinnwaldite, arsenopyrite and cassiterite, but can also contain scorodite, sphalerite, wolframite, loellingite, chalcopyrite, bismutinite, galena, stannite, tennantite and

hydrated arsenates: Sn, U, Ba, K, Pb and Bi arsenates. Geochemically, the RQT is characterized by having low Na_2O , K_2O , Rb, Ba, Sr. and Li, and high SiO_2 , Al_2O_3 , F and Cu. Its REE pattern is similar to those obtained for the g2d granite.

The late/pos-magmatic processes that affected the ZGP rocks caused the mobility of many elements. FeO, MnO, F, Zn, Li, Rb, Be, Sn, W, SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , P_2O_5 , CaO, Y and Zr were gained during the transformations, while Ta- and Th behaved as less mobile elements. Other elements were sometimes gained and sometimes lost during the processes. Analysed REE had different degrees of mobility. The LREE, Yb and Lu were much mobile and Gd, Dy, Ho and Er had low mobility, being Gd the less mobile REE.

Anomalous In contents were found in the RQT (up to 0.4%), which are the highest indium contents in rock ever described. The main In carrier is scorodite, averaging 2%In and being widespread in RQT. Other important In carriers are cassiterite, sphalerite and stannite. Two In minerals were identified during the present study: yanomamite, an hydrated arsenate of In ($\text{InAsO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) and roquesite, an indium-copper sulphide (CuInS_2). The first one is always related to scorodite ($\text{FeAsO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), suggesting a solid-solution between them. Roquesite is intergrown with sphalerite, possibly forming a solid-solution with it.

RESUMO

O Maciço Mangabeira localiza-se na Subprovíncia Paranã, pertencente à Província Estanífera de Goiás. Ele é predominantemente constituído de um biotita granito rosa, do tipo A, de idade médio-proterozóica, além de granitos evoluídos e greisens.

A Zona Greisenizada Principal (ZGP) do Maciço é composta de diferentes fácies de granitos (granito róseo g2d; granito à albita e topázio; e leucogranito), greisens e de uma rocha à quartzo e topázio, anómala em In. As rochas encaixantes são granitos e ultramilonitos de composição granítica, provavelmente do Arqueano/Proterozóico Inferior.

A distinção entre os fácies graníticos dá-se com base em dados petrográficos e químicos, sendo o estudo de micas fundamental na caracterização das rochas da ZGP, onde aqueles filossilicatos se dividem em três grupos: A, B e C, que definem a série fengita-zinnwaldita, somente identificada nas rochas da Subprovíncia Estanífera do Paranã. As micas do grupo A, representadas por zinnwalditas, são ricas em FeO (>8.9%), F (>6.0%), Rb, Li e Mn e pobres em Al. As micas do grupo B são fengitas aluminosas, com teores de FeO entre 5 e 9.5% e F, entre 0.5 e 4.5%. Possuem baixos conteúdos de Rb, Li e Mn e alto Al. O grupo C compreende as micas não classificadas dentro dos grupos A e B. São as fengitas litiníferas, com teores de F, FeO, Mn, Al, Li e Rb intermediários entre os daqueles dois grupos.

O granito g2d, róseo, equigranular médio, possui fengita aluminosa e representa o fácies menos evoluído da família de granitos g2 na ZGP. Quimicamente, caracteriza-se por ser pobre em F, Li, FeO, Al_2O_3 , Rb, Zn e Sn, e por ter altos teores de Ba e Sr. Seu padrão de terras raras é plano, com uma acentuada anomalia negativa de Eu.

O granito à albita e topázio (GAT), equivalente aos topázio - Li-mica granitos, contém fengita litinífera e/ou zinnwaldita e é rico em topázio, que pode ocorrer como grãos grandes ou sob a forma de diminutas inclusões em albita. Ele derivou do granito g2d por diferenciação magmática e seus teores de F, Li, FeO, Al_2O_3 , Rb, Zn, Sn e Ta são mais elevados que os daquele granito. Possui, ainda, teores mais baixos de Ba e Sr e seus padrões de terras raras denotam um empobrecimento em terras raras pesadas.

O GAT e o granito g2d foram submetidos, a um forte metassomatismo de percolação, que os transformou em granitos greisenizados e albitizados e em greisens. Posteriormente, durante o ciclo Brasileiro, as rochas da ZGP foram submetidas a cisalhamento.

O greisen originado a partir do granito g2d contém fengita aluminosa na sua moda, enquanto a mica do greisen do GAT é a zinnwaldita .

O leucogranito (LGR), de cor cinza, granulação média a grossa, contém fengita aluminosa. Esse granito não apresenta características típicas da série g2 ou g1 e ainda é pouco conhecido.

A rocha à quartzo e topázio (RQT), semelhante aos topazitos, ocorre associada ao GAT. Ela é composta de quartzo, topázio (como grãos grandes ou incluso em quartzo ou topázio), zinnwaldita, arsenopirita e cassiterita, além de poder conter escorodita, esfalerita, wolframita, löllingita, calcopirita, bismutinita, galena, estanita, tennantita, yanomamita ($\text{InAsO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) e diversos arseniatos: de Sn, U, Ba, K, Pb ou Bi. Quimicamente, caracteriza-se por conter elevados teores de SiO_2 , Al_2O_3 , F e Cu e baixos teores de Na_2O , K_2O , Rb, Ba, Sr e Li. Seus padrões de terras raras são semelhantes aos do g2d.

Os processos tardi/pós-magmáticos que afetaram as rochas da ZGP provocaram a mobilidade de diversos elementos. Houve aumento de FeO, MnO, F, Zn, Li, Rb, Be, Sn, W, SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , P_2O_5 , CaO, Y e Zr durante as transformações dos granitos, - K_2O , MgO, Ba, Sr, Cu, TiO_2 , Na_2O e Nb foram ora adicionados ao sistema ora dele retirados; e Ta e Th foram pouco móveis. Dentre as terras raras do granito g2d, apenas o Gd, Dy, Ho e Er foram pouco móveis, sendo que o Gd apresentou mobilidade praticamente nula.

Teores anômalos de In foram obtidos na RQT, os quais podem chegar a 0.4%. O elemento concentra-se na escorodita, esfalerita, cassiterita e estanita, bem como nos dois minerais de In identificados, yanomamita e roquesita (CuInS_2). A yanomamita ocorre sempre associada à escorodita, o que sugere a existência de solução sólida entre aqueles minerais, ao passo que a roquesita está intercrescida com a esfalerita, com quem possivelmente forma uma solução sólida. Esta relação foi anteriormente sugerida na literatura mas jamais havia sido observada.

VI.5.1 - A concentração do In na ZGP do Maciço Mangabeira	
192	
VI.5.2 - Potencial indífero da Zona Greisenizada Principal	198

CAPÍTULO VII

VII - CONCLUSÕES	202
------------------	-----

CAPÍTULO VIII

VIII - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	207
-----------------------------------	-----

ANEXOS

ANEXO 1 - Mapa geológico da ZGP	
ANEXO 2 - Análises químicas de rochas	
ANEXO 3 - Análises químicas de micas	
ANEXO 4 - Análises químicas de escoroditas	

LISTA DE FIGURAS

CAPITULO I

- Figura 1.1 - Mapa de localização e acesso do Maciço Mangabeira. 6

CAPÍTULO II

- Figura II.1 - Mapa geológico da Região centro-oeste do Brasil. 9
Figura II.2 - Carta geológica da Subprovíncia Estanífera do Paranã. 11
Figura II.3 - Distinção entre as duas famílias de granitos, g1 e g2, existentes na porção central da Subprovíncia Estanífera Paranã. 15
Figura II.4 - Mapa geológico em escala 1:10.000 do setor mineralizado da Apófise do Maciço Mangabeira. 19

CAPÍTULO IV

- Figura IV.1a - Relação entre Al_2O_3 e Li_2O para as micas do grupo A em comparação com as do grupo I de Botelho (1992). 49
Figura IV.1b - Decomposição em duas retas da relação logarítmica entre F e Li_2O dos diversos grupos de micas da Zona Greisenizada Principal e da literatura. 49
Figura IV.1c - Relação entre $FeO(t)$ e Li_2O para os diferentes grupos de mica da Zona Greisenizada Principal e para micas analisadas por Botelho (1992). 52
Figura IV.1d - Ótima correlação positiva entre SiO_2 e Li_2O analisado de micas do grupo A deste trabalho e do grupo I de Botelho (1992). 53
Figura IV.1e - Ótima correlação negativa entre Al_2O_3 e Li_2O para as micas dioctaédricas do grupo B juntamente com a mica MG11G e os dados da literatura. 57
Figura IV.2 - Comportamento das micas da ZGP em um diagrama Li-M2 + -Al, de Monier & Robert (1986). 59
Figura IV.3 - Caracterização das micas da ZGP em um diagrama Li- R^{3+} - R^{2+} , de Poster (1960). 59
Figura IV.4 - Relação entre $Fe^{2+}(t)$ e Li para as micas trioctaédricas (grupos A e IA). 63
Figura IV.5 - Relação entre R^{2+} e Li para as micas da Zona Greisenizada Principal. 63
Figura IV.6 - Forte correlação negativa entre Al(VI) e Li para as micas dos grupos B e C e ausência de correlação para as micas do grupo A. 64
Figura IV.7 - Relação entre Si e Li para as micas trioctaédricas. 64
Figura IV.8 - Correlação negativa entre Al(VI) e Li para as fengitas estudadas. 67
Figura IV.9 - Gráfico mostrando a correlação negativa entre $R^{2+} (= Fe^{2+}(t) + Mg^{2+} + Mn^{2+} + Zn^{2+})$ e Al(VI). 67
Figura IV.10 - Relação inversa entre F e Al_2O_3 para as micas analisadas. 69
Figura IV.11 - Gráfico mostrando o enriquecimento de rubídio nas micas da ZGP com o aumento progressivo de flúor. 70
Figura IV.12 - Relação entre Li e F para as micas da ZGP. 71

Figura IV.13 - Relação positiva entre F e MnO das micas estudadas neste trabalho.	73
Figura IV.14 - Gráfico mostrando o aumento geral de Fe e F das micas, exceto para as mais ricas em flúor.	73
Figura IV.15 - Relação entre FeO/MgO e TiO ₂ para a biotita do leucogranito (MG64B1) .	76
Figura IV.16 - Gráfico mostrando as substituições que ocorrem na biotita MG64B1, caracterizando-a como metamórfica, segundo Botelho (1992).	76
Figura IV.17 - Utilização do diagrama F x Rb ₂ O para distinguir os diferentes tipos de rochas que ocorrem na ZGP do Maciço Mangabeira.	78

CAPÍTULO V

Figura V.1 - Valores de fator de volume (fv) obtidos pela interseção das equações de composição-volume com a linha de ganho-perda igual a zero, segundo o método de Gresens (1967) .	108
Figura V.2 - Valores de fator de volume (fv) para o par MG2 6A-MG2 6B, segundo Gresens (1967) .	109
Figuras V.3A e B - Gráficos da rocha menos alterada versus o seu par mais alterado, segundo Grant (1986), para amostras do granito g2d.	111
Figura V.3C - Gráfico de MG8A1 x MG8A4, mostrando a isócona mais adequada, conforme a metodologia de Grant (1986) .	112
Figura V.4 - Gráfico do par de GAT estudado, par MG2 6A x MG2 6B, mostrando a isócona mais adequada, conforme a metodologia de Grant (1986)	112
Figura V.5 - Diagramas de valores de perdas e ganhos de terras raras em relação aos seus teores na amostra menos transformada do par, calculados pelo método de Gresens (1967) .	123
Figura V.6 - Padrões de terras raras para o granito g2d e seus fácies transformados.	132
Figura V.7 - Valores de terras raras para o granito g2d e seus fácies transformados, normalizados a Lu.	132
Figura V.8 - Diagrama MgO x TiO ₂ discriminando os diferentes tipos de granitos do setor central da Subprovincia Paranã, segundo Botelho (1992).	140
Figura V.9 - Variação de K ₂ O em função de Na ₂ O para os granitos g2d, GAT, LGR e rocha à quartzo e topázio (RQT) .	143
Figura V.10 - Diagrama Al ₂ O ₃ x FeO para os diferentes tipos de rocha da ZGP.	145
Figura V.11 - Al ₂ O ₃ x F para os diferentes tipos petrográficos da Zona Greisenizada Principal (ZGP).	147
Figura V.12 - Diagrama de F x FeO para as rochas estudadas. Existe um enriquecimento em FeO e F do fácies g2d para o GAT.	147
Figura V.13 -Gráfico de Th x Ta para amostras da ZGP deste trabalho, juntamente com amostras de LGR, GAT e granito g2d analisados por Botelho (1992) .	149
Figura V.14 - Gráfico de Nb x Ta para amostras da ZGP analisadas, incluindo dados de Botelho (1992) .	150
Figura V.15 - Li x Ta para as amostras da ZGP.	150
Figura V.16 - Ba x FeO para as amostras estudadas.	152
Figura V.17 - Sr x FeO para as amostras estudadas.	152
Figura V.18 - Li x FeO para as amostras da ZGP estudadas.	155

CAPÍTULO V

Tabela V.1 - Discriminação dos métodos analíticos empregados no estudo das rochas da ZGP do Maciço Mangabeira.	99
Tabela V.2 - Resultados das análises de Zr, Y, Ba e Sr por ICP (UnB) e por fluorescência de raios-x.	100
Tabela V.3 - Valores relativos de perdas e ganhos de elementos.	116
Tabela V.4 - Resumo das diferenças químicas entre as famílias de granitos g1 e g2, segundo Botelho (1992) .	141
Tabela V.5 - Comparação entre as análises de RQT com topazitos, ongonito e topázio riolitos.	167

CAPÍTULO VI

Tabela VI.1 - Principais propriedades do In.	173
Tabela VI.2 - Resultados analíticos de In em amostras de rochas da ZGP.	179
Tabela VI.3 - Análises químicas de yanomamita pura e de misturas yanomamita-escorodita.	180
Tabela VI.4 - Composições químicas de estanita, calcopirita e cassiterita da RQT.	183
Tabela VI.5 - Análises químicas das esfaleritas da RQT.	186
Tabela VI.6 - Análises químicas de esfalerita rica em In + roquesita + calcopirita.	187
Tabela VI.7 - Análises de arsenopirita da RQT.	187
Tabela VI.8 - Características estruturais de alguns sulfetos.	193
Tabela VI.9 - Propriedades cristal químicas de alguns elementos.	194

PRANCHAS FOTOGRÁFICAS

PRANCHA III.1	30
PRANCHA III.2	34
PRANCHA III.3	41
PRANCHA IV.1	96
PRANCHA VI.1	196

CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO

I - INTRODUÇÃO

I.1 - APRESENTAÇÃO

Esta Dissertação refere-se a um estudo de detalhe realizado na Zona Greisenizada Principal do Maciço granítico Mangabeira, situado no extremo nordeste do estado de Goiás. O Maciço está inserido no setor central da Subprovíncia Estanífera do Parana, que foi uma região muito explorada por garimpeiros na década de 70, em função de conter importantes concentrações de cassiterita.

A recente descoberta de anomalias de In na Zona Greisenizada Principal do Maciço Mangabeira (Botelho & Roger, 1990a; Botelho, 1992) aumentou sobremaneira a importância geológica daquele Maciço. Entretanto, a ausência de estudos de detalhe na área de ocorrência do In justificava a realização de um trabalho mais aprofundado naquele local.

Além da sua possível importância econômica para In, a Zona Greisenizada Principal (ZGP) suscita interesse pela sua complexidade geológica: por conter diferentes tipos de granitos, ter sido afetada por expressivas transformações metassomáticas e pelo fato de algumas rochas que ali afloram possuírem mineralogia pouco comum.

I.2 - OBJETIVOS

Os seguintes objetivos nortearam a execução do presente trabalho:

- i) definir e/ou detalhar as relações de contato entre o granito g2d e o granito à albita e topázio na ZGP;
- ii) definir a área de afloramento das rochas anômalas em In;
- iii) realizar petrologia detalhada dos granitos e de suas alterações;
- iv) estudar a metalogenia do In: fazer mineralogia de detalhe objetivando definir a metalogenia do índio e seu comportamento durante a evolução dos - fenômenos tardi/pós magnéticos; definir os controles das concentrações do elemento.

I.3 - METODOLOGIA

Para que os objetivos propostos no item I.2 pudessem ser cumpridos, foram realizadas duas etapas de campo estudos clássicos de laboratório e microanálises de minerais, segundo discriminação abaixo:

- i) cartografia da ZGP em escala 1/1.000;
- ii) estudo petrográfico, que englobou:
 - a) confecção de lâminas delgadas comuns e polidas;
 - b) estudo de lâminas delgadas e seções polidas ao microscópio;
 - c) preparação para as análises em microssonda eletrônica;

iii) separação de micas no separador magnético Frantz, no laboratório de minerais pesados do Instituto de Geociências, para análise de Li_2O por via úmida;

iv) determinação de densidade das amostras utilizadas para análise de mobilidade de elementos em rocha, com balança de Jolly, no laboratório de minerais pesados do Instituto de Geociências;

v) petrologia:

a) química mineral:

análise de micas, feldspatos e de minerais selecionados, em microsonda eletrônica, no Instituto de Geociências da Universidade de Brasília;

- determinação da concentração de In em minerais, especialmente na escorodita e em sulfetos;

b) geoquímica:

- desenvolvimento de metodologia de análise de F em rocha;

- preparação de amostras para análise química de rocha total: a pulverização das amostras foi feita em panela de ágata no LAGEQ;

c) preparação das soluções para a determinação da concentração de In em rocha, no laboratório de Geoquímica (LAGEQ) do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília;

vi) análise dos resultados e redação da dissertação.

I.4 - LOCALIZAÇÃO E ACESSO

O Maciço Mangabeira está localizado no extremo nordeste do Estado de Goiás, próximo à fronteira com o Estado de Tocantins (figura 1.1), na estrada que liga a cidade de Terezina de Goiás a Monte Alegre.

A Zona Greisenizada Principal do Maciço situa-se na sua porção sudoeste, nas margens do córrego Passa-e-Fica.

O acesso à região a partir de Brasília é feito pela BR-060 até a proximidade de Formosa (GO), onde se toma a rodovia estadual GO-12 (figura 1.1). Aproximadamente 5 Km após o Rio Paranã, chega-se à entrada para a ZGP, que dista cerca de 1 Km para noroeste da rodovia.

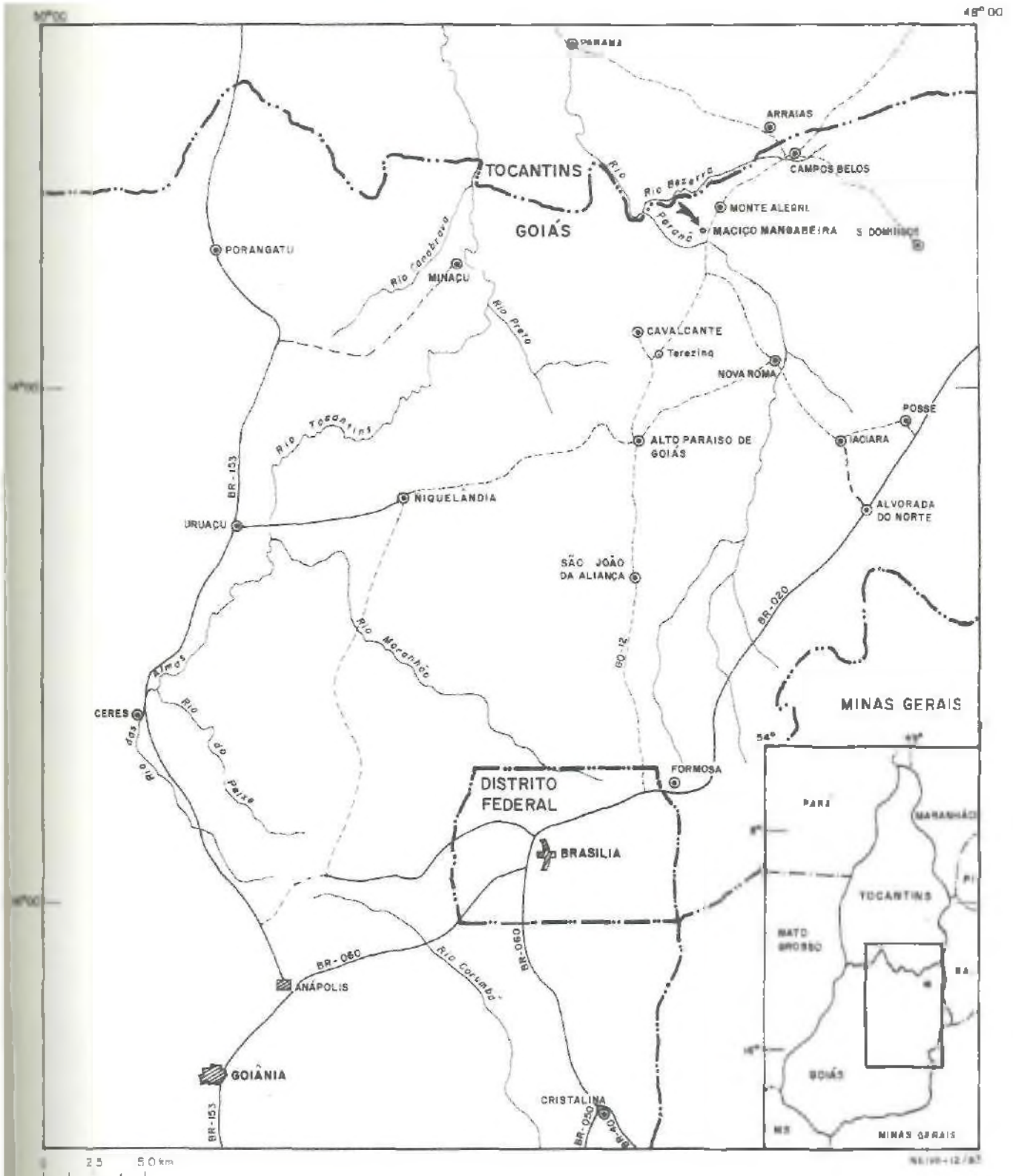


FIGURA 1.1 - LOCALIZAÇÃO E ACESSO AO MACIÇO MANGABEIRA

CAPÍTULO II

GEOLOGIA REGIONAL

II - GEOLOGIA REGIONAL

II.1 - INTRODUÇÃO

A abordagem regional aqui apresentada terá o objetivo de situar a área de estudo no contexto geológico do Estado de Goiás em que está inserida.

A área-objeto desta contribuição localiza-se na apófise do Maciço Mangabeira, o qual situa-se a aproximadamente 30Km para sudoeste da cidade de Monte Alegre de Goiás, no extremo nordeste do Estado de Goiás. O Maciço está inserido no setor central da Subprovíncia Paranã, pertencente à Província Estanífera de Goiás (Marini & Botelho, 1986; Botelho, 1992), que, por sua vez, pertence à Província Estrutural Tocantins (Almeida et al., 1977) (figura II.1).

A geologia da Subprovíncia Paranã foi referida em diversos trabalhos, sendo os mais significativos os de Marini & Botelho (1986), Bilal (1991) e Botelho (1992). Dados mais específicos sobre a Geologia do Maciço Mangabeira podem ser obtidos em Padilha & Laguna (1981) e Botelho (1992).

Figura II.1 (na página seguinte) - Mapa geológico da Região centro-oeste do Brasil, com destaque para a Província Estrutural Tocantins e Província Estanífera de Goiás com suas quatro Subprovíncias: A. Tocantins; B. Paranã; C. Pirenópolis-Goianésia; D. Ipameri (Modificado de Fuck et al., 1987).

II - GEOLOGIA REGIONAL

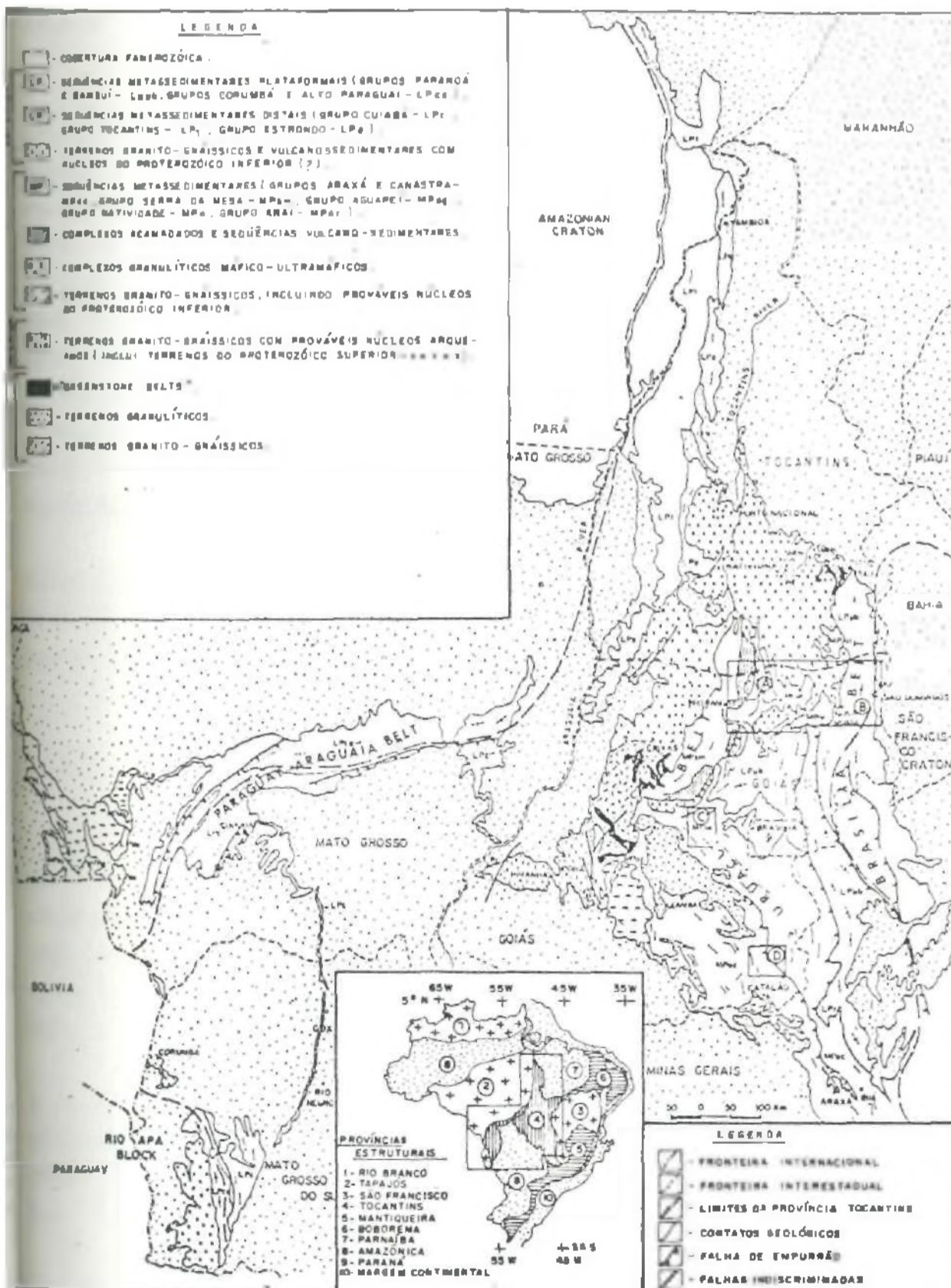
II.1 - INTRODUÇÃO

A abordagem regional aqui apresentada terá o objetivo de situar a área de estudo no contexto geológico do Estado de Goiás em que está inserida.

A área-objeto desta contribuição localiza-se na apófise do Maciço Mangabeira, o qual situa-se a aproximadamente 30Km para sudoeste da cidade de Monte Alegre de Goiás, no extremo nordeste do Estado de Goiás. O Maciço está inserido no setor central da Subprovíncia Paraná, pertencente a Província Estanífera de Goiás (Marini & Botelho, 1986; Botelho, 1992), que, por sua vez, pertence à Província Estrutural Tocantins (Almeida et al., 1977) (figura II.1) .

A geologia da Subprovíncia Paraná foi referida em diversos trabalhos, sendo os mais significativos os de Marini & Botelho (1986), Bilal (1991) e Botelho (1992). Dados mais específicos sobre a Geologia do Maciço Mangabeira podem ser obtidos em Padilha & Laguna (1981) e Botelho (1992).

Figura II.1 (na página seguinte) - Mapa geológico da Região centro-oeste do Brasil, com destaque para a Província Estrutural Tocantins e Província Estanífera de Goiás com suas quatro Subprovíncias: A. Tocantins; B. Paraná; C. Pirenópolis-Goianésia; D. Ipameri (Modificado de Fuck et al., 1987) .



II.2 - A SUBPROVÍNCIA ESTANÍFERA DO PARANÁ

II.2.1 - Introdução

A Província Estanífera de Goiás é constituída de maciços graníticos e pegmatitos do Proterozóico Médio, mineralizados em estanho e nióbio-tantalatos, intrusivos em rochas do Complexo Granito-Gnáissico (Arqueano/Proterozóico Inferior) e da Formação Ticunzal (Proterozóico Inferior), e recobertos por metassedimentos dos Grupos Araxá, Serra da Mesa e Araí, de idade proterozóica média (Marini & Botelho, 1986; Botelho, 1992). Divide-se em quatro subprovíncias: Tocantins e Paranã ao norte, Pirenópolis-Goianésia no centro e Ipameria ao sul (figura II.1). A única subprovíncia a ser discutida neste trabalho é a do Paranã, por conter o Maciço Mangabeira.

As unidades geológicas identificadas na Subprovíncia Paranã são o Complexo Granito-Gnáissico, a Formação Ticunzal, o Grupo Araí e os maciços graníticos e pegmatitosestaníferos (figura II.2).

II.2.2 - O Complexo Granito-Gnáissico

Sob essa denominação incluem-se principalmente gnaisses tonalíticos e granodioríticos que ocorrem em extensas áreas de Goiás, Tocantins e oeste de Minas Gerais (Marini et al., 1984). Caracterizam-se por uma grande continuidade lateral e notável homogeneidade químico-minealógica.

Marini et al. (1984) atribuíram uma idade superior a 3.000 M.a. aos terrenos granito-gnáissicos, embora admitissem a existência de idades mais jovens em algumas regiões, como uma isócrona Rb/Sr em rocha total de 2.100 M.a. e razão inicial igual a 0.708 obtida em migmatitos da

região do Rio Paranã (Hasui et al., 1980). Esta idade foi interpretada como sendo da migmatização de uma rocha original mais antiga.

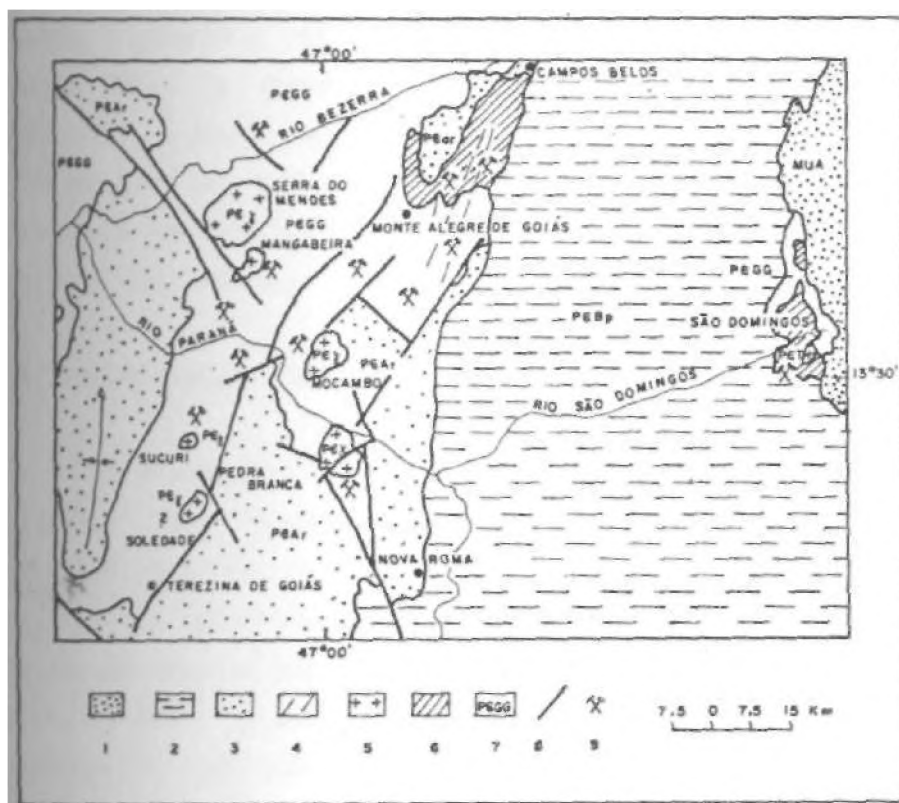


Figura II.2 - Carta geológica da Subprovíncia Estanífera do Paranã. Mesozóico: 1. coberturas sedimentares (Grupo Urucuia). Proterozóico Superior: 2. sequência metassedimentar de plataforma (Grupo Bambuí). Proterozóico Médio: 3. sequência metassedimentar encaixante dos granitos estaníferos (Grupo Araí). Proterozóico Médio/Inferior: 4. pegmatitos à Sn, Nb-Ta; 5. granitos estaníferos; 6. Formação Ticunzal. Arqueano (?): 7. Complexo Granito-Gnáissico. 8. Falha. 9. Principais ocorrências e minas de estanho. (Modificado de Botelho, 1992.)

Fuck et al. (1987), com base em isócronas Rb/Sr de referência, distinguiram dos terrenos Granito-Gnáissicos Arqueanos, terrenos granito-gnáissicos formados durante o ciclo Transamazônico, Proterozóico Inferior, no Proterozóico Médio e no Proterozóico Superior. Os autores atribuíram idade proterozóica inferior aos terrenos granito-gnáissicos

da Subprovíncia Paranã, onde ocorreriam prováveis núcleos arqueanos.

Botelho (1992) estudou o setor central da Subprovíncia Paraná, no qual identificou dois grupos distintos de rochas representantes do Complexo Granito-Gnáissico, quartzo dioritos e granodioritos, aos quais denominou GRA, e granitos cinza, denominados GRB. Nas proximidades dos maciços graníticos, essas rochas constituem-se em milonitos e ultramilonitos, localmente enriquecidas em grafita, como na região do Maciço da Pedra Branca e de Aurumina.

II.2.3 - A Formação Ticunzal

A Formação Ticunzal foi identificada em várias localidades do norte-nordeste do Estado de Goiás. Estratigraficamente, situa-se entre o Complexo Granito-Gnáissico e os quartzitos da Formação Arraias do Grupo Araí. Sua idade de deposição foi sugerida como sendo Proterozóico Inferior, com metamorfismo e deformação no Ciclo Transamazônico (Marini et al., 1978; Marini et al., 1984). É composta de paragnaisses na base, com intercalações de mica xistos e xistos grafitosos e, ocasionalmente, presença de muscovita gnaisses e leptinitos, e de quartzo xistos e mica xistos grafitosos na porção superior.

Na Subprovíncia Paranã, a Formação Ticunzal ocupa uma ampla área entre as cidades de Monte Alegre de Goiás e Campos Belos e é a encaixante dos pegmatitos da região de Monte Alegre de Goiás (Marini et al., 1984; Marini & Botelho, 1986).

Padilha & Laguna (1981) identificaram xistos da Formação Ticunzal dispersos nas áreas de afloramento dos Granitos Pedra Branca, Mocambo, Mangabeira e Mendes. Botelho (1992), entretanto, restringiu sua ocorrência ao nordeste da cidade de Monte Alegre de Goiás, como encaixante dos pegmatitos estaníferos. Para esse autor, o que fora

anteriormente chamado de Formação Ticunzal na região dos maciços graníticos corresponde, na realidade, a zonas de milonitos à grafita, pertencentes ao Complexo Granito-Gnáissico. A Formação Ticunzal, então, não estaria compreendida entre as rochas encaixantes dos maciços graníticos do setor central da Subprovíncia Paranã.

II.2.4 - Maciços graníticos e pegmatitos

A Subprovíncia Estanífera do Paranã é composta pelos Maciços Pedra Branca, Mocambo, Mendes, Mangabeira, Sucuri, Soledade, São Domingos, Banhado e Aurumina (Marini & Botelho, 1986; Pimentel et al., 1991; Botelho, 1992), intrusivos em rochas do Complexo Granito-Gnáissico. Topograficamente, eles se caracterizam por constituírem altos circulares ou elípticos, com cotas máximas em torno de 950m, que se destacam do relevo mais suave das encaixantes, onde a cota é de 450m, aproximadamente.

Os Maciços Mangabeira, Mocambo, Mendes e da Pedra Branca estão alinhados segundo uma direção N30W (figura II.2), correspondente a zonas de cisalhamento antigas, que aparentemente controlam sua intrusão (Botelho, 1992). Os contatos com as rochas do Complexo Granito-Gnáissico dão-se em geral através de zonas de cisalhamento.

Até 1992, acreditava-se que os maciços graníticos Subprovíncia Paranã eram constituídos por um único tipo trográfico, um granito rosa à biotita, porfirítico, com destaque para megacristais de feldspato potássico e quartzo azulado. Esse único tipo de granito teria, através de importantes processos de greisenização, albitização e microclinização, originado granitos greisenizados e greisens mineralizados a cassiterita (Botelho & Marini, 1984; Marini & Botelho, 1986). Botelho (1992), entretanto, distinguiu duas famílias de granitos na porção central da Subprovíncia

Paraná, através de dados petrográficos e, principalmente, químicôs, às quais denominou g1 e g2 (Fig. II.3).

A família g1 é constituída pelos granitos gla, glb e glc, enquanto a família g2 é subdividida em g2a, g2b, g2c e g2d. Outros dois tipos de granito, granito à albita e topázio(GAT) e leucogranito, mais evoluídos que os demais, não foram inseridos em qualquer das famílias, apesar de o GAT aproximar-se bastante da família g2 (Botelho, 1992).

Processos metassomáticos atuaram sobre esses granitos e produziram granitos greisenizados e greisens. Entretanto, somente os granitos da família g2 deram origem a greisens mineralizados a cassiterita e índio (Botelho, 1992).

A NE de Monte Alegre de Goiás e nas proximidades de Porto Real ocorrem pegmatitos mineralizados a cassiterita e tantalita; os primeiros, encaixados nos xistos da Formação Ticunzal e nos gnaisses e blastomilonitos do Complexo Granito-Gnáissico, e os últimos, apenas nas rochas do Complexo Granito-Gnáissico (Botelho, 1992).

Os dados geocronológicos- existentes para os granitos são ainda escassos e divergentes. Uma idade Rb/Sr em rocha total de 1.405 ± 21 M.a., com uma razão inicial anômala de $0,7004 \pm 0,006$, foi obtida para o Granito Pedra Branca (Marini & Botelho, 1986).

Pimentel et al. (1991) encontraram idades U/Pb em zircão de 1.769 ± 2 M.a. e 1.767 ± 10 M.a. para os granitos Soledade e Sucuri, respectivamente. As discrepâncias com os dados mais antigos somente poderão ser elucidadas após a realização de mais datações precisas.

Os granitos da Subprovíncia Paraná foram interpretados por Marini et al. (1985) como tendo se posicionado em um ambiente de rifteamento intracontinental, com características de granito tipo A, a exemplo dos granitos Nigerianos, contemporaneamente à deposição de sedimentos e extravasamento de lavas do Grupo Araí. Pimentel et al. (1991) confirmaram tal idéia ao obterem idades

semelhantes para os meta-riolitos do Grupo Araí e os Granitos Sucuri e Soledade.

Bilal (1991) estudou alguns maciços graníticos das Subprovíncias Paranã e Tocantins e os dividiu em dois grupos, por idade: um grupo constituído pelos granitos Sucuri e Soledade, de 1.770 M.a., e o outro, pelos granitos Serra Dourada, Serra da Mesa e Serra Branca, de 1.658-1.614 M.a.. Com base em dados geológicos e químicos, o autor caracterizou esses granitos como do tipo intraplaca.

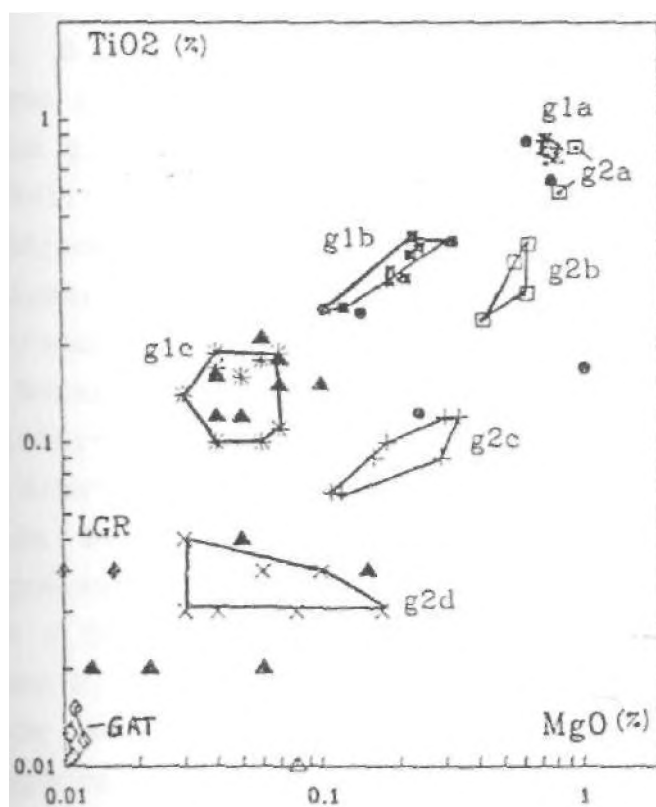


Figura n.3 - Distinção entre as duas famílias de granitos, g1 e g2, existentes na porção central da Subprovíncia Estanífera Paranã, segundo Botelho (1992).

II.2.5 - O Grupo Araí

O Grupo Araí foi definido por Barbosa et al. (1969) como sendo constituído pelas Formações Arraias e Traíras. A primeira, basal, com aproximadamente 110 m de

espessura, constitui-se de quartzito com intercalações de metapelitos- e metassiltitos, metaconglomerado intraformacional com seixos de quartzo, quartzito e do embasamento gnáissico, e vulcanitos basalto-andesíticos próximo à base. A Formação Traíras, com a mesma espessura da outra, é constituída de metassiltitos, filitos e calcifilitos com intercalações de quartzitos e calcários.

Na Subprovíncia Paranã, o Grupo Araí é representado pela Formação Arraias, que ocorre em contato tectônico com os maciços graníticos (Araújo & Alves, 1971; Marini & Botelho, 1986), tendo sua sedimentação e metamorfismo ocorrido no Proterozóico Médio, após a intrusão dos maciços graníticos (Marini & Botelho, 1986). Padilha & Laguna (1981) observaram domificações das rochas do Grupo Araí nas adjacências dos granitos, enquanto Marini & Botelho (1986) afirmaram que os metassedimentos do Grupo Araí não formam estruturas dômicas.

Botelho (1992) incluiu um conglomerado basal e rochas vulcânicas ácidas, variando de riolitos a dacitos, na Formação Arraias. O conglomerado ocorre a sudoeste e nordeste da Pedra Branca e contém seixos de granito e granitos greisenizados do Maciço e de rochas vulcânicas, o que atesta a deposição dos sedimentos do Grupo Araí após a intrusão dos Granitos Estaníferos da Subprovíncia Paranã.

Os dacitos e riolitos ocorrem a NE da Pedra Branca, repousando sobre os milonitos do Complexo Granito-Gnáissico, e os riolitos, a leste e sudeste do mesmo maciço, intercalados com quartzitos da base do Grupo Araí.

Marini et al. (1985) sugeriram uma idade Rb/Sr em torno de 1.400 M.a. para os meta-riolitos da base do Grupo Araí, a sudeste do Granito Pedra Branca, considerando-os como contemporâneos aos maciços graníticos. Pimentel et al. (1991) obtiveram uma idade de 1.771 ± 2 M.a. (U/Pb em zircão) para os riolitos do Grupo Araí situados a nordeste do Granito Soledade e oeste do Granito Pedra Branca, idade equivalente à dos maciços Soledade e Sucuri.

II.3 - O MACIÇO MANGABEIRA

O Maciço Mangabeira situa-se na margem noroeste da rodovia GO-12, a aproximadamente 30 Km a sudoeste da cidade de Monte Alegre de Goiás. O corpo possui uma forma circular, com 3 Km de diâmetro, e um apêndice na sua extremidade sudoeste, de 500m X 2Km, constituindo uma apófise (Padilha & Laguna, 1981; Botelho, 1992).

O Maciço é predominantemente constituído de biotita granito rosa equigranular a porfiróide, correspondendo ao fácies glc de Botelho (1992). O granito é composto de microclínio (40%), quartzo azulado (30%), albita (25%), biotita intermediária entre annita e siderofilita (<5%), fluorita, zircão, monazita e torita.

Na apófise, afloram o granito glc, o granito g2d, o leucogranito, o granito à albita e topázio (GAT), uma rocha à quartzo e topázio (RQT), granitos metassomatizados e greisens. A parte sudoeste da apófise, Morro da Laranjinha, é composta do granito à albita e topázio e de greisens à zinnwaldita e/ou fengita litinífera (figura II.4).

A parte centro-noroeste da apófise, designada Zona Greisenizada Principal por Botelho (1992), contém as fases graníticas mais evoluídas, onde estão localizadas a mineralização principal de cassiterita e a ocorrência de índio. Essa porção da apófise foi extensamente trabalhada por garimpeiros nas décadas de 70 e parte de 80, que exploraram os aluviões ricos em cassiterita do Córrego Passa-e-fica e abriram catas nos granitos greisenizados e greisens. Posteriormente, o minério foi explorado em lavra mecanizada pela Goiás Estanho S.A..

No capítulo que se segue será apresentada a geologia da Zona Greisenizada Principal do Maciço Mangabeira, a qual constitui a parte do Maciço aqui estudada (figura II.4).

Figura II.4 (na próxima página) - Mapa geológico em escala 1:10.000 do Betor mineralizado da Apófise do Maciço Mangabeira. Complexo Granito-Gnáissico: 1. gnaisse milonítico; 2. ultramilonitos de origem granítica; 3. granito GRB. 4. Granito Mangabeira (glc) . 5. Leucogranito (LGR) . 6. Granito g2d. 7. Granito à albita e topázio (GAT) . 8. Auréola de aetassomatismo. 9. Área de predominância da rocha à quartzo e topázio (RQT) . 10. Greisen à zinnwaldita ± fengita litinífera. 11. Greisen à quartzo + fengita litinífera ou muscovita. 12. Zona fortemente greisenizada. 13. Zonas de fraturas com feldspatização (fd), ou greisenização, com minerais de berílio (Be: berilo; He: helvita); 14. fraturas preenchidas por quartzo ou ametista (am); 15. foliação milonítica; 16. falha; 17. falha interpretada; 18. contato verificado; 19. contato interpretado. (Modificado de Botelho, 1992.)

CAPÍTULO III

*GEOLOGIA E PETROGRAFIA DA PORÇÃO
NORTE DA APÓFISE DO MACIÇO
MANGABEIRA*

III - GEOLOGIA E PETROGRAFIA DA PORÇÃO NORTE DA APÓFISE DO MACIÇO MANGABEIRA

III.1 - GEOLOGIA

III.1.1 - Introdução

A apófise do Maciço Mangabeira foi mapeada por Botelho (1992) em escala 1:10.000. No presente trabalho, procedeu-se ao mapeamento da porção norte da apófise, denominada Zona Greisenizada Principal, com o objetivo de detalhar a geologia daquela área e fornecer subsídios para o melhor entendimento da ocorrência de In do Maciço Mangabeira. Realizou-se, então, um mapeamento geológico, e um levantamento plani-altimétrico, da área em escala 1:1000. (anexo 1) .

Diferentes tipos de granitos e greisens ocorrem na área mapeada, além de uma rocha à quartzo e topázio. A seguir, serão descritas as principais características geológicas inerentes a cada tipo de rocha existente na área mapeada.

III.1.2 - O Complexo Granito-Gnáissico

O Complexo Granito-Gnáissico aflora a norte e oeste-sudoeste da apófise do Maciço Mangabeira e tem como seu representante um granito cinza-rosado grosso.

A norte, o contato com a apófise é tectônico, onde houve desenvolvimento de ultramilonito branco.

No sul da área de afloramento do Complexo Granito-Gnáissico, ocorre uma faixa de ultramilonitos cinza, com foliação discordante da direção geral dos granitos. Entretanto, os ultramilonitos foram greisenizados, tendo teores de Sn, Rb e W anômalos. Devido a esses milonitos estarem greisenizados, existe a possibilidade de o seu

contato, com o granito g2d ser ígneo naquela localidade; ou os milonitos são alóctones e a greisenização deu-se anteriormente a eles terem sido transportados para o seu posicionamento atual.

III.1.3 - Granito g2d

O granito g2d é a rocha dominante na porção norte apófise do Maciço Mangabeira, constituindo cerca de 50% da área de estudo.

Na porção norte-nordeste da área mapeada, o granito g2d está localmente bem preservado, - com estrutura maciça e restos de biotita. Na parte sul-sudeste, em contrapartida, a rocha apresenta-se, em geral, bastante greisenizada e foliada, com direção geral N10E-N10W, resultante do provável empurrão de idade Brasiliana, que colocou o granito do Complexo Granito-Gnáissico sobre os granitos e greisens da apófise.

III.1.4 - Leucogranito

O leucogranito (LGR) ocorre em toda borda leste da área estudada, em contato com o granito g2d, constituindo cerca de 10% da área. Suas relações de contato e de gênese com o granito g2d carecem de mais estudo, mas essa é certamente uma das rochas mais evoluídas da porção central da Subprovíncia Paranã, conforme demonstrou Botelho (1992) (figura II.3) .

III.1.5 - Granito à albita e topázio

Na parte centro-norte da área de afloramento dos granitos estudados', aflora um granito branco foliado, que sustenta o relevo, designado granito à albita e topázio.

Esse granito é intrusivo no granito g2d, no qual provocou o desenvolvimento de uma auréola metassomática (anexo 1) . Na porção centro-nordeste da área delimitada como sendo do granito à albita e topázio, este está intercalado com o granito g2d, que está desde pouco transformado a totalmente greisenizado.

No extremo leste da área de ocorrência do granito à albita e topázio, este desenvolveu um fácies de greisen pegmatóide, onde encontram-se cristais de topázio verde claro de até 10 cm de comprimento sendo substituídos por zinnwaldita (MG22) ,

As mineralizações de cassiterita da região estão relacionadas à intrusão do granito à albita e topázio e ocorrem no seu interior e na auréola de metassomatismo no granito g2d. Conseqüentemente, os trabalhos de extração artesanal de cassiterita através de catas deram-se nas porções mais transformadas daqueles granitos.

III.1.6 - Rocha à quartzo e topázio

Este é um tipo inusitado de rocha que ocorre no interior da área delimitada no mapa como granito à albita e topázio. Aflora como blocos dentro de uma faixa de direção N45E, de 150m x 20m, e parece ter sua continuidade interrompida por uma falha N60W. A rocha volta a aflorar no extremo nordeste da área de ocorrência do granito à albita e topázio, na cata 11C (anexo 1) .

A rocha à quartzo e topázio (RQT) tem importância petrológica fundamental na compreensão da evolução final dos granitos estaníferos do Paraná. Entretanto, sua relação com o granito à albita e topázio não pode ser totalmente

estabelecida, conforme será discutido no capítulo V. Além disso, a RQT notabiliza-se por ser a portadora das anomalias de índio da região.

III.2 - PETROGRAFIA DAS ROCHAS DA ZONA GREISENIZADA PRINCIPAL

III.2.1 - Granito e milonitos do Complexo Granito-Gnáissico

O granito pertencente ao Complexo Granito-Gnáissico aflora a oeste e a norte dos granitos greisenizados e greisens da porção norte da apófise do Maciço Mangabeira.

A rocha é cinza rosada, de textura granular hipidiomórfica grossa, composição granodiorítica e classificada como granito GRB por Botelho (1992) (Prancha III.1, foto 1). Sua composição modal aproximada é: quartzo (25%), microclínio peritítico (10%), plagioclásio (45%), biotita (7%), muscovita (10%). O zircão é o mineral acessório.

O granodiorito contém uma foliação milonítica incipiente, marcada pela orientação dos f ilossilicatos e tendência à orientação de grãos de quartzo recristalizado. Os feldspatos respondem à deformação de maneira rúptil, fraturando-se. A geminação lei da albita do plagioclásio é deformada.

O quartzo apresenta, em geral, extinção ondulante co.itatos' serrilhados, mas também existem evidências de processo de silicificação quando da desestabilização de um plagioclásio mais cálcico.

O plagioclásio é um oligoclásio, An13, xenomórfico, com até 1 cm, e possui alteração para epidoto,

biotita e sericita. Esta tem ± 0.02 mm e ocupa a maior parte os grãos do plagioclásio.

O feldspato potássico micropertítico ocorre preferencialmente "preenchendo espaços entre os grãos de plagioclásio. Apresenta um início de albitização.

A biotita é verde, de 0.2 mm, em geral caracterizada por massas anedrais limpas, sugerindo caráter metassomático. A muscovita (até 0.1 mm) parece contemporânea à biotita, havendo interdigitações locais entre ambas.

Associados à biotita e ao plagioclásio ocorrem titanita, epidoto e massas de clorita, formados provavelmente pela desestabilização de uma biotita precoce e de um plagioclásio mais cálcico.

Na porção norte do contato com as rochas greisenizadas, o granito GRB sofreu albitização (amostra MG42). A rocha então resultante é equigranular, com poucos grãos de plagioclásio precoce. Estes, quando persistem, estão ligeiramente deformados, corroídos nas bordas e alterando para epidoto + mica branca + albita + quartzo + (titanita). O epidoto, mais bem desenvolvido que no granito não transformado (0.5 mm), associa-se a massas de fluorita, biotita e magnetita martitizada. A titanita associa-se à biotita. A composição modal aproximada da rocha é quartzo (5%), albita (70%), feldspato pertítico (5%), biotita verde (10%). O epidoto e a fluorita atingem cerca de 10% da rocha e o zircão euédrico com alguma fluorita compõem a mineralogia acessória.

Nos contatos entre o embasamento e os granitos pertencentes à apófise, ocorrem milonitos e ultramilonitos. No contato norte, essas rochas são bastante foliadas, finas, brancas, constituídas essencialmente de quartzo e feldspato, não apresentando indício de terem sido afetadas pelos processos metassomáticos vigentes na região. Esses milonitos derivaram do granito GRB, provavelmente após o alojamento dos granitos da apófise.

No contato oeste, ocorrem ultramilonitos cinza (prancha IIT.1, foto 2). A biotita verde ainda persiste, mas a mica branca (0.2 mm) tende a dominar. Há locais onde a biotita é bastante subordinada à mica branca (MG25A). O epidoto ocorre localmente como traços.

Os ultramilonitos, ou filonitos cinza, podem conter granada tardi a pós-tectônica.

Os filonitos cinza foram greisenizados, o que os enriqueceu em K_2O , Rb, Sn e W, indicando que eles são anteriores à intrusão dos granitos da Zona Greisenizada Principal.

III.2.2 - Granito g2d

O granito g2d é equigranular médio, róseo, composto de quartzo (30%), microclínio micropertítico (30-35%), albita AnO (30-35%) e mica branca (5%) (prancha III.1, fotos 3 e 4). Os minerais acessórios são o zircão, a monazita, a magnetita martitizada e, localmente, ilmenita (MM22). Os minerais secundários que podem ocorrer são martita, fluorita, malaquita e azurita. Quando greisenizado, o granito contém cassiterita disseminada.

O granito g2d apresenta-se desde pouco deformado até completamente milonitizado, e desde bem preservado até totalmente greisenizado. Os maiores níveis de deformação ocorreram nas porções centro-sul e centro-sudeste da área estudada (anexo 1).

O quartzo precoce ocorre preferencialmente com extinção ondulante e contatos serrilhados. Os grãos neoformados preenchem fraturas que cortam os feldspatos e golfos de corrosão no microclínio, fatos que comprovam a existência de um processo de silicificação na rocha.

O feldspato potássico é um microclínio micropertítico, de 2.0 mm de diâmetro médio, com geminação

em farrapos e albitização incipiente nas bordas. Apresenta uma pequena alteração para mica branca fina.

Localmente, a albitização do microclínio foi expressiva, o que transformou o granito g2d em praticamente um albitito (MG8A2, MG8B e MG31).

A rocha contém um tipo de albita automórfica, de 2.5 mm, com fengita fina no seu núcleo- e planos de geminação às vezes deformados, e um tipo que se forma nas bordas do microclínio e da albita automórfica, mais precoce.

Nos fácies menos transformados, o granito g2d contém biotita do tipo siderofilita (MM22,- Botelho, 1992) Localmente, devido à existência de condições muito oxidantes, a biotita foi substituída por estilpnomelano, com martita associada (MG34). Nos demais fácies, a mica presente é uma fengita de cor verde clara.

Distinguem-se dois tipos de fluorita no granito g2d. A que predomina é uma fluorita incolor que ocorre como massas em geral associadas à albita. O outro tipo de fluorita é lilás, de 0.02 mm, e parece conter inclusões de minerais radioativos. Os dois tipos ocorrem associados a magnetita.

O zircão possui cerca de 0.05 mm, é prismático, castanho e ocorre incluso nas micas e nos feldspatos. Em geral, é pobre em U e Th.

A monazita ocorre associada às micas e suspeita-se de que seja hidrotermal.

III.2.2.1 - Granito g2d greisenizado

A ocorrência de granito g2d pouco ou nada transformado é muito restrita na Zona Greisenizada Principal do Maciço Mangabeira. Em praticamente toda sua área de afloramento, o granito g2d encontra-se pouco a muito greisenizado.

O granito g2d greisenizado caracteriza-se por ser equigranular branco, foliado, com mica fina verde clara (prancha III.1, foto 5). Ao microscópio, diferencia-se do granito g2d por conter maior quantidade de mica do tipo fengita (10%) (prancha III.1, foto 6). A quantidade de fluorita na rocha pode chegar a 5%. A monazita associa-se à fluorita lilás e à mica, e parece, ser predominantemente metassomática.

O feldspato potássico é provavelmente um microclínio micropertítico xenomórfico com extinção em farrapos. Apresenta transformação para mica branca fina, albita e quartzo. A albita desenvolve-se nas bordas do feldspato e o quartzo forma golfos de corrosão. Por vezes, assiste-se à albita sendo microclinizada.

A albita desse granito caracteriza-se por conter inúmeras inclusões de mica branca fina, inclusões fluidas e, mais subordinadamente, fluorita (prancha III.2, fotos 1 e 2). Duas gerações de albita são distinguidas:

- albita precoce, de até 5.0 mm, em geral com os planos de geminação deformados, submetida a neoformação de albita nas bordas e alteração para mica branca fina;

- albita formada nas bordas da albita mais precoce e às expensas da desestabilização do microclínio.

O topázio é raro nessas rochas. Quando ocorre, não ultrapassa 2% da rocha e apresenta-se xenomórfico com muitas inclusões fluidas.

O zircão é euédrico, com 0.04-0.05mm, e está em geral incluso nas micas. Raramente é metamicto.

A cassiterita, quando presente, encontra-se disseminada e geralmente associada à mica.

III.2.2.2 - Greisen do granito g2d

O greisen formado a partir do granito g2d, ou greisen à fengita, possui cor verde limão a verde escuro, em

Prancha III.1

Foto 1 - Granito do Complexo Granito-Gnáissico (GRB), grosso (MG19), onde se destaca a biotita na massa cinza-rosada. O tom róseo da borda da amostra deve-se a oxidação superficial.

Foto 2 - Ultramilonito cinza de rocha granítica (MG25A), fino, foliado.

I Foto 3 - Granito g2d, equigranular médio, róseo, cuja mica é a fengita, não mais existindo biotita primária preservada (MG8A1).

Foto 4 - Fotomicrografia de granito g2d (MG8A1), composto de quartzo, microclínio micropertítico com albitização nas bordas, albita e de raras lamelas de fengita. NX (escala = 0.1mm).

Foto 5 - Granito g2d geisenizado (MG8A3) pouco deformado, branco com mica verde clara, equigranular.

Foto 6 - Fotomicrografia de granito g2d greisenizado (MG11A), caracterizado pelo aumento da quantidade de micas relativamente ao fácies g2 e extinção em farrapos do microclínio. NX (escala = 0.1mm).



1



2



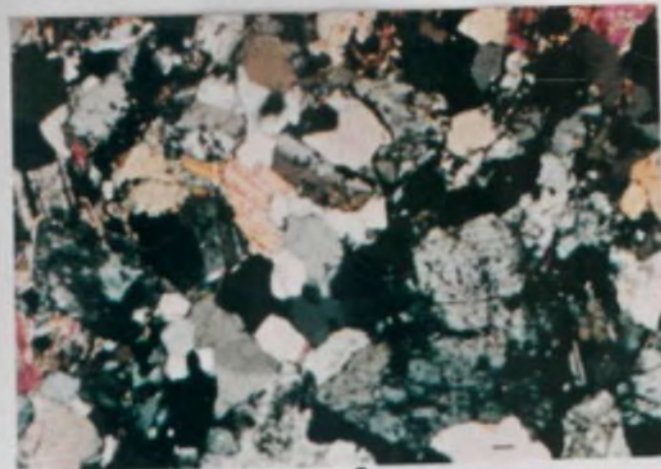
3



4



5



6

virtude da abundância de fengita na sua moda (prancha III.2, foto 3) . Ao microscópio de luz transmitida, a mica possui pleocroísmo verde claro e está fortemente orientada paralelamente à foliação milonítica.

O greisen contém quartzo precoce com extinção ondulante e quartzo sob a forma de agregados, resultante da silicificação do granito.

A monazita é um mineral frequente nos greisens. Em geral, predomina nas porções mais ricas em mica, o que testa seu caráter metassomático. Localmente, porém, encontra-se monazita inclusa em mica, o que a credencia a ser de uma geração anterior.

Identificam-se traços de cassiterita nesses greisens.

O topázio, quando presente, atinge no máximo 5% da rocha, é xenomórfico e fraturado, em decorrência da deformação que afetou tais rochas (MG 7A3) .

A fluorita predominante nos greisens é a de cor lilás, de 0.03mm de tamanho médio, com inclusões de minerais radioativos. Associa-se à monazita e a massas amorfas resultantes da transformação de mineral radioativo.

O greisen à fengita pode ainda conter arseniatos tardios, que englobam as micas e não apresentam qualquer indício de deformação (MG7A3) . São arseniatos de Ba, Bi, Cu e Pb, os quais serão discriminados no capítulo seguinte.

III.2.3 - Granito à albita e topázio

O granito à albita e topázio (GAT) caracteriza-se por sua cor branca, onde se destaca uma mica prateada. Encontra-se em geral foliado, às vezes sacaroidal (prancha III.2, foto 4) .

Seus minerais essenciais são quartzo (35%), microclínio micropertítico (20%), albita (20%), topázio (5 a 10%) e mica do tipo fengita ou zinnwaldita (10%) .

À semelhança do granito g2d, esse contém uma geração de quartzo precoce com extinção ondulante e uma outra, de quartzo formado pela silicificação do granito, que se apresenta preenchendo golfos nos feldspatos.

O microclínio mieropertítico está bastante preservado, com geminação em farrapos. Sua transformação incipiente dá-se para mica fina, albita e quartzo.

Dois gerações de albita são distinguidas. A albita precoce caracteriza-se por ser automórfica e repleta de inclusões de topázio automórfico em agulhas, de inclusões fluidas e de mica fina, concentrados no seu núcleo (prancha III.2, fotos 5 e 6) .

A albita neoformada desenvolve-se nas bordas da albita anteriormente formada e do microclínio. Essa geração de albita também contém as agulhas de topázio (0.02 mm) . Localmente, podem-se observar as agulhas associadas a fraturas silicificadas no microclínio (MG11B) . Esse topázio é muito provavelmente metassomático .

O fato de a albita neoformada conter inclusões de topázio e de o microclínio que lhe deu origem não as conter ~~supere~~ uma origem metassomática também para esse topázio.

Outra forma de ocorrência do topázio é como grãos grandes, hipidiomórficos, com incipiente substituição por mica. Esse tipo de topázio está em geral fraturado e ~~tendendo~~ a orientar-se segundo a foliação milonítica.

A mica prateada tem composição de fengita litinífera e/ou de zinnwaldita. Seu pleocroísmo é castanho ou levemente esverdeado e/ou castanho, respectivamente. Ocorre como lamelas de até 6.0 mm, como ~~ripas~~ e também com hábito amebal, quando associada ao quartzo neoformado.

A monazita e a cassiterita ocorrem em traços, disseminadas na rocha. O zircão é automórfico, castanho claro, localmente metamicto. Muito raramente, encontra-se ~~partita~~ nessas rochas.

A rocha contém ainda fluorita associada às micas.

Prancha III.2

Foto 1 - Inclusões fluidas e de fengita em um cristal de albita do granito g2d greisenizado (MG11A) . N// (escala = 10m) .

Foto 2 - Inclusões fluidas e de fengita em um cristal de albita do granito g2d greisenizado (MG11A).NX (escala = 10µm) .

Foto 3 - Greisen à fengita aluminosa (MG8A4) , verde, desenvolvido a partir do granito g2d.

Foto 4 - Granito à albita e topázio (GAT) , branco, foliado, na mica fina prateada (MG11B) .

Foto 5 - Fotomicrografia mostrando um cristal de albita do GAT rico em inclusões fluidas e de topázio. N// (escala =

Foto 6 - Repetição da foto 5 com nicóis cruzados, onde se destacam os cristais de topázio, das inclusões fluidas, podendo-se observar também raras inclusões de mica na albita e a ausência de inclusões no cristal de micropertita (escala a 50µm) .

III.2.3.1 - Greisen do GAT

O greisen formado a partir do granito à albita e topázio pode ser macroscopicamente semelhante ao granito à albita e topázio, quando aquele contém somente 10% de mica do tipo zinnwaldita (MG05), sendo o restante da rocha constituída de quartzo e topázio. Entretanto, nos greisens monominerálicos, em que a mica litinifera de composição zinnwaldita é o mineral dominante (greisens à zinnwaldita), sua cor torna-se verde escuro a cinza escuro (prancha III.3, foto 1).

Os minerais principais do greisen do GAT são quartzo, zinnwaldita, topázio (5 a 25%), cassiterita e monazita. O zircão constitui-se em um acessório raro, de 0.05 mm, automórfico, incluso em quartzo e em mica.

Localmente, encontra-se magnetita martitizada nessas rochas (MG05).

O topázio ocorre tanto como grãos milimétricos hipidiomórficos, fraturados, com tendência a orientar-se paralelamente à foliação milonítica, com pequena alteração ~~para~~ mica, como sob a forma de inclusões automórficas em quartzo e nos grãos de topázio maiores. Essas inclusões de topázio tendem a ser mais arredondadas e ocorrem mais isoladamente que aquelas existentes nos grãos de albita do granito à albita e topázio. Neste caso, não há evidência de metassomatismo, mas por outro lado, não há dados suficientes ~~para~~ descartar tal possibilidade.

A mica identificada como zinnwaldita apresenta um forte pleocroísmo; sua cor varia de incolor a castanho amarelado.

A cassiterita ocorre tanto disseminada na rocha ~~com~~ sob a forma de grãos grandes, por vezes com o núcleo castanho avermelhado intenso. Localmente, esses greisens ~~podem~~ conter até 10% de cassiterita (MG26B).

A scheelita, com hábito esquelético, ocorre em uma amostra de greisen com 90% de zinnwaldita (MG22B).

Localmente, esses greisens à zinnwaldita contêm restos de albita e, em menor quantidade, de feldspato pertítico. A albita encontra-se bastante fraturada, estando as fraturas e os planos de clivagem percolados por um material castanho amarelado, de composição, próxima à da pirofilita.

III.2.4 - Leucogranito

O leucogranito (LGR) apresenta-se como uma rocha equigranular média a grossa, de cor cinza escuro, em virtude de o quartzo ter um tom acinzentado e a mica, prateado. Em geral, seus representantes estão pouco milonitizados e com baixo grau de alteração (prancha III.3, foto 2).

Os minerais que compõem a moda do leucogranito são quartzo (30%), feldspato potássico (35%), albita (20%), fengita (10%) e fluorita (5%). Localmente, encontra-se no LGR biotita intermediária entre annita e siderofilita em processo de alteração para fengita (MG64B1).

O quartzo ocorre tanto como grãos pré-existentes com extinção ondulante como sob a forma de grãos recristalizados e neoformados, indicando que a rocha sofreu silicificação.

O feldspato potássico é branco, automórfico, chega a medir 1.0 cm de comprimento, e caracteriza-se por ser frequentemente geminado segundo a lei de Carlsbad (prancha III.3, foto 3). Os cristais são em geral micropertíticos e alteram para albita, mica e quartzo. Este último ocorre principalmente preenchendo golfos e fraturas do feldspato.

A mica, de composição fengítica, ocorre tanto na matriz da rocha, onde apresenta um leve pleocroísmo castanho, como substituindo os feldspatos, principalmente a albita. Neste caso, a mica é muito mais pobre em TiO_2 , $FeO(t)$, Li_2O e F e mais rica em Al_2O_3 (anexo 3).

A biotita é um mineral, raro nessa rocha. Quando preservada, sua cor é verde e está em processo de substituição para fengita. Essa biotita não parece ser primária, em virtude de ser observada formando-se a partir do feldspato potássico.

Dois tipos de fluorita são encontrados também no leucogranito. A fluorita incolor forma-se pela desestabilização de um plagioclásio mais cálcico e associa-se à albita. A fluorita lilás, mais escassa, associa-se às albitas e parece conter inclusões de minerais radioativos.

III.2.5 - Rocha à quartzo e topázio

A rocha à quartzo e topázio (RQT) é uma rocha estante peculiar e é a mais interessante sob o ponto de vista mineralógico e da ocorrência de índio na área.

A rocha-tipo tem um aspecto maciço e cor branca a tranco-ferruginosa, quando pobre em escorodita, e verde quando muito rica em escorodita. Alguns raros exemplares não contêm escorodita - a arsenopirita presente está totalmente preservada (MG8C1, MG8C2) (prancha .111.3, fotos 4 e 5).

A composição mineralógica essencial da rocha é quartzo, topázio, zinnwaldita, arsenopirita e cassiterita, em proporções variadas. Outros minerais que ocorrem são monazita, zircão, fluorita, esfalerita, wolframita, löllingita, calcopirita, bismutinita, galena, estanita e tennantita. Os minerais mais tardios da rocha são escorodita, malaquita, covelita, arseniátos diversos e hidróxidos de ferro.

O quartzo apresenta-se com extinção ondulante e contatos serrilhados, com algum desenvolvimento de subgrãos. Localmente, há um alto grau de recristalização do quartzo.

O topázio caracteriza-se por ser muito rico em inclusões fluidas. Ocorre sob a forma de grãos grandes,

hipidiomórficos (0.5 mm), em geral, bastante fraturados e com alteração incipiente para mica do tipo zinnwaldita.

Também existe topázio como pequenos cristais euédricos (0.03 mm) inclusos principalmente em quartzo, mas também nos grãos de topázio maiores. Suspeita-se que pelo menos esse topázio menor seja magmático, à exemplo do que ocorre em topazitos e ongonitos. Neste caso, essas rochas poderiam ser ígneas, talvez as mais evoluídas da região, originadas a partir do GAT. Estudos de inclusões fluidas nesses topázios poderão dar subsídios para a definição da temperatura de formação dessas rochas.

A mica da RQT é a zinnwaldita, que ocorre ora como mica fina substituindo o topázio, ora como ripas e como lamelas maiores, de até 0.2 mm. Sua cor é castanho claro e seus planos de clivagem contêm óxidos. As micas orientam-se segundo uma incipiente foliação milonítica e circundam os grãos fraturados de topázio. Localmente, nas rochas muito transformadas, onde já não mais existe arsenopirita e a escorodita é o mineral dominante, observa-se fengita.

Parecem haver pelo menos duas gerações de cassiterita na RQT. A primeira, de cor castanho avermelhado, ocorre como grãos submilimétricos a milimétricos e também inclusa em mica. A mais tardia, castanho amarelado, possui cerca de 0.03 mm e associa-se às massas de escorodita.

A escorodita ($\text{Fe}(\text{AsO}_4)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) ocorre em geral como massas contínuas, formadas pela alteração da arsenopirita, e preenchendo fraturas de topázio, quartzo e mica. Nos locais onde há arsenopirita preservada, a escorodita ocorre como auréolas de alteração sobre aquele mineral (prancha III.3, foto 6).

A fluorita é um mineral acessório que se associa em geral ao topázio. Também nesta rocha ocorrem os dois tipos de fluorita, embora pareça haver fluorita incolor como acessória além da neoformada.

A monazita está frequentemente associada ao topázio, cassiterita e escorodita.

O zircão é prismático, castanho, com 0.02-0.05 mm, e está incluído em arsenopirita, topázio, quartzo e mica. Raramente é metamicto.

A yanomamita ($\text{In}(\text{AsO}_4) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), primeiramente descrita por Botelho (1992), foi identificada apenas nessa variedade petrográfica. Ela ocorre associada à escorodita, à qual é bastante semelhante, principalmente nas amostras ricas em cassiterita.

A esfalerita ocorre como grãos xenomórficos de 0.02 mm, em geral incluídos na arsenopirita, mas também em topázio e em cassiterita. Está frequentemente associada à calcopirita. Duas variedades de esfalerita foram identificadas - uma representada por esfalerita vermelha, em In, que ocorre somente como inclusões; e uma variedade amarelada, pobre em In, que ocorre não apenas como inclusões, mas também sob a forma de grãos milimétricos isolados na rocha.

Diversos arseniatos podem aparecer nessas rochas - arseniatos de bismuto, bário, potássio, chumbo, urânio e de estanho. São minerais caracteristicamente tardios, que ocorrem geralmente como massas de cores variadas e também preenchendo fraturas de minerais da rocha. Sua abordagem dar-se-á no capítulo seguinte.

Prancha III.3

Foto 1 - Greisen à zinnwaldita, de cor cinza escuro (MG22) .

Foto 2 - Amostra de leucogranito (LGR) , de granulação média (MG36) , cinza escuro, em virtude de o quartzo ser escuro.

Foto 3 - Fotomicrografia de leucogranito (LGR) , mostrando o feldspato potássico geminado, feição característica do LGR (amostra MG36) . A mica formada pela alteração do feldspato é uma fengita aluminosa. NX (escala = 0.1mm) .

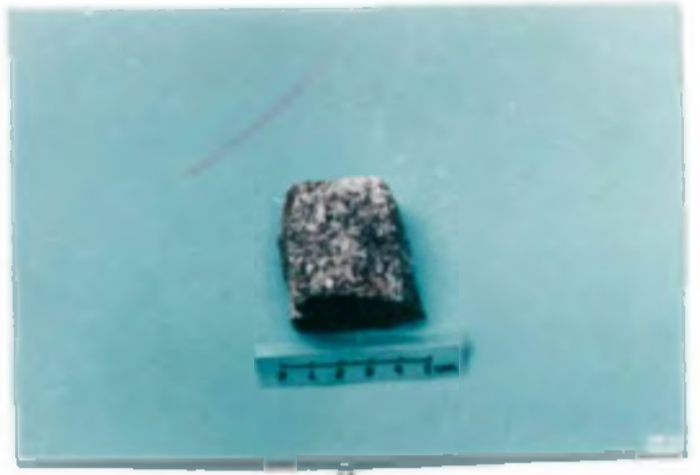
Foto 4 - Rocha à quartzo e topázio preservada (MG7A1) , maciça, branca com grãos de arsenopirita dispersos na massa de quartzo e topázio.

Foto 5 - Amostra de rocha a quartzo e topázio onde a arsenopirita foi substituída pela escorodita, conferindo uma cor verde e um aspecto pulverulento à rocha (MG8) .

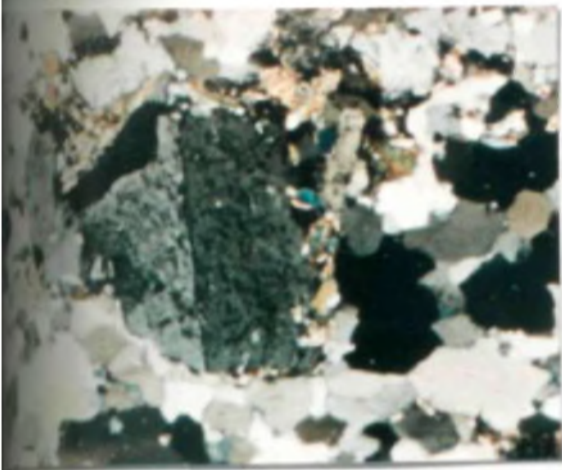
Foto 6 - Arsenopirita em processo de alteração para escorodita, que percola fraturas de quartzo. N// (escala = 0.1mm)



1



2



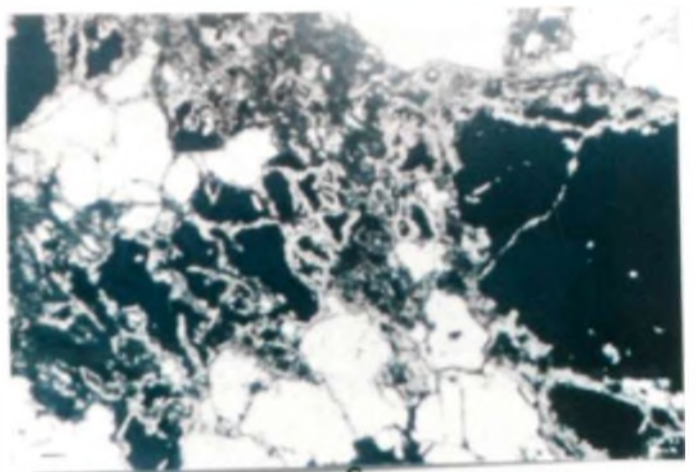
3



4



5



6

CAPÍTULO IV

ESTUDO DE MINERAIS METASSOMÁTICOS

IV - ESTUDO DE MINERAIS METASSOMÁTICOS

IV.1 - INTRODUÇÃO

Neste capítulo, serão apresentados os estudos sobre os principais minerais metassomáticos que ocorrem na Zona Greisenizada Principal do Maciço Mangabeira.

Inicialmente, serão estudadas as micas de granitos, e de endogreisens, com o objetivo de auxiliar na caracterização dos diferentes fácies graníticos que ocorrem na área, bem como distinguir as micas metassomáticas de prováveis restos de micas magmáticas.

Os arseniatos constituem o segundo grupo de minerais metassomáticos a ser abordado, em virtude da sua abundância na rocha à quartzo e topázio, portadora da ocorrência de índio, e da variedade de espécies minerais inusitadas que ocorrem nesse tipo de rocha.

IV.2 - AS MICAS

As micas de granitos e greisens são excelentes marcadores da evolução magmática e pós-magmática dessas rochas, pois possuem vários tipos de substituições características das condições de temperatura, fugacidade de oxigênio e da química do meio em que se desenvolveram (Monier et al., 1987) .

O estudo das micas de granitos e greisens neste trabalho terá a finalidade primeira de diferenciar as micas dos diversos tipos de granitos, e rochas deles derivadas por metassomatismo, que ocorrem na Zona Greisenizada Principal.

Será feita também uma tentativa de classificação das micas utilizando os modelos disponíveis na literatura.

IV.2.1 - Métodos analíticos

As análises químicas das micas foram realizadas na Microsonda Eletrônica CAMEBAX SX50 do Departamento de Mineralogia e Petrologia da Universidade de Brasília. Os resultados analíticos encontram-se no anexo 3.

Para a determinação dos valores de Li_2O , procedeu-se à separação de micas de amostras previamente selecionadas em um separador magnético Frantz, no laboratório de minerais pesados do Departamento de Mineralogia e Petrologia da Universidade da Brasília. Nos concentrados obtidos, com pureza próxima de 100%, o Li foi analisado por absorção atômica, no laboratório de Geoquímica (LAGEQ) da Universidade de Brasília.

IV.2.2 - Determinação de Li_2O

A microsonda eletrônica não detecta lítio, água nem distingue os estados de oxidação do ferro.

Conseqüentemente, os valores de ferro no anexo 3 correspondem a FeO total e os valores de H₂O foram calculados com base em 22 átomos de oxigênio na fórmula estrutural.

A obtenção de valores de lítio é muito importante em micas de granitos e greisens para que sejam obtidas análises mais completas das micas e, com isso, suas fórmulas químicas e classificações sejam mais precisas.

Diferentes métodos foram desenvolvidos para a determinação do teor de lítio em micas.

Fonteilles (1987) utilizou o complemento a 100 do total de óxidos, incluindo a água, das análises obtidas em microsonda eletrônica para representar o teor de Li₂O de micas litiníferas do granito de Beauvoir. O autor ressaltou que o tipo de estudo por ele efetuado não necessitava de muita precisão no resultado de Li₂O.

O método mais empregado na literatura é a interpolação de composições baseada na correlação entre o Li₂O determinado por via úmida e outros óxidos analisados por via úmida e/ou em microsonda eletrônica (Monier & Robert, 1986; Stone et al., 1988; Tindle & Webb, 1990; Belho, 1992).

Monier & Robert (1986) obtiveram boa correlação positiva entre Li₂O e F, medidos por análise química úmida, para micas tipo muscovita e biotita do granito Saint Syvestre do Maciço Central, na França, e concluíram que o lítio pode ser estimado pelo conteúdo de flúor das micas determinado por microsonda eletrônica.

Stone et al. (1988) utilizaram valores de Li₂O analisado por via úmida para o estudo de micas trioctaédricas do batólito da Cornúália. Entretanto, eles mostraram a existência de uma ótima correlação positiva entre os dados de SiO₂ e Li₂O e negativa entre Li e Fe²⁺ e entre Li e Al (VI).

Tindle & Webb (1990) examinaram as relações entre diversos óxidos e Li₂O para 500 análises de micas

trioctaédricas de granitos da Inglaterra. A melhor correlação obtida foi entre SiO_2 e Li_2O , para micas trioctaédricas com teores de MgO inferiores a 8.0% e para muscovitas litiníferas com teor de Li_2O maior que 1.0%. Para as micas pertencentes à série litinífera aluminosa (muscovita, entre as dioctaédricas e polilithionita, entre as trioctaédricas), os autores concluíram que a correlação e Al_2O_3 e Li_2O é mais sensível que entre SiO_2 e Li_2O .

Botelho (1992) obteve ótima correlação entre SiO_2 e Li_2O e entre Al_2O_3 e Li_2O , respectivamente para as micas trioctaédricas e dioctaédricas dos maciços graníticos da porção central da Subprovíncia Paranã. O autor utilizou essas relações para calcular Li_2O de micas não analisadas por via úmida.

Neste trabalho, utilizaram-se os dados de Li_2O determinados por absorção atômica (tabela IV.1), sempre que possível em conjunto com dados de Botelho (1992), em razão da pequena quantidade de amostras analisadas neste trabalho e devido às amostras estudadas por aquele autor serem da Subprovíncia Paranã. Os dados foram plotados em relação a outros componentes, analisados por microsonda eletrônica, na tentativa de obterem-se equações para o cálculo do Li_2O não analisado.

Três grupos de micas podem ser distinguidos nas rochas da Zona Greisenizada Principal. Essa distinção pôde ser feita com base nas fórmulas estruturais das micas e nos seus teores de FeO e F .

Grupo A - Engloba as micas trioctaédricas. Nestas, os teores de FeO (t) e F são superiores a 8.9% e 6.0%, respectivamente. Correspondem às micas da rocha à quartzo e topázio, localmente do granito à albita e topázio e dos greisens originados a partir deste. Enquadram-se entre as micas do grupo I de Botelho (1992).

A biotita do leucogranito foi incluída neste grupo por ser trioctaédrica, mas foi destacada como grupo IA.

Grupo B - Compreende as micas dioctaédricas onde o FeO(t) está entre 5.0 e 9.5% e o F varia de 0.5 a 4.5%. Correspondem às micas verdes do granito g2d pouco ou muito transformado e à mica do leucogranito. Enquadram-se no grupo III de Botelho (1992) .

Grupo C (intermediário) - Inclui as micas que não pertencem a qualquer dos outros grupos, mais especificamente a mica metassomática do granito à albita e topázio. São micas intermediárias entre dioctaédricas e trioctaédricas onde os teores de FeO(t) e F são em média de 8.0 e 6.0%, respectivamente. Elas aproximam-se um pouco das micas do grupo II de Botelho (1992) , mas a pouca quantidade de dados prejudica a sua melhor caracterização.

- Resultados de Li20 de micas obtidos por absorção atômica.

Amostra	Li20 (‰)
MG8 A3	0.818
MG8A4	0.663
MG9C	0.637
MG7A3	0.241
MG11G	1.989
MG05	2.135
MG22B	3.121
MG32	2.519
MG26B	3.509

IV.2.2.1 - Estimativa de Li₂O para as micas do grupo A

Com o objetivo de obter um método o mais preciso possível para a determinação do Li₂O a partir das análises de microsonda eletrônica, foram verificadas as relações entre os conteúdos de Li₂O e de SiO₂, Al₂O₃, F e FeO(t) para as micas trioctaédricas das rochas da Zona Greisenizada Principal (figuras IV.1) .

Al₂O₃ - Li₂O

A" figura IV.1a demonstra que a correlação entre Al₂O₃ e Li₂O para as micas trioctaédricas é muito pobre, descartando-se assim a utilização do Al₂O₃ analisado na microsonda eletrônica para calcular o Li₂O não determinado.

F - Li₂O

Na figura IV.1b, a relação entre F e Li₂O parece ser logarítmica, à semelhança do gráfico obtido por Monier & Robert (1986), e mostra uma boa correlação positiva entre aqueles componentes. A curva obtida foi, entretanto, desmembrada em duas retas distintas, A e B, traçadas na figura IV. 1b. As micas pertencentes ao grupo A concentram-se na parte retilínea da curva logarítmica, representada pela reta B na figura IV. 1b, cuja equação é:

$$\text{Li}_2\text{O} = 0.518\text{F} - 0.870 \quad (\text{R}^2 = 92.09\%) \quad (1)$$

Essa equação aproxima-se da relação obtida por Tindle & Webb (1990) para ' micas trioctaédricas $\text{Li}_2\text{O}=0.632\text{F}+0.202$ ($\text{R}^2 = 61.70\%$). Entretanto, como o grau de correlação obtido foi muito baixo, os autores desprezaram essa relação.

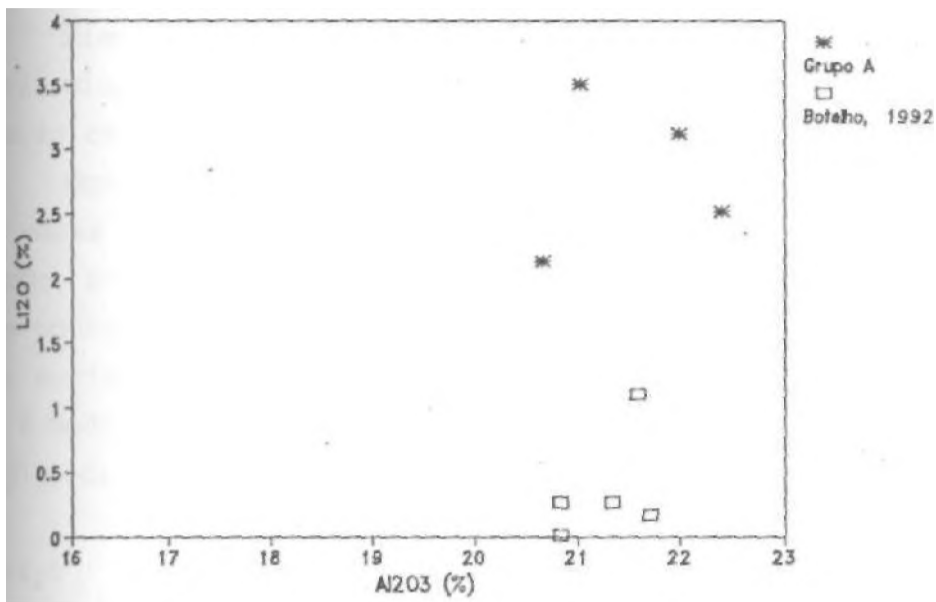


Figura IV.la - Relação entre Al_2O_3 e Li_2O para as micas do grupo A em comparação com as do grupo I de Botelho (1992), mostrando baixa correlação entre aqueles elementos.

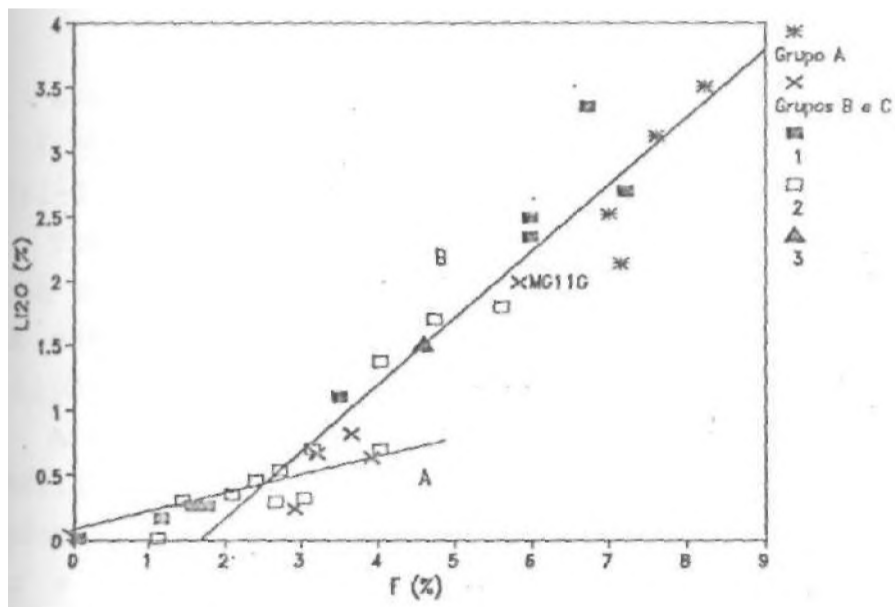


Figura IV.lb - Decomposição em duas retas da relação logarítmica entre Γ e Li_2O dos diversos grupos de micas da zona Greisenizada Principal e de Botelho (1992), grupo I (1) e grupos II e III (2); e Bilal, 1991 (3).

Rieder (1970) atribuiu a boa correlação entre F e Li para micas litiníferas ricas em Fe a uma possível associação cristaloquímica entre F e Li,

Monier & Robert (1986) utilizaram a boa correlação entre esses componentes para o cálculo de Li_2O não analisado. Entretanto, o F, por ser um elemento volátil, tem dosagem pouco precisa. Além disso, como o valor de H_2O , que poderia auxiliar no controle de qualidade dos resultados de F, não é medido pela microssonda eletrônica, a relação entre F e Li_2O pode apresentar imprecisões .

FeO - Li_2O

A figura IV.1c mostra a boa correlação entre os valores de FeO e Li_2O para as micas do grupo A juntamente com as do grupo I de Botelho (1992) (reta B no gráfico) . A relação obtida é:

$$\text{Li}_2\text{O} = 4.340 - 0.134\text{FeO}(t) \quad (R^2 = 94.00\%) . \quad (2)$$

Essa relação assemelha-se à apresentada por Tindle & Webb (1990) para os dados de Stone et al. (1988): $\text{Li}_2\text{O} = 5.781 - 0.223\text{FeO}(t)$ ($R^2 = 91.50\%$) .

Tindle & Webb (1990) obtiveram uma fraca correlação entre Li_2O e $\text{FeO}(t)$ para as micas trioctaédricas por eles estudadas, mas a relação também se aproxima das demais: $\text{Li}_2\text{O} = 5.245 - 0.183\text{FeO}(t)$ ($R^2 = 84.20\%$) .

A boa correlação entre Li_2O e $\text{FeO}(t)$ para as micas trioctaédricas da Subprovíncia Paranã e de outras localidades explica-se pelo fato de haver uma substituição entre Li e Fe^{2+} no sítio octaédrico dessas micas. Foster (1960) sugeriu que a razão de substituição $\text{Li}:\text{Fe}^{2+}$ para mica trioctaédricas classificadas como micas litiníferas ferríferas está entre 2:1 e 1:1, e deve ser em torno de 2:1.5.

A equação de regressão entre Li e $\text{Fe}^{2+}(t)$ para as micas do grupo A, $\text{Li} = 2.332 - 0.527\text{Fe}^{2+}(t)$ ($R^2 = 93.68\%$),

resulta em uma razão 2:1, enquanto a de Stone et al. (1988), $Li = 3.05 - 1.03Fe^{2+}$ ($R^2 = 95.40$), fornece uma razão 1:1.

Esses dados demonstram que o FeO é apropriado para o cálculo de Li_2O das micas não analisadas por via úmida.

Entretanto, nos resultados de FeO(t) obtidos na microsonda eletrônica estão embutidos os dados de Fe_2O_3 . Apesar de Foster (1960) afirmar que em micas litiníferas com mais de 3.5% de Li_2O o Fe_2O_3 é geralmente baixo ou ausente, esses baixos valores podem provocar a subestimação dos valores de Li_2O calculados, o que torna a utilização de FeO(t) para a avaliação do Li_2O pouco atraente enquanto não forem conhecidos os teores de Fe^{3+} nas micas do grupo A.

SiO - Li_2O

A figura IV.1d mostra uma clara correlação positiva entre SiO_2 e Li_2O para as micas trioctaédricas analisadas neste trabalho juntamente com resultados de Botelho (1992). A linha de regressão sobre esses pontos fornece:

$$Li_2O = 0.215SiO_2 - 7.119 \quad (R^2 = 92.54\%). \quad (3)$$

A mica MG11G foi incluída no gráfico simplesmente para mostrar que ela, apesar de não ser trioctaédrica, aproxima-se, nesta situação, das micas do grupo A.

A correlação obtida é pior que aquela determinada por Botelho (1992), $Li_2O = 0.260SiO_2 - 8.82$ ($R^2 = 99.00\%$), devido às micas com alto teor de Li_2O sofrerem dispersão no gráfico da figura IV.1d.

Todavia, a equação 3 está bem próxima daquela por Stone et al. (1988), $Li_2O = 0.236SiO_2 - 7.56$ ($R^2 = 94.00\%$), e não é muito diferente da descrita por Tindle & Webb (1990), $Li_2O = 0.296SiO_2 - 9.996$ ($R^2 = 90.60\%$).

A boa correlação positiva entre SiO_2 e Li_2O existe em virtude de nas micas litiníferas aluminosas

trioctaédricas ocorrer aumento de Si, diminuição do Al (IV) e Fe^{2+} com o aumento do Li (Stone et al. , 1988) .

Henderson et al. (1989) relacionaram a boa correlação entre esses elementos com a correlação negativa entre FeO e Li_2O e a ausência de correlação entre Al_2O_3 e Li_2O . Segundo os autores, para Li-micas trioctaédricas contendo Fe, da série siderofilita - zinnwaldita polilitonita, essas correlações explicam-se pelo seguinte mecanismo de substituição-

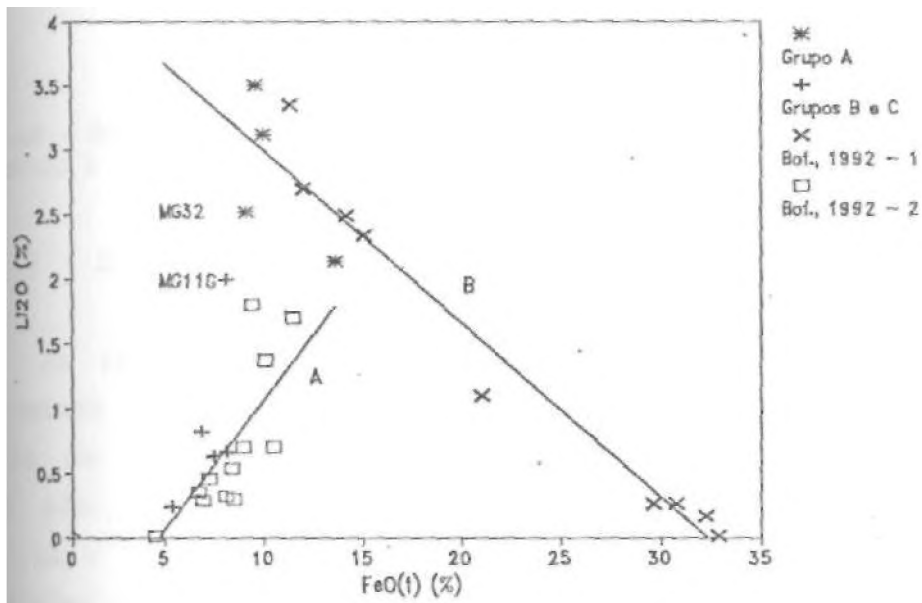
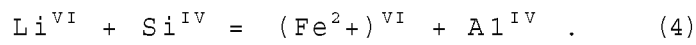


Figura IV.lc - Relação entre $\text{FeO}(t)$ e Li_2O para os diferentes grupos de mica da Zona Greisenizada Principal e para micas analisadas por Botelho (1992) : grupo I (1) e grupos II e III (2) .

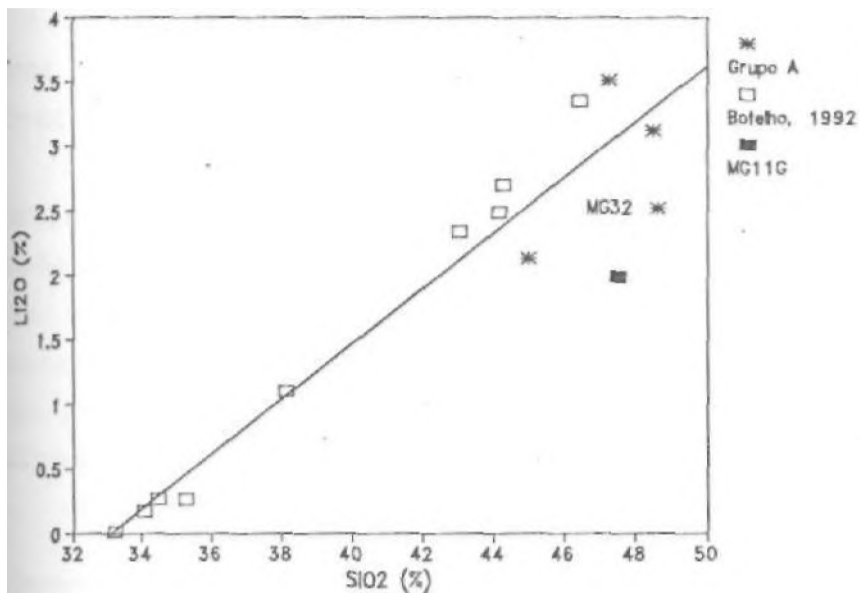


Figura IV.1d - Ótima correlação positiva entre SiO₂ e Li₂O analisado de vidas do grupo A deste trabalho e do grupo I de Botelho (1992) .

IV.2.1.1 - Discussão

As relações entre Li₂O e FeO, SiO₂ e F, obtidas para as micas que constituem o grupo A, servem não apenas como meio de obter uma fórmula para a estimativa de um elemento não analisado pela microsonda eletrônica, mas também para ajudar no entendimento das diversas substituições que ocorrem nas estruturas dessas micas -

No que tange ao cálculo de Li₂O, o método a ser utilizado para as micas do grupo A deverá ser o que possui credibilidade, sendo que os demais servem como parâmetros de comparação. A tabela IV. 2 compara o Li₂O calculado a partir das equações 1, 2 e 3 com o Li₂O das mesmas amostras calculado a partir de equações de outros autores. Observa-se que os valores determinados por Tindle & Webb (1990) são sempre muito superiores aos demais. Esses autores, entretanto, utilizaram dados de áreas bem distintas para estimar os valores de Li₂O. As equações de Tindle & Webb

(1990) e de Stone et al. (1988) servem para que se possa fazer uma comparação relativa com os dados obtidos para as micas deste trabalho.

Conforme mencionado anteriormente, os valores de Li_2O estimados com base no FeO e no F podem conter imprecisões superiores às decorrentes de erros analíticos. Por essa razão, propõe-se utilizar a relação $\text{SiO}_2 \times \text{Li}_2\text{O}$ para determinar o Li_2O de micas trioctaédricas pertencentes ao grupo A, como também ao grupo IA, que ocorrem na Zona Greisenizada Principal do Maciço Mangabeira.

Tabela IV.2 - Comparação entre os valores de Li_2O calculados neste trabalho com os obtidos por fórmulas publicadas na literatura.

Amostras	Dados deste trabalho			Retelho, 1992	Stone et al, 1988	Tindle & Webb, 1990
	$\text{SiO}_2 \times \text{Li}_2\text{O}$	$\text{FeO} \times \text{Li}_2\text{O}$	$\text{F} \times \text{Li}_2\text{O}$	($\text{SiO}_2 \times \text{Li}_2\text{O}$)	($\text{SiO}_2 \times \text{Li}_2\text{O}$)	($\text{SiO}_2 \times \text{Li}_2\text{O}$)
MG28	2.816	2.878	3.650	3.195	3.346	3.710
MG28	2.618	2.775	3.576	2.992	3.161	3.486
MG28	2.775	2.897	3.318	3.145	3.301	3.656
MG28	3.111	2.999	3.861	3.551	3.669	4.103
MG28	2.891	2.987	2.846	3.286	3.428	3.811
MG28	2.994	2.979	2.557	3.338	3.475	3.868
MG28	2.835	2.874	3.064	3.220	3.367	3.736
MG50	2.717	2.626	3.850	3.075	3.237	3.578
MG50	2.777	2.606	3.709	3.148	3.303	3.659
MG50	3.150	2.760	3.871	3.548	3.667	4.101
MG50	3.530	2.938	4.244	4.060	4.134 •	4.669
MG50	3.370	3.069	4.213	3.868	3.957	4.454
MG50	3.390	2.902	4.156	3.886	3.973	4.474

IV.2.2 - Estimativa de Li_2O para as micas dos grupos B e C

As micas pertencentes ao grupo B aproximam-se de fengititas litiníferas. Como o comportamento do Li_2O nessas micas difere daquele das micas trioctaédricas, fez-se um tratamento separado para as micas do grupo B. O objetivo desse procedimento foi obter a melhor relação entre o lítio e outro componente para o cálculo do Li_2O das micas

analisadas na microsonda, bem como de melhor entender a relação entre os elementos principais que compõem esses minerais.

F - Li₂O

Conforme salientado anteriormente, o diagrama F-Li₂O fornece uma boa correlação positiva tanto para as micas dioctaédricas como para as trioctaédricas (fig. IV.1b). As micas do grupo B contêm valores de Li₂O inferiores a 1% e associam-se principalmente às micas do grupo III de Botelho (1992), na parte inferior do gráfico. À semelhança do que foi feito para as micas do grupo A, é possível traçar uma reta passando por esses pontos (reta A no gráfico), juntamente com aqueles correspondentes a micas dos grupos I e II de Botelho (1992). A reta obtida tem a seguinte equação:

$$\text{Li}_2\text{O} = 0.155\text{F} - 0.036 \quad (R^2=79.72).$$

Devido à regressão obtida ser muito pobre, o F não será usado para obter o Li₂O das micas do grupo B.

A mica MG11G situa-se, juntamente com algumas micas do grupo II de Botelho (1992) e a muscovita litinífera do Maciço Sucuri descrita por Bilal (1991), na porção intermediária do gráfico, "sobre a reta B, definida, pela equação 1.

Como a mica MG11G pertence ao Grupo C, a equação 1 poderia ser utilizada para determinar o Li₂O de micas que se enquadrem naquele grupo. Entretanto, conforme salientado anteriormente, o F é um elemento cuja análise exige cuidados especiais, o que nem sempre ocorre, fazendo com que a sua utilização para a avaliação de Li₂O não analisado seja feita sob restrições.

O Fe, que substitui o Li nas micas trioctaédricas litiníferas, parece ter um papel irrelevante nas substituições como Li nas micas dioctaédricas.

Uma fraca correlação positiva pôde ser detectada entre esses dois elementos nas micas pertencentes ao grupo B e aos grupos II e III de Botelho (1992) (reta A na figura

$$\text{Li}_2\text{O} = 0.216\text{FeO} - 1.037 \quad (R^2=58.14\%).$$

A mica MG11G, classificada como do grupo C, parece ocupar uma posição intermediária entre os grupos A e B na

Uma forte correlação negativa existe entre Al_2O_3 e Li_2O das micas do grupo B. Essas micas definem uma reta de inclinação um pouco diferente das descritas por Botelho (1992), que obteve as seguintes relações para Li_2O e Al_2O_3 de micas dioctaédricas:

$$\text{Li}_2\text{O} = 10.22 - 0.37\text{Al}_2\text{O}_3 \quad (R^2 = 91.0\%). \quad (\text{Grupo II})$$

$$\text{Li}_2\text{O} = 2.74 - 0.085\text{Al}_2\text{O}_3 \quad (R^2=98.0\%). \quad (\text{Grupo III})$$

A relação entre Li_2O e Al_2O_3 obtida para as micas do grupo B deste trabalho está próxima daquela encontrada por Bilal (1991) para uma muscovita litinífera do Maciço Sucuri, com composição que a coloca no grupo C, e de micas aluminosas litiníferas de greisens do sudoeste da Inglaterra descritas por Hall (1971) (figura IV.1e):

$$\text{Li}_2\text{O} = 4.813 - 0.149\text{Al}_2\text{O}_3 \quad (R^2=93.60\%).$$

Essa será a relação utilizada para calcular o Li_2O das análises por microsonda eletrônica para as micas do grupo B. A mica da amostra MG11G situa-se completamente fora da reta que comporta as micas do grupo B, o que serve para corroborar a idéia de que essa mica não pertence àquele grupo.

A correlação negativa entre Li_2O e Al_2O_3 para micas dioctaédricas foi assinalada por Henderson et al. (1939) para muscovitas e micas ricas em Li do granito de St. Austell, do aplito de Meldon e 'do Granito Tregonning-Godolphin, no sudoeste da Inglaterra, e para granitos do Maço Central, na França. Os autores utilizaram essa relação para estimar valores médios de Li_2O para micas de amostras não analisadas para Li_2O .

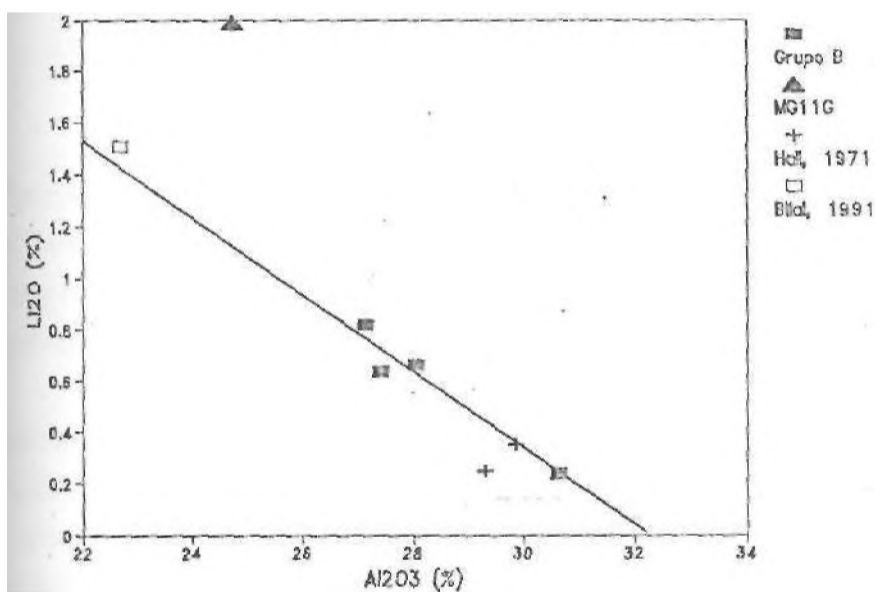
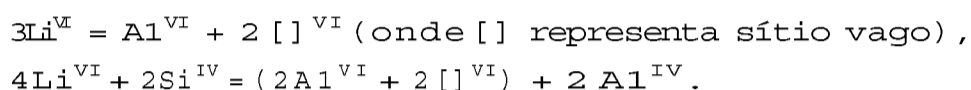


Figura IV.1e - Ótima correlação negativa entre Al_2O_3 e Li_2O para as micas dioctaédricas do grupo B juntamente com a mica MG11G e os dados da literatura. Somente as micas do grupo B foram utilizadas no cálculo da regressão linear.

Henderson et al. (1989) constataram que as seguintes substituições processam-se para as séries muscovita litinífera aluminosa - trilitionita e muscovita - polilitionita, respectivamente:



IV.2.2.3 - Classificação das micas

As micas litiníferas ocorrem em granitos e pegmatitos diferenciados e nas rochas metassomáticas a elas relacionadas.

Sua nomenclatura foi abordada por diversos autores, sendo os trabalhos mais expressivos os de Foster (1960), Rieder (1970), Monier & Robert (1986) e Stone et al. (1986).

Será feito aqui um estudo comparativo das micas da Zona Greisenizada Principal com as descritas na literatura e, com isso, uma tentativa de caracterizar as micas com base nos diagramas de classificação de micas litiníferas mais utilizados.

As micas pertencentes aos grupos A, B e C distinguem-se claramente nos diagramas Li-M²⁺-Al e Li-R³⁺-R²⁺ (figuras IV.2 e IV.3, respectivamente). Entretanto, os três grupos alinham-se segundo a junção fengita-zinnwaldita, o que pode caracterizar uma série isomórfica.

IV.2.2.3.1 - Micas trioctaédricas

-Grupo A

As micas do grupo A são as micas trioctaédricas castanhas ou verdes escuras, com pleocroísmo de incolor a castanho, que ocorrem no granito à albita e topázio (GAT),

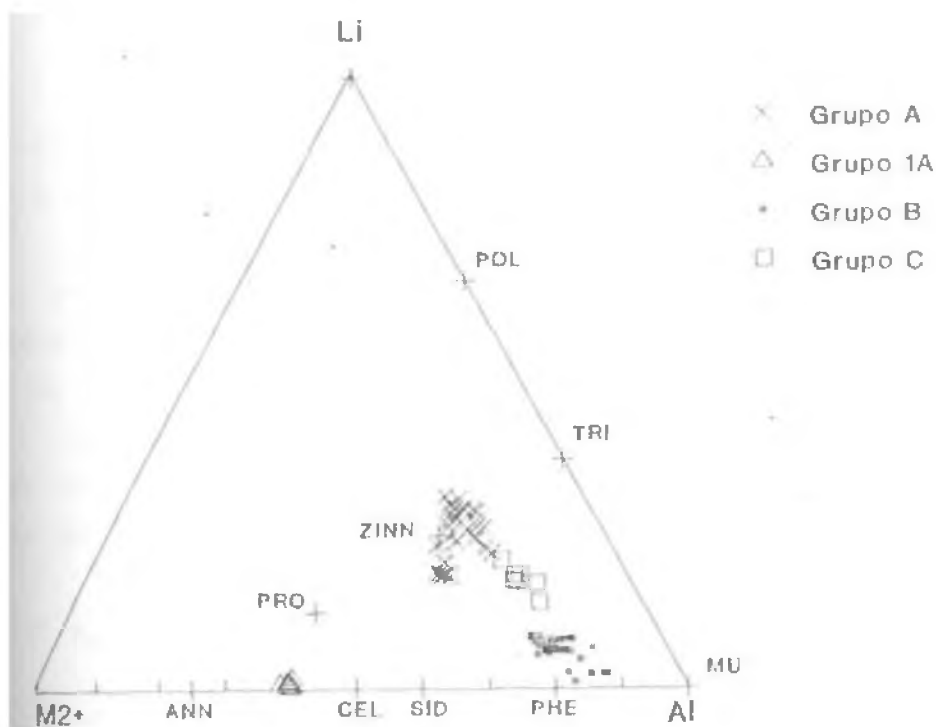


Figura IV.2 - Comportamento das micas da ZGP em um diagrama Li-M²⁺-Al, de Monier & Robert (1986). M²⁺ = Fe²⁺(t) + Zn + Mg + Mn; Al = Al^{VI} + Al^{IV}. ANN: annita; CEL: celadonita; MU: muscovita; PHE: fengita; POL: polilitonita; PRO: protolitionita; SID: siderofilita; TRI: trillionita; ZINN: zinnwaldita.

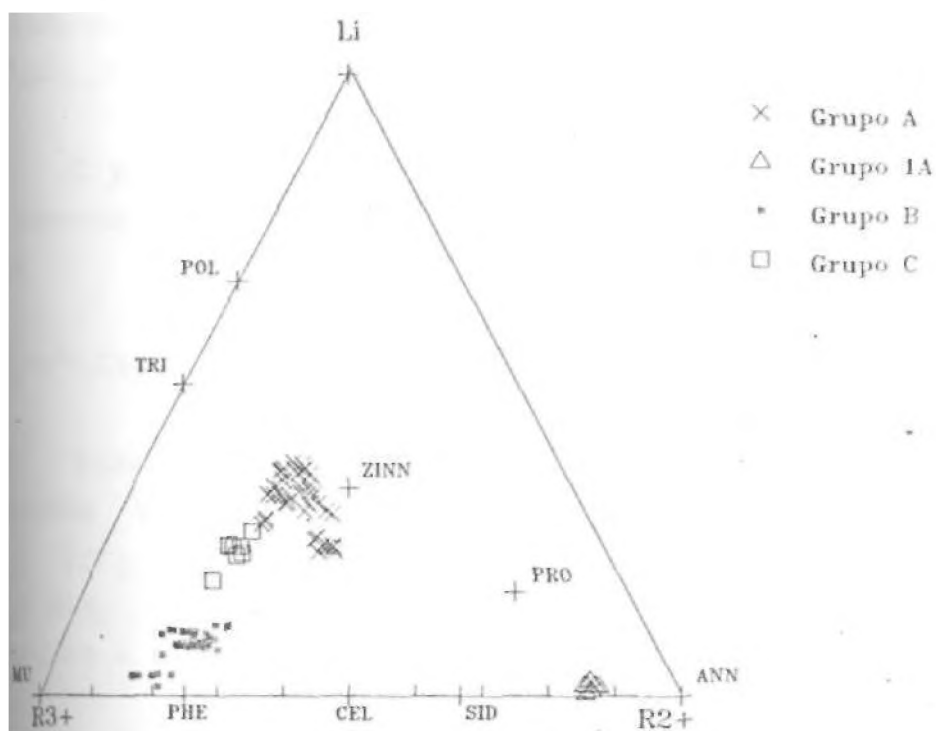
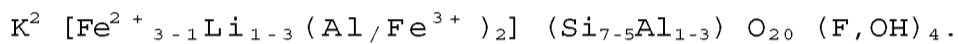


Figura IV.3 - Caracterização das micas da ZGP em um diagrama Li-R³⁺-R²⁺, de Robert (1960). R³⁺ = Al^{VI}; R²⁺ = Fe²⁺(t) + Zn + Mg + Mn. As micas litiníferas analisadas têm composição próxima à das micas litiníferas aluminíferas ferrosas de Monier & Robert (1986).

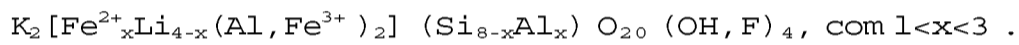
nos greisens desenvolvidos a partir dele e na rocha à quartzo- etopázio (RQT) .

Em um diagrama Li-M²⁺ -Al, de Monier & Robert (1986), as micas do grupo A concentram-se no pólo da zinnwaldita (figura IV.2) . O mesmo ocorre no diagrama Li-R³⁺-R²⁺ de Foster (1960) (figura IV.3) .

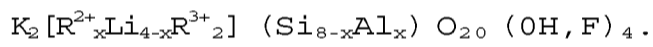
O termo zinnwaldita é usualmente utilizado para designar micas trioctaédricas representadas por uma série de soluções sólidas com a seguinte fórmula (Bailey, 1984) .



Rieder (1970) propôs a seguinte fórmula geral para a zinnwaldita:



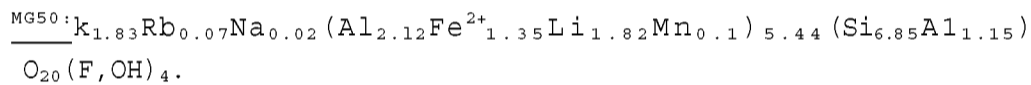
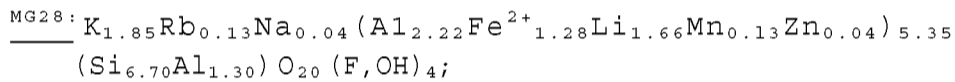
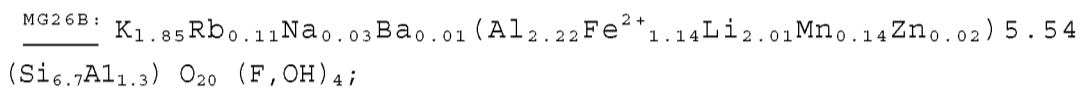
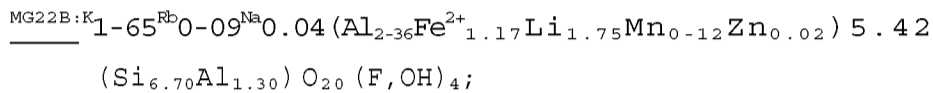
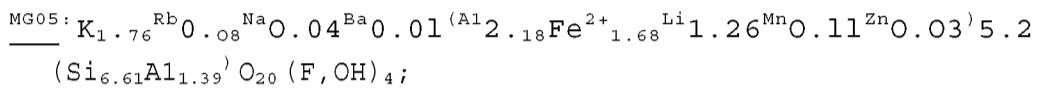
Para Stone et al. (1988), $1 < x < 2.5$ e a equação mais apropriada seria:



O pólo teórico da zinnwaldita nas figuras IV.2 e corresponde ao utilizado por Monier & Robert (1986) , $K_2 (Al_2 Fe^{2+}_2 Li_2) (Si_6 Al_2) O_{20} (OH, F)_4$.

Essa fórmula corresponde à interseção de várias composições importantes - a linha annita-trilithionita ($Ann_{1/3} Tri_{2/3}$) com a linha polilitionita-siderofilita ($Pol_{1/2} Sid_{1/2}$) , além de ser o pólo das séries muscovita-zinnwaldita-etaeniolita-zinnwaldita.

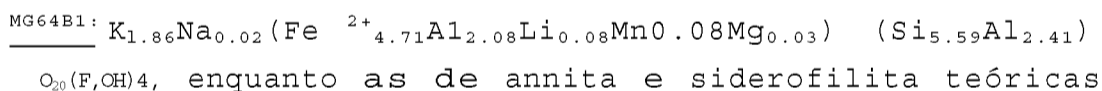
As zinnwalditas da Zona Greisenizada Principal analisadas apresentam as seguintes fórmulas estruturais médias:



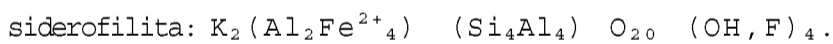
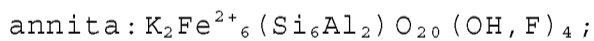
-Grupo IA

As biotitas verdes do leucogranito, que compõem o grupo IA, têm composição intermediária entre annita e siderofilita (figuras IV.2 e IV.3),.

A fórmula estrutural média obtida para essas micas é a seguinte:



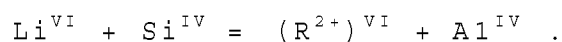
(Bailey, 1984) são :



- Características gerais.

O sítio octaédrico das micas do grupo A contém 5.12 e 5.7 átomos, com média e moda em torno de 5.4, o que confirma o seu caráter trioctaédrico. Como as micas IA também são trioctaédricas e as substituições entre elementos são os fatores de caracterização das micas, elas se assemelham às micas do grupo A nesse ponto. Entretanto, devido a suas composições serem muito distintas, elas situam-se em porções extremas nos gráficos de elementos correlacionáveis, o que facilita a visualização do comportamento desses elementos.

As figuras IV.4 e IV.7 mostram que os valores mais elevados de Li são acompanhados por baixos valores de Fe^{2+} e altos valores de Si. A semelhança do que observaram Stone et al. (1988) e Henderson et al. (1989); essas associações mostram que a substituição representada pela equação (4) operou nas micas do grupo A. e IA, que pode ser representada



De acordo com a relação acima, o Li substitui o R^{2+} nos sítios octaédricos e o Al^{VI} não se envolve. A relação de substituição entre Li e Fe^{2+} pode ser comprovada pelas figuras IV.4 e IV.5, pela correlação negativa entre Li e $Fe^{2+}(t)$ e Li e R^{2+} . A ausência de correlação entre Al^{VI} e Li na figura IV.6 também serve para demonstrar a aplicação da relação acima para as micas do grupo A.

As micas MG32 apresentam baixos valores de Li e $Fe(t)$ (anexo 3). Macroscopicamente, elas destacam-se por ter cor verde escura, enquanto as demais são castanhas ou prateadas. Microscopicamente, entretanto, todas apresentam um forte pleocroísmo de incolor a castanho.

As micas da amostra MG05, um greisen do GAT, rico em quartzo e topázio, são as mais pobres em Li e Si e as mais ricas em Fe, dentre as micas A, enquanto as MG26B são as mais ricas em Li (anexo 3).

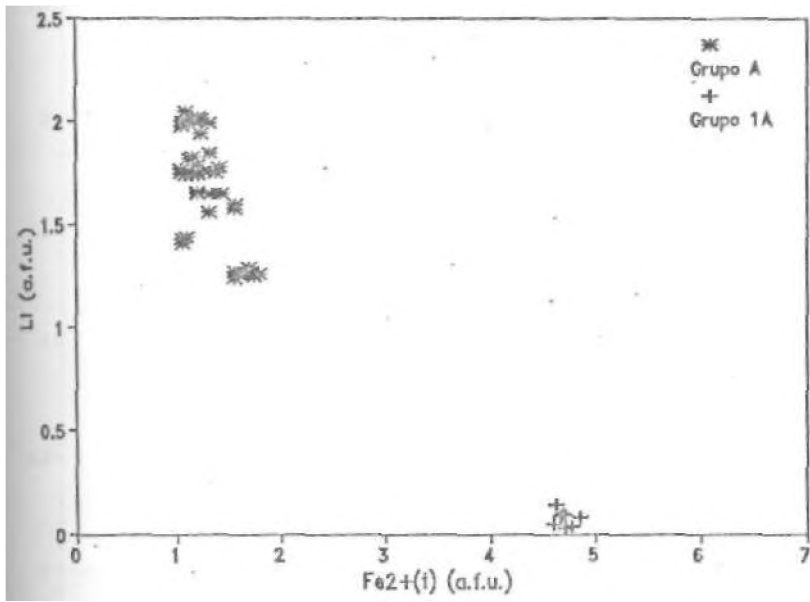


Figura IV.4 - Relação entre Fe²⁺(t) e Li para as micas trioctaédricas (grupos A e 1A)

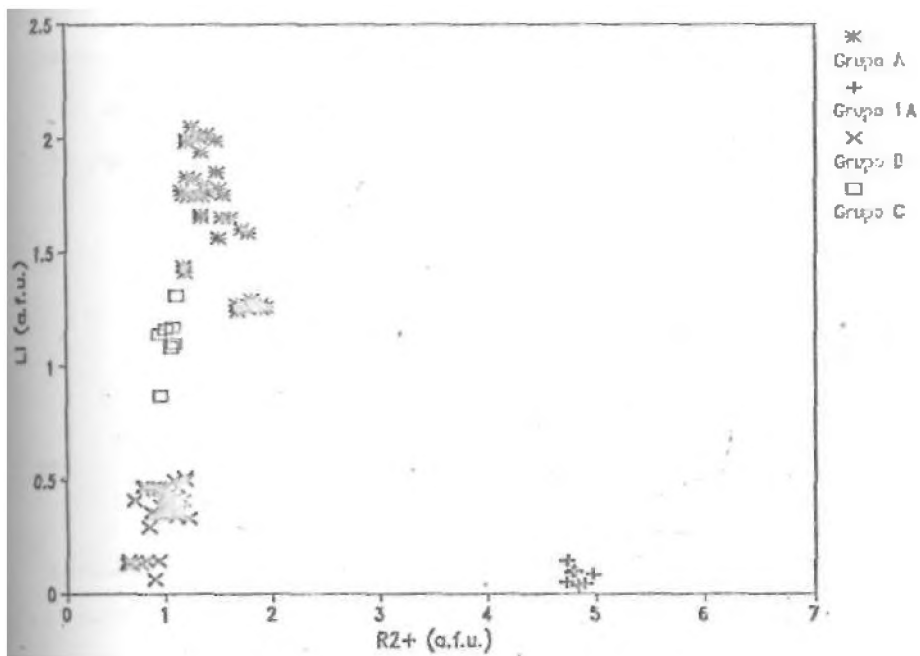


Figura IV.5 - Relação entre R²⁺ e Li para as micas da Zona Greisenizada Principal, mostrando correlação negativa para as micas trioctaédricas e positiva para as dioctaédricas.

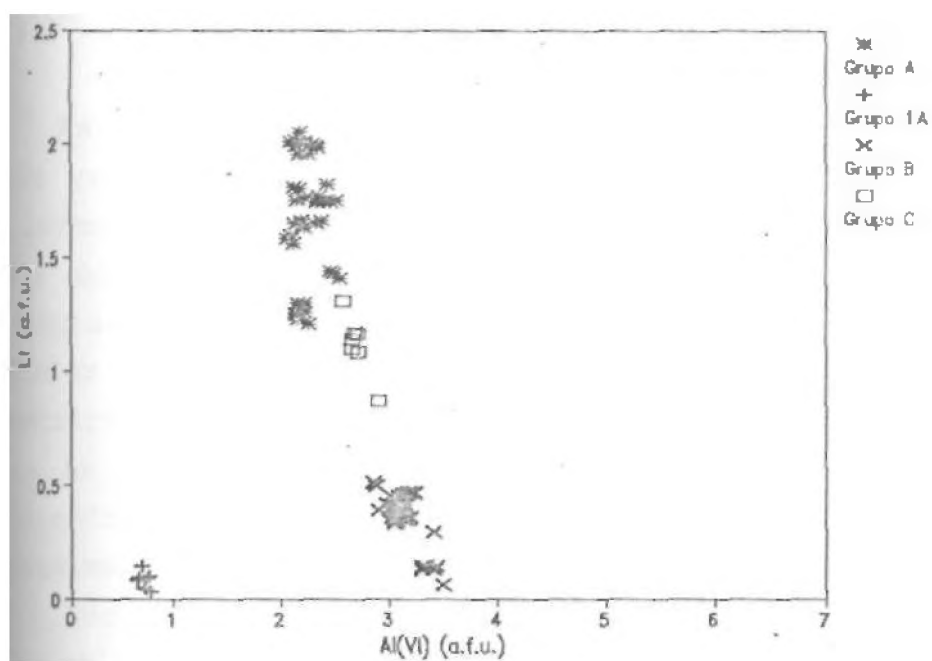


Figura IV.6 - Forte correlação negativa entre Al (VI) e Li para as micas dos grupos B e C e ausência de correlação para as micas do grupo A.

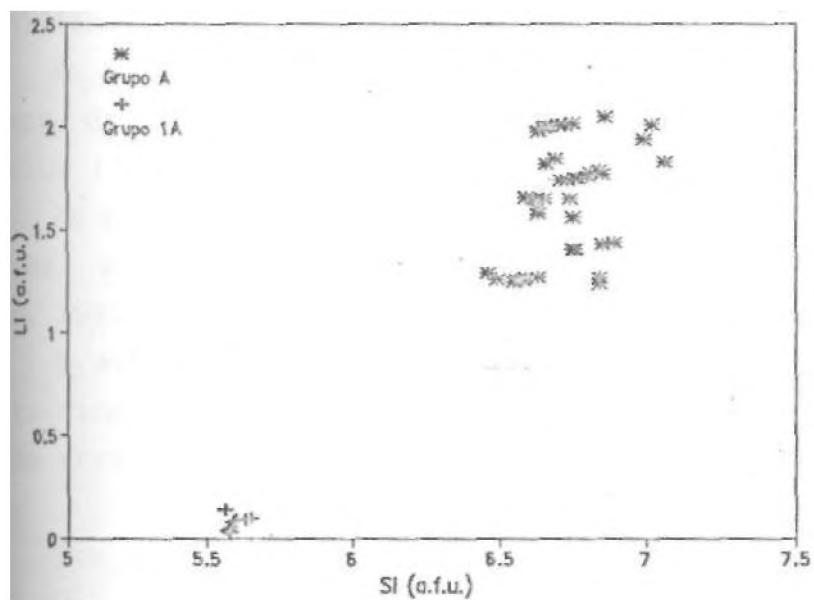


Figura IV.7 - Relação entre Si e Li para as micas trioctaédricas.

IV.2.3.2 - Micas dioctaédricas e intermediárias - grupos B

As micas pertencentes ao grupo B são as micas verdes do granito g2d e de suas fácies greisenizadas, e as micas levementes prateadas do leucogranito. As micas prateadas do granito à albita e topázio, intermediárias entre dioctaédricas e trioctaédricas, com leve pleocroísmo de incolor a castanho, enquadram-se no grupo C (intermediário).

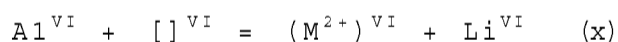
As micas do grupo B possuem de 4.2 a 4.5 átomos no sítio octaédrico, ao passo que as do grupo C têm entre 4.7 e 5.1 aproximando-se bastante das zinnwalditas.

Nos diagramas Li-M²⁺-Al e Li-R²⁺-R³⁺ (figuras IV.2 e IV.3), as micas do grupo B dividem-se em dois grupos. As micas do granito g2d são muito pobres em Li e situam-se muito próximo ao pólo teórico da fengita, enquanto as das fácies greisenizadas daquele granito e as micas do leucogranito concentram-se em uma linha que une a fengita e a zinnwaldita, sendo mais ricas em Li que a fengita.

As micas do grupo C situam-se em uma porção mais litinífera da série fengita-zinnwaldita, mais próxima à zinnwaldita (figuras IV.2 e IV.3).

As micas do grupo B podem ser denominadas fengitas aluminosas, enquanto as do grupo C, fengitas litiníferas (Botelho, 1992).

A série fengita-zinnwaldita aproxima-se da série muscovita-zinnwaldita de Monier & Robert (1986), que é explicada através da seguinte substituição:



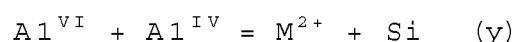
Por essa substituição, o Li preenche o sítio vago da muscovita, o que aumenta a quantidade de átomos no sítio octaédrico. Monier & Robert (1986) puderam, então, representar a série muscovita-zinnwaldita por:

$\text{K}_2 [\text{Al}_{4-x}\text{M}^{2+}_x\text{Li}_x[\]_{2-x}] (\text{Si}_6\text{Al}_2) \text{O}_{20} (\text{OH})_4$, onde o x é nulo para a muscovita e 2 para a zinnwaldita.

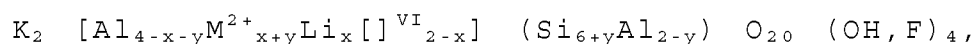
As figuras IV.5, IV.8 e IV.9 comprovam a existência dessa substituição, uma vez que as correlações negativas entre Li e $[\text{Al}]^{\text{VI}}$ e Al^{VI} e M^{2+} indicam substituição e a correlação positiva entre Li- R^{2+} significa que há uma associação entre Li e R^{2+} .

Na figura IV.9, as micas do grupo C plotam em uma reta paralela à do grupo B. e possuem valores mais baixos de Al para os mesmos valores de R^{2+} .

Conforme ressaltou Botelho (1992), a fórmula desenvolvida por Monier & Robert (1986) não é suficiente para explicar a influência do pólo fengítico nas micas da série fengita-zinnwaldita da Sub-Província do Paraná. Faz-se necessária a existência da substituição fengítica, que explica a entrada de M^{2+} no lugar do Al^{VI} e o aumento de Si em detrimento do Al no sítio tetraédrico:



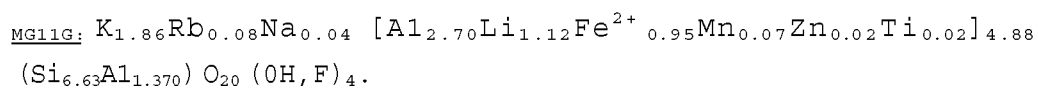
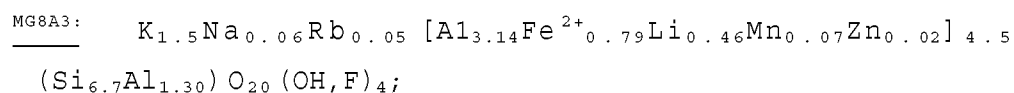
Botelho (1992) representou a série fengita-zinnwaldita pela seguinte fórmula:



onde x e y correspondem às equações x e y acima.

No pólo fengítico, $x=0$ e $y=1$, enquanto para a zinnwaldita teórica, $y=0$ e $x=2$.

As micas dos grupos B e C podem ser respectivamente exemplificadas por (anexo 3):



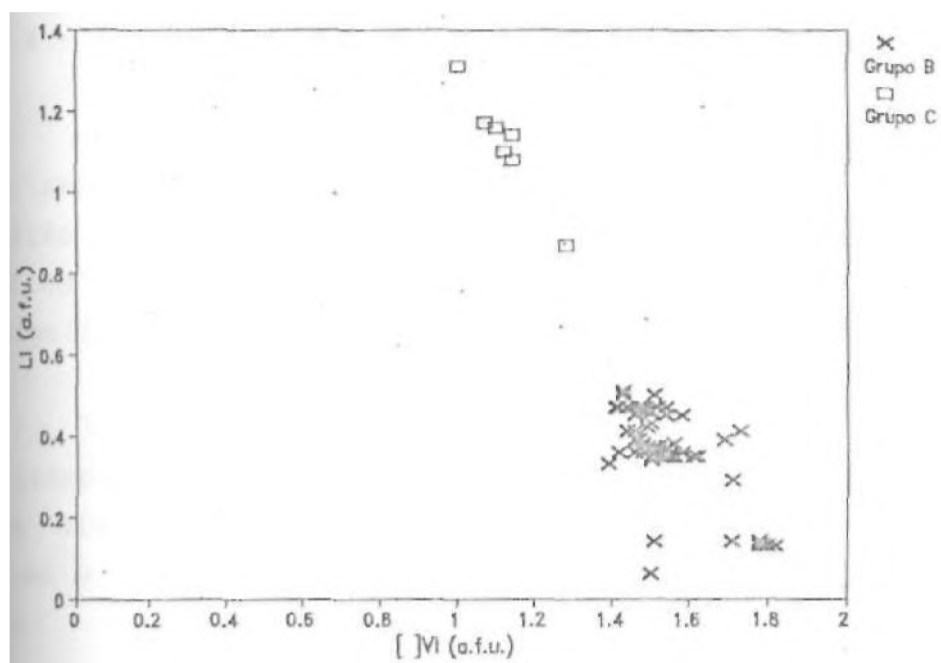


Figura IV.8 - Correlação negativa entre [VI] e Li para as fengitas estudadas. Os menores valores de Li são das fengitas do granito g2d e do greisen MG7A3.

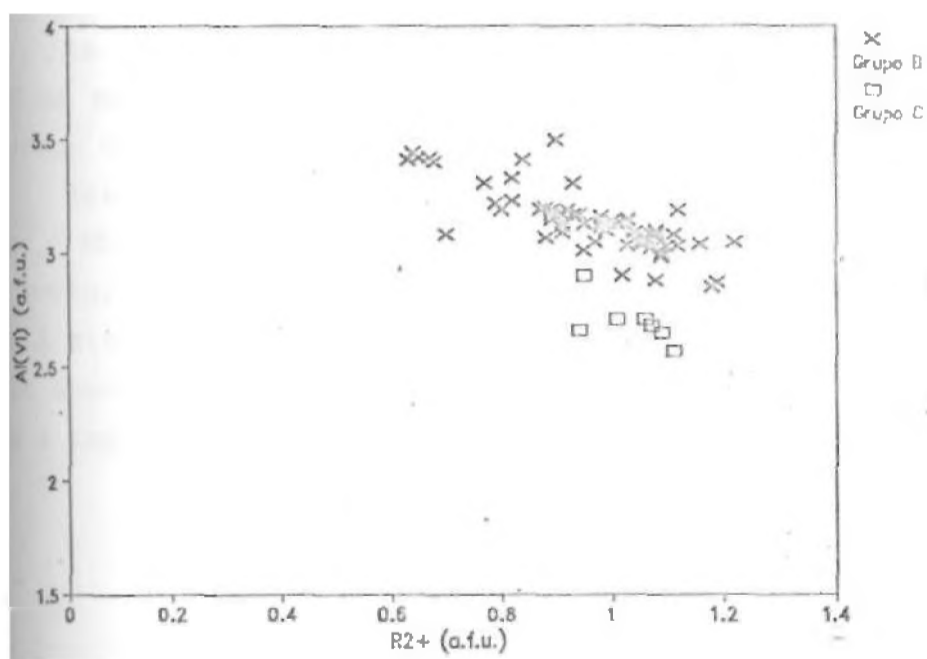


Figura IV.9 - Gráfico mostrando a correlação negativa entre R^{2+} ($Fe^{2+}(t) + Mg^{2+} + Kn^{2+} + Zn^{2+}$) e Al (VI)..

IV.2.2.4 - Variações químicas nas micas

As micas dos granitos e greisens da Zona greisenizada principal apresentam importantes variações de composição química, o que auxilia na caracterização dos diferentes tipos de rochas a que pertencem. As variações mais significativas são as em Al_2O_3 , F, Li_2O , Rb_2O , FeO (t) e MnO.

Como as micas dos grupos A, B e C constituem uma série isomórfica, elas apresentam variações contínuas entre aqueles elementos, ao passo que as micas do grupo IA normalmente destacam-se das demais, como será mostrado adiante.

- Flúor

Os teores de F das micas analisadas variam de 0.5 a 10%. Os maiores valores estão nas zinnwalditas (anexo 3; figura IV.10).

As fengitas aluminosas do granito g2d (grupo B) possuem os mais baixos teores de F (menos de 1%), enquanto as do grupo C têm valores intermediários, entre 4 e 6%.

Essas diferenças de teores sustentam a hipótese de Botelho (1992) de que o granito g2d representa a fácies mais evoluída da Zona Greisenizada Principal e que o granito à albita e topázio é a rocha magmática mais evoluída do setor central da Subprovíncia Paranã, caso seja a rocha a quartzotopázio metassomática.

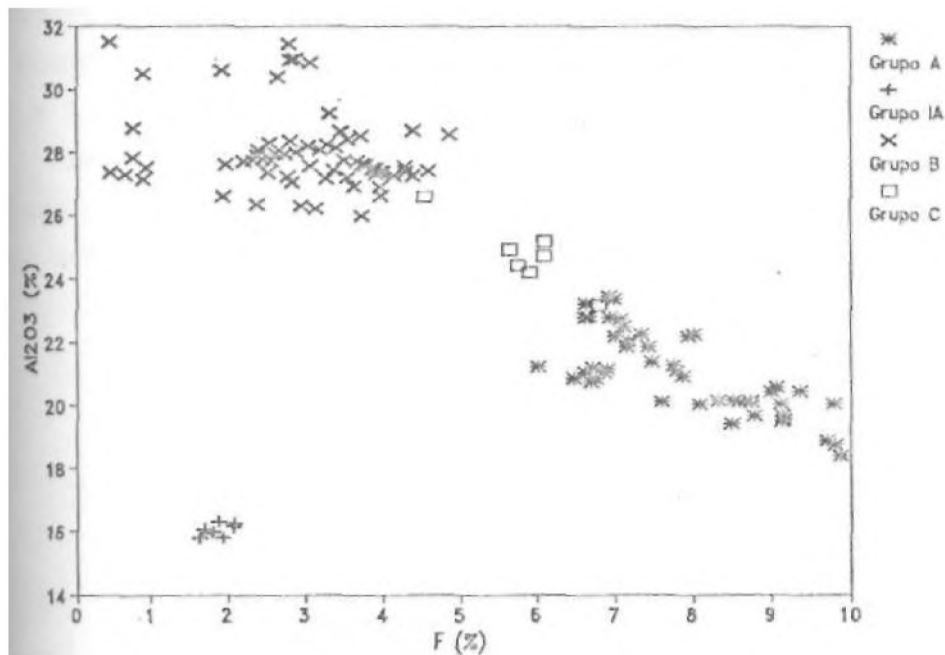


Figura IV.10 - Relação inversa entre F e Al_2O_3 para as micas analisadas.

- Alumínio

O alumínio apresenta comportamento inverso ao do F. As micas do grupo A possuem teores de Al_2O_3 em torno de 20%, enquanto as do granito g2d (grupo B) apresentam teores aproximados de 28% (figura IV. 10) .

As micas mais ricas em Al_2O_3 são as fengitas aluminosas da amostra MG7A3, que é um greisen com topázio e arseniatos formado a partir do granito g2d.

A biotita do leucogranito destaca-se do trend formado pelas micas A, B e C, por possuir baixos flúor e alumínio.

- Lítio e Rubídio

O rubídio e o lítio apresentam comportamentos semelhantes ao do flúor (figuras IV.11 e IV.12,

respectivamente). De maneira geral, as micas mais ricas em F, as zinnwalditas, possuem também os mais elevados teores de Rb_2O e Li_2O .

As micas do grupo IA possuem baixo Li_2O e baixo F, e são possuidoras dos mais baixos valores de Li_2O dentre as micas da Zona Greisenizada Principal analisadas.

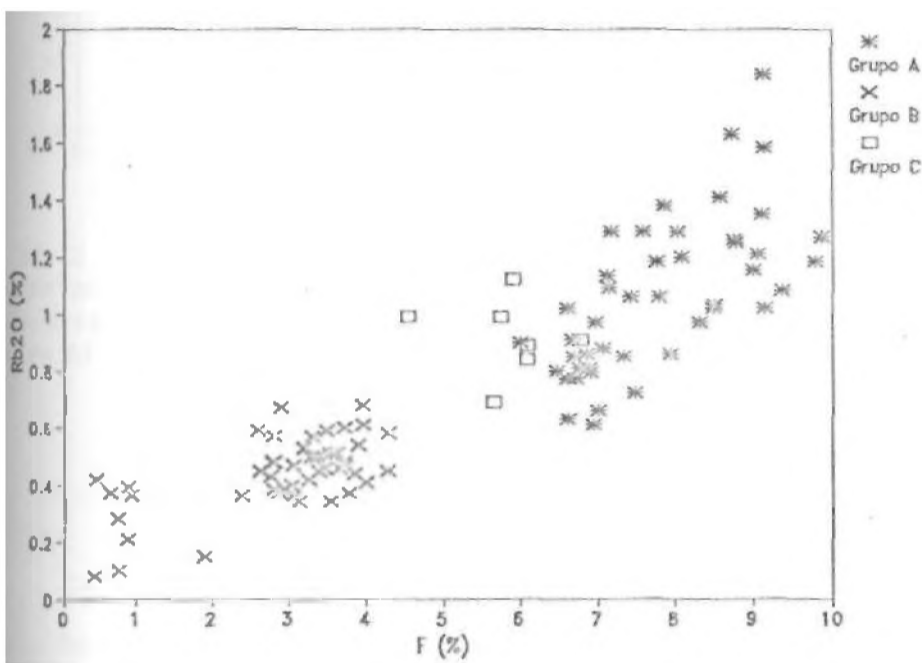


Figura IV.11 - Gráfico mostrando o enriquecimento de rubídio nas micas com o aumento progressivo de flúor.

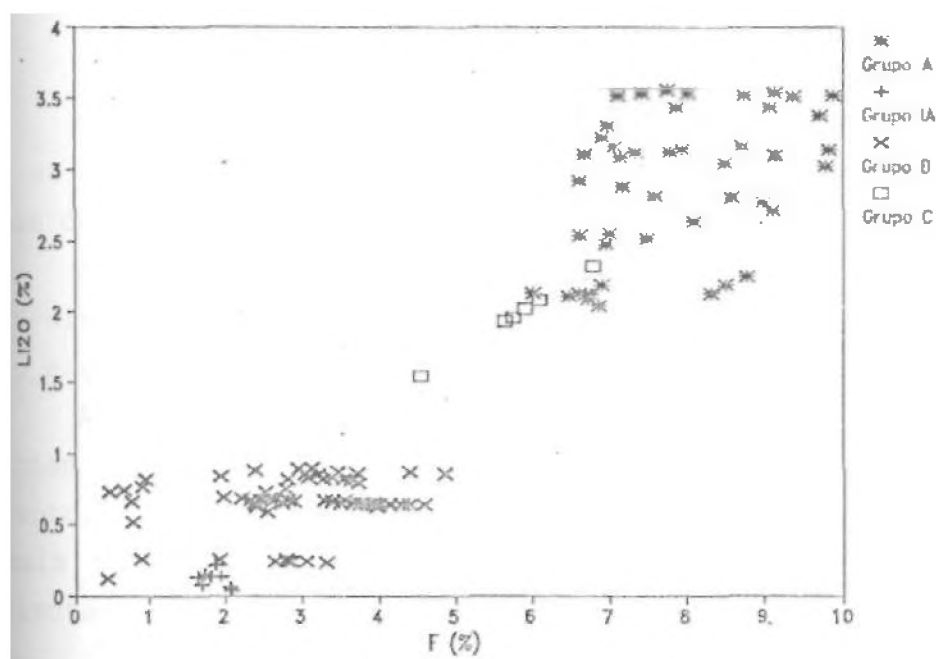


Figura IV.12 - Relação entre Li e F para as micas da ZGP. A perfeita correlação entre Li_2O e F para as micas do grupo C deve-se ao fato de ter sido utilizada uma relação linear entre aqueles componentes para o cálculo do Li_2O .

- Manganês

De maneira geral, as micas estudadas possuem valores de MnO crescentes com o aumento de F. Assim, as zinnwalditas são as micas com os maiores teores de MnO , enquanto as fengitas do granito g2d são as mais pobres em MnO (figura IV.13).

As micas da rocha â quartzo e topázio analisada (ME50) são as mais ricas em flúor. Em contrapartida, seus valores médios de MnO (0.6%) diferem dos apresentados pelas demais zinnwalditas (1.1%).

As micas IA possuem valores de MnO mais altos que se apresentados por aquelas com valores de F semelhantes aos seus.

- Ferro

Como as biotitas são micas trioctaédricas ricas em ferro, as micas IA contêm os maiores valores de FeO dentre as micas da Zona Greisenizada Principal (anexo 3) .

A figura IV.14 mostra que nas micas da série fergita-zinnwaldita, as do grupo A são as mais ricas em FeO(t), enquanto as fengitas são as mais pobres.

As micas do greisen à zinnwaldita MG05 são as que apresentam os valores mais elevados de ferro total.

Entretanto, macro e microscopicamente elas são semelhantes às demais zinnwalditas, à exceção das micas MG32, conforme já salientado.

IV.2.2.5 - Discussão

IV.2.5.1 - A série fengita-zinnwaldita

Foster (1960) distinguiu duas séries transicionais entre micas sem lítio e micas litiníferas:

A série das micas *litiníferas aluminosas*, entre muscovita e polilitionita, cujas micas representantes situam-se ao longo da linha Li-M²⁺ no diagrama Li-M²⁺-Al (figura IV.2) .

A série das micas *litiníferas ferrosas*, entre siderofilita e Fe-lepidolita (figura IV.2), que corresponde à série siderofilita-polilitionita de Rieder (1970) .

Monier & Robert (1986) identificaram uma terceira série de micas litiníferas, próxima à junção muscovita-zinnwaldita, a qual denominou de *micas litiníferas aluminosas ferrosas*. A observação da figura 4b de Monier & Robert (1986) , entretanto, mostra que seus dados concentram-se próximo ao pólo da muscovita.

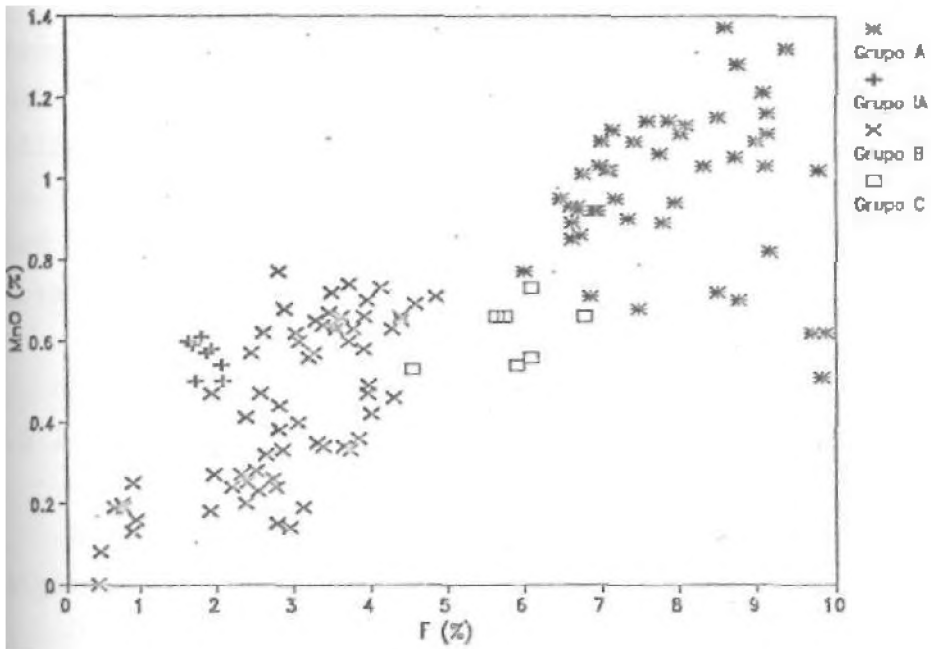


Figura IV. 13 - Relação positiva entre F e KnO das micas estudadas neste trabalho. As micas C ocupam posição intermediária entre os grupos A e B.

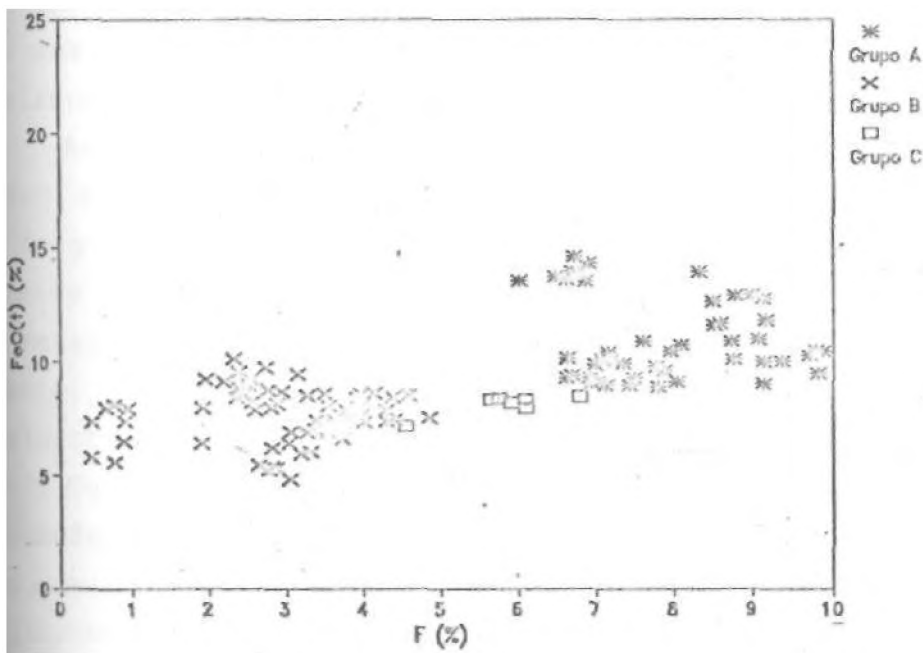


Figura IV.14 - Gráfico mostrando o aumento geral de Fe e F das micas, exceto para as mais ricas em flúor.

As micas estudadas neste trabalho formam uma série entre fengita e zinnwaídita, identificada por Botelho (1992) ao estudar micas da Subprovíncia Paranã. A série fengita-zinnwaldita aproxima-se da série muscovita-zinnwaídita de Monier & Robert (1986) apenas próximo ao pólo zinnwaídita. As micas intermediárias (grupo C) não têm similar na literatura.

IV.2.5.2 - Micas magmáticas versus micas metassomáticas

As micas da Zona Greisenizada Principal dividem-se em três grupos-. A, B e C.

O grupo A é representado pelas zinnwalditas e caracteriza-se pelos mais altos teores em F, Li, Rb, Fe e Mn e baixos teores de Al, o que as credencia a serem as micas mais evoluídas dentre as estudadas.

No granito à albita e topázio MG28, existe zinnwaldita com 9.14% de F inclusa em pertita, o que pode indicar uma origem magmática para essa mica. As zinnwalditas dos greisens são obviamente metassomáticas.

As micas dos grupos B e C são mais pobres em F, Li_2O , FeO e MnO e mais ricas em Al_2O_3 que as do grupo A. ~~Essas~~ fengitas ocorrem isoladas na rocha como também formando-se a partir dos feldspatos. Esse fato sugere uma origem metassomática para essas micas. As micas do grupo C, entretanto, parecem derivadas de uma mica mais evoluída, possivelmente uma zinnwaídita do tipo da amostra MG28.

Conforme salientou Botelho (1992), a influência da substituição fengítica nas micas dos grupos B e C sem mudança nos termos de Li_2O e F pode ter ocorrido devido a um reequilíbrio e recristalização em decorrência da atuação do Ciclo Brasileiro nas rochas da região,- após a formação dos granitos e das rochas tardi/pós-magmáticas da área.

IV.2.2.5-3 - Considerações finais sobre a biotita do leucogranito

A biotita do leucogranito é verde e ocorre tanto transformando-se para fengita como associada ao processo de alteração dos feldspatos da rocha. Trata-se, então, muito provavelmente de uma biotita secundária.

Deer et al. (1966) salientam que os teores elevados de Ti conferem uma cor castanha à biotita, enquanto os de Fe férrico dão uma cor verde.

Em um diagrama $\text{FeO}(t)/\text{MgO} \times \text{TiO}_2$ (figura IV.15), de Botelho (1992), as micas MG64B1 possuem comportamento semelhante ao de micas submetidas a metamorfismo, durante o qual a razão FeO/MgO permanece praticamente constante enquanto o TiO_2 diminui.

Conforme ressaltou Botelho (1992), a diminuição do TiO_2 durante a transformação da biotita deve-se principalmente à relação $\text{Si} + \text{Al}^{\text{VI}} = \text{Ti} + \text{Al}^{\text{IV}}$, o que é comprovado pela relação entre os dois membros da equação (figura IV.16). Neste gráfico, a disposição das biotitas segundo uma reta paralela à reta definida pela equação de substituição indica que as biotitas foram submetidas a um reequilíbrio metamórfico, em ambiente isoquímico. No metassomatismo, devido ao ambiente não ser isoquímico, esse paralelismo não deve ocorrer.

Em vista do exposto, mesmo com a pequena quantidade de dados existentes, pode-se sugerir que a composição da biotita do leucogranito (MG64B1) não é magmática, mas representa o reequilíbrio de uma biotita magmática em condições de metamorfismo, provavelmente relacionado ao evento Brasiliano que atuou na área estudada.

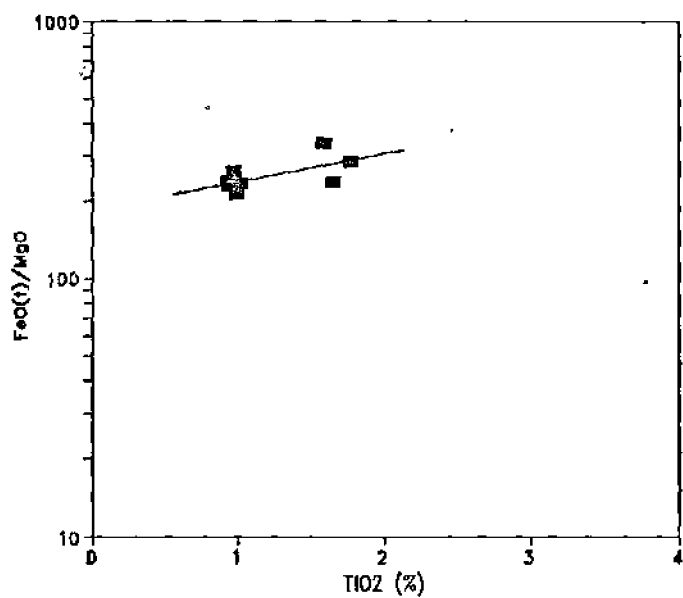


Figura IV.15 - Relação entre FeO/MgO e TiO_2 para a biotita do leucogranito (MG64B1).

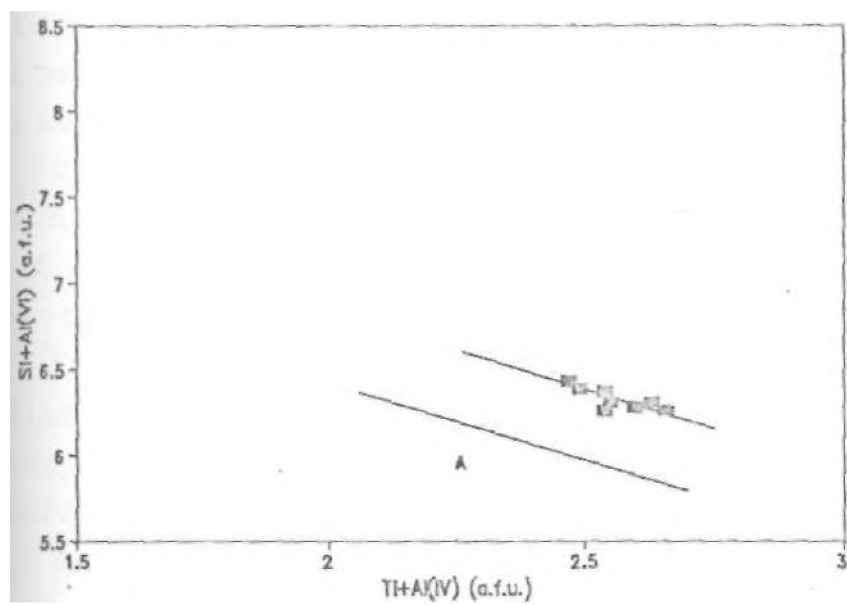


Figura IV.16 - Gráfico mostrando as substituições que ocorrem na biotita MG64B1, caracterizando-a como metamórfica, segundo Botelho (1992). A: $\text{Si} + \text{Al}^{\text{VI}} = \text{Ti} + \text{Al}^{\text{IV}}$.

IV.2.2.6 - Conclusões

O estudo de micas mostrou ser uma ferramenta fundamental na caracterização dos diferentes tipos de rochas que ocorrem na Zona Greisenizada Principal do Maciço Mangabeira e da sua evolução magmática e pós-magmática. O gráfico $F \times Rb_2O$ (figura IV. 17) ilustra com bastante clareza essa afirmação.

As micas brancas do granito g2d, dos seus fácies greisenizados e do leucogranito definem um grupo de micas metassomáticas, aqui denominado B. São fengitas aluminosas, pobres em F, Li, Rb e Fe e ricas em Al, sendo que as fengitas do granito g2d possuem os mais baixos teores de F, Rb, Li, Mn e Fe e os mais elevados conteúdos de Al.

A mica predominante do GAT é uma zinnwaldita magmática, classificada neste trabalho como pertencente ao grupo A juntamente com a mica da RQT. Essas micas são as mais ricas em F, Rb, Li, Mn e Fe da área e as mais pobres em Al. A zinnwaldita do GAT representa o estágio final de evolução magmática na ZGP, o mesmo acontecendo com a mica da RQT caso seja atestada a sua origem magmática.

O GAT contém ainda uma fengita litinífera, intermediária entre dioctaédrica e trioctaédrica, que define o grupo C. Seus valores de Al, F, Li, Rb, Fe e Mn estão entre os teores dos grupos A e B. É possível que essa fengita litinífera seja na verdade uma mistura de zinnwaldita com o seu produto de alteração, a fengita aluminosa: Mais análises são necessárias, portanto, para melhor caracterizar o grupo C.

As micas dos grupos A, B e C mencionadas acima descrevem a série fengita-zinnwaldita em um diagrama $Li-M^{2+} - Al$, não descrita na literatura, a qual se aproxima da série muscovita-zinnwaldita de Monier & Robert (1986). A existência do pólo fengita nas micas da ZGP deve-se a uma substituição fengítica na muscovita, sem que haja aumento de F e Li, o que não coaduna com o processo de greisenização

que afetou as rochas estudadas. Por este motivo, a presença da inusitada série fengita-zinnwaldita nas rochas da ZGP pode estar relacionada com o Evento Brasileiro e não com a evolução magmática ou greisenização dos granitos.

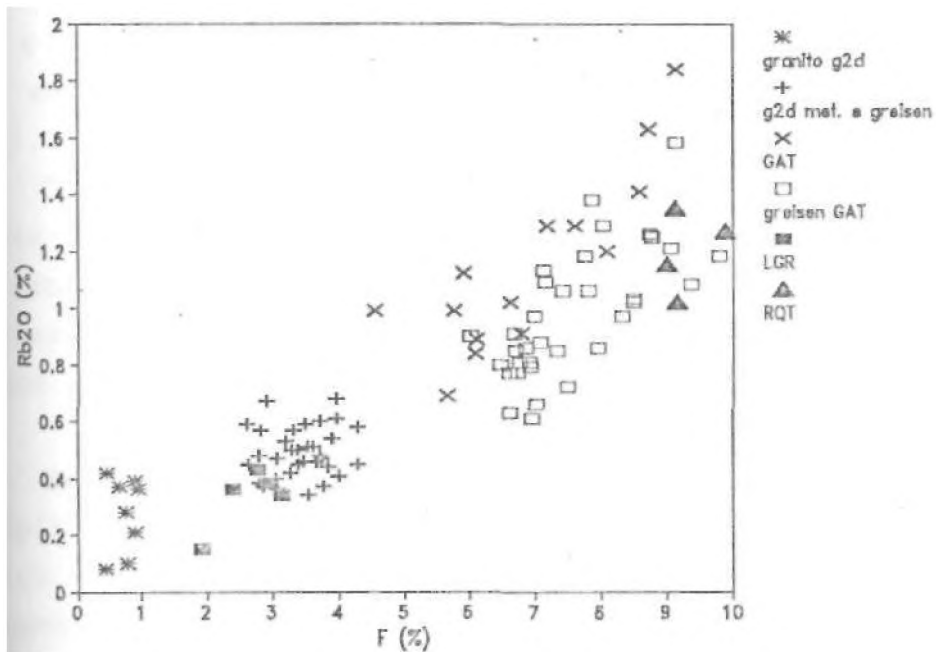


Figura IV.17 - Utilização do diagrama F x Rb₂O para distinguir os diferentes tipos de rochas que ocorrem na ZGP do Maciço Mangabeira. Na legenda: g2d metas, e greisen = granito g2d metassomatizado e greisen do g2d.

O leucogranito contém restos de biotita primária reequilibrada posteriormente por metamorfismo, intermediária em arinita e siderofilita, classificada como IA neste trabalho. Botelho (1992) identificou restos de biotita primária no granito g2d. Essas micas estão em geral em fase de substituição para fengita, comprovando mais uma vez a origem metassomática destas e mostrando ser a biotita a mica mais precoce da área.

IV.3 - OS ARSENIATOS

IV.3.1 - Introdução

Conforme mencionado no capítulo. III, foram indentificados diversos arseniatos hidratados na rocha à quartzo e topázio e em um greisen à fengita aluminosa (MG7A3), encaixante da rocha à quartzo e topázio na cata 7 (anexo 1) .

Como esses minerais possuem raras descrições na literatura, decidiu-se pela sua inclusão com certo destaque neste trabalho. Além disso, descrições preliminares das ocorrências de In do Maciço Mangabeira indicam que os arseniatos são potenciais concentradores de índio (Botelho,

Serão apresentados os resultados de observações ao microscópio óptico e de análises feitas em microsonda eletrônica. Esses dados são considerados preliminares, pois ~~faz-se~~ necessária a obtenção de mais análises químicas e de dados cristalográficos .

IV.3.2 - Metodologia de estudo

Os minerais foram estudados ao microscópio de luz transmitida e posteriormente analisados em uma microsonda eletrônica CAMEBAX SX-50 .

Como muitos dos arseniatos estudados são mal cristalizados e hidratados, a obtenção de bons resultados analíticos torna-se muito difícil, o que fez com que muitas análises químicas fossem desprezadas. Por outro lado, alguns resultados com baixo fechamento foram incluídos no trabalho apenas para que se tenha um conhecimento qualitativo da composição de alguns minerais .

Os valores de H₂O apresentados nas tabelas que se seguem referem-se ao complemento a 100% do valor total da

análise, já que a possibilidade de existência de elementos são analisados em quantidades significativas foi verificada qualitativamente na microsonda eletrônica.

A yanomamita, que é um arseniato hidratado de In (Stelho, 1992), não será aqui estudada, mas no capítulo VI.

-Condições analíticas

Os minerais foram analisados com voltagem de aceleração de 15Kv, corrente de 10nA e tempos de contagem entre 10 e 30 s. A abertura do feixe foi em geral de 1 um mas também foram realizadas análises com 10 um de abertura. Os padrões utilizados foram os seguintes:

As: AsGa; Fe: FeS₂ ou hematita; Pb: PbS, S: FeS₂; In: InP; Cu: Cu; -Zn: ZnSe; Sn: SnO₂; Al: Al₂O₃; .K: ortoclásio; Ba: BaSO₄; Y: YFeO₃; Bi: Bi.

IV.3.3 - Descrição dos arseniatos

IV.3.3.1 - Escorodita

Esse é o arseniato mais comum nas rochas da Zona Greisenizada Principal. Ocorre em praticamente todas as amostras da rocha à quartzo e topázio.

A escorodita apresenta-se sob a forma de massas verdes ou, mais raramente, como pequenos cristais. Ao microscópio, o mineral é marron claro, mal cristalizado e possui birrefringência elevada. Está normalmente associado à arsenopirita, a partir da qual se desenvolve por alteração (prancha III.3, foto 6).

Quando existe arsenopirita preservada, a escorodita ocorre bordejando esse mineral e/ou preenchendo suas fraturas. Nos locais onde a arsenopirita foi totalmente substituída por escorodita, esta ocorre como massas que podem atingir dimensões centimétricas. Ocorrem grãos de

cassiterita submilimétricos misturados a essas massas, os quais são aqui interpretados como sendo de cassiterita de segunda geração.

A escorodita ocorre também preenchendo fraturas em grãos de quartzo, topázio, micas e cristais de cassiterita da primeira geração.

As análises químicas de escorodita revelam que ela normalmente contém In, com teores médios de 1.0 %, podendo chegar a 8% (anexo 4). Entretanto, como será visto no capítulo VI, algumas dessas massas de escorodita com teores de In muito elevados podem ser, na realidade, misturas de escorodita com yanomamita.

Os dados de microsonda obtidos para esse mineral estão de acordo com os dados da literatura e com sua fórmula estrutural teórica: $\text{FeAsO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$.

IV.3.3.2 - Arseniato de Sn

Na amostra MG50 (1), de rocha à quartzo a topázio, identificou-se um grão de um mineral composto predominantemente de Sn, As e Fe. O mineral tem cor amarela intensa, é prismático, com aproximadamente 1 mm de comprimento, relevo médio a alto, zonado (prancha IV.1, foto 1). Aparece ser isométrico, mas a sua zonação dificulta uma melhor definição dessa característica, fazendo-se necessários estudos cristalográficos posteriores. Esse mineral também ocorre na amostra MG50B.

A parte externa do grão apresenta-se com melhor grau de cristalização e suas análises fornecem valores mais elevados de SnO_2 (tabela IV.3). O núcleo do mineral é mais escuro e mal cristalizado, sendo mais rico em Fe_2O_3 (t), SO_3 e H_2O e mais pobre em SnO_2 . O mineral possui valores elevados de In_2O_3 , em torno de 1,5%.

A definição de uma fórmula estrutural para o mineral em questão é uma tarefa complexa, decorrente de dificuldades analíticas, já que se trata de um composto

Fig. 13 - Dados químicos (em %) relativos ao arsenato de Sn.

	MgO(%)	MgSiO ₃ (%)	Mg ₂ SiO ₄ (%)	Mg ₃ Si ₂ O ₇ (%)	Mg ₄ Si ₃ O ₁₀ (%)	Mg ₅ Si ₄ O ₁₄ (%)	Mg ₆ Si ₅ O ₁₈ (%)	Mg ₇ Si ₆ O ₂₁ (%)	Mg ₈ Si ₇ O ₂₄ (%)	Mg ₉ Si ₈ O ₂₇ (%)	Mg ₁₀ Si ₉ O ₃₀ (%)	Mg ₁₁ Si ₁₀ O ₃₃ (%)
1	16.40	17.89	16.73	16.25	13.10	15.07	3.51	18.33	17.02	9.82	8.64	15.22
2	19.40	22.80	22.48	21.00	20.91	18.52	39.00	21.61	21.80	16.83	17.04	22.09
3	0.46	0.69	0.58	0.43	0.82	1.02	19.65	0.26	0.54	0.57	0.95	0.60
4	0.58	0.47	0.49	0.38	0.69	0.51	0.36	0.24	0.49	0.50	0.55	0.60
5	1.76	1.39	1.38	1.59	1.42	1.69	0.70	1.28	1.32	1.56	1.80	1.33
6	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
7	84.50	51.33	52.76	54.81	34.11	35.64	12.05	52.41	51.96	45.91	41.93	53.03
8	1.52	1.15	1.01	1.36	0.85	0.94	1.56	0.48	1.27	1.14	1.02	1.00
9	6.39	4.28	4.55	4.19	28.10	26.62	22.27	5.39	5.51	23.56	27.97	6.13
10	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

	MgO(%)	MgSiO ₃ (%)	Mg ₂ SiO ₄ (%)	Mg ₃ Si ₂ O ₇ (%)
1	17.95	17.26	17.56	16.04
2	18.55	21.82	17.87	18.61
3	0.81	0.73	0.44	0.27
4	0.73	0.36	0.43	0.64
5	1.42	1.31	1.80	1.58
6	0.18	0.15	0.32	0.25
7	48.81	48.08	53.72	53.15
8	1.39	1.13	1.31	1.26
9	8.14	8.16	6.51	8.20
10	100.00	100.00	100.00	100.00

comparação não realizada

hidratado com grau de cristalização desconhecido. Entretanto, a relação As:Fe:Sn aproxima-se de 1:2:3, e a fórmula $[(\text{SnO}_2)_3\text{Fe}_2(\text{AsO}_4)(\text{OH})_3]$ pode ser então uma sugestão inicial.

O único mineral descrito na literatura cujas características físicas e químicas aproximam-se um pouco do mineral aqui descrito é a varlamoffita.

Designa-se varlamoffita ao produto final da alteração supergênica da estanita em clima equatorial. Trata-se de um agregado amarelo, raramente com características cristalinas; quando sim, com simetria quadrática (Varlamoff, 1978). O autor propõe que seja classificado como varlamoffita um mineral que tenha a seguinte composição química: $\text{SnO}_2 = 80\%$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 10\%$ e $\text{H}_2\text{O} = 10\%$, com traços de SiO_2 e Al_2O_3 .

A tabela IV.4 contém os dados de análise química por via úmida das varlamoffitas do Zaire, a localidade-tipo do mineral, em comparação com substâncias que foram descritas sob o mesmo nome em outras regiões. Comparando-se esses dados com os apresentados na tabela IV.3, conclui-se que as semelhanças entre a varlamoffita e o arseniato de Sn identificados são muito pequenas. Entretanto, substâncias com composições muito distintas têm sido designadas varlamoffita (tabela IV,4), o que dificulta sua exata definição.

IV.3.3.3 - Arseniato de U

O arseniato de U foi identificado em uma amostra da rocha à quartzo e topázio rica em arsenopirita e pobre em escorodita (MG8C2).

Ao microscópio de luz transmitida, o mineral é verde claro, de 50 μm , aspecto micáceo, birrefringência elevada e, localmente, com auréola de óxidos, atestando o seu carácter radioativo. Ocorre tanto isolado como associado a micas e a topázio (prancha IV.1, foto 2).

A presença de U na composição química do mineral foi confirmada por EDS. A análise química do mineral, porém, não incluiu U. Para efeito ilustrativo, a tabela IV.5 mostra a análise parcial do mineral.

Devido à análise do mineral estar incompleta, a sua classificação não pode ser exata, mas os dados químicos associados às características ópticas descritas acima permitem afirmar que o mineral é zeunerita $[\text{Cu}(\text{UO}_2)_2 (\text{AsO}_4)_2 \cdot 10-16\text{H}_2\text{O}]$ ou metazeunerita $[\text{Cu}(\text{UO}_2)_2 (\text{AsO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}]$ (tabela IV.5).

IV.3.3.4 - Arseniato de Bi

O arseniato de Bi ocorre na amostra MG9B1A. O mineral é marron escuro, de relevo alto, tamanho médio de 0.2mm e ocorre isolado na rocha, entre grãos e subgrãos de As_2S_3 . Nas amostras MM11C6 e MM11C7, foram identificados minerais de Bi, As e Fe em fraturas na arsenopirita, através

Pela observação da tabela IV.6, nota-se uma certa heterogeneidade nos dados, dificultando a proposição de uma fórmula para o mineral. Entretanto, comparando-os com uma análise de arsenobismita $[\text{Bi}_2(\text{AsO}_4)(\text{OH})_3]$, verifica-se uma grande semelhança química entre aqueles minerais.

IV.3.3.5 - Arseniotos de Pb

Dois arseniotos de Pb distintos foram identificados nas amostras estudadas, os quais serão apresentados separadamente.

-Arseniato de Pb I

Esse arseniato de Pb é amarelo claro, de relevo médio e preenche fraturas de diversos minerais da amostra

Fig. 14 - Reproduções da tabela 1 de Varlamoff (1978), onde são mostradas as composições químicas da varlamoffita (Zn) em comparação com substâncias desvitalizadas como tal em várias localidades.

	URSS	ZAIPE	ARGÉLIA	INDIATEPPI	AUSTRÁLIA	USSR	USSR	USSR	USSR	USSR	USSR
Si	78.45	81.67	85.00	65.80	80.00	46.50	44.50	47.50	58.70	50.80	58.80
Al	0.45	9.94	5.00	9.23	0.25	18.50	16.70	20.00	13.80	20.10	5.60
Fe	-	-	-	0.37	0.07	-	-	-	-	-	-
Mn	-	-	tr.	0.63	2.80	13.50	0.10	tr.	3.00	3.50	7.30
Mg	-	-	-	-	0.03	-	0.06	-	0.15	1.60	0.25
Ca	-	-	-	-	0.16	-	-	-	-	3.50	-
Na	-	-	-	7.13	0.79	-	1.30	-	0.75	2.50	3.10
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-	8.40	8.50
Ti	-	-	-	-	0.02	-	0.34	-	1.30	0.30	0.15
V	-	-	-	0.44	0.12	-	-	-	-	0.70	2.50
Cr	-	-	-	-	0.93	-	-	-	-	-	-
Zn	1.68	tr.	tr.	1.07	10.40	-	2.00	-	5.30	-	2.20
Co	2.22	tr.	tr.	2.14	5.25	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	0.66	0.08	-	-	-	-	-	-
Cu	-	-	-	-	0.03	-	-	-	-	-	-
Pb	-	-	-	-	0.11	-	-	-	-	-	-
Ag	-	-	-	-	0.59	-	-	-	-	-	-
Ba	-	-	tr.	1.27	0.02	-	-	-	-	-	tr.
Bi	-	-	-	0.77	0.45	-	-	-	-	-	-
As	-	-	tr.	tr.	tr.	-	-	-	-	-	-
Sb	-	-	tr.	-	0.20	-	-	-	-	-	-
Te	0.44	8.83	7.00	10.79	9.00	21.50	18.40	-	18.00	9.00	14.10
Tl	100.2	100.4	97.0	100.3	100.3	100.0	83.4	87.5	101.0	100.4	100.5

MG50(1), como pertitas, quartzo e micas, ateis tanto o seu caráter de mineral secundário (prancha IV.1, foto 3) . Sua característica óptica ' mais marcante é sua cor . de interferência anômala azul celeste .

A tabela IV. 7 apresenta os dados de microsonda eletrônica obtidos para esse mineral, onde se observa que o arseniato de Pb I é anidro. Entretanto, conforme constatado nas análises de escorodita, os teores de As_2O_5 podem estar superdosados, comprometendo o cálculo de H_2O .

Comparando-se os dados obtidos com os da carminita ($PbFe_2(AsO_4)_2(OH)_2$] (tabela IV. 7) , constatam-se semelhanças químicas entre eles, apesar das discrepâncias ópticas (a carminita é vermelha em luz transmitida) , o que indica que esses minerais possam pertencer à mesma família .

Arseniato de Pb II (beudantita?)

Esse mineral foi identificado na amostra MG9B1A associado a uma lamela de mica. Sua cor é marron claro e ele tem o aspecto de uma massa de mineral secundário. Apenas um grão de dimensões reduzidas (10/xm) foi encontrado nas amostras estudadas e sua análise química encontra-se na tabela IV. 8.

A comparação da análise do arseniato de Pb II com dados de beudantita de Palache et al. (1963)

($PbFe_3(AsO_4)(SO_4)(OH)_6$] mostra que esses minerais são estante semelhantes, podendo-se até sugerir que o mineral aqui identificado é a' beudantita (tabela IV. 8) , apesar dos valores superiores de As_2O_5 e H_2O e inferiores de SO_3^{2-} .

Minerais identificados como beudantita, através de raios-x, na Mina de ouro de Aurumina, Goiás, e em amostras do Maciço Mangabeira mostraram ser também enriquecidos em SO_3^{2-} (tabela IV. 8) (N. Botelho, com. oral) .

IV.3.3.6 - Farmacossiderita

A farmacossiderita $[\text{Fe}_3(\text{AsO}_4)_2(\text{OH})_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}]$ foi observada em uma amostra da rocha à quartzo e topázio (7C1). Sua cor é castanha esverdeada, seu relevo é médio a alto e ocorre como massas posteriores às micas. O mineral é geralmente isótropo, mas alguns grãos apresentam fraca anisotropia, o que está de acordo com a descrição de Palache et al. (1963). Segundo esses autores, a farmacossiderita pode apresentar anomalias ópticas, tornando-se biaxial, com birrefringência muito fraca. Difere opticamente da escorodita pela cor e pela frequente isotropia (prancha IV.1, foto4).

A tabela IV.9 compara os dados obtidos neste trabalho com os de Palache et al. (1963). Supondo-se que ocorra substituição de Al_2O_3 por $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$, pode-se sugerir a fórmula da farmacossiderita teórica para expressar a composição aproximada do mineral em questão.

IV.3.3.7 - Arseniato de Ba

O mineral de Ba foi identificado em três amostras a rocha a quartzo e topázio (MG7B1, MG8C2 e MM7C1). Possui cor amarela clara a castanha amarelada, relevo médio a alto, é localmente euédrico (neste caso com 0.5mm de comprimento) e parece ser isótropo, apesar de serem observados grãos com fraca anisotropia anômala cinza-azulada (prancha IV.1, foto 5).

Na amostra MG8C2, o arseniato de Ba associa-se à escorodita, juntamente com a qual bordeja um grão de arsenopirita.

A tabela IV.10 apresenta os dados de análise química obtidos para esse mineral. Notam-se discrepâncias aos resultados, principalmente quanto aos teores de H_2O calculada, o que pode ser reflexo de erros na determinação

de As_2O_5 . Além disto, uma análise mostrou um alto teor de Al_2O_3 (MM7C1) e outra, de BaO .

Essas discrepâncias podem também dever-se ao fato desses arseniatos hidratados apresentarem estrutura aberta, e por isso, facilmente preenchida por elementos com comportamento móvel nos processos secundários que atingiram as rochas da Zona Greisenizada Principal, como foi o caso do Ba, KeAl, a ser visto no capítulo V.

Uma possível fórmula para esse mineral seria a da escorodita $\text{Fe}(\text{AsO}_4) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, o que pode explicar a estreita associação entre esses dois minerais na amostra MG8C2. O mineral poderia ser então denominado escorodita rica em Ba.

IV.3.3.8 - Chenevixita

A chenevixita $[\text{Cu}_2\text{Fe}_2(\text{AsO}_4)_2(\text{OH})_4 \cdot \text{H}_2\text{O}]$ foi identificada na amostra MG7A3. Sua cor é castanha a marron e ocorre como uma massa de aspecto amorfo envolvendo arsenopirita ou mica.

Na tabela IV.11, nota-se que uma análise do mineral da amostra MG7A3 é praticamente idêntica às publicadas por Palache et al. (1963) e Williams (1977).

IV.3.3.9 - Agardita

O mineral aqui denominado agardita possui cor verde e ocorre como massas associadas a grãos de cassiterita (tabela IV.1, foto 6) ou como grãos isolados.

A agardita analisada possui cor verde clara, 50 um, relevo médio a alto, muitas inclusões pontuais de opacos e ocorre inclusa em fengita aluminosa.

Comparando-se a análise obtida para a agardita da amostra MG7A3 com a descrita por Dietrich et al. (1969), conclui-se que o mineral aqui descrito deve ser mesmo agardita, apesar do baixo teor de Y_2O_3 e dos altos teores de As_2O_5 e Al_2O_3 (tabela IV.12). Observa-se, entretanto, que a

soma $Y_2O_3 + Al_2O_3$ aproxima-se do valor de Y_2O_3 publicado, o que sugere uma substituição entre aqueles componentes na ~~agardita~~ da RQT.

A fórmula do mineral descrito por Dietrich et al. (1969) é $(Y, CaH)Cu_6[(AsO_4)_3/(OH)_6] \cdot 3H_2O$.

IV.3,4 - Conclusões

Na Zona Greisenizada Principal (ZGP) do Maciço Mangabeira foram identificados minerais poucas vezes descritos na literatura, arseniatos, em geral hidratados, os quais ocorrem quase que exclusivamente na RQT, a rocha portadora de anomalias de Inna área.

Esses minerais ocorrem em proporções e tamanhos reduzidos. Além disso, em virtude de serem hidratados e conterem em geral diversos elementos em sua composição, a obtenção de bons dados químicos em microsonda eletrônica é muito difícil.

Os resultados preliminares aqui apresentados mostram que vários arseniatos ocorrem na RQT, dos quais predomina a escorodita, produto inicial da alteração da arsenopirita.

O arseniato de Sn, amarelo, aproxima-se da varlomoffita, uma substância amorfa de composição química ainda não claramente definida.

O arseniato de U identificado pode ser metazeunerita ou zeunerita. O de Bi, por sua vez, é uma provável arsenobismita.

Dois arseniatos hidratados de Pb foram identificados. O primeiro, arseniato de Pb I, tem composição química semelhante a da carminita, podendo constituir uma série isomórfica com aquele mineral. O arseniato de Pb II é uma provável beudantita.

Devido à abundância de ferro no sistema, formou-se um outro arseniato de Fe além da escorodita - a

farmacossiderita, um arseniato hidratado de Fe que contém potássio. De maneira semelhante, formou-se ainda um arseniato de Fe hidratado rico em Ba.

O único arseniato identificado fora da RQT foi a chenevixita, um arseniato hidratado de Fe e Cu - que ocorre em um greisen à fengita (MG7A3) .

O Cu foi também utilizado para a formação de um arseniato de Cu e Y, a agardita.

Os arseniatos identificados na Zona Greisenizada principal mostraram ser ricos em elementos muito móveis (cátulo V) , além de serem em geral mal cristalizados e ocorrerem como massas. Essas observações sugerem origem supergênica para esses minerais; entretanto, como existem arseniatos preenchendo fraturas na rocha e ao longo de clivagens de micas, e como não foi realizado estudo termométrico nessas rochas, a hipótese de origem hidrotermal não pode ser descartada.

PRANCHA IV.1

Foto 1 - Arseniato de Sn (mineral amarelo) subédrico, zonado, associado a lamelas de zinnwaldita, localmente percoladas por escorodita (esc) (amostra MG50(D)). N// (escala = 50 um) .

Foto 2 - Arseniato de U, de cor verde clara, metamicto, associado a quartzo e topázio (top) na amostra MG8C2, o qual ocorre tanto incluso em quartzo como sob a forma de grãos maiores, uma característica da RQT. N// (escala = 10 um) .

Foto 3 - Arseniato de PbI (amarelo claro) preenchendo fraturas da RQT (amostra MG50(D)). Associa-se a hidróxidos de Fe e escorodita. N// (escala = 10um) .

Foto 4 - Massa de farmacossiderita, de cor castanha esverdeada, juntamente com quartzo e topázio da RQT (amostra MMPC1). N// (escala = 50 um) .

Foto 5 - Arseniato de Ba euédrico, zonado, em uma amostra de RQT (MM7C1) . N// (escala = 50 um) .

Foto 6 - Grãos de agardita (verdes) inclusos em cassiterita (amostra MM8E1) . N// (escala = 50 um) .

CAPÍTULO V

GEOQUÍMICA

V - GEOQUÍMICA

V.1 - INTRODUÇÃO

No capítulo que se inicia, será feito o tratamento das análises químicas obtidas para amostras da ZGP.

A primeira parte do capítulo abordará os processos tardi/pós-magmáticos que afetaram os granitos evoluídos situados na Zona Greisenizada Principal do Maciço Mangabeira. Ela contém os estudos realizados com o objetivo de caracterizar o comportamento dos elementos durante a transformação dos granitos e, em consequência, colaborar para a definição dos processos que aí atuaram.

Na segunda parte do capítulo, proceder-se-á à caracterização das rochas que ocorrem na ZGP com base nos dados químicos, levando-se em consideração os resultados obtidos na primeira parte do capítulo.

V.2 - MÉTODOS ANALÍTICOS

As análises químicas apresentadas no anexo 2 foram realizadas no laboratório de Geoquímica (LAGEQ) do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília e no laboratório Geolab da Geologia e Sondagens Ltda. (Geosol), conforme discriminação na tabela V.1. Como pode ser visto nessa tabela, os elementos Zr, Y, Sr e Ba foram analisados por ICP e por fluorescência de raios-x.

Os valores de Zr e Y obtidos por fluorescência são em geral, bem diferentes dos determinados via ICP (tabela V.2). Essa discrepância pode ser explicada pelo método de ataque empregado para as análises desses elementos em ICP, dissolução com HF, que não é adequado devido à difícil dissolução dos minerais em que Zr e Y estão normalmente alojados nas rochas, como o zircão, no caso do

Maciço Mangabeira. Por esse motivo, serão aqui utilizados os dados de Zr e Y analisados por fluorescência.

Os valores de Sr e Ba obtidos por ICP e por fluorescência de raios-x estão em geral abaixo dos limites de detecção dos métodos utilizados (Tabela V.2). Para teores mais elevados, os valores de Sr por fluorescência são em geral mais elevados que os obtidos por ICP, enquanto que os de Ba são relativamente próximos uns dos outros. Opta-se aqui pelos resultados do laboratório Geolab, apesar de seus limites de detecção serem muito elevados, em virtude da possível precipitação de hidróxidos de Sr e de Ba nas soluções preparadas para análise química em ICP.

Tabela V.1 - Discriminação dos métodos analíticos empregados no estudo das rochas da Zona Greisenizada Principal do Maciço Mangabeira.

Componentes químicos	Métodos de análise	Laboratório
SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , TiO ₂ , Fe ₂ O ₃ (t), MnO, MgO, CaO, P ₂ O ₅ , Zn, Be, Cu	ICP	LAGEQ - UnB
FeO	Volumetria	LAGEQ - UnB
K ₂ O, Na ₂ O, Li	Absorção atômica	LAGEQ - UnB
Zr, Y, Sr, Ba	ICP	LAGEQ - UnB
	Fluorescência de r-x	GEOLAB - GEOSOL
Th, Rb, Ta, Nb, Sn, W	Fluorescência de r-x	GEOLAB - GEOSOL
terras raras	ICP	GEOLAB - GEOSOL
F	Eletrodo seletivo	Preparação - LAGEQ (UnB)
		Leitura - Lab. de química analítica 018, IQ (UnB)

V.2.1- O problema de MgO e TiO₂

As rochas analisadas possuem valores de MgO e TiO₂ muito baixos (anexo 2), os quais permitem classificar esses componentes como menores, apesar de eles constarem entre os elementos maiores neste trabalho, por questão de praxe. O método de preparação das amostras para análise utilizado no LAGEQ não levou em consideração esse fato, o que fez com que os resultados obtidos estivessem, em geral, abaixo do seu limite de detecção.

Com o decorrer do trabalho, foi possível a repetição de algumas análises de MgO e TiO₂ com um limite de detecção mais baixo, as quais foram: MG8A1, MG7A4, MG11B, MG8A4, MG50A, MG36, MG7B, MG11A, MG40. Mesmo assim, como os dados de MgO e TiO₂ acima do limite de detecção do método utilizado são em pequena quantidade, dois componentes que seriam de extrema utilidade para o estudo das rochas da 2GP, demonstrada pelos resultados de Botelho (1992), não poderão ser aqui explorados.

V.2.2 - O problema da perda ao fogo e os dados de F

Os valores de perda ao fogo (P.F.) refletem as quantidades de voláteis (H₂O, CO₂, F, S e As) liberados das rochas ao serem submetidas a um aquecimento de 1.200°C. Caso essa liberação não seja completa, os valores de P.F. serão inferiores aos esperados (Hutchison, 1974).

A análise da amostra MG50A serve para bem ilustrar essa assertiva (Anexo 2). O estudo de lâmina delgada mostrou que sua moda aproxima-se de 40% de quartzo, 35% de topázio, 10% de arsenopirita, 7% de escorodita, 5% de cassiterita e 3% de zinnwaldita. Essa moda estimada revela que o valor de P.F. deveria aproximar-se de 10%, levando-se em conta que o conteúdo de F do topázio dessa rocha, obtido por microsonda eletrônica, é de 20%.

A discrepância entre o valor esperado de P.F. e o obtido (5.07%) pode dever-se a uma liberação apenas parcial de voláteis durante a fusão da amostra. Entretanto, não se pode afirmar quanto de um determinado volátil não está computado no valor de P.F. obtido. Por essa razão, os resultados de F são apresentados no Anexo 2 dentre os elementos maiores sem, no entanto, serem computados para a obtenção da soma total das análises.

V.2.3 - O método de análise de F

A dosagem de fluoreto (F-) em rocha é indispensável para o estudo de rochas graníticas evoluídas. Devido a essa importância e ao fato de o LAGEQ (UnB) possuir material suficiente (eletrodo seletivo de F-, medidor de pH e reagentes), mas não o método, para a análise de F, o desenvolvimento de uma metodologia de determinação de Fluoreto em rocha foi parte integrante da execução desta dissertação.

A análise de F foi feita em amostras previamente selecionadas, com massa entre 0,05 e 0,3g, dependendo da composição modal das amostras. Para a sua fusão, utilizaram-se NaOH como fundente e cadinho de níquel.

À massa fundida, diluída em água destilada e desmineralizada, foi acrescentada uma solução-tampão de CDTA (Troll et al., 1977).

A função da solução-tampão é a de agir como forte complexante de íons interferentes à leitura de F pelo eletrodo, como Al^{3+} , Fe^{3+} , Ti^{4+} e OH^- (Edmond, 1969; Ficklin, 1970; Troll et al., 1977).

O método de leitura utilizado foi o da curva de calibração. Constrói-se a curva com leituras de soluções com concentrações conhecidas de F e comparam-se as leituras das amostras cujo teor de F se quer determinar com os valores da curva.

Os resultados obtidos encontram-se no anexo 2.

Para as amostras MG50A e MG7A1 eram esperados valores mais altos de F do que os obtidos, pela sua quantidade de topázio + zinnwaldita. No entanto, essas amostras também são muito ricas em Al^{3+} , que é um forte interferente. Mesmo sendo o CDTA um complexante muito poderoso, conforme mostrado por Edmond (1969) e Troll et al. (1977), pode ainda ter havido interferência de alguns elementos (como Al^{3+}) durante a leitura de F.

O método de leitura de F utilizado neste trabalho, apesar de considerado satisfatório, ainda carece de ser aperfeiçoado para que sejam obtidos melhores resultados em amostras ricas em Al^{3+} . A solução para tal problema pode estar na leitura de F pela técnica de adição padrão, empregada por Troll et al. (1977) .

PRIMEIRA PARTE

A MOBILIDADE DE ELEMENTOS EM ROCHA

V.3 - A MOBILIDADE DE ELEMENTOS EM ROCHA

V.3.1 - Introdução

Os processos de alteração hidrotermal provocam uma reorganização química e de massa nas rochas. Como consequência, alguns elementos comportam-se de maneira móvel e tendem a entrar ou sair das rochas submetidas à alteração. Outros, com maior dificuldade de formar complexos solúveis e ser transportados, permanecem na rocha mesmo após sua completa transformação; são os elementos imóveis.

Em locais onde o hidrotermalismo foi um processo significativo, torna-se muito difícil o tratamento dos dados químicos com credibilidade, pois elementos considerados imóveis em regiões clássicas, e então utilizados como indicadores petrogenéticos, não necessariamente comportam-se da mesma forma em outras áreas. Deste modo, faz-se necessário o conhecimento quantitativo das variações de massa ocorridas em decorrência da alteração da rocha para a melhor compreensão do metassomatismo que atuou na região.

Nos itens a seguir, proceder-se-á ao tratamento dos resultados de análise química de rocha com o objetivo de compreender os processos metassomáticos ocorridos na área do presente trabalho.

V.3.2 - Metodologia

Em áreas submetidas a intenso processo de metassomatismo, uma das maiores dificuldades é a identificação da rocha original e, com isso, dos ganhos e perdas de material envolvidos no processo.

A identificação da rocha original depende de amostragem bem sucedida e criteriosa. Para a definição quantitativa do fluxo de material durante o processo,

diferentes métodos foram desenvolvidos, com eficácias variadas.

No presente trabalho, utilizaram-se os métodos de Gresens (1967) e Grant (1986) para estudar a variação dos elementos durante os processos de alteração que atuaram na área.

Gresens (1967) desenvolveu um método quantitativo para a determinação de perdas e ganhos de material durante processos de alteração baseado na relação entre variações de composição e de volume que acompanharam tais processos. Para aplicá-lo, necessita-se conhecer a composição química da rocha original, a rocha alterada e a densidade de ambas.

Para o cálculo dos valores de perdas e ganhos de um componente pelo método de Gresens (1967), utiliza-se a seguinte equação:

$$X_n = [fv(g_A/g_0)C_n^A - C_n^0] \cdot 100, \quad (V.1)$$

onde:

fv = fator de volume para a alteração:

$$fv = (C_0/C_A) (g_0/g_A);$$

g = densidade (g/cm³);

n = índice para componente;

C = concentração do componente na amostra;

0 = índice para amostra original;

A = índice para amostra alterada.

A escolha do fator de volume (fv) é relativamente subjetiva. Para cada componente existe uma relação linear entre X_n e fv. O ponto em que as linhas definidas para um ou mais componentes cortam $X_n=0$ é considerado como sendo o fv resultante da modificação de volume ocorrida na rocha original em decorrência da sua alteração. Os componentes com valores de fv próximo a esse são considerados praticamente inerteis durante aquela alteração.

Grant (1986) utilizou o método de Gresens (1967) para construir um diagrama de isócona (linha em que a variação de concentração é igual a zero). Para empregá-lo, plota-se a rocha alterada contra a rocha precursora,

necessitando-se ou não do prévio conhecimento dos valores de densidade das duas.

A equação definida por Grant (1986) para expressar a variação de concentração de um componente em relação ao seu teor antes da alteração é a seguinte:

$$C_n/C_n^o = (M^A/M^o) (C_n^A/C_n^o) - 1, \quad (V.2)$$

onde:

M = massa da amostra;

M^A/M^o = 1/inclinação da isócona.

Na Zona Greisenizada Principal do Maciço Mangabeira, é possível observar-se a transição de uma rocha pouco ou nada transformada para o seu fácies alterado. Em vista disso, pôde-se fazer uma amostragem segura para a aplicação dos métodos de Gresens e Grant. Foram escolhidas as amostras MG8A1, MG8A3 e MG8A4 para o estudo da mobilidade de elementos no processo de alteração do granito g2d e as amostras MG26A e MG26B para estudar a alteração do granito à albite e topázio.

A determinação de densidade foi feita em uma balança de Jolly, sendo a água destilada o meio líquido. Os valores obtidos foram os seguintes, em g/cm³:

MG8A1: 2,66;

MG8A3: 2,765;

MG8A4: 2,85;

MG26A: 2,58;

MG26B: 3,14.

Para a escolha do fator de volume (fV) utilizado para a determinação das perdas e ganhos de elementos pelo método de Gresens (1967), optou-se pelo valor médio de fator de volume dentre os pontos concentrados na porção central do gráfico obtido pela interseção das equações de composição-volume com a linha de ganho-perda igual a zero, excluídos os elementos de comportamento sabidamente móvel. Deste modo, os

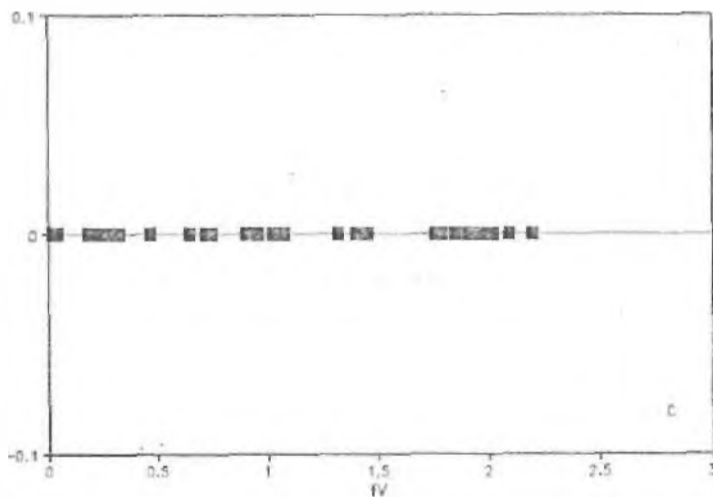
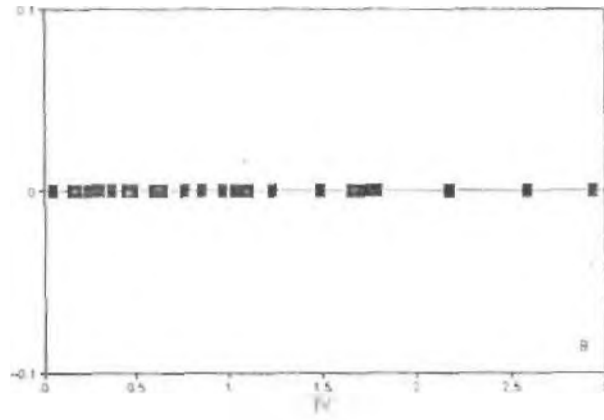
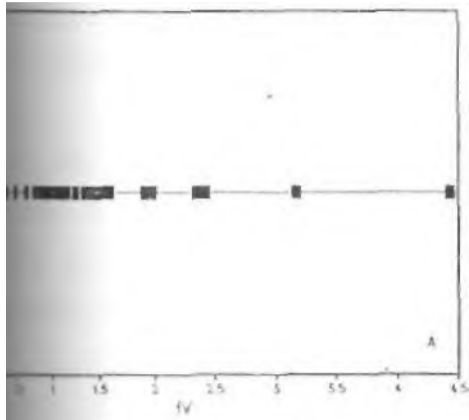


Figura V.1 - Valores de fator de volume (fv) obtidos pela interseção das isótopos de composição-volume com a linha de ganho-perda igual a zero, usando o método de Gresens (1967). A. par MG8A1-MG8A3; B. par MG8A3-MG8A4; C. par MG8A1-MG8A4.

valores de fV obtidos foram 1.25, 1.645, 1.98 e 2.14, respectivamente para os pares MG8A1-MG8A3, MG8A3-MG8A4, MG8A1-MG8A4 e MG26A-MG26B (figuras V.1 e V.2).

Com o objetivo de melhor caracterizar a perda ou ganho de um determinado componente durante a alteração, a equação V.1 foi dividida pela concentração do componente na rocha original, C_n^0 , quando da utilização do método de Gresens (1967) nas rochas da ZGP. Assim:

$$X_{nA} - X_{n0} = X_n / C_n^0, \quad (V.3)$$

onde:

$X_n^A - X_n^0$ = perda ou ganho de um componente em relação ao seu teor na rocha menos alterada.

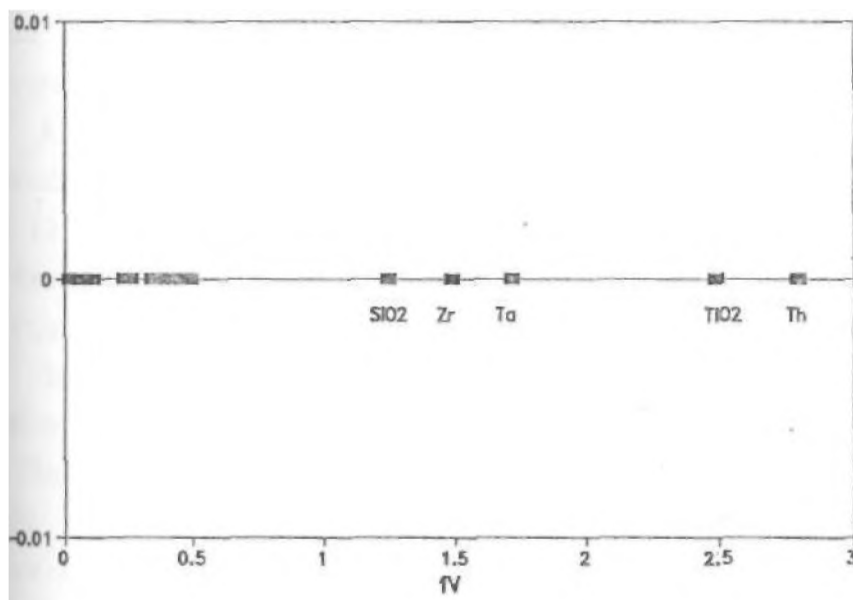


Figura. V.2 - Valores de fator de volume (fV) para o par MG26A-MG26B obtidos pela interseção das equações de composição-volume com a linha de ganho-perda igual a zero, segundo Gresens (1967).

Na aplicação do método de Grant (1986), a escolha da isócora mais adequada deu-se com o auxílio dos resultados obtidos pelo método de Gresens (1967) e da petrografia,

dentro das possibilidades apresentadas. Procurou-se, sempre que possível, incluir nas isóconas as terras raras mais imóveis, cujo comportamento foi previamente determinado pelo método de Gresens (1967). Optou-se, assim, pelas isóconas Fe_2O_3 -Gd, Th-Ho-Dy, TiO_2 -Th-terras raras pesadas e Th- TiO_2 . Usa os pares MG8A1-MG8A3, MG8A3-MG8A4, MG8A1-MG8A4 e MG26A-MG26B, respectivamente (figuras V.3A, V.3B, V.3C e V.4). Para o cálculo das perdas e ganhos de componentes, utilizou-se a equação V. 2.

V.3.3 - Feições petrográficas das amostras estudadas

- Granito g2d

As amostras selecionadas para o estudo da mobilidade de elementos durante os processos metassomáticos que atuaram sobre o granito g2d foram coletadas na cata 8A.

A amostra MG8A1 constitui um granito equigranular pouco transformado e pouco ou nada milonitizado, composto de quartzo (30%), microclínio micropertítico (30%), albita (35%), fengita (3%), fluorita incolor e lilás (2%), cassiterita e magnetita martitizada.

Incipientes processos de alteração estão registrados nessa rocha. O microclínio está sendo substituído por albita nas bordas. Uma mica fina de composição fengítica forma-se pela desestabilização da albita pré-existente.

O granito sofreu uma silicificação inicial. O quartzo preenche golfos nos feldspatos e ocorre ainda sob a forma de agregados recristalizados ou neoformados.

Em geral, o quartzo apresenta-se com contatos serrilhados e extinção ondulante, o que indica que após ou concomitantemente ao processo de silicificação houve uma deformação pouco expressiva sobre essa rocha.

Uma intensa albitização atuou sobre o granito MG8A1, transformando-o em granito bastante albitizado

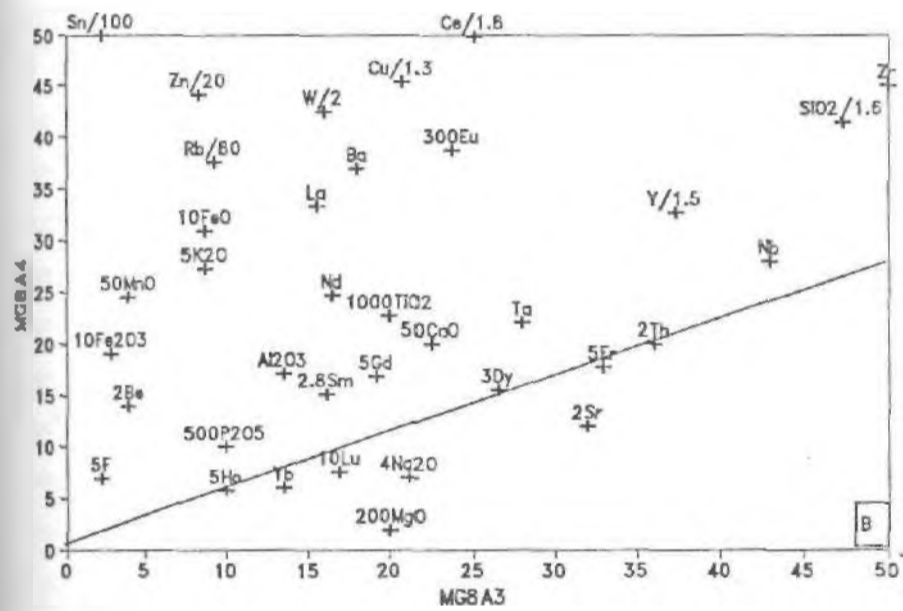
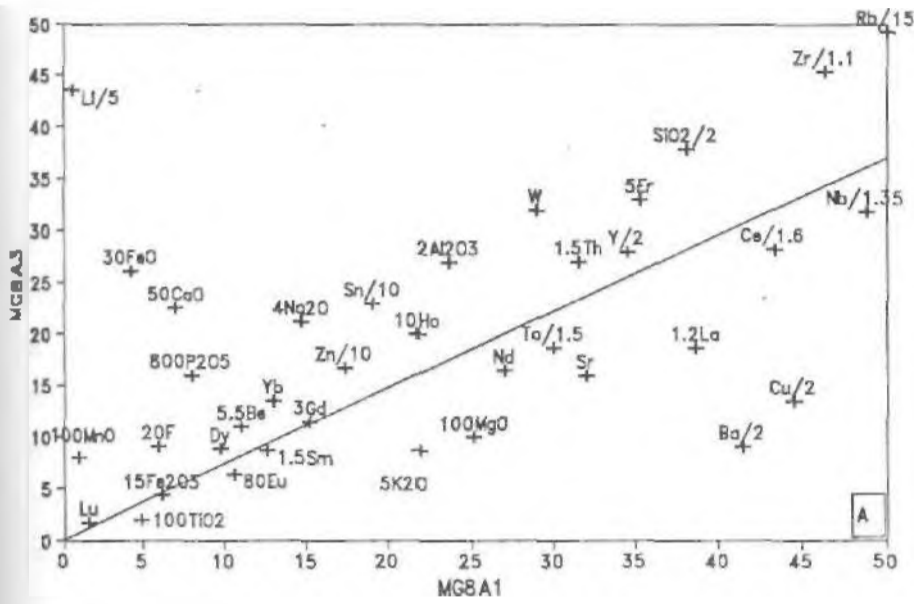


Fig. V.3 - Gráficos da rocha menos alterada versus o seu par mais alterado, segundo Grant (1986), para amostras do granito g2d estudadas, usando a isócona escolhida. A. par MG8A1-MG8A3; B. par MG8A3-MG8A4. Elementos maiores estão em % e os menores, em ppm.

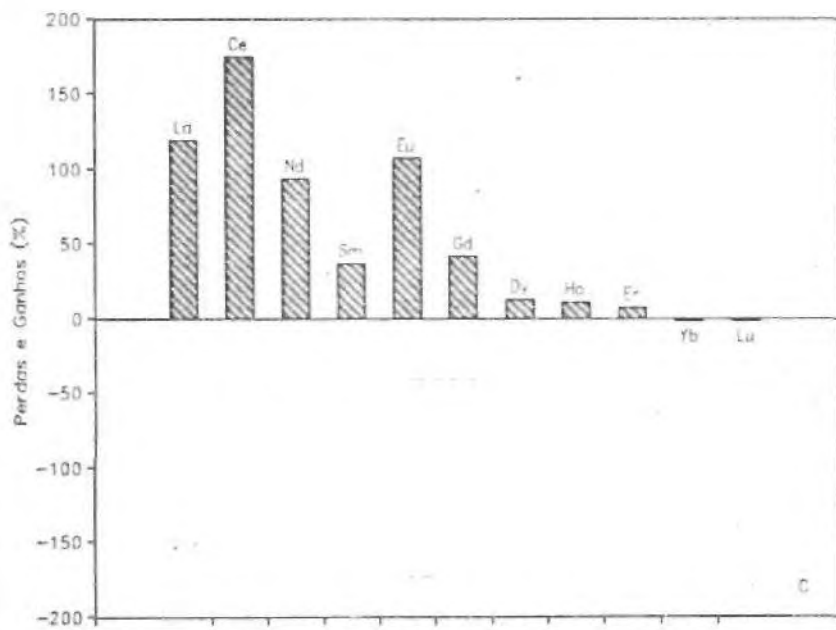
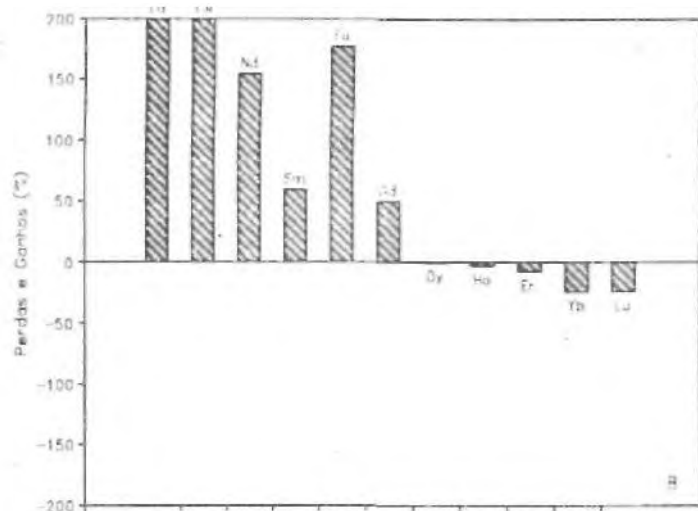
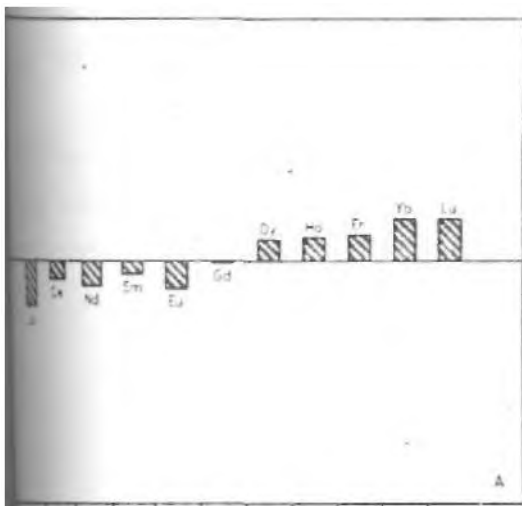


Figura V.5 - Diagramas de valores de perdas e ganhos de terras raras em relação aos seus teores na amostra menos transformada do par, calculados pelo método de Gresens (1967). A. par MG8A1-MG8A3; B. par MG8A3-MG8A4; C. par MG8A1-MG8A4.

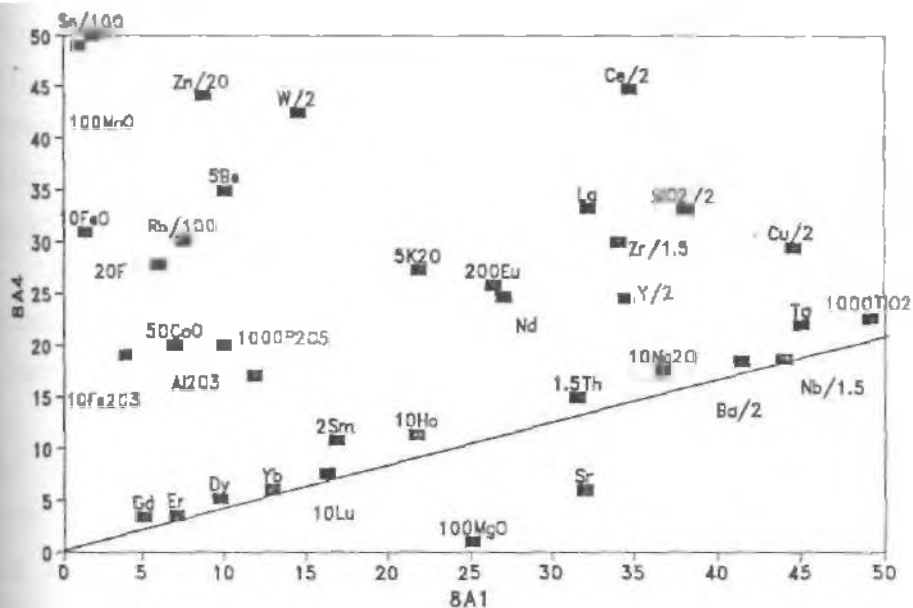


Figura V.3C - Gráfico de MG8A1 x MG8A4, mostrando a isóclona mais adequada, conforme a metodologia de Grant (1986). Os elementos maiores estão em % e os menores, em ppm.

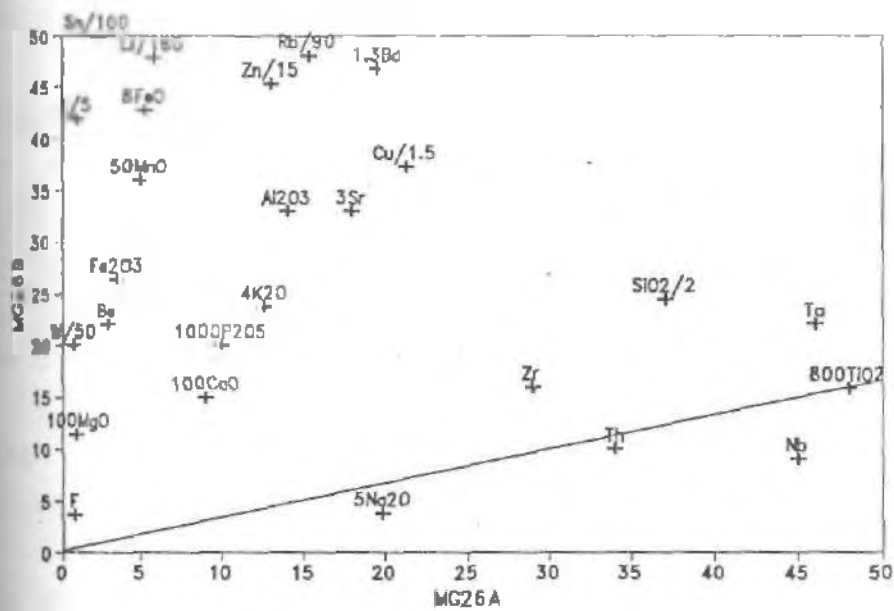


Figura V.4 - Gráfico do par de GAT estudado, par MG26A x MG26B, mostrando a isóclona mais adequada, conforme a metodologia de Grant (1986). Os elementos maiores estão em % e os menores, em ppm.

(MG8A2). Neste, aparecem malaquita e monazita para compor a mineralogia secundária da rocha. Quartzo e albita neoformados são os minerais principais da matriz da rocha. Uma fratura preenchida por mica completa o quadro de alteração.

A amostra MG8A2 não foi incluída nos estudos de mobilidade de elementos desenvolvidos neste trabalho, devido a não haver dados químicos da mesma.

O granito róseo albitizado (MG8A2) grada para um granito branco onde o processo de greisenização parece superior ao de albitização (MG8A3). A quantidade de mica chega a 10% da rocha e um cristal de zircão euédrico ocorre inclusivamente.

A albitização e a transformação para mica atingem granito o microclínio como a albita precoce. O quartzo neoformado ocorre como agregados, juntamente com albita, feldspato potássico neoformado e mica.

Também nesta rocha, os vestígios de deformação restringem-se a grãos de quartzo com extinção ondulante, em pequena quantidade. As lamelas de mica não possuem uma orientação bem marcada. Tais fatos são evidências de que ~~ess~~ rochas formaram-se por alteração hidrotermal e não como consequência do cisalhamento que ocorreu na região durante o Evento Brasileiro:

A monazita tem caráter tardio e associa-se à fluorita lilás, que contém inclusões de minerais radioativos, e à albita secundária.

O último estágio de transformação por que passou o granito g2d na cata 8 é representado pela amostra MG8A4, a qual é um greisen verde constituído de mica fengítica (75%), além de quartzo, relictos de feldspato e albita, fluorita, hidróxidos de ferro e monazita.

- Granito à albita e topázio

A amostragem do granito à albita e topázio (GAT) e greisen formado a partir dele realizou-se na cata 26.

A amostra 26A representa um milonito do granito à albita e topázio já um pouco transformado. Constitui-se de quartzo, microclínio micropertítico, albita, mica com composição de fengita litinífera, aproximadamente 20% de topázio e traços de cassiterita.

O principal processo a que a rocha foi submetida foi uma intensa milonitização, que resultou em forte orientação da mica, quebramento e estiramento do topázio, recristalização do quartzo, deformação e rotação dos feldspatos. Feições tipo sombra de pressão e estruturas s-c são comuns.

Essa intensa milonitização reforça a idéia de que o processo de cisalhamento que atuou na área foi posterior à implantação da mineralogia presente nessas rochas e não o responsável pela sua constituição.

A passagem do GAT para o greisen à zinnwaldita (MG26B) é presenciada nas paredes da cata 26. A amostra 26B é predominantemente constituída de zinnwaldita (50%), além de quartzo, topázio e cassiterita, esta chegando a 10% da rocha. Muito localizadamente ocorre relicto de microclínio sendo substituído por mica e, em quantidade mínima, por

A mica está fortemente orientada e o topázio caracteriza-se por sua riqueza em inclusões fluidas e por conter inclusão de topázio euédrico.

V.3.4 - Resultados

A seguir serão apresentados os resultados do estudo de mobilidade de elementos em rocha obtidos para os pontos MG8A1-MG8A3, MG8A3-MG8A4 e MG8A1-MG8A4, representando

a alteração do granito g2d na cata 8A, e MG26A-MG26B, correspondente à transformação do granito à albita e topázio a cata 26 .

Para as análises dos resultados, os elementos serão divididos em maiores, traços (excluídas as terras raras) e, para o granito g2d , terras raras.

V.3.4.1 - Granito g2d

A tabela V.3 mostra as perdas e ganhos de cada elemento, em relação ao seu teor na rocha menos transformada, para os pares MG8A1-MG8A3, MG8A3-MG8A4 e MG8A1-MG8A4 .

Os resultados obtidos pelos dois métodos empregados são praticamente idênticos para os pares MG8A1-MG8A3 e MG8A1-MG8A4. No primeiro caso, essa semelhança deve-se ao fato de a escolha da isócona para aquele par ter-se baseado nos dados extraídos da aplicação da equação de Gresens (1967)

Para o par MG8A1-MG8A4, a quase total coincidência dos resultados foi ocasional e é consequência da existência de vários elementos com comportamento quase imóvel para esse par, facilitando sobremaneira a escolha de parâmetros acertados. Tal resultado mostra a validade dos métodos empregados, em especial quando se podem utilizar vários elementos para balizar a escolha da isócona e do fator de volume a serem empregados nos cálculos de perdas e ganhos de elementos. Deve-se -ressaltar, entretanto, que alguns elementos que mostraram ser imóveis quando apenas as duas rochas extremas foram consideradas (MG8A1 e MG8A4) foram móveis ao longo do processo, como será visto adiante.

Em relação ao par MG8A3-MG8A4, os resultados da utilização dos dois métodos foram um pouco discrepantes entre si, o que pode dever-se a pequenas divergências nos parâmetros escolhidos para a obtenção dos valores de perdas e ganhos de elementos.

V.3.4.1.1- Elementos maiores

Todos os elementos maiores analisados foram móveis em pelo menos uma etapa do processo de alteração do granito

A tabela V.3 mostra que houve uma silicificação crescente durante a alteração do granito g2d, sendo o aumento total de SiO_2 superior a 80%.

A primeira fase da alteração provocou uma diminuição de TiO_2 na rocha (par MG8A1-MG8A3). Em seguida, houve um acréscimo muito grande de TiO_2 (MG8A3-MG8A4). Esse comportamento diferenciado do TiO_2 mostra que o estudo do par MG8A1-MG8A4 isoladamente poderia induzir a uma conclusão equivocada a respeito do comportamento do TiO_2 durante a alteração do granito g2d, de quase imobilidade.

O MgO foi retirado das rochas em grande quantidade ao longo do processo, o que demonstra a grande mobilidade desse componente neste caso,

O MnO e o P_2O_5 foram introduzidos nas rochas durante o processo de transformação do granito g2d em greisen, sendo que o MnO está entre os componentes mais móveis em todo o processo de alteração sofrido pelo granito

O CaO sofreu um forte acréscimo na passagem do granito g2d para o granito g2d greisenizado (MG8A1-MG8A3) e um acréscimo um pouco menor na formação do greisen à fengita (MG8A3-MG8A4). Esse aumento inusitado em CaO pode estar relacionado ao processo de albitização que ocorreu nessas rochas, quando da intrusão do GAT.

O Na_2O aumentou durante a transformação do granito g2d para o granito g2d greisenizado (MG8A1-MG8A3), o que ainda é reflexo da intensa albitização que envolveu a formação da amostra MG8A2. Na passagem do granito greisenizado para o greisen à fengita (MG8A3-MG8A4), houve perda de sódio. O aumento inicial de Na_2O seguido de diminuição mostram que a greisenização da rocha seguiu uma

albitização anterior ou que a albitização pode ter ocorrido como frentes, concomitantes ou posteriores à greisenização.

O decréscimo final de Na_2O foi inferior ao seu aumento inicial, o que fez com que o par MG8A1-MG8A4 apresentasse um aparente ganho de sódio após a alteração.

entretanto, como esse ganho é muito pequeno, caso não fosse conhecido o comportamento do sódio nos estágios intermediários da alteração do granito g2d, os resultados do par MG8A1-MG8A4 induziriam à afirmação de que o Na_2O foi praticamente imóvel na transformação do granito g2d em greisen à fengita (tabela V.3).

Em consonância com o que foi discutido no parágrafo anterior, o K_2O diminuiu na transformação inicial do granito g2d (MG8A1-MG8A3) e aumentou durante a alteração do granito greisenizado para o greisen à fengita (MG8A3-MG8A4), fazendo com que o balanço final da greisenização do granito g2d represente um ganho de potássio (MG8A1-MG8A4; (Tabela V.3).

O granito teve um ganho inicial de Al_2O_3 para transformar-se em granito greisenizado e um acréscimo ainda maior para a formação do greisen à fengita, o que reflete o aumento da quantidade de mica durante o metassomatismo.

O Fe_2O_3 foi praticamente imóvel durante a alteração inicial do granito g2d, tendo a rocha sofrido apenas uma pequena perda de Fe_2O_3 (tabela V.3). Na passagem do granito g2d greisenizado para o greisen à fengita (par MG8A3-MG8A4), houve um aumento muito acentuado de Fe_2O_3 (mais de 10 vezes a sua quantidade em MG8A3), o que pode ser resultado das condições oxidantes do processo.

O FeO foi incorporado à rocha em grandes quantidades durante a alteração do granito g2d, o que se deve à grande predominância de Fe^{2+} sobre Fe^{3+} na estrutura da fengita.

V.3.4.1.2 - Elementos-traço

-Th, Ta, Nb, Y e Zr

Dentre os elementos menores, excluindo-se as ~~teras~~ raras, o Th foi o componente mais imóvel, tendo registrado um pequeno aumento inicial e uma ligeira queda no final da alteração do granito g2d (tabela V.1) .

O Ta apresentou mobilidade durante a alteração do granito g2d na cata 8A. O granito sofreu um empobrecimento inicial de Ta seguido de enriquecimento. Analisando-se ~~apenas~~ os dois extremos, o granito e o greisen (par MG8A1-MG8A4), tem-se a falsa idéia de ter havido somente um ~~pequeno~~ enriquecimento no elemento em todo o processo, tendo ~~lado~~ o Ta praticamente imóvel.

O Nb comportou-se como elemento pouco móvel. Na ~~passagem~~ do fácies g2d para o granito greisenizado, houve etapa ~~perda~~ de aproximadamente 15% do Nb original, enquanto na ~~etapa~~ seguinte (MG8A3-MG8A4) houve enriquecimento em Nb. A ~~análise~~ do par MG8A1-MG8A4 é semelhante à descrita para o

O Zr registrou uma elevação crescente durante o hidrotermalismo. Entretanto, a existência de zircão primário ~~sito~~ bem preservado nessas rochas atesta o caráter imóvel do Zr contido no zircão. Existe, assim, a possibilidade de ~~e~~ o Zr incorporado à rocha tenha-se alojado em outro ~~mineral~~, ou de que tenha havido problema analítico na determinação do Zr.

O Y foi praticamente imóvel durante a transformação do g2d para o granito greisenizado e bastante móvel durante a transformação final do granito em greisen (MG8A3-MG8A4) , aumentando no sentido do greisen. Este comportamento é condizente com a presença de minerais de Y hidratados em amostras de greisen à fengita coletadas em outros pontos da área estudada, como a amostra MG7A3 .

- Zn, Li, Be, Rb, F, Sn e W

Conforme o esperado nesse tipo de alteração hidrotermal, o granito g2d sofreu grande enriquecimento em Li, Rb, Sn, W, Zn, Be e F (tabela V.3). Com exceção do Li, em função de seu comportamento somente ser conhecido para o par MG8A1-MG8A3, o enriquecimento nesses elementos foi muito mais acentuado na fase final da greisenização do granito g2d o ganho nesses elementos foi inferior a 50% na primeira etapa da alteração e superior a 350% na etapa final (MG8A3-MG8A4), tendo chegado a 3500% para o Sn.

- Cu, Sr e Ba

O Cu comportou-se de maneira bastante móvel durante o processo, havendo uma diminuição inicial de Cu seguida de um acentuado aumento (tabela V.3).

O granito g2d perdeu Sr durante a sua transformação em greisen, o que é compatível com o fato de o Sr ter saído da estrutura dos feldspatos desestabilizados durante a alteração hidrotermal.

A observação das perdas e ganhos de Ba para os pares MG8A1-MG8A3 e MG8A3-MG8A4 (tabela V.3) leva à conclusão de que o Ba saiu do sistema na primeira fase da alteração e, em seguida, foi a ele incorporado em grandes quantidades. Essa incorporação de Ba deve-se provavelmente à sua entrada na estrutura da fengita, em função da fácil substituição de K por Ba.

V.3.4.1.3 - Terras raras

Com base nos resultados apresentados na tabela V.3 na figura V.5, algumas conclusões podem ser obtidas acerca do comportamento geoquímico apresentado pelas terras raras durante a alteração do granito g2d:

i) a mobilidade das terras raras foi baixa na transformação do granito g2d em granito greisenizado, sendo o La, Yb e Lu os elementos mais móveis, não ultrapassando entretanto 37% de variação em relação aos seus teores na amostra MG8A1 (figura V.5a) . A passagem do granito g2d greisenizado para greisen à fengita resultou em uma maior mobilidade das terras raras, a qual foi menor para as terras raras intermediárias-pesadas e pesadas (tabela V.3 e figura V.5b) ;

ii) a observação isolada do par MG8A1-MG8A4 leva à conclusão de que devido à formação de greisen à fengita a partir do granito g2d na cata 8A, as terras raras foram incorporadas ao sistema, muito acentuadamente no caso das terras raras leves e para o Eu e em quantidades em geral decrescentes até o Er, o qual foi praticamente imóvel, juntamente com o Yb e o Lu;

iii) as terras raras leves (La ao Nd) apresentaram grande mobilidade ao longo do processo. Houve pequena perda desses elementos no estágio inicial da alteração e um ganho expressivo na etapa subsequente (MG8A3-MG8A4) , o que resultou em um padrão de ganho para o par MG8A1-MG8A4 . O Ce teve um comportamento discrepante daqueles apresentados pelo La e Nd. A perda em Ce na primeira etapa foi muito menor que as registradas para La e Nd e o seu aumento na etapa seguinte foi equivalente ao ganho em La, quando o esperado, pelos dados de La e Sm, era um comportamento decrescente do La para o Sm. Esse comportamento do Ce pode dever-se a problema analítico ou a uma mobilidade realmente diferenciada do Ce em relação às demais terras raras durante a passagem do granito para greisen;

iv) as terras raras intermediárias-leves (Sm e Eu) foram retiradas do sistema na primeira etapa da alteração do granito g2d (par MG8A1-MG8A3) e adicionadas em grandes proporções na formação do greisen à fengita;

v) o Gd foi praticamente imóvel durante a transformação de MG8A1 em MG8A3 e acrescido ao sistema em grande quantidade em torno de 50% em relação ao seu teor em MG8A3) na etapa seguinte ;

vi) as terras raras intermediárias-pesadas (Dy e Ho) e o Er foram menos móveis durante a greisenização do fácies g2d. Elas foram inicialmente adicionadas à rocha, em proporções inferiores a 20%, em média, e comportaram-se de maneira praticamente imóvel na fase final do processo;

vii) o Yb e o Lu tiveram comportamento idêntico, tendo havido um ganho inicial naqueles elementos seguido de uma perda menor, o que resultou em valores de perdas e ganhos praticamente nulos para o par MG8A1-MG8A4 (tabela V.3 e figura V.5) .

V.3.4.2 - Granito à albita e topázio

Os valores de perdas e ganhos para o par MG26A-MG26B calculados pelo método de Gresens (1967) foram obtidos após a escolha de um fator de volume de 2.1415, o que significa que para a transformação do granito à albita e topázio em greisen a rocha sofreu um aumento de volume superior a 100%. A ausência dos dados de elementos terras raras comprometeu uma escolha mais precisa do fator de volume (fV) e, conseqüentemente, de um padrão de perdas e ganhos ainda mais significativo.

Para a aplicação da equação de Grant (1986) na determinação das perdas e ganhos de componentes, foram utilizados os resultados obtidos através de Gresens (19.67) , em virtude da pequena quantidade de elementos que pudessem delinear a *isócona* e da ausência de dados de terras raras do

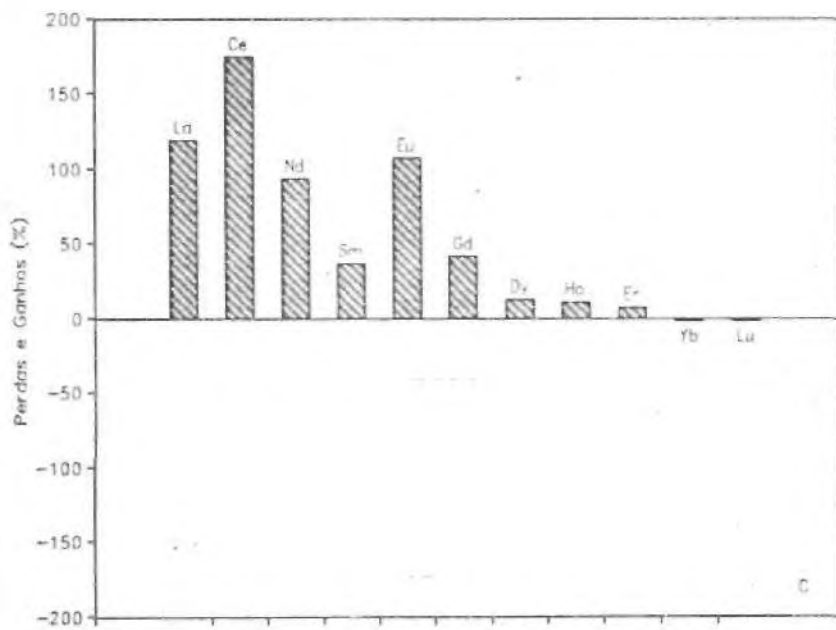
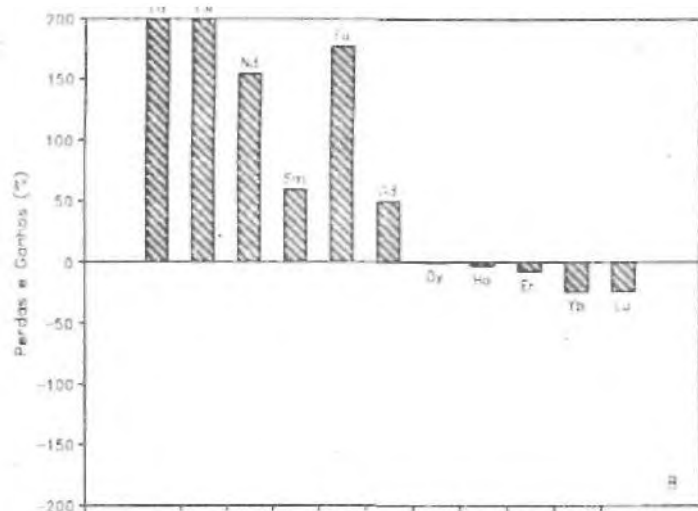
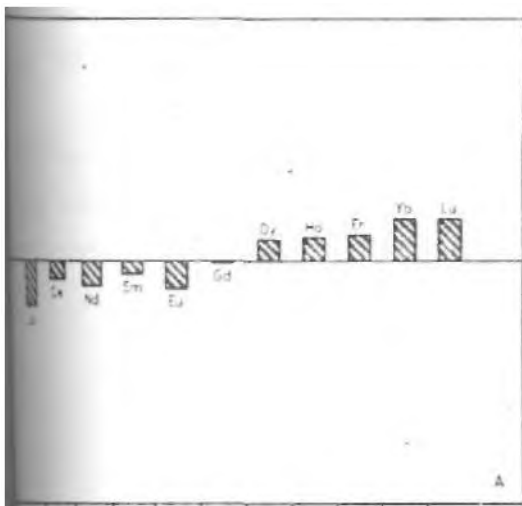


Figura V.5 - Diagramas de valores de perdas e ganhos de terras raras em relação aos seus teores na amostra menos transformada do par, calculados pelo método de Gresens (1967). A. par MG8A1-MG8A3; B. par MG8A3-MG8A4; C. par MG8A1-MG8A4.

par MG26A-MG26B. Em razão desse fato, os dados obtidos pelos dois métodos são coincidentes.

A seguir, será feita uma divisão dos elementos em maiores e traços para a apresentação dos resultados. O F será abordado juntamente com os elementos-traço devido ao seu comportamento ser semelhante ao de Zn, Li, Rb e Be.

V.3.4.2.2 - Elementos maiores

Em geral, os elementos maiores foram incorporados ao sistema durante a greisenização do GAT representado pela amostra MG2 6B (tabela V.3).

O TiO_2 foi o componente menos móvel dentre os analisados, tendo aproximadamente 10% de TiO_2 sido extraído do sistema.

Fe_2O_3 , FeO , MnO e MgO foram incorporados em grandes quantidades durante o processo, em proporções superiores a 1750%. O Al_2O_3 , o CaO , K_2O e P_2O_5 foram também adicionados, em quantidades que variam de 300 a 500% em relação aos seus teores na amostra MG2 6A.

O sistema teve um ganho de aproximadamente 70% de

Os aumentos de Al_2O_3 , K_2O e FeO estão diretamente relacionados ao processo de greisenização que atuou sobre o GAT, com formação de zinnwaldita.

A alteração do granito implicou em um incremento de Fe_2O_3 inferior ao de FeO , o que é explicado pela presença de Fe^{2+} em detrimento de Fe^{3+} na estrutura da zinnwaldita.

O Na_2O foi retirado do granito à albita e topázio durante a greisenização, o que é completamente previsível em tal processo.

1.3.4.2.2 - Elementos-traço

- Th, Ta, Nb, Y e Zr

O Th, Ta, Nb, Y e Zr tiveram mobilidades diferenciadas durante a formação do greisen à zinnwaldita (tabela V.3). Entre esses, o Th e o Ta foram os elementos menos móveis, tendo havido extração de 22% de Th do sistema e incorporação de 25% de Ta.

Cerca de 45% do Nb existente na amostra MG26A foi subtraído durante a formação do greisen, enquanto a mesma quantidade de Zr foi adicionada ao sistema (tabela V.3). À semelhança das observações feitas para o granito g2d, esse comportamento do Zr não está de acordo com a existência de zircão magmático nessas rochas.

O acréscimo de Y foi superior a 10.000%, o que demonstra a grande mobilidade do Y na Zona Greisenizada

- F, Zn, Be, Rb, Li, Sn e W

Conforme observa-se na na tabela V.3, o processo de alteração proporcionou ganhos expressivos em F, Zn, Be, Li, Rb, Sn e W, em especial em Sn e W. O acréscimo nesses elementos está diretamente relacionado ao processo de greisenização que sofreu o GAT.

- Cu, Ba e Sr

A tabela V.3 registra acréscimos entre 300 e 500% em Cu, Ba e Sr. O aumento em Ba pode ser entendido pela sua entrada na estrutura das micas e o acréscimo inusitado de Sr, juntamente com o de CaO, pode dever-se à possível incorporação de Sr do granito do Complexo Granito-Gnáissico, encaixante dos granitos da ZGP, o qual está geograficamente máximo à cata 26.

V.3.5 - Discussão e conclusões

V.3.5.1 - Comparação entre os dois métodos utilizados para a avaliação da mobilidade de elementos

Através da análise dos resultados obtidos para mobilidade de elementos devido à alteração dos granitos g2d e à albite e topázio, constata-se que os resultados obtidos pelos dois métodos são muito semelhantes, considerando-se os mesmos elementos imóveis para os cálculos de perdas e ganhos, conforme o esperado, visto que o método de Grant (1986) corresponde à reformulação matemática da equação de Gresens (1967) .

Comparando-se os resultados extraídos da aplicação dos dois métodos com as observações petrográficas e, seqüentemente, com os resultados esperados tendo em vista modificações petrográficas ocorridas nas amostras estudadas, conclui-se que os valores de perdas e ganhos obtidos com as fórmulas desenvolvidas por Gresens (1967) e Grant (1986) são muito coerentes entre si e com os processos [alteração hidrotermal que ocorreram na porção norte da ofítica do Maciço Mangabeira.

V.3.5.2 - Análise comparativa dos resultados obtidos para os diferentes tipos de granitos estudados

Os valores de perdas e ganhos calculados para o GAT e granito g2d mostram que quase a totalidade dos elementos analisados simultaneamente para os dois tipos petrográficos comportou-se de maneira semelhante, variando apenas na quantidade de material transportado (tabela V.3) .

Apesar das pequenas discrepâncias que ocorreram entre os elementos móveis dos granitos estudados, o comportamento geral dos elementos foi condizente com os

processos de greisenização, albitização e silicificação que atuaram na área.

Nos dois tipos de rocha, sua alteração provocou acentuado aumento de FeO, MnO, F, Zn, Li, Rb, Be, Sn e W. Houve enriquecimento em SiO₂, Al₂O₃, K₂O, Fe₂O₃, P₂O₅, CaO, Q, Y, Zr; e empobrecimento em Na₂O e Nb.

O TiO₂, Ta e Th foram, pouco móveis durante a transformação dos granitos.

Algumas diferenças de comportamento de elementos durante a alteração hidrotermal dos granitos devem ser destacadas. O Th, que mostrou-se praticamente imóvel na alteração do granito g2d, sofreu uma diminuição de 22% durante a alteração do GAT.

O MgO foi retirado do sistema durante a alteração do granito g2d e adicionado em grandes quantidades na formação do greisen à zinnwaldita.

O Sr foi retirado do sistema no caso da alteração do granito g2d e adicionado ao granito à albita e topázio durante a sua alteração. Esse acréscimo inusitado do Sr pode ser consequência da influência do granito encaixante, do complexo Granito-Gnáissico, rico em Sr, sobre o GAT da cata 26. situada próxima ao contato com o embasamento.

O granito g2d sofreu perda inicial de Ba, seguida de adição, enquanto na alteração do granito à albita e topázio houve ganho de Ba.

A retirada inicial do Ba do g2d deve estar relacionada ao início da quebra do feldspato potássico. A sua incorporação nos estágios de formação de greisen deve-se provavelmente à substituição de K por Ba nas estruturas das micas.

As análises de mobilidade de elementos efetuadas neste trabalho restringem-se às amostras estudadas, mais globalmente, às catas de onde foram retiradas. Não obstante, devido à grande semelhança entre os resultados apresentados para amostras coletadas em diferentes locais, pode-se supor que o comportamento geral dos elementos na

greisenização do granito g2d e do GAT em toda a Zona Greisenizada Principal do Maciço Mangabeira tenha sido o aqui apresentado.

V.3.5.3 - Avaliação do comportamento de elementos comumente usados em petrogênese

Alguns elementos são normalmente considerados imóveis e por este motivo utilizados em estudos petrogenéticos e/ou para determinação de ambientes tectônicos. São os elementos de elevado potencial iônico, ou seja, Zr, Ti, Th, Nb, Y, Ta, Hf, Sc e terras raras.

No presente trabalho, ressaltando-se os problemas analíticos que possam ter ocorrido, dentre os elementos analisados, o Ti, Th, Ta e algumas terras raras foram relativamente pouco móveis, os demais tendo sofrido transporte em menor ou maior grau.

A grande mobilidade apresentada pelo Y é ratificada pela existência de agardita, um arseniato hidratado de Cu e Y, na área do trabalho (MG7A3).

O Ta mostrou ser um elemento que pode ser móvel em baixas proporções, ao passo que o Nb pode ter uma mobilidade mais acentuada.

A possibilidade de o Zr ser móvel foi salientada por Alderton et al. (1980), que mostraram que em soluções ricas em flúor (como parece ter sido o caso das soluções responsáveis pela alteração dos granitos na porção norte da ~~após~~ do Granito Mangabeira), o Zr forma complexos de ZrF_6^{2-} o que aumenta consideravelmente sua mobilidade.

Em vista dos resultados aqui apresentados, recomenda-se que em áreas onde processos tardi/pós-magmáticos tenham atuado, a utilização de elementos normalmente considerados imóveis deve ser precedida de estudos de mobilidade de elementos, para que não ocorram interpretações equivocadas.

V.3.5.4 - Mobilidade das terras raras

Os resultados de perdas e ganhos de terras raras durante a greisenização do granito g2d expressos nas figuras V.5A, V.5B e V.5C demonstram que as terras raras leves, as intermediárias-leves, o Yb e o Lu tiveram acentuada mobilidade durante o processo de alteração, enquanto o Dy, Ho e Er comportaram-se como elementos pouco móveis. O Gd foi praticamente imóvel na primeira etapa da transformação do granito g2d e bastante móvel quando da formação do greisen à fengita.

Observando-se apenas as duas fases extremas do processo de alteração do granito g2d, par MG8A1-MG8A4, pode-se concluir que a mobilidade das terras raras foi praticamente decrescente com o aumento do seu peso atômico, existindo apenas um ganho anômalo de Ce e Eu (tabela V.3 e figura V.5C).

A mobilidade das terras raras tem sido abordada em diversos trabalhos, realizados em rochas que sofreram alteração supergênica (Nesbitt, 1979), percolação pela água do mar (Ludden & Thompson, 1979), alteração hidrotermal (Campbell et al., 1984; Ludden et al., 1982; Ludden et al. 1984, Exley, 1980; MacLean, 1988; Alderton et al., 1980), metamorfismo (Hellman et al., 1979) ou outro tipo de processo que possa ter provocado o transporte daqueles elementos da rocha original (McLennan & Taylor, 1979).

Os padrões de terras raras das amostras MG8A1, MG8A3 e MG8A4 foram plotados para a melhor visualização do seu comportamento durante a alteração hidrotermal, do granito g2d (figura V.6).

Apesar da grande semelhança entre os padrões, nota-se que o granito g2d greisenizado (MG8A3) é mais pobre em terras raras leves que o granito g2d (MG8A1) enquanto o greisen à fengita (MG8A4) tem teores de terras raras leves e médias superiores aos do granito. Os valores de terras raras

pesadas da amostra MG8A3 são praticamente idênticos aos do granito e muito superiores aos do greisen. Essas semelhanças e diferenças estão provavelmente relacionadas a variações de volume das rochas como consequência da alteração (MacLean, 1988).

Outro ponto a ser ressaltado é o fato de as amostras MG8A3 e MG8A4 apresentarem anomalia positiva de Ce, enquanto o granito g2d não apresenta qualquer anomalia de

Ludden & Thompson (1979) explicaram o desvio do Ce de um perfil de terras raras suave durante processos de alteração em basaltos de fundo oceânico argumentando que o Ce, em ambientes oxidantes, está normalmente presente como Ce^{4+} . A água do mar mostra um forte empobrecimento em Ce, atribuído à oxidação do Ce para Ce^{4+} e seu subsequente Sfracionamento da água do mar, em particular para a formação de depósitos ferromagnesianos. A oxidação do Ce explicaria assim as anomalias negativas de Ce que ocorrem em rochas percoladas pela água do mar e as anomalias positivas refletiriam o fracionamento de Ce^{4+} da água do mar para a formação de componentes ferromagnesianos nos basaltos alterados.

Helmann et al. (1979) explicam algumas anomalias negativas de Ce em terrenos afetados por metamorfismo de soterramento através da incorporação de terras raras pela água do mar. O Ce aumentaria proporcionalmente „ à sua abundância na água do mar, que é pequena. Consequentemente, o Ce não teria sofrido empobrecimento preferencial, mas um menor enriquecimento, comparativamente às outras terras raras. Uma outra maneira de gerar anomalia negativa de Ce seria a lixiviação preferencial de Ce da rocha para a formação de um complexo de Ce^{4+} .

Apesar de as amostras estudadas no presente trabalho não se enquadrarem nas situações expostas acima, esses exemplos servem para demonstrar que o comportamento anômalo do Ce em comparação com as outras terras raras

(tabela V.3; figuras V.5 e V.6) também foi descrito em outras localidades, onde - foi atribuído a processos secundários e não a erros analíticos.

A figura V.6 ressaltava a anomalia positiva de Yb nas três amostras estudadas. Essa anomalia, por ser sistemática, pode dar-se devido ao fracionamento de Yb do magma durante a formação do granito ou por problemas analíticos. Com os dados existentes no momento não é possível a solução de tal questão. Apesar de as rochas apresentarem anomalia positiva de Yb, os estudos de mobilidade de terras raras mostraram que não houve mobilidade anômala do Yb em relação a seus pares, tendo o Yb apresentado mobilidade elevada, mas idêntica à do Lu (tabela V.3 e figura V.5).

Conforme observado anteriormente, as terras raras leves experimentaram uma elevada mobilidade durante o processo, sendo que a maior mobilidade dentre todas as terras raras foi a do La. Hellman et al. (1979) interpretam o enriquecimento preferencial em La como um simples reflexo do maior enriquecimento das terras raras leves. Os autores salientam, todavia, que podem haver casos em que o La pode ser enriquecido por fatores não previsíveis para o enriquecimento de Nd e Sm nas mesmas amostras, o que não parece ser o caso das amostras estudadas neste trabalho.

O Eu apresentou uma mobilidade muito elevada na segunda fase da alteração do granito g2d (par MG8A3--MG8A4), inferior apenas à mobilidade das terras raras leves, o que está quase completamente de acordo com Campbell et al.

Para aqueles autores, o Eu^{2+} é mais móvel que as terras raras trivalentes. Dois fatos contribuiriam para isso. O primeiro se refere à hospedagem do Eu^{2+} nos feldspatos, os quais desestabilizam-se facilmente durante a alteração, deixando o Eu^{2+} altamente susceptível ao transporte. O segundo é a premissa de que íons com carga pequena são geralmente mais móveis que os de carga elevada,

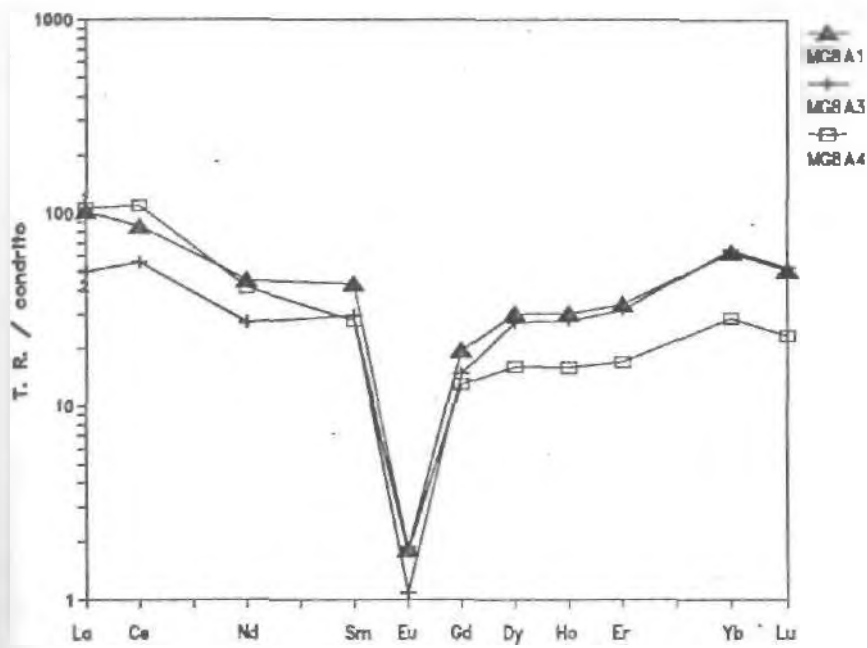


Fig. V.6 - Padrões de terras raras para o granito g2d e suas fácies diferenciadas. Normalização feita a Boynton (1984).

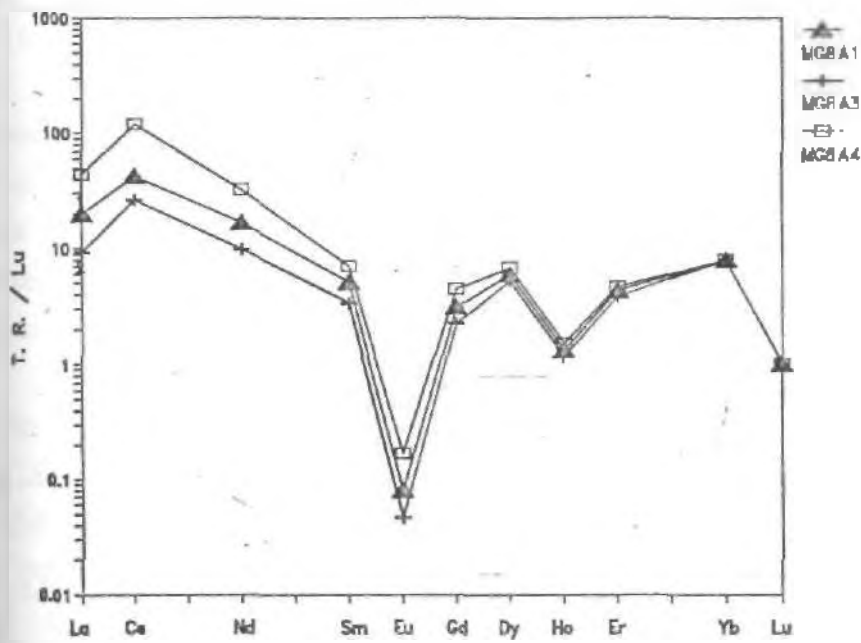


Fig. V.7 - Valores de terras raras para o granito g2d e suas fácies diferenciadas normalizados a Lu.

V.3.5.4.1 - Mecanismos de transporte das terras raras

A mobilidade das terras raras, em condições diversas, é normalmente explicada pela formação de complexos solúveis, como carbonatos, sulfatos, cloretos, fluoretos, fosfatos, hidróxidos (MacLennan & Taylor, 1979; Nesbitt, 1979; Alderton et al., 1980; Humphris, 1984; Flynn & Burnham, 1978) ou como íons livres (Nesbitt, 1979). Entretanto, estudos experimentais sobre esses complexos foram pouco efetuados, principalmente no que tange alteração hidrotermal de granitos.

A mineralogia presente nas rochas da Zona Greisenizada Principal do Maciço Mangabeira - topázio, fluorita e micas ricas em flúor - e os altos teores de F ~~nessas~~ rochas (anexo 2) indicam que o flúor foi uma fase importante nos fluidos que atuaram sobre aquelas rochas.

Estudos experimentais em alteração hidrotermal de granitos ricos em flúor do sudoeste da Inglaterra demonstram que as terras raras formam complexos estáveis em fluidos ricos em Cl e F (Alderton et al., 1980). Naqueles ricos ~~apenas~~ em Cl, as fases minerais que normalmente contêm as terras raras, juntamente com Ti, Zr e P, permanecem estáveis, ao passo que elas desestabilizam-se em soluções ricas em F, fazendo com que se tornem móveis.. Os autores salientam que os complexos com hidróxidos podem ter a mesma ordem de estabilidade dos complexos fluoretados, mas são menos prováveis de terem importância nas soluções responsáveis pela alteração de granitos.

Com base nos conhecimentos atuais sobre mobilidade de terras raras, sugere-se que na Zona Greisenizada Principal do Maciço Mangabeira ela está relacionada à complexação das terras raras com o F..

A monazita é um mineral provavelmente metassomático nas rochas da Zona Greisenizada Principal, e ~~ocorre~~ em maiores quantidades nos greisens, o que pode estar relacionado à atividade do F na mobilização das terras raras,

conforme salientado por Alderton et al. (1980). Entretanto, devido a não terem sido realizadas análises químicas das tonazitas, não se pode proceder a uma discussão a respeito do comportamento das terras raras das monazitas da ZGP.

V.3.5.5 - Caracterização do metassomatismo que atuou na ZGP

O granito g2d e o granito à albita e topázio (GAT) que afloram na ZGP do Maciço Mangabeira foram afetados por esses de metassomatismo significativos, responsáveis pela formação de diferentes tipos petrográficos: granito g2d albitizado, granito g2d greisenizado, greisen do granito g2d e greisens do GAT. O processo de albitização incidiu somente sobre o granito g2d e pode ser interpretado como resultante da influência da intrusão do GAT, rico em Na_2O , no granito g2d.

Os produtos finais da greisenização do GAT e do granito g2d são greisens monominerálicos à zinnwaldita e à fengita, respectivamente. Quimicamente, em relação aos granitos que lhes deram origem, os greisens são em geral mais enriquecidos em K_2O , SiO_2 , Al_2O_3 , Zn, Rb, $\text{FeO}(t)$, Li, SnFeW, e mais empobrecidos em Na_2O .

Shcherba (1970) definiu a greisenização como uma taxa transformação pós-magmática de alta temperatura (500 - 300°C) sob a influência de soluções ácidas residuais, ricas em sílica e voláteis (F, Cl, H_2O), conectadas com intrusões graníticas rasas, as quais são a fonte das soluções.

Os principais minerais descritos em greisens de as aluminossilicatadas são quartzo, mica branca, fluorita, topázio e turmalina. Os feldspatos são relativamente raros. Os minerais de minério são wolframita, scheelita, cassiterita, molibdenita, berilo, helvita, zircão, monazita e columbita (Shcherba, 1970).

A greisenização imprime diversas modificações pinicas nas rochas., entre as quais destacam-se o enriquecimento em Li_2O , B, Rb, F, Sn, Mo, Be, e W e empobrecimento em Na_2O (Shcherba, 1970; Stempok, 1987) . durante o processo, podem ocorrer intercalações de alterações metassomáticas potássicas e sódicas. Também pode ~~haver~~ silicificação associada à greisenização de rochas, o que é presenciado nas rochas da Zona Greisenizada Principal

Na crosta terrestre, todas as trocas de matéria ou transportes químicos em uma escala superior à do grão ~~mineral~~ individual envolvem um tipo de magma ou uma fase fluida aquosa. Neste caso, as trocas ao nível da trama sólida, à exclusão dos fenômenos metamórficos de hidratação e de carbonatização/descarbonatização, são designadas pelo termo geral de metassomatismo (Fonteilles, 1978) .

Korzhinskii (1970) definiu dois tipos de metassomatismo - de difusão e de percolação.

No metassomatismo de difusão, a transferência de elementos químicos deve-se à existência de gradientes de potenciais químicos de um ou mais constituintes dentro de um fluido imóvel, resultantes do desequilíbrio químico entre duas rochas adjacentes.

No metassomatismo de percolação (ou de infiltração) , a fase fluida movimenta-se relativamente à trama sólida e impõe o seu potencial químico ao meio em que ela penetra, o que ocorre à medida que os constituintes da rocha tornam-se suficientemente solúveis na solução.

Por outro lado, os constituintes pouco solúveis tem sua concentração de equilíbrio determinada pela mineralogia da rocha percolada e não pela composição do

No metassomatismo de infiltração, durante as ~~relações~~ entre o fluido e a encaixante, as soluções tendem a se empobrecer em certos constituintes, que possuem um potencial químico inferior àquele que elas tendem a

imprimir, e a se enriquecer em outros, cujo potencial químico' é mais elevado dentro da rocha que na solução (Forteilles, 1978)

Dentre outras diferenças entre os dois tipos de metassomatismo, merecem destaque:

i) as zonas monominerálicas com composição constante se desenvolvem frequentemente de maneira predominante no metassomatismo de infiltração, jamais no metassomatismo de confusão (Forteilles, 1978) ;

ii) os minerais precipitados formados inteiramente a partir de constituintes da fase fluida se desenvolvem correntemente durante o metassomatismo de infiltração, o que reduz quase a zero o interesse econômico pelas colunas metassomáticas de difusão (Forteilles, 1978) .

Segundo Stemprok (1987), dependendo do canal contutor do fluido, os greisens podem ser diferenciados em pervasivos ou controlados por juntas, os quais normalmente acompanham sistemas de juntas regionais.

De acordo com as considerações teóricas aqui apresentadas, o processo de metassomatismo que predominou na ZGP foi uma greisenização de infiltração pervasiva. A transformação pós-magmática dos granitos deveu-se à atuação de um fluido residual, relacionado à intrusão do granito à albita e topázio (GAT) , rico em F, que não seguiu sistemas de fraturas regionais. O evento de cisalhamento que afetou as rochas da ZGP é claramente posterior à greisenização dos granitos, tendo atuado sobre todas as rochas da ZGP.

SEGUNDA PARTE

QUÍMICA DAS ROCHAS GRANÍTIICAS

4 - QUÍMICA DAS ROCHAS GRANÍTICAS

V.4.1 - Introdução

As rochas graníticas da porção central da Subprovíncia Estanífera do Paranã foram agrupadas em duas famílias por Botelho (1992), designadas g1 (constituída pelos granitos gla, glb e glc) e g2 (constituída pelos granitos g2a, g2b, g2c e g2d). Os fácies mais evoluídos foram denominados leucogranito (LGR) e granito à albita e topázio (GAT), os quais podem pertencer a qualquer uma das famílias. Entretanto, com base em dados químicos, Botelho (1992) sugeriu que o granito LGR pertença à família g1 e o GAT, à família g2.

As duas famílias são muito ricas em Fe, K, terras raras, Zr, Th, Rb, Y, Nb, Ga e Sn. As principais diferenças entre g1 e g2 estão resumidas na tabela V.4.

Em um diagrama MgO x TiO₂, as séries g1 e g2 são muito bem discriminadas (Figura V.8).

Na Zona Greisenizada Principal, afloram o granito g2d, o GAT, porções greisenizadas desses granitos, greisens, o LGR e uma rocha de origem desconhecida, denominada rocha à ~~quartzo~~ e topázio (RQT). Desse modo, as rochas estudadas neste trabalho se enquadram entre os termos mais diferenciados da série g2, e possivelmente da série g1, no caso do LGR.

Essas rochas foram ainda submetidas a processos metassomáticos tardi/pós-magmáticos, provocando a mobilização de vários elementos, estudada no item V.3. Posteriormente, provavelmente durante o Ciclo Brasileiro, as rochas foram submetidas a eventos de deformação e metamorfismo.

Em vista do exposto, o tratamento das análises químicas das rochas da ZGP não poderá seguir uma abordagem clássica, ou seja, não serão empregados diagramas que se

utilizam de índices de diferenciação, nem tampouco aqueles tradicionalmente aplicados em estudos petrogenéticos.

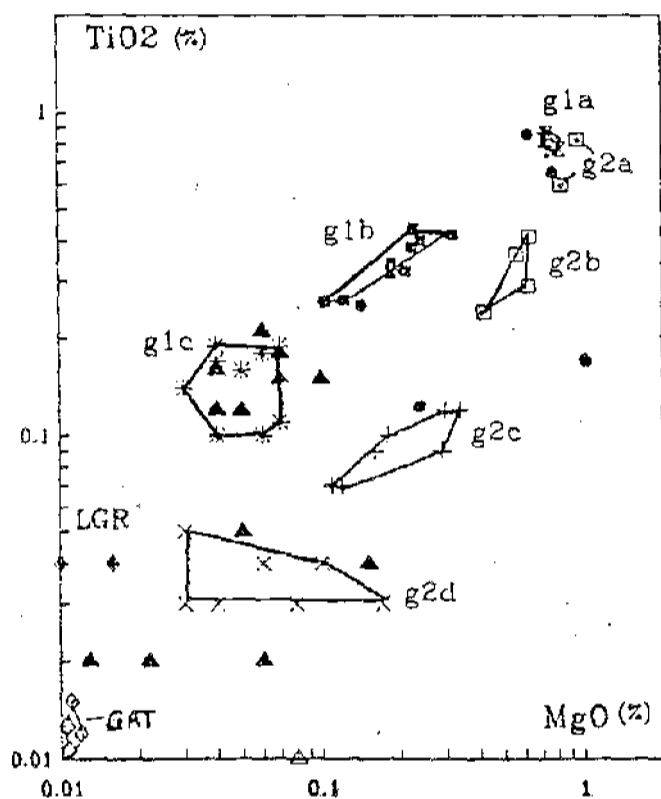


Figura V.8 - Diagrama MgO x TiO₂ discriminando os diferentes tipos de granitos do setor central da Subprovíncia Parana, segundo Botelho (1992).

V.4.1.1 - Objetivos

Nesta segunda parte do Capítulo V, tentar-se-á fazer uma distinção química entre o granito g2d e o GAT, bem como verificar a que famílias pertencem os fácies GAT e LGR.

Na utilização dos dados químicos desses granitos, procurou-se utilizar as rochas menos transformadas, pois muitos elementos importantes para o estudo (como MgO, Th, Nb, Zr e T.R.) mostraram-se móveis durante o metassomatismo que atua na área.

A rocha à quartzo e topázio também será abordada, com o intuito de melhor entender a sua relação com o granito

albita e topázio (GAT) e a sua origem, se por metassomatismo ou por diferenciação magmática do GAT.

Por fim, será feita uma tentativa de obterem-se critérios químicos de distinção entre os greisens desenvolvidos a partir do granito g2d e aqueles originados a partir do GAT.

Tabela V.4 - Resumo das diferenças químicas entre as famílias de granitos g1 e g2, segundo Botelho (1992).

	g1	g2
Quanto à saturação em Al_2O_3 (*)	Alcalina a subalcalina:	Metaluminosa a peraluminosa:
	- Th e Nb incompatíveis;	- Th compatível;
	- alto K, Ba, Nb, Zr, TR e Y;	- teores de Li, Rb, Sn e Ta maiores que em g1;
	- $MgO/TiO_2 < 1$;	- $MgO/TiO_2 > 1$;
	- alto Fe.	- alto Fe, mas menor que em g1 para os mesmos teores de MgO.
Quanto à evolução	Cristalização fracionada	Complexa: possível fusão parcial inicial seguida de cristalização fracionada.

(*) - Critério de classificação química de rochas ígneas adotado por Shand, 1943 (in Hyndman, 1972).

V.4.2 - Os elementos maiores

Conforme salientado anteriormente, a grande mobilidade de praticamente todos os elementos maiores durante os processos tardi/pós magmáticos que afetaram as rochas da ZGP dificulta a utilização desses elementos para os objetivos propostos serem alcançados. Entretanto, uma análise criteriosa dos dados permite a obtenção de conclusões valiosas.

- Na₂O e K₂O

Das 6 amostras de granito à albita e topázio (GAT) analisadas, três possuem $Na_2O/K_2O > 1$ e as outras três, $Na_2O/K_2O < 1$ (anexo 2; figura V.9). Apesar da intensa greisenização ocorrida na área, o fato de existirem amostras de GAT ainda com $Na_2O > K_2O$ pode indicar que o GAT tem uma tendência a ser mais rico em sódio que em potássio.

O granito g2d caracteriza-se por possuir teores de $K_2O > Na_2O$ (anexo 2; figura V.9). O elevado teor de K_2O da amostra MG40 deve-se a esta ter sofrido uma greisenização incipiente.

Existe uma sobreposição de valores de K_2O e Na_2O do g2d e do GAT. Entretanto, as três amostras de GAT onde $Na_2O/K_2O > 1$ são prontamente distinguidas do g2d na figura

I⁹ O leucogranito (LGR) possui valores de K_2O e Na_2O intermediários entre os do g2d e GAT. Quanto à rocha à quartzo e topázio (RQT), seus teores de K_2O e Na_2O são muito baixos, próximos apenas aos de um greisen à topázio do GAT (MG05; anexo 2).

- TiO₂ e MgO

Os poucos dados de TiO_2 e MgO permitem apenas sugerir que seus valores decrescem do LGR para o granito

g2d deste para o GAT (anexo 2) . Finalmente, a RQT é a mais pobre nesses componentes.. Esses dados estão em consonância com os resultados obtidos por Botelho (1992), apresentados na figura V. 8 .

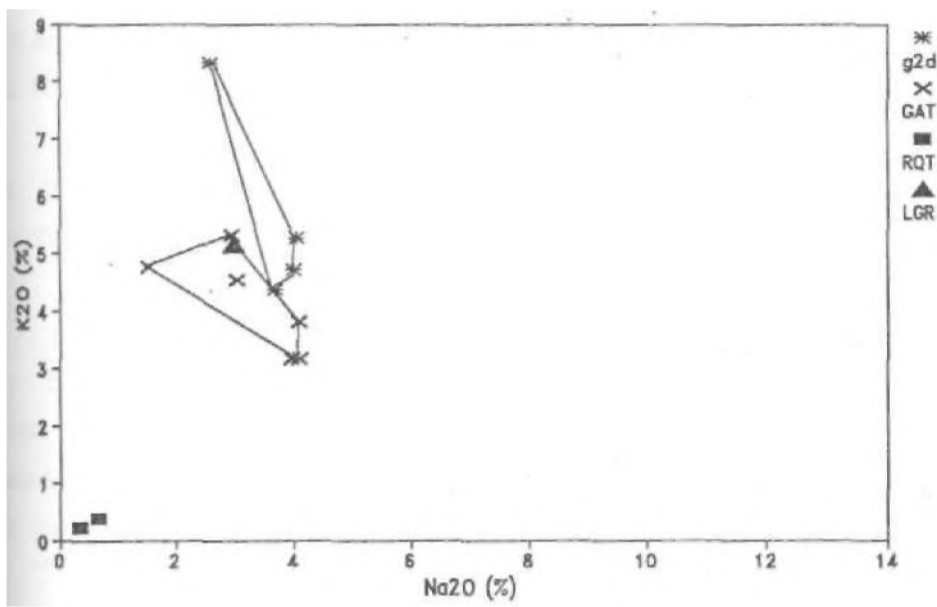


Figura V.9 - Variação de K₂O em função de Na₂O para os granitos g2d, GAT LGR e rocha à quartzo e topázio (RQT) .

- FeO e Al₂O₃

Em um diagrama Al₂O₃ x FeO, o GAT e o granito g2d situam-se em campos bem distintos, mas segundo um mesmo trend evolutivo, com enriquecimento nos dois componentes (figura V.10) . Os valores de FeO e Al₂O₃ do GAT são sempre superiores aos do granito g2d. A amostra de LGR analisada encontra-se um pouco acima daquele trend. Seu teor de Al₂O₃ se compara aos do granito g2d, mas o de FeO assemelha-se aos do GAT.

As diferenças em Al₂O₃ e FeO apresentadas por ~~estas~~ rochas devem-se sobretudo aos diferentes tipos de

micas que elas contêm, além da sua quantidade. A mica do granito g2d, fengita aluminosa, é mais pobre em FeO e mais rica em Al_2O_3 que as micas do GAT, fengita litinífera e zinnwaldita. Os maiores teores de Al_2O_3 do GAT, entretanto, são reflexo do seu alto conteúdo de topázio. A mica primária do granito g2d, biotita, não interfere nos resultados apresentados, devido a somente ter sido identificada na amostra MM22.

A amostra MG40 não foi utilizada devido à sua biotita primária ter-se transformado em estilpnomelano, o que compromete o resultado de FeO.

As amostras de g2d greisenizado situam-se próximo ao LGR, ao passo que as de greisen à fengita apresentam valores bem mais elevados de FeO (MG11A1 e MG8A4). As amostras do granito g2d albitizado (MG31A e MG8B) dispersam-se das do g2d pouco transformado em direção a valores mais altos de Al_2O_3 (figura V.10).

Os greisens desenvolvidos sobre o GAT possuem valores de Al_2O_3 e FeO muito discrepantes. Entretanto, as duas amostras de greisen puramente à zinnwaldita analisadas (MG32 e MG26B) possuem teores de FeO bem mais elevados que os do greisen à fengita, desenvolvido sobre g2d, o que é um bom critério químico de distinção entre os dois tipos de greisen (figura V.10).

A amostra MG7A1 (RQT) possui teores de Al_2O_3 e FeO bem mais elevados que aqueles das fácies GAT e g2d, porém incompatíveis com o alinhamento daqueles granitos no gráfico. Esses altos teores refletem a forte presença de topázio e arsenopirita na moda da RQT. A amostra MG50A não foi plotada na figura V.10 devido a um provável erro no seu resultado de Al_2O_3 , o que pode ter ocorrido em virtude de uma fusão incompleta do topázio contido na amostra.

- Flúor

As rochas que afloram na ZGP são em geral ricas em Fluor. Um diagrama Al_2O_3 x F permite que seja feita uma boa distinção entre os diferentes tipos de rochas graníticas estudadas (figura V.11) .

Um fato interessante é o de diferentes tipos petrográficos estarem praticamente alinhados naquele gráfico, incluindo-se aí os greisens.

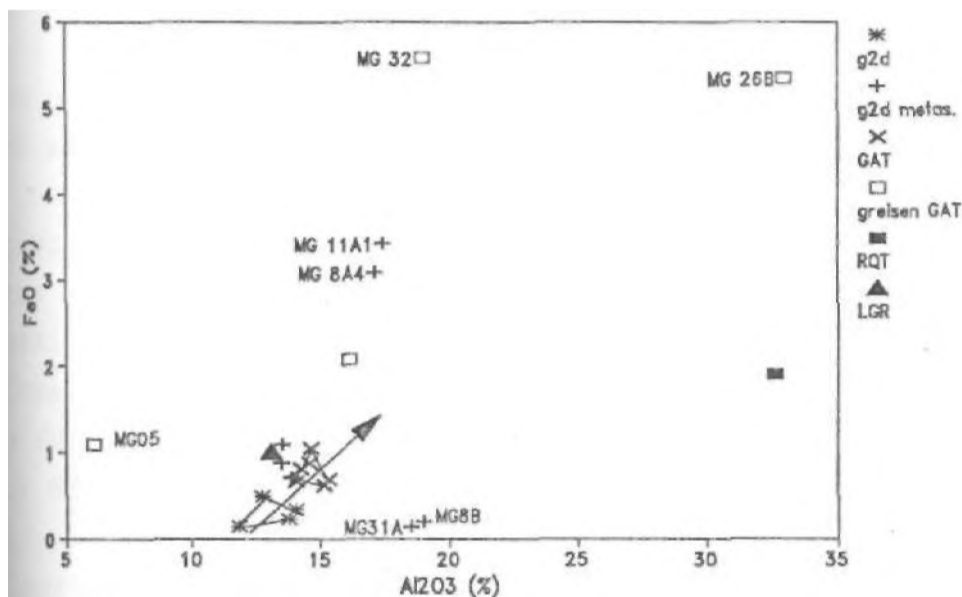


Figura V.10 - Diagrama Al_2O_3 x FeO para os diferentes tipos de rocha da ZGP. Na legenda: g2d metas. = granito g2d metassomatizado - sob essa denominação estão as amostras de g2d greisenizado, greisen à fengita (MG11A1 e MG8A4) e de g2d albitizado (MG8B e MG31A) .

Os teores de F e Al_2O_3 crescem linearmente na seguinte ordem: granito g2d, LGR, GAT, greisen à fengita e RQT e greisen à zinnwaldita. O granito g2d greisenizado possui valores próximos aos do LGR (figura V.11) .

Essa relação linear entre os granitos sugere, juntamente com dados preexistentes, que o GAT é produto da diferenciação magmática do granito g2d. A posição do LGR poderia sugerir o mesmo, mas devido a essa rocha ser ainda

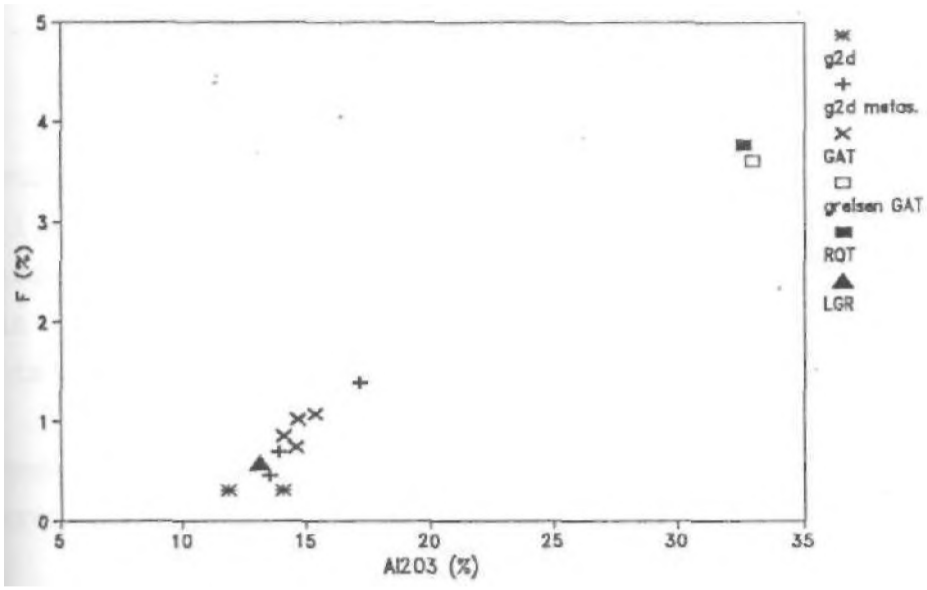
pouco conhecida, considera-se precoce qualquer conclusão nesse sentido. .

A amostra de RQT plotada (MG7A1) situa-se, juntamente com uma amostra de greisen à zinnwaldita, nas porções mais ricas em $Fe Al_2O_3$ da curva. Esses resultados podem significar que a RQT é o fácies magmático mais evoluído da família g2 ou que é um greisen formado a partir do GAT. Os poucos dados existentes, entretanto, não são suficientes para que se possa afirmar qual dos processos predominou na formação dessas rochas.

Os resultados obtidos na figura V.11 são úteis também na distinção entre o greisen do g2d e o do GAT, este último sendo muito mais rico em $Fe Al_2O_3$.

Em um diagrama $F \times FeO$ (figura V.12), observa-se um enriquecimento em F e FeO do granito g2d para o GAT. A amostra de LGR, juntamente com uma amostra de granito g2d greisenizado, está acima de um possível alinhamento daqueles granitos. A RQT possui teores de F e FeO mais elevados que os de GAT e g2d e situa-se completamente fora da reta que une os dois granitos.

Os greisens do GAT e do granito g2d dispersam-se no diagrama, mas o greisen à zinnwaldita (do GAT; amostra MG26B) é caracteristicamente mais enriquecido em F e FeO que o greisen à fengita (do g2d; amostra MG8A4).



figa V.11 - Al_2O_3 x F para os diferentes tipos petrográficos da Zona greisenizada Principal (ZGP) .

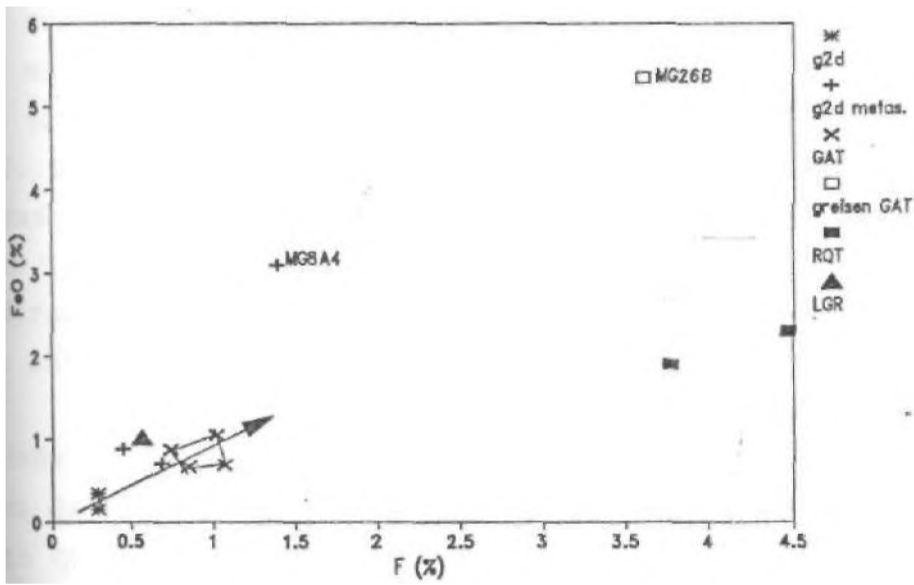


figura V.12 - Diagrama de F x FeO para as rochas estudadas. Existe um enriquecimento em FeO e F do fácies g2d para o GAT.

V.4.3 - Elementos-traço

Serão utilizados neste item os elementos-traço que se mostraram úteis para que os objetivos propostos no item V.4.1.1 possam ser atingidos. Elementos como Nb, Ta e Th mostraram-se particularmente importantes na definição da família a que pertencem os granitos estudados, apesar de nem todos terem sido utilizados na distinção dos granitos.

Elementos como Li, Zn e Rb serão abordados dentre os elementos-traço, apesar de muitas vezes seus teores os colocarem entre os elementos maiores.

- Nióbio, tântalo e tório

O gráfico Th x Ta (figura V.13) mostra que as rochas estudadas estão mais próximas à reta definida por Botelho (1992) para a família de granitos g2. Apesar da ~~grande~~ superposição dos dados, nota-se que o GAT tende a ter teores mais altos de Ta que o granito g2d. Em relação ao Th, ~~existe~~ uma dispersão de dados no gráfico, principalmente os do GAT. Essa observação demonstra a possível mobilidade do Th nessas rochas e não permite confirmar as conclusões de Botelho (1992), que sugeriu um comportamento compatível para o Th durante a evolução dos granitos g2, onde os teores mais baixos seriam os do GAT, a rocha mais evoluída da família.

O LGR alinha-se novamente com as rochas da família g2, porém a amostra analisada por Botelho (1992) está mais próxima da família g1 (figura V.13). A escassez de dados não permite que sejam feitas maiores considerações sobre o LGR no momento.

O Nb possui comportamento semelhante ao do Th, no que tange às famílias de granitos. Entretanto, ao contrário daquele, uma pequena variação de Nb corresponde a uma grande ~~variação~~ inversa de Ta. Em um diagrama Nb x Ta (figura V.14), as rochas da ZGP situam-se de maneira semelhante às

rochas definidas por Botelho (1992) como sendo da família

Com base nas figuras V.13 e V.14, pode-se sugerir que o Nb tenha comportado-se como elemento compatível na evolução do granito g2d para o GAT, ao passo que o Ta tenha sido incompatível. O comportamento do Th é desconhecido.

A boa correlação positiva entre Ta e Li (figura V.15) mostra que o GAT é mais rico em Li e Ta que o g2d e que os dois fácies podem ter uma relação genética entre si, como o GAT sendo o fácies mais evoluído. O teor anômalo de Ta amostra MG8A1 pode dever-se a efeito pepita, ou seja, a amostra pode conter algum mineral rico em tântalo, o qual teria produzido um efeito anômalo no resultado da análise.

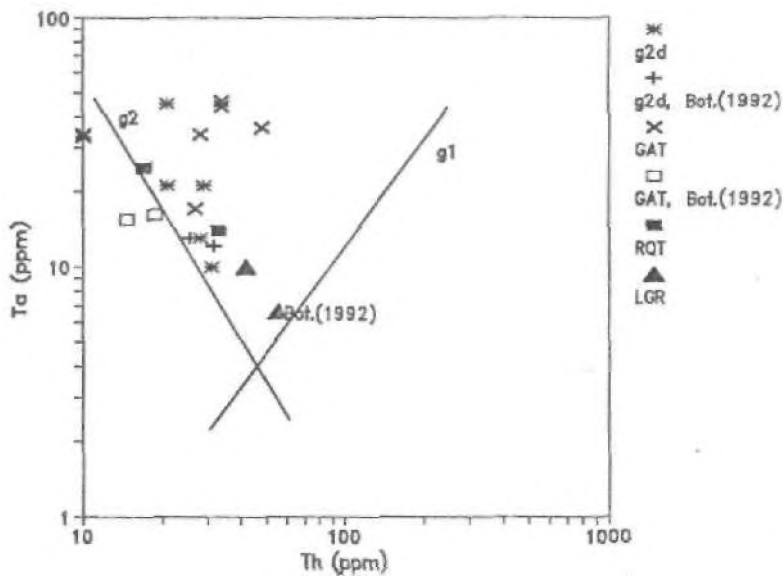


Figura V.13 - Gráfico de Th x Ta para amostras da ZGP deste trabalho, juntamente com amostras de LGR, GAT e granito g2d analisados por Botelho. As retas g1 e g2 representam as duas famílias de granitos definidas por Botelho (1992).

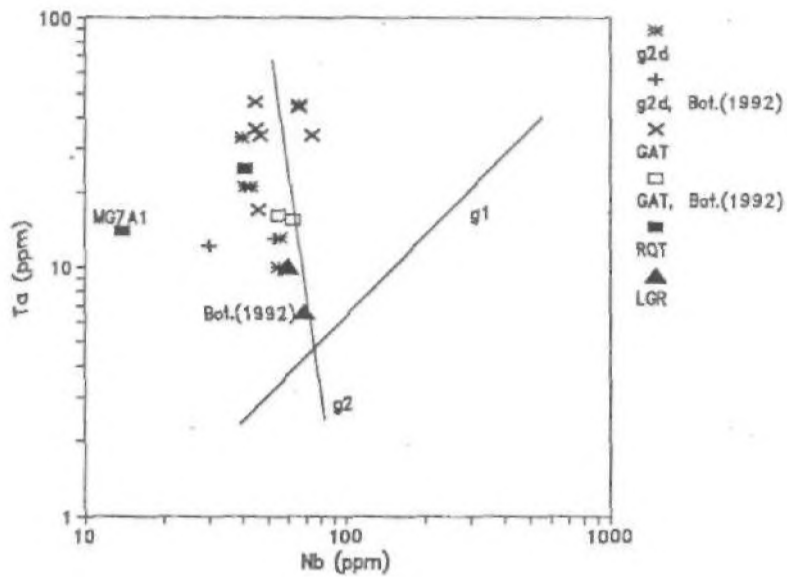


Figura V.14 - Gráfico de Nb x Ta para amostras da ZGP analisadas, incluindo dados de Botelho (1992). As retas g1 e g2 foram definidas por aquele autor.

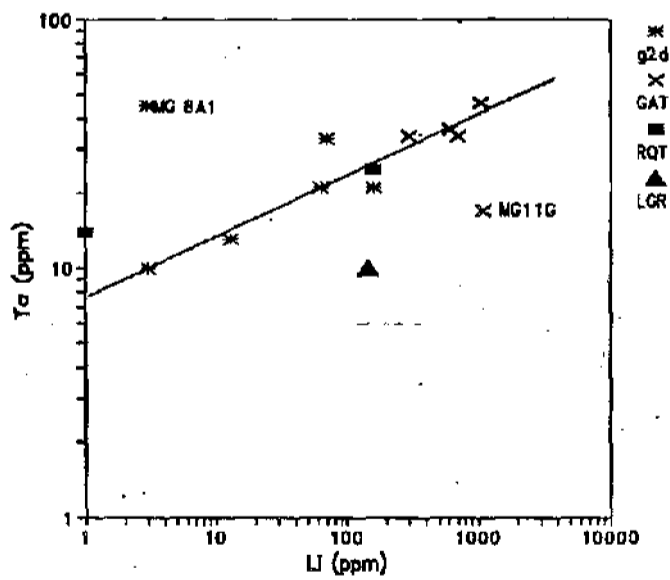


Figura V.15 - Li x Ta para as amostras da ZGP. Existe em geral um bom alinhamento dos pontos, mostrando enriquecimento em Li e Ta do granito g2d para o GAT.

A RQT situa-se no alinhamento dos pontos, porém as duas amostras analisadas dispersaram-se uma da outra. Apesar do inusitado valor de 1 ppm para a amostra MG7A1 (RQT), essa dispersão depõe a favor da atuação de um processo metassomático sobre essa rocha ou para sua formação.

O LGR situa-se abaixo da curva que une as demais ~~rochas~~ amostras analisadas, estando, neste caso, fora do trend g2d-GAT, o mesmo acontecendo com a amostra MG11G de GAT.

- Estrôncio e bário

Os teores mais elevados de Ba e Sr pertencem ao granito g2d, enquanto os das demais amostras analisadas situam-se abaixo de 15 e 5 ppm, respectivamente os limites de detecção para aqueles elementos (figuras V.16 e V.17). Apesar do alto valor de detecção desses elementos para essas rochas, algumas observações podem ser feitas com os dados disponíveis.

Conforme lembram El Bouseily & El Sokkary (1975), o Ba concentra-se nas rochas graníticas cristalizadas nos primeiros estágios da diferenciação magmática.

Com base em concentrações de Ba, Sr e Rb, os autores distinguiram diferentes grupos de rochas graníticas. O valor mais baixo de Ba (140 ppm), obtido para granitos ditos extremamente diferenciados, é superior ao mais alto teor obtido para uma amostra de g2d (100 ppm). Pelo raciocínio daqueles autores, o GAT e o LGR teriam atingido um grau de diferenciação muito superior ao daqueles granitos. Em contrapartida, a média dos teores de Sr do granito g2d é maior que a média dos teores nos granitos extremamente diferenciados, 20ppm, quando esperava-se o contrário, o que pode significar entrada adicional de Sr no granito g2d.

Pelo comportamento similar de Sr e Ba e pela quase ausência de Ca nessas rochas, é provável que o Sr e o Ba

estejam substituindo o K nos feldspatos potássicos e que os baixos teores desses elementos no GAT estejam refletidos na preponderância de albita sobre feldspato potássico naquela rocha.

- Lítio, rubídi-o, zinco e estanho

Os diagramas de $LixTa$, $LixFeO$, $RbxFeO$, $ZnxFeO$ e $SnxFeO$ (figuras V.15 e V.18 a V.21, respectivamente) são uteis na compreensão das características das rochas da ZGP do Maciço Mangabeira.

O GAT é mais rico em Li, Rb, Zn, Sn e FeO que o g2d, e o LGR possui teor de Li intermediário. O teor de Rb do LGR aproxima-se dos do granito g2d, enquanto o de Zn é bem inferior aos do granito g2d e o de Sn equivale aos do g2d.

As duas amostras de RQT analisadas possuem valores de Li bem distintos, mas inferiores aos do GAT. Os teores de Rb são os mais baixos dentre as rochas analisadas (anexo 2 e figuras V.18 e V.19), e os de Zn são muito discrepantes entre si, sugerindo mobilidade desse elemento.

As amostras de granito g2d albitizado possuem valores de Zn e Li na mesma faixa dos valores do granito g2d, enquanto as amostras do g2d greisenizado aproximam-se do campo delineado pelas amostras de GAT, apesar de os valores de Zn tenderem a se dispersar.

O greisen à fengita e o greisen à zinnwaldita distinguem-se facilmente por este último ser muito mais enriquecido em Li, Rb e FeO. Apesar de os teores de FeO do granito g2d greisenizado aproximarem-se daqueles do GAT, os teores de Li deste último caracterizam-se por serem mais elevados. O enriquecimento em Li e FeO do GAT relativamente ao granito g2d deve-se ao fato de as micas do GAT, fengita

litinífera e zinnwaldita, serem mais ferrosas e litiníferas que a mica do granito g2d, fengita aluminosa, sendo, porém, o enriquecimento em Li do GAT muito mais acentuado que o seu enriquecimento em FeO. Os teores de Rb do granito g2d greisenizado tendem ao valor do LGR. O Zn não pode ser usado na distinção dos greisens, devido à superposição de valores de Znnesses.

As amostras de g2d mostram uma dispersão significativa dos seus teores de Li, a qual deve-se, provavelmente, à atuação de um processo de greisenização sobre elas, o que está de acordo com o fato de não terem sido encontradas nessas amostras mica primária, ou seja, biótita. Das três amostras muito ricas em Li, duas são milonitos do g2d (MG3A e MG44A) e a outra (MG40) possui teores muito elevados de K₂O e Rb, característicos de rocha transformada. Por outro lado, os teores de Li das amostras e GAT estão relativamente próximos entre si, o que demonstra o menor nível de transformação dessa rocha na ZGP do Maciço Mangabeira. Existe, entretanto, um claro enriquecimento em Li do granito g2d para o GAT, o qual deve estar relacionado à evolução magmática da família g2.

De maneira semelhante ao que ocorre relativamente ao Li, os teores de Sn do granito g2d apresentam uma forte dispersão, enquanto os do GAT concentram-se próximo a 200 ppm. As fácies metassomatizadas do granito g2d foram ainda mais enriquecidas em Sn. A diferença de comportamento entre GAT e g2d mostra a grande mobilidade do Sn na área e que a sua introdução no granito g2d deu-se provavelmente durante a introdução das fácies GAT, onde os teores de Sn parecem ser de origem magmática. A diminuição em Sn com o aumento do FeO para o GAT (figura V.21) pode, assim, indicar um comportamento compatível para aquele elemento no final da evolução magmática da família g2.

Os teores muito elevados, e dispersos, de Sn das demais rochas devem-se seguramente a metassomatismo. Devido

â sua grande dispersão, o Sn não pode ser usado para distinguir os diferentes tipos de greisen estudados.

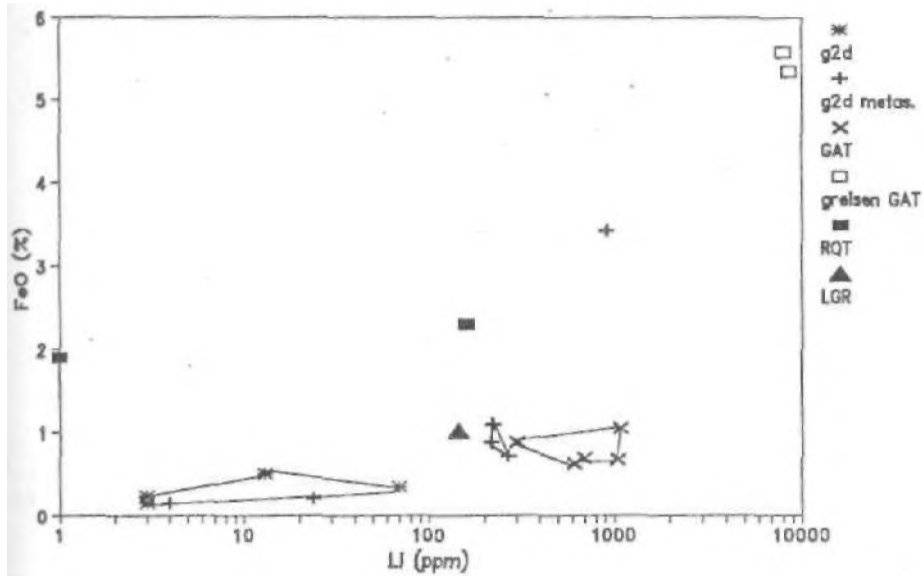


Figura V.18 - Li x FeO para as amostras da ZGP estudadas. Na legenda: g2dmetas. = granito g2d metassomatizado.

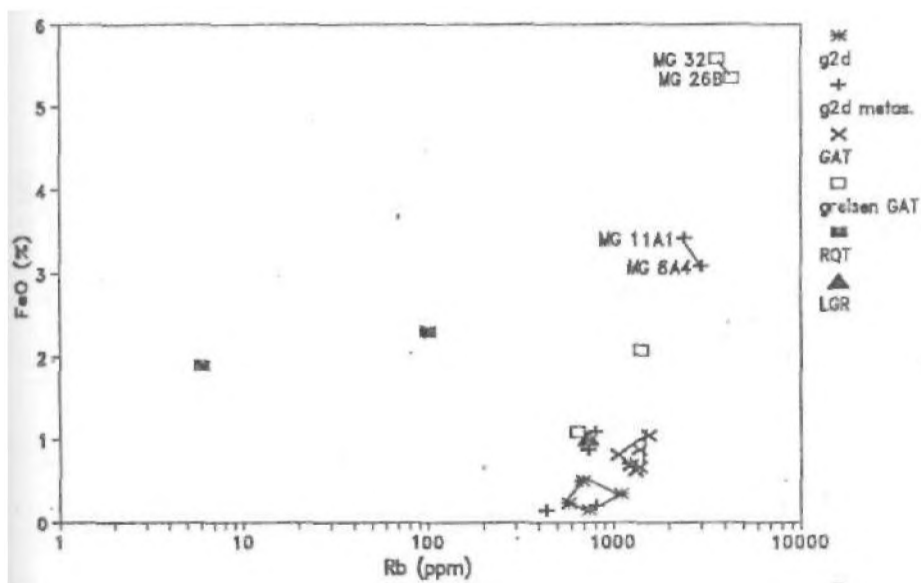


Figura V.19 - Rb x FeO para as amostras da ZGP estudadas. Na legenda: g2d metas. = granito g2d metassomatizado - sob essa denominação estão as amostras de g2d greisenizado, greisen ã fengita (MG11A1 e MG8A4) e de g2dalbitizado; as amostras MG32 e MG26B de greisen GAT representam o greisen ã zinnwaldita.

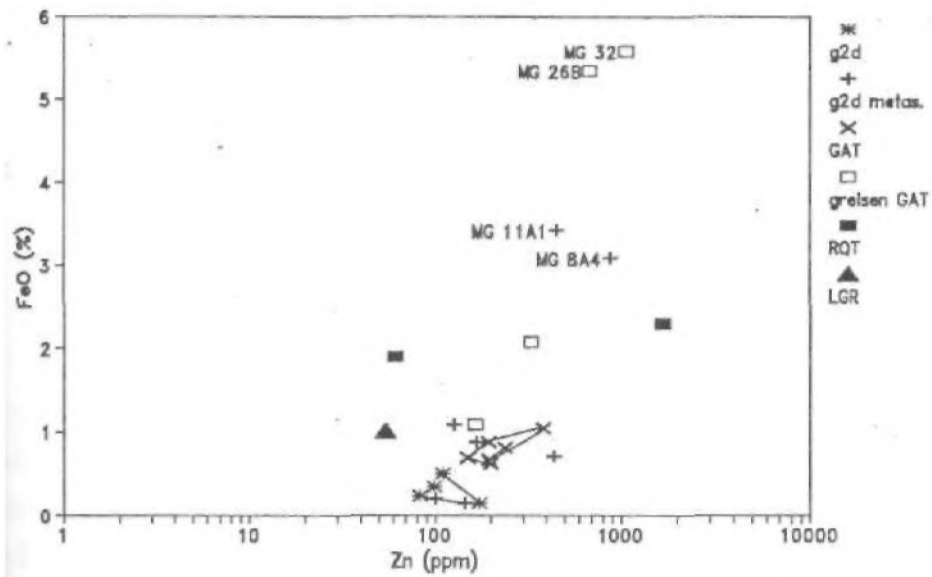


Figura V.20 - Zn x FeO para as amostras da ZGP estudadas. Observa-se um alinhamento entre o GAT e o granito g2d.

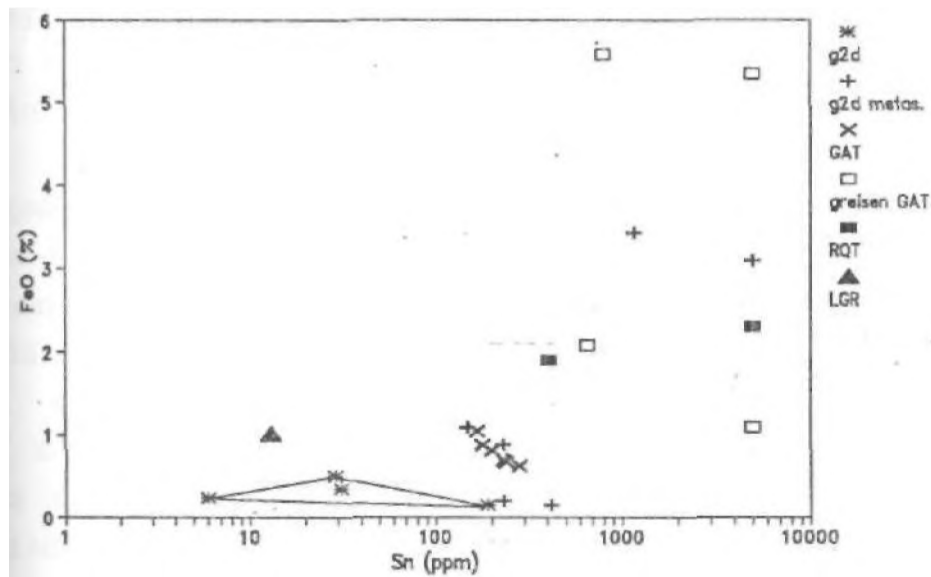


Figura V.21 - Sn x FeO para as amostras da ZGP estudadas. Os valores de Sn do granito g2d apresentam uma grande variação.

V.4.4 - Terrasraras

Os granitos da Zona Greisenizada Principal (ZGP) são bastante enriquecidos em terras raras, em consonância com os estudos realizados por Bilal (1991) no Granito Surri, situado na Subprovíncia Estanífera do Paranã, e por Botelho (1992) nos Maciços da mesma Subprovíncia.

O granito g2d possui um padrão de terras raras plano, com uma forte anomalia negativa de Eu (figura V.22). Comportamento semelhante têm suas fácies greisenizadas. Duas amostras possuem uma pequena anomalia positiva de Ce e de Yb, já discutida no item V.3.

A anomalia negativa de Eu é classicamente interpretada como devendo-se à incorporação de Eu no retículo de plagioclásio e/ou feldspato alcalino na forma de Eu^{2+} . Dois mecanismos são normalmente invocados para aplicá-la (Emmermann et al., 1975) :

o magma granítico representa um líquido residual cujo conteúdo de Eu é baixo como resultado de uma intensa separação dos feldspatos durante a evolução do magma,

o magma granítico está empobrecido em Eu desde o início, devido a ter-se originado por fusão fracionada, tendo sido os feldspatos (plagioclásio) segregados como minerais residuais.

No caso das rochas da área em estudo, nada se pode afirmar a respeito do mecanismo que originou a anomalia negativa de Eu. Entretanto, de acordo com os dados aqui apresentados (figura V.24) e os resultados de Botelho (1992), conclui-se que houve um empobrecimento progressivo de Eu durante a evolução da família g2. Como exemplo, pode-se citar o fato de os teores de Eu do GAT serem inferiores aos das amostras de granito g2d pouco transformado (MM22 e MG8A1).

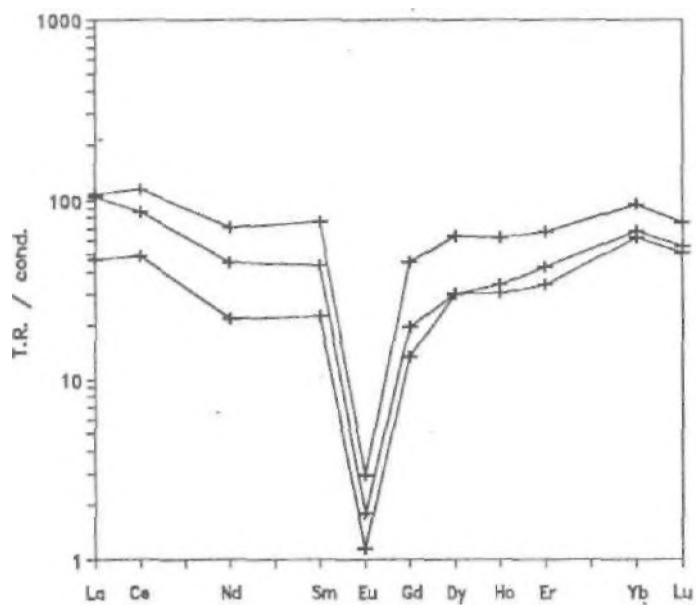


Figura V.22 - Espectros de terras raras do granito g2d. Normalização feita a Boynton (1984). Os menores valores de Eu correspondem à amostra de g2d um pouco greisenizada (MG40).

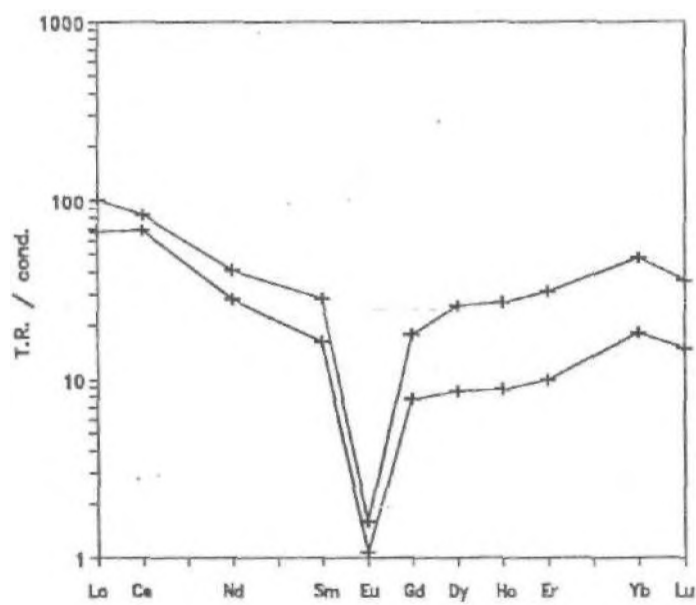


Figura V.23 - Espectros de terras raras do GAT, onde ficam evidentes sua forte anomalia negativa de Eu e um empobrecimento nas TR pesadas, localização feita a Boynton (1984).

Os conteúdos de TR do GAT aproximam-se daqueles do g2d (anexo 2); entretanto, 'o GAT é mais empobrecido em TR pesadas (figura V.23), o que pode estar demonstrando que as TR pesadas foram compatíveis durante a diferenciação do granito g2d.

O padrão de TR da rocha à quartzo e topázio (RQT) é praticamente idêntico ao do granito g2d greisenizado (figura V.24), onde observa-se um pequeno enriquecimento de TR leves em relação às pesadas e forte anomalia negativa de

Relativamente às TR, o LGR é completamente diferente das demais rochas estudadas. Seus teores de TR são em média seis vezes superiores aos do GAT e g2d (anexo 2 e figura V.24). A somatória de terras raras do LGR é de 940,92 ppm, enquanto a das demais rochas analisadas varia de 107,67 a 1182,82 ppm, este último valor sendo da RQT. A razão La/Lu do LGR é de 311,84, em contrapartida a valores entre 9,22 (MG8A3) e 43,83 (MG8A4).

Em consequência dessas diferenças, o espectro de TR do LGR é totalmente distinto do das outras rochas. Ele se caracteriza por uma anomalia negativa de Eu muito pronunciada, forte anomalia positiva de La e um padrão composto por dois patamares, onde distingue-se um enriquecimento em TR leves e um ligeiro empobrecimento em TR pesadas.

V.4.5 - Discussão

V.4.5.1 - Os fácies g2d, GAT e LGR

- O leucogranito (LGR)

Nos diagramas ThxTa e NbxTa (figuras V.13 e V.14, respectivamente), utilizados por Botelho (1992) para discriminar as famílias g1 e g2, o leucogranito (LGR)

situa-se próximo aos granitos da família g2 . Entretanto, em gráficos utilizados para discriminar os diferentes fácies, o LGR localiza-se sempre fora do *trend* g2d-GAT. Além do mais, seus valores e padrão de TR são completamente distintos dos das demais rochas da ZGP, colocando-no dentre os granitos

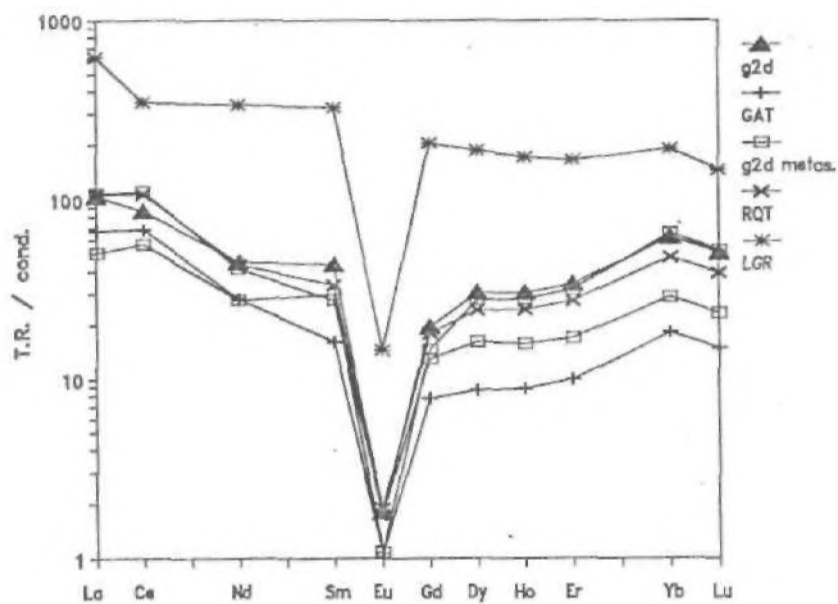


Figura V.24 - Espectros de TR para os diferentes tipos de rochas da ZGP, destacando-se o padrão do LGR, completamente distinto dos demais.

Em relação ao índice de saturação em alumínio (ISA), o LGR é, como os demais granitos estudados, peraluminoso.

Esses dados conflitantes entre si levam à conclusão de que a relação do fácies LGR com os demais granitos da família g2 ainda não pode ser definida.

- O GAT e sua relação com o granito g2d

O granito à albita e topázio (GAT) é o fácies granítico mais evoluído da série g2 na ZGP do Maciço mangabeira. A sua mineralogia aliada à sua química tornam-o em granito especial.

Apesar da sua relação Nb/Ta ser em geral superior a 1, o GAT pode ser incluído entre os Ta granitos de Raimbault et al. (1991), onde se classificaria entre os Ta granitos da classe 2 (SiO_2 normal e baixo P_2O_5), juntamente com granitos de Ongon e Teeg Uula.

No gráfico Nb/Ta x FeO/MnO (figura V.25), o GAT possui um enriquecimento simultâneo nas duas razões, semelhante aos resultados obtidos por Raimbault et al. (1991) para Ta-granitos de diversas regiões do mundo. Os autores interpretam essa correlação global incluindo granitos diferentes como devido a um processo comum para a sua gênese.

Esse tipo de granito recebe diferentes denominações na literatura, como rochas graníticas ricas em volatéis (Manning & Pichavant, 1988), granitos a metais raros do tipo geoquímico Li-F (Kovalenko & Kovalenko, 1984) ou topázio - Li-míca granitos (Pollard & Taylor, 1991). Ele é considerado especial por ter uma ocorrência rara, por sua mineralogia pouco comum e por estar geneticamente associado a depósitos minerais do tipo Sn-W e Ta-Sn. Uma característica marcante dessa rocha é a sua razão Na/K > 1, o que é observado em 50% das amostras de GAT analisadas neste trabalho.

A gênese desses granitos especiais é objeto de duas posições controversas (Cocherie et al., 1991; Kovalenko & Kovalenko, 1984/ Manning, 1982) :

a) origem metassomática, por reequilíbrio subsolidus, sob ação de fluidos pós-magmáticos (apogranitos);

origem magmática, por cristalização fracionada sob alta atividade do F, a qual permite que processos magmáticos persistam a temperaturas inferiores a 630°C.

A mineralogia do granito à albita e topázio (GAT), monótona em toda a sua área de afloramento, juntamente com sua textura ígnea constituem-se no critério petrográfico para designar tal rocha como ígnea.

O critério químico vale-se do fato de não haver espalhamento de pontos desse granito nos diagramas, mesmo em gráficos construídos com componentes móveis, como Na_2O , K_2O , Li, Zn e Sn. Os dados da mesma rocha transformada dispersam nos mesmos diagramas em que seus protólitos convergem.

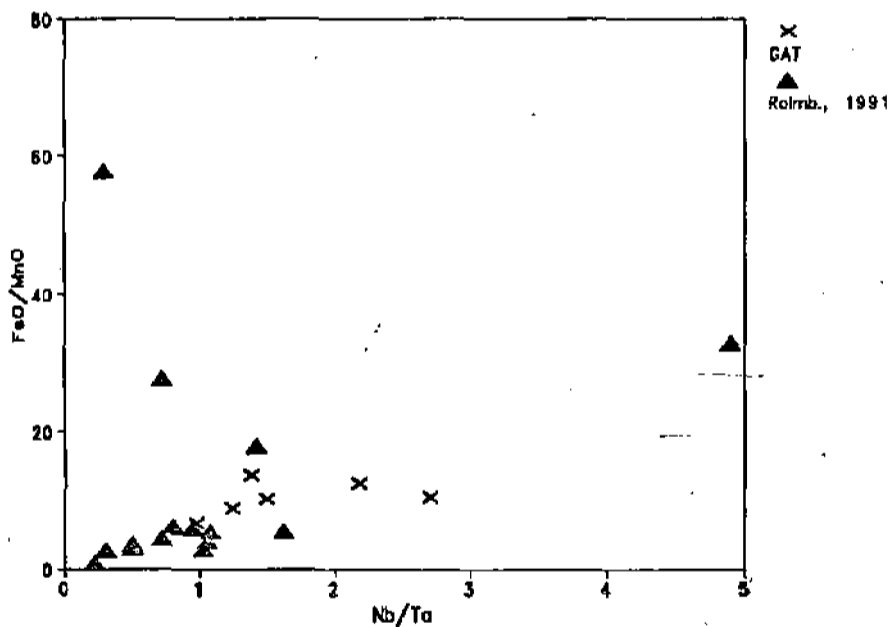


Figura V.25 - Gráfico Nb/Ta x FeO/MnO para as amostras de GAT analisadas neste trabalho e dados de Raimbault et al. (1991).

Em diversos gráficos (Al_2O_3 x FeO; F x Al_2O_3 ; Nb x Ta; Li x Ta; Li x FeO; etc), o granito g2d e o GAT descrevem um trend de evolução onde o GAT é mais evoluído que o granito g2d. O GAT é mais rico em Li, Ta, F, Rb, Zn e

FeO, é mais pobre em Ba e Sr e os seus padrões de TR são semelhantes aos do g2d, embora com leve empobrecimento em TR pesadas.

Os resultados apresentados nos dois últimos parágrafos são claramente subsídios geoquímicos para que se possa afirmar que o processo de formação do GAT foi magmático (Schwartz, 1991). Demonstram também ser o GAT pertencente à família g2 e produto da diferenciação magmática do g2d.

Para uma melhor ilustração da origem magmática do GAT, as composições normativas CIPW do GAT foram plotadas em um diagrama triangular Q-Ab-Or (figura V.26) juntamente com os demais granitos, além das composições teóricas de magmas com 1 e 2%Li₂O à pressão de 1 Kbar (dados de Manning, 1982 e Martin (1983) in Manning & Pichavant, 1984). A quase superposição dos pólos de granitos com 1 e 2%Li₂O e a distribuição não pontual dos dados dos granitos da ZGP impedem qualquer conclusão a respeito do comportamento desses granitos no gráfico Q-Ab-Or relativamente a seus teores de Li₂O.

Os pólos do GAT concentram-se em torno do ponto correspondente a um magma com 0%F, ao invés de migrarem aleatoriamente para o pólo Ab, o que também sugere origem magmática para esse granito (Schwartz, 1991).

As amostras menos transformadas do granito g2d (MM22 e MG34) situam-se entre 0 e 1%F, enquanto os milonitos de g2d migram para o pólo Q (MG3A e MG44A). Em conformidade com observações anteriores atestando a greisenização que afetou a amostra MG40, ela migra para o pólo Or. O GAT, mais rico em F que o g2d, encontra-se próximo ao pólo 0%F. A explicação para tal anomalia pode estar no fato desse diagrama relacionar componentes móveis durante os processos tardi/pós magmáticos, como metassomatismo e cisalhamento, que atuaram sobre essas rochas.

Uma outra hipótese para explicar a anomalia é a apresentada por Pichavant & Manning (1988) para os topázios

granitos do SW da Inglaterra, os quais, apesar de terem 1-1,5%F, foram situam-se entre 0 e 1%F no diagrama Qz-Ab-Or. Segundo a explicação daqueles autores, existe uma associação entre Al e F, que propicia a formação de complexos do tipo AlF_6^{3-} no magma, o que tende a reduzir o efeito de um determinado conteúdo de F no posicionamento da rocha dentro do diagrama Qz-Ab-Or.

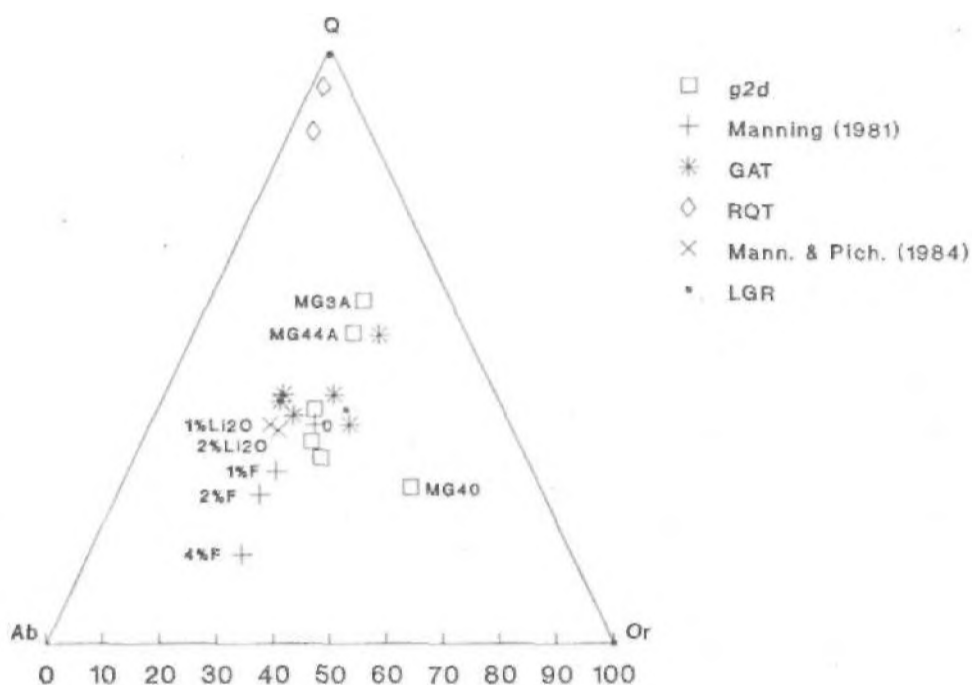


Figura V.26 - Diagrama Q-Ab-Or para amostras da ZGP e dados de Manning (1981) e Manning & Pichavant (1984).

V.4.5.2 - A Rocha à quartzo e topázio

A rocha à quartzo e topázio (RQT) possui modo de ocorrência e características mineralógicas, texturais e químicas que a tornam especial.

O seu afloramento dá-se de forma retilínea, quase contínua em superfície, sempre associado ao GAT (anexo 1).

Macroscopicamente, a rocha é maciça e sua mineralogia, descrita no capítulo III, compreende quartzo, topázio, arsenopirita (localmente associada a löllingita),

zinnwaldita, wolframita, esfalerita, sulfetos de Cu e arseniatos diversos, entre os quais a yanomamita. O topázio ocorre como cristais subedrais milimétricos ou como pequenas inclusões de cristais euédricos em quartzo e/ou nos grãos maiores de topázio. Essas inclusões sugerem origem magmática para o topázio de primeira geração.

O topázio é comumente conhecido como produto de alteração hidrotermal de alta temperatura e as rochas com topázio são então consideradas como resultantes de processos pós-magmáticos, em geral, greisenização.

Quimicamente, a RQT distingue-se dos granitos e greisens da Zona Greisenizada Principal (ZGP) por possuir elevados teores de SiO_2 , Al_2O_3 , F e Cu e baixos teores de

CaO , K_2O , Rb e Li, sendo os teores de Rb e Li sobremaneira baixos quando comparados aos dos greisens. No diagrama Q-Ab-Or (figura V.26), as duas amostras de RQT são plotadas próximo ao pólo Q, o que se deve aos seus altos teores de SiO_2 e baixos teores de álcalis.

A RQT assemelha-se aos topazitos da Nova Inglaterra (Austrália), descritos por Eadington & Nashar (1978), que ocorrem como diques e sills em um *roof pendant* no Granito Mole. Seus constituintes principais são quartzo e topázio (este compreendendo 18-27% da rocha), além de 5% de cavidades miarolíticas. Outros minerais presentes são wolframita, muscovita e turmalina. Estudos de inclusões fluidas em topázio indicaram temperatura de cristalização das rochas entre 570-620°C.

Rochas semelhantes foram descritas em outras localidades, como as rochas à quartzo-topázio-löllingita de Victoria, Austrália (Birch, 1984), os diques de topazito do Arizona, EUA (Kortmeier & Burt, 1988) e os topazitos de North Queensland, Austrália (Johnston & Chappell, 1992).

Pela classificação convencional, as rochas denominadas topazitos deveriam chamar-se quartzolito ou topazolito; porém essas denominações não registram a presença de topázio na rocha. Por esse motivo, o termo topazito é

aplicado a rochas magmáticas compostas principalmente de quartzo e topázio, sem restrição de percentual relativo entre esses componentes (Eadington & Nashar, 1978; Birch, 1984).

A tabela V.5 compara as análises químicas de topazitos de regiões distintas com as análises da RQT. Elas têm em comum os altos teores de SiO_2 , Al_2O_3 , e F e baixos conteúdos de Na_2O , K_2O , Rb e Li. Entretanto, algumas peculiaridades são observadas na RQT, como altos FeO, Cu e Sn, as quais podem ser atribuídas a características específicas da rocha desta região.

Além de greisens, outras rochas com topázio foram descritas na literatura, como os já mencionados topázio granitos e os ongonitos ou topázio riolitos.

Os topázio granitos, ou Li-F granitos à metais raros, são semelhantes ao GAT, portanto distintos da RQT, principalmente em relação ao fato de a RQT não conter feldspatos, reduzindo drasticamente seus teores de Na_2O e

Os ongonitos foram inicialmente descritos na Mongólia e são rochas subvulcânicas e lavas análogas aos topázio granitos (Kovalenko et al., 1971), que consistem de quartzo, albita, microclínio, topázio, Li-muscovita ou lepidolita e vidro vulcânico. Os minerais acessórios são lepidolita, cassiterita, tantalita, fenacita, granada e mazita.

O termo topázio riolito foi utilizado por Ristiansen et al. (1983) para rochas do oeste dos EUA ~~relacionadas~~ aos ongonitos.

Além dos ongonitos serem em geral rochas vulcânicas, as suas composições mineralógica e química ~~afastam~~ totalmente a RQT de qualquer semelhança com eles (tabela V.5).

Kortmeier & Burt (1988) descreveram diques de ongonito e topazito ocorrendo juntos, com transições gradacionais de uma rocha para outra. A presença de uma ou

Tabela 4.5 - Comparação entre as análises da RQT com dados de topázios, angrito e topázio ríonito

Análise	RQT		Topázios						Original	Topázio ríonito	
	MG741	MG50A	1	2	3	4	5	6		7	8
SiO ₂	60.70	79.96	73.40	79.76	86.93	71.00	79.02	80.52	70.86	73.80	75.00
TiO ₂	0.10	0.00	0.02	0.04	0.02	0.02	0.02	0.01	-	0.06	0.09
Al ₂ O ₃	32.62	11.03	20.80	15.48	8.65	21.30	17.77	7.36	15.98	13.10	12.90
Fe ₂ O ₃	0.20	0.20	0.00	0.50	0.40	0.47	0.38	0.01	0.15	1.43	1.09
FeO	1.90	2.30	0.56	0.18	0.18	0.12	0.04	0.03	0.19	-	-
MnO	0.10	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.22	0.06	0.08
MgO	0.70	0.01	0.00	0.14	0.11	0.29	0.03	0.03	0.13	0.08	0.09
CaO	0.10	0.18	0.00	0.07	0.70	0.26	0.01	0.01	0.52	1.27	0.74
Na ₂ O	0.68	0.37	0.01	0.04	0.17	0.01	0.01	0.02	5.87	4.33	4.11
K ₂ O	0.98	0.22	0.04	0.32	0.34	1.74	0.07	0.07	3.53	3.65	4.60
P ₂ O ₅	0.01	0.01	-	0.33	0.21	0.22	0.22	0.01	0.09	0.00	0.00
P.F.	2.73	5.07	-	-	-	-	-	-	1.04	-	-
F	3.77	4.47	6.55	2.00	1.65	2.00	2.00	3.26	2.05	1.06	0.64
Zn	61.00	1675.0	-	-	-	-	-	3.00	-	-	-
Li	1.00	160.00	10.00	76.00	79.00	51.00	22.00	12.00	-	-	-
Be	3.00	1.00	-	3.00	0.00	2.00	1.00	-	-	-	-
Cu	1781.0	342.00	-	-	-	-	-	5.00	-	-	-
Tb	33.00	17.00	-	23.20	12.00	9.10	6.60	14.00	-	-	-
Th	6.00	100.00	-	32.00	45.00	115.00	12.00	12.00	1875	-	-
Ba	15.00	15.00	-	56.00	50.00	50.00	50.00	5.00	24.00	-	-
Ta	14.00	35.00	-	159.00	179.00	133.00	77.50	1.00	-	-	-
Sr	5.00	5.00	-	255.00	86.00	138.00	113.00	2.50	20.00	-	-
Nb	14.00	41.00	-	48.00	34.00	47.00	23.00	9.50	-	-	-
Y	78.00	40.00	-	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	-	-	-
Zr	28.00	43.00	50.00	54.00	116.00	74.00	57.00	24.00	-	-	-
Sn	410.00	6000.0	4.00	55.00	73.00	47.00	29.00	5.00	39.00	-	-
V	63.00	26.00	130.00	14.00	10.00	15.00	13.00	-	7.70	-	-
La	-	33.22	-	-	-	-	-	17.00	-	-	-
Ce	-	85.83	-	-	-	-	-	48.00	-	-	-
Nd	-	25.97	-	-	-	-	-	10.40	-	-	-
Sm	-	6.51	-	-	-	-	-	2.10	-	-	-
Eu	-	0.14	-	-	-	-	-	0.02	-	-	-
Gd	-	4.64	-	-	-	-	-	0.70	-	-	-
Yb	-	9.97	-	-	-	-	-	0.51	-	-	-
Lu	-	1.26	-	-	-	-	-	0.09	-	-	-

Fonte dos dados: 1 - Edington & Cooper (1971); 2 - Kovalenko & Kovalenko (1976); 3 - Johnston & Kartell (1972); 4 - Manning & Fickant (1988) (média de 110 análises de Kovalenko & Kovalenko - 1976); 5 - B. Christensen et al (1983).
 Elementos maiores expressos em % e traços em ppm.

outra rocha foi explicada em função das concentrações de HF nos diques. Altas concentrações de HF teriam favorecido a cristalização exclusiva de quartzo + topázio, pois os álcalis se particionariam para o fluido aquoso; o ongonito se cristalizaria em condições de baixo HF.

Na ZGP, a rocha à quartzo e topázio ocorre sempre associada ao GAT. Em se tratando de uma rocha magmática, um topazito, a sua cristalização poderia estar relacionada, com elevadas concentrações de HF no magma. Caso a sua origem seja metassomática, a RQT seria produto da greisenização do GAT.

Com base em dados de inclusões fluidas, Badington & Nashar (1978) propuseram que o topazito da Nova Inglaterra teria derivado do biotita granito Mole ao qual se associa.

Nais de 99% do granito Mole teria cristalizado como um granito normal, com menos de 0,3%F. O magma residual se enriqueceria em F (e Cl), resultando na cristalização do topazito em detrimento do biotita granito. Os baixos teores Na_2O , K_2O e Cl do topazito dever-se-iam ao fato desses componentes serem facilmente particionados para a fase aquosa.

Os autores concluem que uma rocha sem feldspatos e composta fundamentalmente por quartzo pode ter uma baixa temperatura do solidus, menor que 650°C , e que o topázio le então ocorrer como uma fase de liquidus.

Experimentos realizados no sistema granítico sintético Qz-Ab-Or confirmam as hipóteses levantadas por Badington & Nashar (1978). A adição de F ao sistema, a uma pressão de 1Kb e excesso de água, provoca uma redução considerável das temperaturas do *liquidus* e o deslocamento do minimum do sistema para o pólo Ab, aumentando o campo de estabilidade do quartzo, onde se situam os topazitos no diagrama (Manning, 1982; Pichavant & Manning, 1984; Manning & Pichavant, 1988), de modo que um magma granítico com 4%F se cristalizaria a 630°C .

Pichavant & Manning (1988) concluem que as baixas temperaturas do solidus de magmas ricos em F sugerem que aqueles tenham sido gerados como frações residuais durante a diferenciação de um magma com composição de biotita granito ~~pbre~~ em F.

V.4.5.3 - Ambiente tectônico

Apesar do elevado grau de transformação de várias amostras da ZGP, a utilização de um diagrama Nb x Y de Pearce et al. (1984), com o objetivo de situar os granitos estudados em um contexto geotectônico, forneceu resultados semelhantes aos já sugeridos para os granitos da subprovíncia Estanífera Paranã (Marini & Botelho, 1986; Bilal, 1991; Botelho, 1992), estando as rochas da ZGP incluindo aquelas muito transformadas) situadas quase exclusivamente no campo dos granitos intra-placa (figura V.27).

Segundo Pearce et al. (1984), a maioria dos granitos classificados como intra-placa preenche a descrição de granitos tipo A, os quais caracterizam-se quimicamente por altos conteúdos de SiO_2 , $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, Fe/Mg, Ga/Al, Zr, Nb, Ga, Y e Ce, e baixos CaO e Sr (Whalen et al., 1987). Os granitos tipo A exibem mineralizações de Sn, Mo, Bi, Nb, W, Ta e F. Várias dessas características são observadas nos granitos da ZGP, como altos teores de SiO_2 , $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, Fe/Mg, Zr, Nb, Y e Ce, e baixos CaO e Sr, além da mineralização de cassiterita.

Contrariamente ao proposto por Pearce et al. (1984), para Whalen et al. (1987) os granitos tipo A ocorrem em vários ambientes tectônicos, não indicando necessariamente um ambiente anorogênico ou de rifteamento.

Entretanto, a associação de granitos não deformados com rochas vulcânicas ácidas de mesma idade na subprovíncia Paranã sugere um ambiente anorogênico para ~~esses~~ granitos (Marini et al., 1985; Pimentel et al., 1991J).

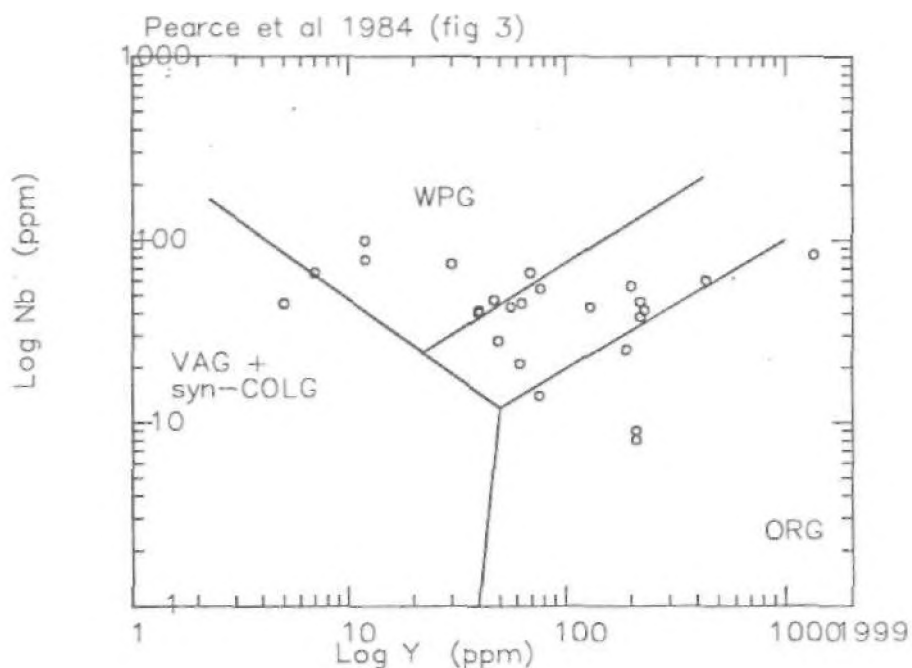


Figura V.27 - Gráfico de Pearce et al. (1984) discriminando os granitos por ambiente tectônico. syn-COLG = granitos sincolisionais; VAG = granitos de arcos vulcânicos; WPG = granitos intra-placa; ORG = granitos de cadeias meso-oceânicas. As rochas da Zona Greisenizada Principal situam-se no campo dos granitos intra-placa.

V.4.6 - Conclusões

As rochas graníticas que afloram na Zona Greisenizada Principal (ZGP) do Maciço Mangabeira foram submetidas a processos metassomáticos (albitização e greisenização), os quais provocaram a mobilidade de vários componentes químicos.

A utilização dos dados químicos de rochas pouco transformadas possibilitou o conhecimento de características importantes dessas rochas.

Todas as rochas da ZGP, com exceção do leucogranito, pertencem à família de granitos g2, descrita por Botelho (1992), estando entre as mais evoluídas da série. A família a que pertence o leucogranito (LGR) não foi possível de ser estabelecida, bem como a relação desse granito com as demais rochas estudadas.

O granito g2d possui baixos teores de F, Li, FeO, Al_2O_3 , Rb, Zn e Sn e altos teores de Ba e Sr, comparativamente aos demais granitos da área. Seus espectros de TR caracterizam-se por uma forte anomalia negativa de Eu.

O granito à albita e topázio (GAT) derivou da diferenciação magmática do granito g2d e assemelha-se aos topázio granitos descritos na literatura. Ele é mais rico em Li, F, Sn, Rb, Zn, Ta e FeO que o g2d, é mais pobre em Ba e Sr e os seus padrões de TR diferem dos do fácies g2d por mostrarem um empobrecimento em TR pesadas, o que sugere um importamento compatível para as TR pesadas durante a evolução da família g2.

A amostra de LGR analisada possui FeO equivalente os teores do GAT e seus conteúdos de Al_2O_3 e Rb assemelham-se aos do g2d. Os teores de F são intermediários entre os dois fácies, os de Ta, Zn e Sn são baixos e os teores de Th são elevados. Essa superposição de teores do LGR com o GAT e o granito g2d e a quase ausência de dados desse granito são fatores que contribuem para o fraco entendimento da relação do LGR com os demais granitos estudados. Além disso, o LGR possui um padrão de TR completamente distinto do apresentado pelo GAT e g2d.

Os greisens à zinnwaldita (do GAT) possuem características químicas que os distinguem dos greisens à fengita (do g2d), como teores mais elevados de FeO, Li, Rb e

A rocha à quartzo e topázio é anômala na área, sendo quimicamente distinta das demais. Possui elevados teores de SiO_2 , Al_2O_3 , F e Cu e baixos teores de Na_2O , K_2O , Rb, Ba, Sr e Li. Seu padrão de TR assemelha-se aos do g2d. O espalhamento de pontos da RQT em alguns diagramas pode sugerir uma origem metassomática para essa rocha. Entretanto, ela mantém muitas semelhanças petrográficas e químicas com os topazitos, descritos por Eadington & Nashar (1978) como tendo origem magmática.

CAPÍTULO VI

ESTUDO DA OCORRÊNCIA DE ÍNDIO DO MACIÇO MANGABEIRA

VI - ESTUDO DA OCORRÊNCIA DE ÍNDIO DO MACIÇO MANGABEIRA

VI.1 - INTRODUÇÃO

O índio, símbolo In, é um elemento químico do grupo IIIA da Tabela Periódica, situado entre o gálio e o cálio. Com exceção do boro, esse grupo é constituído por elementos metálicos típicos (O'Connor, 1977) .

A tabela VI.1 resume as principais propriedades físicas e químicas do índio, onde se destaca o seu baixo ponto de fusão.

Tabela VI.1 - Principais propriedades do In

Número atômico	49
Peso atômico	114,6
Ponto de fusão (°C)	156,2
Densidade (g/cm ³)	7,3

Fonte : Weeks (1971) e O'Connor (1977) .

A sua utilização dá-se na indústria eletrônica, na fabricação de instrumentos ópticos, em ligas de baixo ponto de fusão, em ligas de suporte, ligas dentárias, em jóias, como graxeta em aeronaves, como selante em juntas, para realizar soldas delicadas, entre outras aplicações. (Weeks, 1971; Économie-Geographie, 1989) .

O maior consumidor de índio atualmente no mundo é o Japão, seguido dos Estados Unidos e da Europa . O preço do metal foi de U\$ 300/Kg em 1988 (Économie-Geographie, 1989) .

Na natureza, o In ocorre normalmente associado ao Sn. Concentra-se, em geral, nos sulfetos, onde se destaca a esfalerita (Burke & Kieft, 1980/ Johan, 1988), mas também ocorre em outros minerais, como calcopirita (Ivanov & Lizunov, 1959; Boorman & Abbott, 1967; Kieft & Damman, 1990), cassiterita, principalmente do tipo "estanho-madeira"

Ivanov & Lizunov, 1959; Moore & Howie, 1979), estanita Boorman & Abbott, 1967), tennantita-tetraedrita e estanoidita (Shimizu & Kato, 1991).

Foram descritos na literatura cinco minerais de índio - roquesita, CuInS_2 (Picot & Pierrot, 1963; Picot, 1973); indita, FeIn_2S_4 (Genkin & MuraVeva, 1963); dizhalindita, $\text{In}(\text{OH})_3$ (Genkin & Murav'eva, 1963); sakuraiita, $\text{Cu,Zn,Fe,Ag}_3(\text{In, Sn})\text{S}_4$ (Kato, 1965; Kato & Shinohara, 1968) e yanomamita, $\text{InAsO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (Botelho, 1992).

Após uma compilação de dados geológicos de diversas partes do mundo a respeito do In, Murao et al. 1991 concluíram que os seguintes fatores são importantes para a formação de depósitos de índio:

- 1) magmatismo ácido;
- 2) granitos da série ilmenita,-
- 3) depósitos hidrotermais de Sn;
- 4) estrutura cauldron para alguns depósitos polimetálicos;
- 5) depósitos de Sn-polimetais subvulcânicos a plutônicos;
- 6) coexistência de cassiterita e sulfetos de Cu em depósitos de Sn-polimetais;
- 7) remobilização do In para a concentração econômica do minério.

Nos locais em que há extração de In, essa é feita através do processamento de minério de zinco, não existindo exploração direta de minerais de In (Weeks, 1971; Économie-Géographie, 1989).

Neste capítulo, serão apresentados os dados existentes sobre a ocorrência de índio na Zona Greisenizada principal (ZGP) do Maciço Mangabeira, quando serão mostradas as análises de In em rocha e em minerais. Por último, far-se-á a sistematização da hipótese sugerida para a concentração do In na ZGP.

VI.2 - MÉTODOS ANALÍTICOS

As análises químicas de In em rocha foram feitas em ICP, no Laboratório de Geoquímica da UnB (LAGEQ), com metodologia desenvolvida pelo Químico responsável pelo laboratório, Geraldo Boaventura. Para a digestão das amostras, utilizou-se água régia.

As análises de minerais foram efetuadas em microsonda Eletrônica CAMEBAX SX50, no Instituto de Geociências, UnB.

VI.3 - O In NA ZONA GREISENIZADA PRINCIPAL

A existência de concentrações de In no Brasil foi recentemente descoberta no Maciço Mangabeira, na área do presente estudo. Além de o elemento estar presente em sulfetos, escorodita e cassiterita, ele ocorre formando minerais de índio: roquesita, dzhalindita e yanomamita (Botelho & Roger, 1990a; Botelho & Roger, 1990b; Botelho, 1992).

Na Zona Greisenizada Principal, o In concentra-se na rocha à quartzo e topázio (RQT) (tabela VI.2). Dentre os granitos, a amostra de GAT- analisada é a que apresenta os menores teores de In (<15 ppm), enquanto os teores no LGR e g2d são de 18 e 15 ppm, respectivamente. Os greisens possuem concentrações superiores às dos granitos que os originaram (21 e 57 ppm, respectivamente para o greisen à fengita e à zinnwaldita), o que demonstra que existiu mobilização do In durante a greisenização que ocorreu na ZGP.

O greisen à zinnwaldita (MG26B) possui teor de In bem superior ao do GAT e greisen à fengita. Ele caracteriza-se por ser muito rico em cassiterita.

Conforme mostraram os estudos petrográficos e químicos, a RQT é bastante peculiar e contém cassiterita,

diversos sulfetos, destacando-se arsenopirita, esfalerita, calcopirita, estanita e tennantita, e minerais de índio.

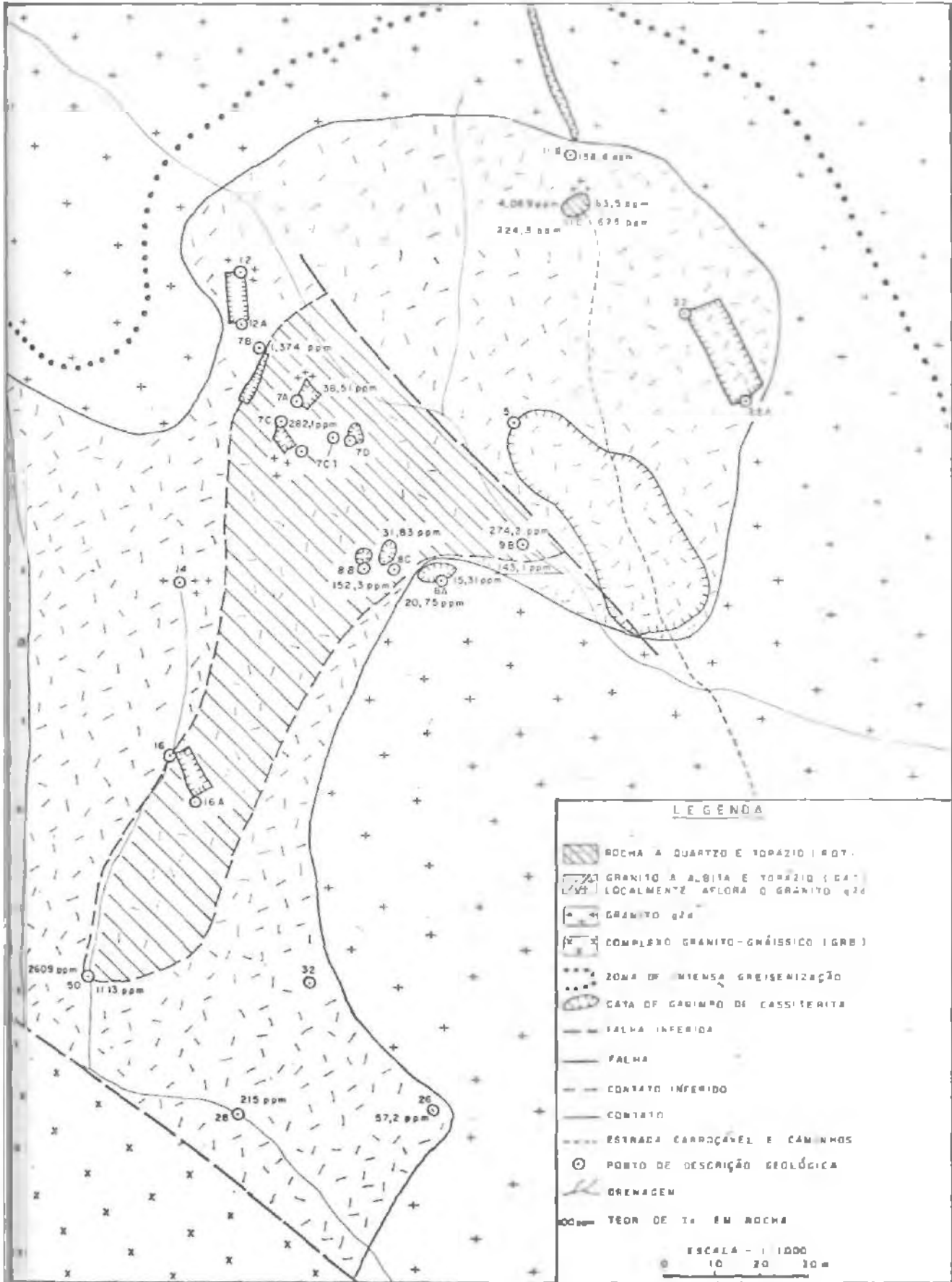
Devido à ZGP ter sido intensa e extensamente explorada por garimpeiros em busca de cassiterita, o mapeamento e a amostragem da rocha à quartzo e topázio tornaram-se muito dificultados. Em superfície, entretanto, a TQT parece ter uma ocorrência praticamente contínua, com direção NE, até a falha inferida nas proximidades da cata 9 (figura VI.1). A rocha volta então a aflorar a NE, na cata

As amostras de RQT pouco transformadas têm cor branca e são compostas principalmente de quartzo, topázio, arsenopirita, cassiterita e mica do tipo zinnwaldita. A arsenopirita está localmente com início de alteração para escorodita. Nessas amostras, o In ocorre principalmente nos grãos de esfalerita inclusa em arsenopirita, cassiterita e topázio (MG7A1) e o seu teor na rocha é baixo (tabela VI.2, amostras MG7A1 e MG8C2).

Nos locais onde houve intensa alteração da arsenopirita para escorodita, a rocha tende a ser verde e constitui-se principalmente de quartzo, topázio, escorodita, restos de arsenopirita, cassiterita e zinnwaldita. Essas amostras de RQT são as mais ricas em In, concentrado principalmente nas massas de escorodita (tabela VI.2, amostras MG50(1) e MG7B1).

A associação entre o In, sulfetos e cassiterita na ZQP, e a presença de roquesita, levam a classificar a ocorrência de In do Maciço Mangabeira dentre os depósitos de sulfetos-cassiterita (com roquesita) de Vlasov (1964).

Figura VI.1 (página seguinte) - Mapa de parte da ZGP do Maciço mangabeira, mostrando teores de In em rocha. Os valores anômalos ocorrem em amostras de RQT.



Map showing geological features and Th concentrations (ppm):

- Point 1: 152,6 ppm
- Point 2: 4,089 ppm
- Point 3: 63,520 ppm
- Point 4: 224,8 ppm
- Point 5: 1,374 ppm
- Point 6: 38,51 ppm
- Point 7: 282,1 ppm
- Point 8: 31,83 ppm
- Point 9: 274,2 ppm
- Point 10: 152,3 ppm
- Point 11: 15,31 ppm
- Point 12: 20,75 ppm
- Point 13: 243,1 ppm
- Point 14: 2609 ppm
- Point 15: 1113 ppm
- Point 16: 215 ppm
- Point 17: 57,2 ppm

VI.4 - ESTUDO MINERALÓGICO

Na tentativa de melhor compreender a distribuição do In na rocha à, quartzo e topázio, foram realizados estudos em diversos minerais que compõem a paragênese do In na ZGP.

VI.4.1 - Minerais de índio

Dos cinco minerais de In conhecidos, três foram encontrados na ZGP (Botelho, 1992) .

A dzhalindita foi identificada em uma amostra de granito g2d albitizado da cata 11 .

A yanomamita tem a sua localidade-tipo na cata 11 da ZGP e ocorre associada a massas de escorodita.

A roquesita ocorre em filões à quartzo, topázio e zinnwaldita, onde também ocorrem wolframita, cassiterita, tennantita, calcopirita e bismuto nativo. Localiza-se na vizinhança da tennantita (Botelho, 1992) .

No presente trabalho, identificaram-se yanomamita e roquesita. A roquesita ocorre intercrescida com esfalerita, juntamente com a qual será descrita.

VI.4.1.1 - Yanomamita

A yanomamita foi observada em amostras da rocha à quartzo e topázio situadas nas catas 11, 7 e 50, sempre associada à escorodita.

Somente em uma amostra, MM11C7, foram observados cristais euédricos do mineral de In, os quais são bordejados por escorodita (prancha VI.1, fotos 1 e 2) . Essa amostra caracteriza-se por ser rica em cassiterita e inclusões de esfalerita em arsenopirita, cassiterita e topázio, e possui os mais altos teores de In da área, 4.089ppm (tabelas VI.2 e VI.5).

Nas demais amostras, a yanomamita só pôde ser identificada com o auxílio de microscopia eletrônica de

varredura, . em imagens de elétrons retroespalhados. O mineral ocorre finamente disseminado ou como filonetes nas massas de escorodita, substituindo antigos cristais de arsenopirita ou (preenchendo clivagens da mica e fraturas do quartzo e do topázio.

Tabela VI.2 - Resultados analíticos de In em amostras de rochas da ZGP.

Rocha	Amostras	In (ppm)
g2d	MG8A1	15.31
	MG11B2	15B.60
greisen g2d	MG8A4	20.75
GAT	MG28	12.49
greisen GAT	MG26B	57.20
LGR	MG36	18.46
RQT	MG7	282.10
	MG7A1	38.51
	MG7B1	1374.00
	MG8B	152.30
	MG8C2	31.83
	MG9B1	274.20
	MG9B1A	1.43.10
	10111C	625.00
	MM11C1	63.50
	MG11C1	224.30
	IOU1C7	4089.00
	MG50 (1)	2609.00
	MG50A	1113.00
MG50A1	604.00	

A estreita associação entre yanomamita e escorodita é refletida nas análises químicas de minerais opticamente semelhantes à yanomamita, e que são, na realidade, misturas de yanomamita com escorodita (tabela VI.3) .

A tabela VI.3 sugere a existência de substituição entre In e Fe na yanomamita, de modo que a soma dos seus números de átomos na fórmula estrutural tende a igualar-se a 1.

Localmente, a yanomamita ocorre como filmes com 1mm de largura nas massas de escorodita ou em zonações com aquele mineral (ex.: amostras MG7B1 e MG50(1)a; e MM7C1, respectivamente). Análises químicas realizadas em um grão de escorodita onde ocorrem zonações com yanomamita mostram a dificuldade de distinção entre os dois minerais (tabela VI.3, 2-4).

VI.4.2 - Minerais portadores de In

A investigação de lâminas e seções polidas da RQT sob a microsonda eletrônica revelou que os principais minerais concentradores de In na ZGP são a escorodita e a esfalerita. Em seguida vem a estanita e, por último, a cassiterita e a calcopirita. Botelho (1992) identificou ainda outros minerais que contêm In-, ou seja, digenita (0,10% In) e enargita (0,07% In).

VI.4.2.1 - Escorodita

A escorodita desenvolve-se a partir da alteração da arsenopirita e, muito localizadamente, da löllingita. porre envolvendo e/ou percolando esses minerais nos locais p que a transformação foi incipiente, ou como massas proeminentes onde quase não mais existem restos do mineral que a originou. Também preenche fraturas de quartzo, topázio e zinnwaldita.

A distribuição do In nas massas de escorodita é bastante errática (anexo 4), mas é possível constatar que quando o mineral bordejia restos de arsenopirita, seu teor é baixo (ex.: 0,7% In_2O_3 na amostra MM11C7), e quando ocorre como massas mal cristalizadas isoladas, chega a ter 11% In_2O_3 (MG7B1). O teor médio de In na escorodita é de 2,35%.

A investigação de massas de escorodita ricas em In_2O_3 das amostras MG7B1 e MG50(1), por meio de imagens de elétrons retroespalhados em microsonda eletrônica, revelou

que elas são heterogêneas e possuem zonações compostas de filmes de yanomamita intercalados com escorodita. Na amostra MG50(1)a, as zonações apresentam-se com textura coloforme.

A intrínseca associação escorodita-yanomamita nessas zonações e a tendência a haver uma substituição entre In e Fe naqueles minerais (anexo 4 e tabela VI.3) podem significar que exista um sistema binário $\text{FeAsO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ / $\text{InAsO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, de modo que quando as concentrações de In são baixas, forma-se uma solução sólida entre os dois minerais. A temperaturas baixas e/ou quando o sistema torna-se supersaturado em In, ocorre a desmistura.

Uma outra explicação para essa associação é a simples cristalização conjunta, porém independente, dos dois minerais. As texturas descritas anteriormente para as massas de escorodita e os filonetes de yanomamita juntamente com os resultados analíticos apresentados tornam esta possibilidade pouco provável.

Sob o ponto de vista econômico, a escorodita é o mineral mais importante para In da Zona Greisenizada Principal, pois possui teores médios de In_2O_3 elevados e chega a representar 20% da composição modal da RQT (amostra MG11C), além de tratar-se de um mineral hidratado e mal cristalizado, o que facilita a recuperação do In.

VI.4.2.2 - Estanita

A estanita ($\text{Cu}_2(\text{Fe},\text{Zn})\text{SnS}_4$) tem uma ocorrência bastante limitada na ZGP, Apresenta-se em geral inclusa em arsenopirita, mas também ocorre isolada na RQT.

Apesar da sua pouca frequência, a estanita é um importante concentrador de In na área estudada, com teor médio de 1,4% (tabela VI.4). Botelho (1992) obteve um teor médio de 1,98%In para estanitas da ZGP do Maciço Mangabeira.

A existência de In na estrutura da estanita foi detectada nos depósitos de cassiterita-sulfetos de Yakutia, ex-URSS, sendo o seu maior teor, 0,15%In (Ivanov & Lizunov,

1959). No depósito estanífero de Mount Pleasant, Canadá, Boorman & Abbott (1967) identificaram uma estanita hexagonal, pobre em In (0,04% In), e uma tetragonal, com 2,1% In. Murao & Furuno (1990) descreveram a estanita mais rica em In do mundo, no Depósito polimetálico de Goka, Japão. Seus teores máximos são de 9,63% In.

Botelho (1992) sugeriu uma possível solução sólida entre estanita e sakuraiita para explicar a introdução de In na estrutura da estanita do Maciço Mangabeira. Shimizu et al. (1986) propuseram uma solução sólida contínua para justificar a associação entre sakuraiita, estanita e kesterita $[(Cu, Zn, Fe)_3SnS_4]$ da Mina Ikuno, Japão. A variação de composição entre os três minerais dever-se-ia a uma dupla substituição, $(Zn, Fe) In - CuSn$, na estrutura daqueles minerais.

Tabela VI.4 Composições químicas de estanita, calcopirita (a), e cassiterita (b) da RQT.

	estanita			calcopirita			b)		
	MM11C1	MG11C1	MG 11 C1	MM11C	MG7A1	MG50(1)		MG11C	MG11C
S	28.80	27.35	27.35	34.07	34.83	33.65	As205	0.72	0.37
Fe	7.95	7.82	7.82	29.50	30.22	30.43	Fe203	1.38	0.22
Cu	27.63	23.22	23.22	32.78	34.54	35.03	In203	0.34	0.21
Zn	6.86	8.65	8.65	0.12	0.00	0.07	ZnO	0.00	0.06
In	1.63	1.33	1.33	0.09	0.05	0.16	SnO2	98.35	98.99
Sn	25.36	23.16	23.16	0.01	0.01	0.05	Total	100.79	99.85
Cd	0.27	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00			
AS	0.00	8.94	8.94	0.00	1.27	0.42			
Total	98.50	100.48	100.48	98.58	100.93	99.81			

Existem trabalhos que se referem à esfalerita para explicar o enriquecimento em In da estanita, os quais serão abordados no item seguinte.

VI.4.2.3 - Esfalerita

Dois tipos distintos de esfalerita ocorrem na rocha à quartzo é topázio, no Maciço Mangabeira. O tipo I é representado por esfalerita de cor vermelha- intensa em luz transmitida, que ocorre como pequenas inclusões na arsenopirita, topázio e cassiterita (prancha VI.1, foto 3). Caracteriza-se quimicamente por ser rica em In, com teores variando de 2 a 6%In (tabela VI.5). Botelho (1992) descreveu esfalerita com 11%In na RQT.

Análises espectrográficas realizadas por Deer et al. (1966) sugerem que a cor vermelha da esfalerita deve-se à presença de Sn, In, Ag e Mo na sua estrutura.

A esfalerita II possui cor castanha amarelada e ocorre tanto inclusa em arsenopirita como sob a forma de grãos isolados na rocha, com até 1,5 mm' de diâmetro (prancha VI.1, foto 4). Ao contrário da esfalerita I, esta é pobre em In, com teor máximo de 1%In. (tabela VI.5).

Um grão de esfalerita distinto das esfaleritas I e II ocorre na amostra MM7C1. O mineral é opaco, mais pobre em Fe e mais rico em In que as demais esfaleritas analisadas (tabela VI.5 e figura VI.2).

Independentemente de que tipo de esfalerita está incluso na arsenopirita, esta é sempre muito pobre em In, o que deixa claro que a arsenopirita não é um mineral portador de In na Zona Greisenizada Principal (tabela VI.7).

Kieft & Damman (1990) também descreveram dois tipos distintos de esfalerita, nos escarnitos da Área Gåsborn, Suécia. O tipo pobre em In contém menos de 0.1%In e o outro, 0,1 a 2%In. Suas cores entretanto são idênticas, marron avermelhado intenso em luz transmitida.

Em uma seção polida da amostra MG7A1, a esfalerita associa-se a tennantita, calcopirita e bismutinita + galena, todos inclusos em arsenopirita (prancha VI.1, foto 5). Seu conteúdo de In é maior que 15%. Entretanto, a imagem de elétrons retroespalhados desse grão revelou que a esfalerita

está intercrescida com roquesita (CuInS_2) e calcopirita (tabela VI.6). O sulfeto de In ocorre segundo os planos de clivagem da esfalerita, (011), e segundo outras direções (prancha VI.1, foto 6), onde suas lamelas são mais largas, com até 2 μm de largura.

Outros minerais significativos nessa amostra são cassiterita, wolframita e löllingita. Esta ocorre como grãos de 200 μm de diâmetro, isolados na ganga, praticamente sem alteração.

Quimicamente, a esfalerita da rocha à quartzto e topázio apresenta uma forte correlação positiva entre In e Cu (figura VI.2a) e sua razão atômica In/Cu iguala-se a 1 (tabelas VI.5 e VI.6). A roquesita analisada também possui a mesma relação entre In e Cu (tabela VI.6).

A relação entre In e Fe nas esfaleritas da ZGP é complexa. Enquanto na "esfalerita" MG7A1, o teor de In varia e o Fe permanece constante, nas demais esfaleritas estudadas, o In varia muito pouco para variações acentuadas no teor de Fe (figura VI.2b).

As misturas identificadas na amostra MG7A1 mostram uma fraca correlação negativa entre In e Fe e estão entre as mais pobres em Fe, de maneira semelhante aos resultados de Kieft & Damman (1990) (tabela VI.6 e figura VI.2b). Essa correlação negativa pode significar a existência de substituição entre In e Fe na roquesita e nas misturas esfalerita-roquesita.

Por outro lado, as esfaleritas I e II possuem uma fraca correlação positiva entre aqueles elementos, sendo as esfaleritas mais pobres em In (tipo II) também muito empobrecidas em Fe. Essa relação pode estar sugerindo a introdução simultânea de In e Fe nas estruturas dessas esfaleritas, hipótese já descrita na literatura, mas em geral descartada (Zabarina et al., 1961; Oen et al., 1980; Johan, 1988; Kieft & Damman, 1990).

Tabela VI6 - Análises químicas de esfalérita manufaturada a quente e calcopirita

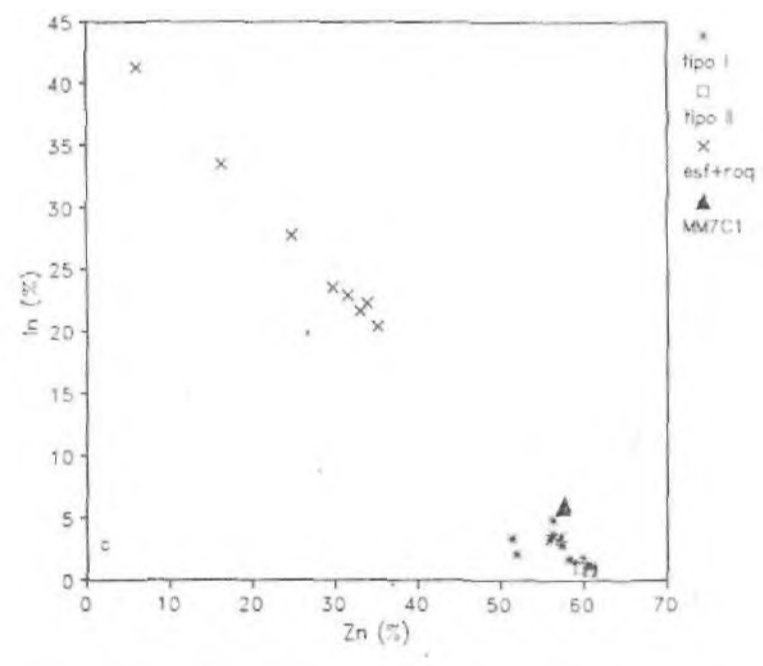
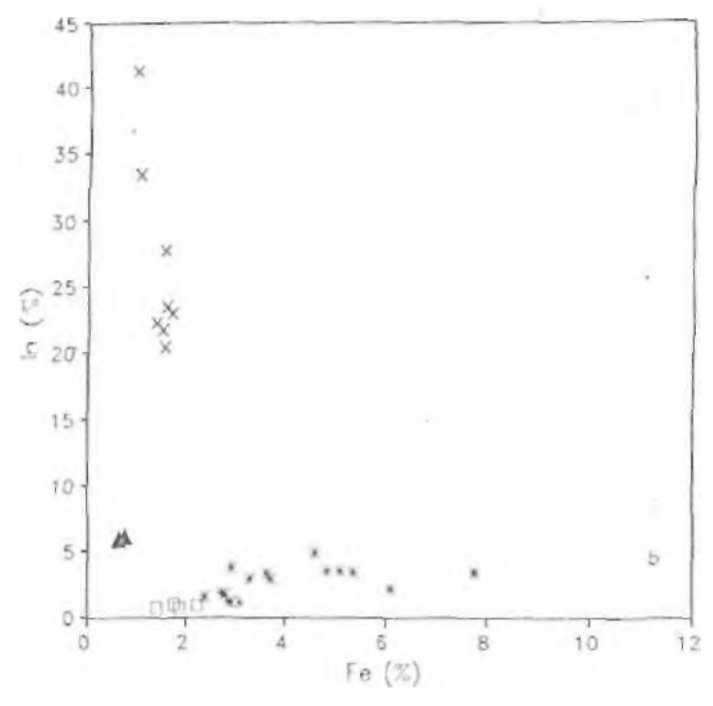
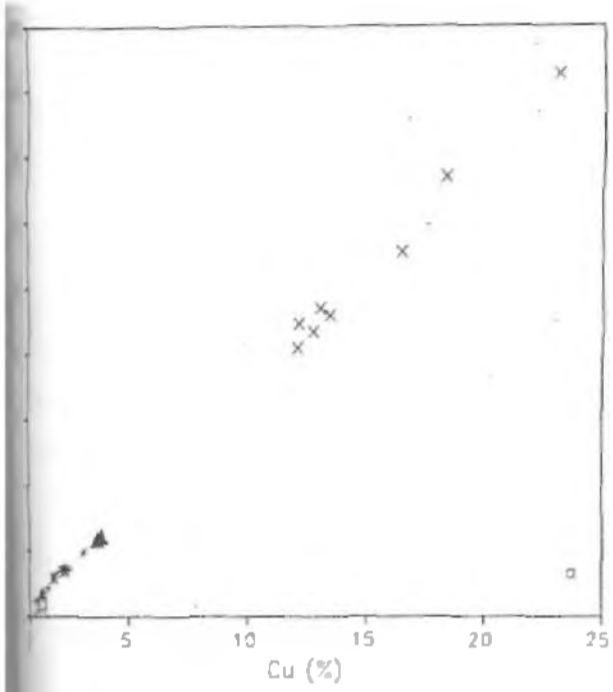
	Req		Espal		Espal/Req		Espal/Req					
	MG/Al	MG/Al	MG/Al	MG/Al	MG/Al	MG/Al	MG/Al	MG/Al	MG/Al	MG/Al	MG/Al	
S	25,95	29,66	30,06	29,04	26,67	28,53	29,30	28,49	29,32	28,67	28,10	
Fe	0,97	18,49	16,14	12,05	1,06	1,50	1,69	1,56	1,56	1,97	1,50	
Cu	23,09	23,49	26,67	26,24	18,34	12,71	13,41	16,45	13,05	12,09	13,09	
Zn	6,11	0,06	7,67	6,19	16,28	33,08	31,19	21,75	35,16	33,86	29,76	
As	41,30	16,38	15,50	22,29	33,41	21,63	22,93	27,75	20,46	22,29	23,52	
Se	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,00	0,00	0,00	0,00	n.a.	n.a.	
Cl	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,02	0,81	0,70	0,85	n.a.	n.a.	
Total	97,42	91,08	90,03	95,82	95,75	98,38	89,05	99,70	99,38	98,29	95,96	
fórmula estrutural considerando-se o total de átomos igual a 2												
s	0,99	0,99	0,99	0,99	0,90	0,98	0,99	0,99	0,99	0,98	0,90	
Fe	0,02	0,36	0,30	0,24	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	
Cu	0,44	0,50	0,44	0,45	0,34	0,22	0,23	0,29	0,29	0,21	0,23	
Zn	0,11	0,00	0,12	0,10	0,30	0,56	0,52	0,42	0,58	0,57	0,51	
As	0,44	0,15	0,14	0,21	0,35	0,21	0,22	0,27	0,19	0,21	0,23	
Se	-	-	-	-	-	0,00	0,00	0,00	0,00	-	-	
Cl	-	-	-	-	-	0,01	0,01	0,01	0,01	-	-	

Simbologia: Req = calcopirita; Esp = esfalérita; Req = requisição.

Tabela VI7 - Análises de arsenopirita da PQT

	MG/Al	MG/Al	MG/Al	MM1107	MM1107	MM1108	MM1108	W50011
S	19,09	18,42	18,58	17,48	18,20	17,36	17,50	19,02
Fe	35,13	34,88	35,04	37,10	37,02	36,46	36,58	35,12
Cu	0,05	0,00	0,01	0,00	0,00	0,06	0,01	0,00
Zn	0,09	0,08	0,00	0,05	0,00	0,13	0,00	0,25
As	0,05	0,00	0,00	0,04	0,01	0,02	0,00	0,00
Se	0,00	0,00	0,00	0,03	0,04	0,02	0,00	0,01
Cl	49,87	51,63	51,72	51,70	49,91	51,88	50,47	50,92
Total	104,28	105,01	105,36	106,30	105,22	105,84	104,55	105,52

Os análises com As superabundante. Servem apenas para mostrar a baixa teor de As.



- * tipo I
- tipo II
- x esf+roq
- ▲ MM7C1

Figura VI.2 - Relações entre In e Cu (a), In e Fe (b) e In e Zn (c) para as esfaleritas analisadas e mistura esfalerita + roquesita de amostras RQT.

Uma forte correlação negativa existe entre o In e o Zn das esfaleritas estudadas, sendo mais proeminente para a "esfalerita" MG7A1 (figura VI.2c).

Relações semelhantes às aqui apresentadas entre In, Cu, e Zn foram relatadas por Oen et al. (1980), Johan (1988) e Kieft & Damman (1990) em esfaleritas indíferas de outras regiões do mundo. As conclusões a que chegaram tais pesquisadores podem ser muito valiosas nas interpretações das observações extraídas das esfaleritas da ZGP e por essa razão serão aqui discutidas.

- Relação esfalerita - roquesita - estanita

Oen et al. (1980) analisaram uma esfalerita euedricamente zonada, intercalada com zonas de estanita, do Depósito subvulcânico-hidrotermal de chumbo-zinco de Cartagena, Espanha, cujas temperaturas de formação variam de 320 a 150°C.

Com base nas suas observações e nas correlações positivas entre In, Cu e Sn e ausência de relação entre In e Fe, os autores sugeriram a existência de soluções sólidas descontínuas no sistema $(Zn,Fe)S - Cu_2FeSnS_4 - CuInS_2$ / esfalerita - estanita - roquesita.

A temperaturas mais elevadas, teria havido cristalização alternada de esfalerita e estanita, sendo que a estanita representaria a fase de mais alta temperatura. Um decréscimo na temperatura do fluido teria provocado a cristalização de esfalerita rica em In. Finalmente, no estágio de mais baixa temperatura, teria havido cristalização de esfalerita quase pura, com baixo Fe, Cu, Sn

Johan (1988) afirmou que o único mecanismo possível para explicar a introdução de In na estrutura da esfalerita é a seguinte substituição:



Segundo o autor, a incorporação de In na esfalerita não pode ser simplesmente atribuída a uma solução sólida limitada com roquesita, como apregoaram Oen et al. (1980) .

Johan (1988) não conseguiu explicar a razão da concentração preferencial de In e Cu nas zonas de crescimento (111) de alguns cristais de esfalerita. Na amostra MG7A1, entretanto, a concentração de In e Cu segundo planos da esfalerita deve-se à existência de roquesita nessas direções. Essa observação favorece a hipótese de Oen et al. (1980) .

Burke & Kieft (1980) constataram a existência de roquesita associada com Cu-In esfalerita, em Langban, Suécia. Na esfalerita, há intercalações de porções ricas em In (9-10%In), marron escuras, com porções contendo 0-5,5%In, incolores a marron claras. Essas intercalações, juntamente com a razão atômica Cu/In igual a 1 nas esfaleritas, fizeram com que os autores propusessem a existência de uma solução sólida primária parcial descontínua entre esfalerita e roquesita, cuja fórmula seria $Zn_{2-2x}Cu_xIn_xS_2$ de acordo com a proposição de Oen et al. (1980).

Kieft & Damman (1990) também utilizaram a proposição de Oen et al. (1980) para explicar os dois tipos de esfalerita de Gasborn, Suécia. Eles sugeriram que as análises de esfalerita rica em In representariam uma mistura de esfalerita pobre em Fe com calcopirita e roquesita. Juntamente com essa mistura, existe uma fase desconhecida, rica em In e Zn. Essa mistura sugerida, mas não comprovada, na Suécia equivale à observada na amostra MG7A1.

Com base nas observações extraídas da esfalerita MG7A1 e nas descritas na literatura, a hipótese mais provável no momento para explicar a associação esfalerita-roquesita na amostra MG7A1 é a da existência de uma solução sólida descontínua entre aqueles minerais. As lamelas de exsolução de roquesita observadas na esfalerita devem-se à supersaturação de In na esfalerita.

Kieft & Damman (1990) estipularam em 2% In o limite máximo de solubilidade de In em esfalerita rica em Fe. Nas amostras aqui estudadas, entretanto, observa-se que esfaleritas com 6%In • não apresentam qualquer outra fase visível, indicando que na ZGP esse limite deve ser pelo menos três vezes superior ao das esfaleritas da Suécia.

As conclusões de Oen et al. (1980) podem ser aplicadas aos dois tipos de esfalerita observados na ZGP. A esfalerita II, quase pura, pobre em In e Fe, seria de mais baixa temperatura que a do tipo I, conforme sugeriu Botelho (1992).

A proposta de Oen et al. (1980) pode ser extrapolada para explicar os altos teores de In nas estanitas da ZGP. Os autores avaliaram a possibilidade da existência de uma solução sólida descontínua entre roquesita e esfalerita, dentro de um sistema estanita-esfalerita-roquesita, mas não avançaram relativamente à relação roquesita-estanita.

Apesar da ausência de estudos experimentais nesse sistema, a frequente associação entre In e estanita pode significar que realmente existe uma solução sólida roquesita-estanita.

VI.4.2.4 - Calcopirita

A calcopirita é um mineral pouco frequente na RQT e ocorre inclusa na arsenopirita, juntamente com esfalerita. Seus teores de In são baixos, mesmo quando o mineral está associado a esfaleritas muito ricas em In, como na amostra MG7A1. Localmente, entretanto, seus teores chegam a 0,16%In amostra MG50(1); tabela VI.4).

Em outras regiões do mundo, a calcopirita é um concentrador de In de importância mediana. As calcopiritas de Mount Pleasant, Canadá, por exemplo, contêm 0,16 a 0,98%In (Boorman & Abbott, 1967) e as da Mina Goka, Japão, 0,34 a 0,48%In (Murao & Furuno, 1990).

VI.4.2.5 - Cassiterita

Pelo menos duas fases distintas de cassiterita formaram-se na RQT. A primeira fase é representada por grãos isolados de cassiterita, por vezes inclusos em arsenopirita, de cor castanha avermelhada, esporadicamente com inclusões de esfalerita.

A outra fase de cassiterita, tardia, menos avermelhada, é representada por grãos submilimétricos do mineral na massa de escorodita, os quais são contemporâneos à escorodita.

Poucas análises foram realizadas em cassiterita, mas servem para mostrar que o mineral é um importante concentrador de In, com teores semelhantes aos obtidos por Botelho (1992), 0,3% In_2O_3 (tabela VI.4).

Os teores mais elevados de In em cassiterita até o momento são os teores semiquantitativos de 1,21%In obtidos por Murao & Furuno (1990) na Mina Goka, Japão.

VI.5 - DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

VI.5.1 - A concentração do In na ZGP do Maciço Mangabeira

Comparando-se os fatores geológicos importantes para que haja formação de depósitos de In enumerados por Murao et al. (1991) com as características geológicas da ZGP, conclui-se que a área avaliada possui todas as condições suficientes para conter um depósito de In.

A mineralização da ZGP enquadra-se entre os depósitos de cassiterita-sulfetos (com roquesita) de Vlasov (1964).

A rocha hospedeira do In na área estudada é a RQT, que pode ser tanto um produto de alteração hidrotermal do granito à albita e topázio (GAT) como a fase mais tardia de cristalização do magma que originou os granitos g2. Nessa

rocha, o In concentrou-se inicialmente em esfalerita (e estanita) e posteriormente, devido à rocha ter sido submetida a processos de alteração, em escorodita e yanomamita.

A explicação para a concentração de In nos sulfetos está na possível existência de soluções sólidas limitadas no sistema esfalerita-estanita-roquesita, onde o Zn da esfalerita seria substituído por In + Cu para originar a roquesita.

A incorporação de In nas estruturas de esfalerita estanita deve-se às semelhanças químicas e cristal químicas entre o In^{3+} , o Zn^{2+} e o Sn^{4+} e seus sulfetos.

Tabela VI.8 - Características estruturais de alguns sulfetos.

Mineral		Distância interatômica		Coordenação
ZnS	Esfalerita	Zn-S	2,35	Tetraédrica
CuFeS ₂	Calcopirita	Fe-S	2,28	Tetraédrica
		Cu-S	2,28	
Cu ₂ FeSnS ₄	Estanita	Cu-S	2,31	Tetraédrica
		Fe-S	2,36	Tetraédrica
		Sn-S	2,43	•
Cu ₃ AsS ₄	Enargita	Cu-S	2,31	Tetraédrica
		As-S	2,24	
Cu ₃ SbS ₃	Tetraedrita	Cu-S	2,1-2,23	Tetraédrica
		Sb-S	2,43	
CuInS ₂	Roquesita sintética	M-S (média)	2,39	

Fonte dos dados : Anderson (1953) e Berry (1956) in Boorman & Abbott (1967) .

A roquesita é isoestrutural à calcopirita (Picot & Pierrot, 1963), ao mesmo tempo que tennantita-tetraedrita, estanita e calcopirita são estruturalmente semelhantes à esfalerita. Esses minerais têm superestruturas derivadas da estrutura da esfalerita, baseada em um empacotamento cúbico apertado de átomos de S, com os átomos de metais em coordenação tetraédrica (Wuensch, 1974) (tabela VI.8).

Os sulfetos concentradores de In possuem distâncias de ligação M-S semelhantes (tabela VI.8). Temperaturas elevadas fazem com que eles adquiram uma estrutura pseudo-esfalerita e apresentem uma considerável miscibilidade entre si, favorecendo a incorporação do In (Anderson, 1953). Em condições de baixa temperatura, essa miscibilidade não ocorre e o In consegue entrar apenas na esfalerita, pois as constantes cristaloquímicas de Zn e In são muito semelhantes (tabela VI.9) (Anderson, 1953; Zabarina et al., 1961).

Tabela VI.9 - Propriedades cristaloquímicas de alguns elementos.

Elemento	Raio atômico	fon	Raio iônico	Potencial de ionização	Eletronegatividade
Ldio	1,66	In ³⁺	0,92	9,28	1,60
jinco	1,39	Zn ^{2*}	0,83	9,02	1,50
rabre	1,28	Cu ⁺	0,96	7,67	1,80
		Cu ^{2*}	0,80	10,17	2,00
lestanho	1,58	Sn ^{2*}	1,04	7,28	1,65
		Sn ^{4*}	0,74	10,18	1,80
l ferro	1,27	Fe ²⁺	0,83	7,95	1,65
		Fe ^{3*}	0,67	10,56	1,80

Fonte dos dados: Zabarina et al. (1961). tons em coordenação octaédrica.

PRANCHA VI.1

Foto 1 - Cristais euédricos de yanomamita em uma lâmina de rocha à quartzo e topázio (MM11C7) . N// (escala = 50/um) .

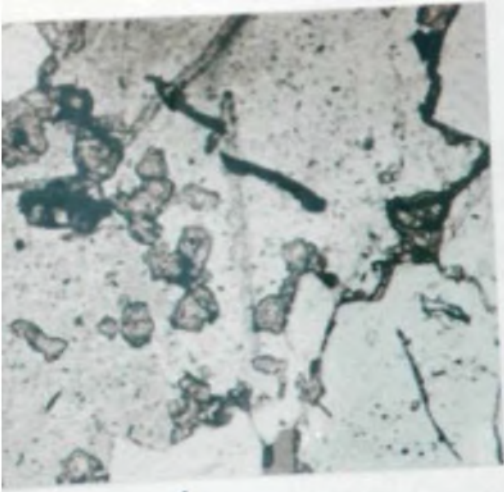
Foto 2 - Imagem de elétrons retroespalhados para os grãos da foto 1, onde se observam os cristais de yanomamita (y) bordejados por escorodita (e) . (c: cassiterita) .

Foto 3 - Esfalerita vermelha, rica em In (tipo I) , inclusa em arsenopirita, que está sendo alterada para escorodita, à qual associa-se cassiterita (amostra MM11C7) . N// (escala = 50 /um) .

Foto 4 - Esfalerita amarela, pobre em In (tipo II) , inclusa em arsenopirita. N// (escala = 50 um) .

Foto 5 - Seção polida de RQT (MG7A1) , mostrando um grão de arsenopirita com inclusão de bismutinita (bi) + tennantita (ten) + calcopirita (cp) + esfalerita (esf) e roquesita (r) . No alto da fotomicrografia, observa-se escorodita alterando a arsenopirita. N// (escala = 10/um) .

Foto 6 - Imagem de elétrons retroespalhados da inclusão ilustrada na foto 5, mostrando a roquesita (rq) em planos cristalográficos da esfalerita (esf) .



1



2



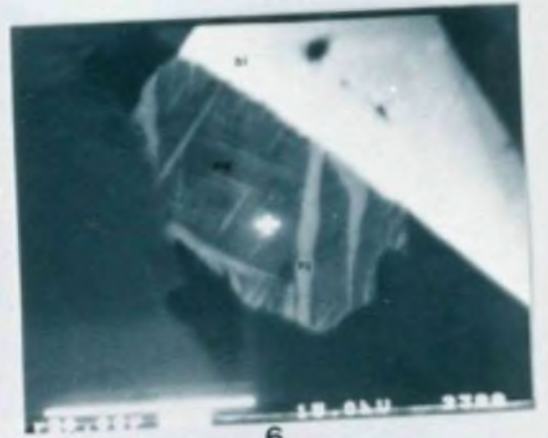
3



4



5



6

Segundo Boorman & Abbott (1967), a substituição do In nas estruturas dos sulfetos deve ser governada principalmente pelo tipo de empacotamento do S. A valência e o tamanho dos átomos substituídos seriam de importância secundária.

Na Zona Greisenizada Principal, as condições de cristalização das esfaleritas e estanitas ricas em índio da RQT são desconhecidas. Entretanto, os elevados teores de In nas esfaleritas do tipo I, associada a wolframita e löllingita, sugerem condições de temperatura elevada para a sua formação.

De acordo com resultados obtidos por Botelho (1992), a cristalização de uma paragênese da RQT constituída por cassiterita, wolframita e löllingita teria ocorrido a temperaturas intermediárias a 490 e 530°C. Desse modo, sugere-se que a entrada do In nos sulfetos inclusos em arsenopirita da RQT tenha ocorrido em um primeiro estágio de formação da rocha. A desmistura de roquesita teria ocorrido no estágio subsequente, de temperatura mais baixa.

Posteriormente, a RQT foi submetida a um processo de alteração, causando a mobilização do In para as massas de escorodita e formação de yanomamita. Esses dois minerais estão frequentemente associados, às vezes em zonas dentro de massas de escorodita, as quais podem dever-se a desmistura dentro do sistema escorodita-yanomamita ou ter-se formado separadamente da escorodita.

Localmente, é possível observar-se ligação entre esfalerita rica em In. e escorodita. Apesar de o conteúdo de In nessa escorodita específica ser baixo (0,75%In₂O₃, amostra MM11C7), a associação mostra que parte do In presente na escorodita da RQT migrou de minerais como esfalerita durante a alteração das paragêneses mais precoces da rocha.

A pequena quantidade de esfalerita e estanita nas amostras de RQT pouco alterada e os baixos teores de In nessas rochas induzem à hipótese de que houve entrada

adicional de In na RQT durante a sua alteração, de modo que os seus fácies alterados sejam portadores de elevados teores de In.

O tipo de alteração que resultou na formação da escorodita rica em In e yanomamita, se hidrotermal ou supergênica, ainda é fruto de especulações. A presença de textura colofome na associação escorodita-yanomamita sugere uma origem supergênica para esses minerais. Entretanto, o fato de ocorrer yanomamita bem cristalizada e de esses arseniatos percolarem extensamente microfraturas em outros minerais, como topázio, quartzo e zinnwaldita, sugere a atividade de um fluido de mais alta temperatura para originar esses arseniatos hidratados.

VI.5.2 - Potencial indífero da Zona Greisenizada Principal

O estudo da ocorrência de In em concentrações anômalas em amostras da ZGP mostrou que a área é potencialmente rica em In.

O In possui uma distribuição geográfica bem delimitada na ZGP, concentrando-se especificamente na rocha à quartzo e topázio (figura VI.1; tabela VI.2).

No greisen à zinnwaldita analisado (MG26B), rico em cassiterita, originado a partir do GAT, o teor de In pode ser considerado razoável (57 ppm), não se aproximando entretanto dos altos teores encontrados na RQT alterada (tabela VI.2). Nas demais rochas da ZGP - granito g2d, GAT, LGR e greisens à fengita - os teores de In são muito baixos, o que significa que a concentração de In deu-se no líquido mais residual ou durante o mais intenso processo de greisenização do GAT, caso a RQT seja metassomática.

Uma exceção aos baixos teores de In nos granitos é a amostra de granito g2d, MG11B2, que possui 158.6 ppm In (tabela VI.2). Ela diferencia-se das demais amostras de granito por ser rica em sulfetos e malaquita, onde pode ter-

se concentrado o índio. Botelho (1992) identificou dzhalindita em uma amostra semelhante à MG11B2.

Os minerais- mais importantes para In na área estudada são, em ordem decrescente, escorodita, yanomamita, cassiterita, esfalerita, estanita e calcopirita.

A escorodita é o principal mineral a ser explorado para In na Zona Greisenizada Principal em função de seus teores elevados (2,35% In_2O_3 , em média), sua ocorrência em proporções elevadas na RQT e devido a ser um mineral mal cristalizado, proporcionando fácil recuperação do In.

A yanomamita também é de grande importância econômica, porém ocorre em menor quantidade que a escorodita.

A cassiterita torna-se importante por ser razoavelmente abundante na RQT.

A esfalerita, apesar de possuir teores de In muito elevados e estar intercrescida com a roquesita, é menos frequente que os arseniatos, o que a torna um mineral de interesse econômico secundário. Além disso, o fato de ocorrer em pequenos cristais inclusos em arsenopirita dificulta muito a sua extração.

As amostras MG7A1 e MG7B1 exemplificam de maneira clara o que foi afirmado acima. Apesar de a primeira ser portadora de esfalerita + roquesita inclusas em arsenopirita, ela possui apenas 38,5 ppm de In, enquanto a amostra MG7B1, sem esfalerita mas com quantidades expressivas de escorodita (+ yanomamita), contém 13 74ppm In (tabela VI.2), o que demonstra a importância econômica da escorodita na área.

Nos locais onde ocasionalmente estão presentes esfalerita rica em In, yanomamita e escorodita rica em In, os teores de In em rocha chegam a 4000 ppm (MM11C7; tabela VI.2).

O In ocorre em baixos teores nos demais minerais concentradores do elemento, que, por sua vez, são escassos

na RQT, o que torna esses minerais quase inexpressivos em termos econômicos, relativamente ao In.

Apesar de o estudo realizado em superfície servir apenas como subsídio para o real conhecimento de um depósito, a investigação sobre a importância econômica do In na ZGP revelou a existência de teores expressivos na rocha à quartzo e topázio. Entretanto, para que se tenha uma mensuração quantitativa da existência ou não de um depósito de In na área estudada, fazem-se necessárias avaliações tridimensionais do comportamento da RQT.

CAPÍTULO VII

CONCLUSÕES

VII - CONCLUSÕES

A Zona Greisenizada Principal (ZGP) do Maciço Mangabeira, situada no seu extremo sudoeste, na porção norte da apófise definida por Padilha & Laguna (1981) e Botelho (1992), é composta de diferentes fácies de granitos (granito g2d, granito à albita e topázio e leucògranito) e de greisens, de idade médio-proterozóica, e de uma rocha à quartzo e topázio, anômala em In. As rochas encaixantes são o granito GRB do Complexo Granito-Gnáissico (Arqueano/Proterozóico Inferior) e ultramilonitos de rocha granítica.

A distinção entre os fácies graníticos pôde ser feita com a utilização de dados petrográficos e químicos. O estudo de micas mostrou-se também fundamental na caracterização dos diferentes tipos de rochas da ZGP, onde aqueles filossilicatos se dividem em três grupos - A, B e C, definindo a série fengita-zinnwaldita, somente identificada na Subprovíncia Paranã.

As micas do grupo A, trioctaédricas, representadas por zinnwalditas, são ricas em FeO (>8.9%), F (>6.0%), Rb, Li e Mn e pobres em Al.

As micas do grupo B, dioctaédricas, são fengitas aluminosas, com teores de FeO entre 5 e 9.5% e conteúdos de F entre 0.5 e 4.5%. Possuem baixos conteúdos de Rb, Li e Mn e alto Al.

O grupo C compreende as micas não classificadas dentro dos grupos A e B. São as fengitas litiníferas, intermediárias entre dioctaédricas e trioctaédricas, com teores de F, FeO, Mn, Al, Li e Rb intermediários entre os valores daqueles dois grupos.

O granito g2d, róseo, equigranular médio, composto de quartzo, microclínio micropertítico, albita e fengita aluminosa (grupo B), representa o fácies menos evoluído da família de granitos g2 na ZGP. Quimicamente, caracteriza-se por ser pobre em F, Li, FeO, Al₂O₃, Rb, Zn e Sn, e por ter

altos teores de Ba e Sr. Seu padrão de terras raras é plano, com uma acentuada anomalia negativa de Eu.

O granito à albita e topázio (GAT), composto de quartzo, microclínio micropertítico, albita, fengita litinífera e/ou zinnwaldita e topázio, também pertencente à família g2, derivou do granito g2d por diferenciação magmática. Seus teores de F, Li, FeO, Al_2O_3 , Rb, Zn, Sn e Ta são mais elevados que os do granito g2d, possui teores mais baixos de Ba e Sr e seus padrões de terras raras denotam um empobrecimento em terras raras pesadas, sugerindo um comportamento compatível para aqueles elementos durante a evolução da família g2 na ZGP.

O GAT equivale aos topázio - Li-mica granitos descritos na literatura, os quais têm ocorrência rara, mineralogia pouco comum e estão geneticamente associados a depósitos minerais do tipo Sn-W e Ta-Sn. Eles apresentam elevada razão Na/K, o que ocorre em 50% das amostras de GAT da ZGP.

O GAT e o granito g2d foram submetidos a um forte metassomatismo de percolação, causado provavelmente pela intrusão do GAT, rico em F, o qual se expressa pela greisenização daqueles granitos e pela albitização local do granito g2d. Posteriormente, provavelmente durante o Ciclo Brasileiro, as rochas da ZGP foram submetidas a um evento de cisalhamento, comprovado pela deformação indiscriminada das rochas da ZGP.

Os processos tardi/pós-magmáticos que afetaram as rochas da ZGP provocaram a mobilidade de diversos elementos. FeO, MnO, F, Zn, Li, Rb, Be, Sn, W, SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , P_2O_5 , CaO, Y e Zr foram acrescentados ao sistema durante as transformações dos granitos, ao passo que K_2O , MgO, Ba, Sr, Cu, TiO_2 , Na_2O e Nb foram ora adicionados ora dele retirados, e os elementos Ta e Th foram pouco móveis. Dentre as terras raras do granito g2d, apenas o Gd, Dy, Ho e Er foram pouco móveis, sendo que o Gd apresentou mobilidade praticamente nula.

Para um estudo criterioso da mobilidade de elementos, a realização de amostragem adequada é fundamental, o que ficou comprovado durante a avaliação da mobilidade das terras raras dos fácies g2d, onde os resultados obtidos para os pares extremos (granito menos alterado e greisen) sugerem um comportamento quase imóvel para as terras raras pesadas, diferentemente do que ocorreu ao longo do processo de greisenização.

O greisen originado a partir do granito g2d, verde, contém fengita aluminosa na sua moda (grupo B), enquanto a mica do greisen do GAT é a zinnwaldita (grupo A). Conseqüentemente, este possui teores mais elevados de FeO, Li, Rb e F.

O leucogranito (LGR), de cor cinza, granulação média a grossa é composto de quartzo, feldspato potássico, frequentemente geminado, albita e fengita aluminosa (grupo B). Ele não apresenta características típicas da série g2 ou g1 e ora se aproxima do granito g2d ora do GAT - seu teor de FeO equivale aos do GAT, enquanto os de Al_2O_3 e Rb permitem classificá-lo como granito g2d. Seus teores de F são intermediários entre os daqueles granitos, os de Ta, Zn e Sn são mais baixos e os de Th, mais elevados. Seu padrão de terras raras, composto por dois patamares, com um enriquecimento nas TR leves e empobrecimento nas pesadas, além de forte anomalia negativa de Eu e positiva de La, é completamente distinto dos apresentados pelas demais rochas da ZGP.

- Um tipo petrográfico inusitado ocorre na ZGP, a rocha à quartzo e topázio (RQT), composta de quartzo, topázio, zinnwaldita, arsenopirita e cassiterita, além de poder conter, em quantidades variáveis, escorodita, esfalerita, wolframita, löllingita, calcopirita, bismutinita, galena, estanita, tennantita e yanomamita ($InAsO_4 \cdot 2H_2O$), entre outros minerais, como os diversos arseniatos que foram identificados - arseniato de Sn, de U, de Ba, de K, de Pb e de Bi.

Uma característica petrográfica marcante dessa rocha é o fato de o topázio, ocorrer sob a forma de grãos submilimétricos a milimétricos hipidiomórficos ou como pequenos cristais isolados, inclusos em quartzo e nos grãos maiores de topázio.

Quimicamente, a RQT caracteriza-se por conter elevados teores de SiO_2 , Al_2O_3 , F e Cu e baixos teores de Na_2O , K_2O , Rb, Ba, Sr e Li. Seus padrões de terras raras são semelhantes aos do g2d.

Essa rocha mantém semelhanças químicas e petrográficas com os topazitos, descritos por Eadington & Nashar (1978) como sendo rochas magmáticas. Entretanto, não deve ser descartada a hipótese da RQT ser produto da greisenização do GAT.

Teores anômalos de In foram obtidos na RQT, podendo chegar a 0.4%, o maior teor de In em rocha já descrito. O elemento concentra-se na escorodita, esfalerita, cassiterita e estanita, bem como nos dois minerais de In identificados, yanomamita e roquesita (CuInS_2). Os estudos realizados mostraram a constante associação entre escorodita e yanomamita, sugerindo a existência de soluções sólidas entre aqueles minerais.

A roquesita identificada está intercrescida à esfalerita. Essa relação está de acordo com sugestões feitas na literatura, mas jamais comprovadas, de que existe uma solução sólida esfalerita-roquesita.

CAPÍTULO VIII

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

VIII - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALDERTON, D.H.M.; PEARCE, J.A.; POTTS, P.J. 1980. Rare earth element mobility during granite alteration: evidence from southwest England. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 49:149-165.
- ALMEIDA, Fernando F. de ; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. Províncias estruturais brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8, 1977, Campina Grande. Atas... Campina Grande (PB): [SBG], 1977. p.363-391.
- ANDERSON, J. S. Observations on the geochemistry of indium. *Geoch. Cosmoch. Acta*, London, v. 4, p. 225-240, July 1953.
- ARAÚJO, V.A.; ALVES, A.C. Projeto Canabrava-Porto Real. Rei. Final.Goiânia: CPRM, 1979. v.1, 191 p. (inédito).
- BAILEY, S. W. (Ed.). *Micas*. Washington: Mineralogical Society of America, 1984. 584p. il. (Reviews in Mineralogy, 13).
- BARBOSA, O.B.; BRAUN, O.P.G.; BAPTISTA, M.B. et al. Projeto, Brasília - Goiás. Rio de Janeiro: PROSPEC/DNPM, 1969. 225p.
- BILAL, E. Etude de deux massifs de la province granitique stannifère de l'Etat de Goiás (Brésil) et des formations metasomatiquês associées aux mineralisations en Sn et Be. Paris: Ecole des Mines de Saint-Etienne, 1991. 382p. Tese (Doutorado).
- BIRCH, W.D. Quartz-topaz-loellingite rocks near Eldorado, Victoria. *Austr. J. of Earth Sci.*, v.31, p.269-278, 1984.
- BOORMAN, R. S.; ABBOTT, D. Indium in co-existing minerals from the Mount Pleasant tin Deposit. *Can. Mineral.*, v. 9, p. 166-179, 1967.
- BOTELHO, Nilson F. Les ensembles granitiques subalcalins a peralumineux mineralisés en Sn et In de la Sous-Province Paranã, Etat de Goiás, Brésil. Paris: Universidade Paris VI, 1992. 343p. Tese (Doutorado).
- BOTELHO, Nilson F.; MARINI, Onildo J. Petrografia, petroquímica e transformações tardi/pós-magmáticas do granito estanífero da Pedra Branca(Goiás). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, 1984. Rio de Janeiro. Anais do..., Rio de Janeiro, 1984. p. 2935-2949.

; MARINI, Onildo J.; PAGOTTO, Gilmar; ROSSI, Gilberto;
 ABE, Carlos K.; URA, Carlos,- POSTAL, Flávio. Província
 estanífera do leste de Goiás (subprovíncia do Rio
 Paran). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, 1986,
 Goiânia. Goiânia: SBG, 1986. p. 133-147. [Boletim n. 2
 (Roteiro das excursões técnico-científicas)].

_____; ROGER, Guy. Découverte de minéraux d'indium dans la
 paragenèse sulfure du gite stannifère protrozoique de
 Mangabeira, Goiás, Brésil. C.R..Acad. Sci. Paris, t. 310,
 s. II, p. 247-253, 1990a.

_____; _____. L'indium dans la Province stannifère de
 Goiás (Brésil): mineralogie, interet economique
 potentiel. Bull. de liaison de la Soc. franç. de Min. e
 de Crist., v. 2/3, p. 122-123, Sept. 1990.

BOYNTON, W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements:
 meteorite studies. In: HENDERSON, P. ed. Developments in
 Geochemistry 2: Rare Earth Element Geochemistry.
 Amsterdam, Elsevier, 1984. p.63-114.

BURKE, E. A. J.; KIEFT, C. Roquesite and Cu-In-bearing
 sphalerite from Lngban, Berslagen, Sweden. Can.
 Mineral., v. 18, p. 361-363, 1980.

CAMPBELL, I.H.; LESHER, C.M.; COAD, P. et ai. Rare-earth
 element mobility in alteration pipes below massive Cu-Zn-
 sulfide deposits. Chem. Geol., v.45, p.181-202, 1984.

COCHERIE, A.; JOHAN, V.; ROSSI, P.; STEMPROK, M. Trace
 element variations and lanthanide tetrad effect in a
 Variscan lithium albite granite: case of the Cinovec
 granite (Czechoslovakia). In: PAGEL, M., LEROY, J.L.
 (Eds.) . Source, transport and deposition of metals.
 Rotterdam: Balkema, 1991. p. 745-749.

CHRISTIANSEN, E.H.; BURT, D.M.; SHERIDAN, M.F.; WILSON, R.T.
 The petrogenesis of topaz rhyolites from the western
 United States. Contrib. Mineral. Petrol., n.83, p.16-30,
 1983. .

DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. Minerais constituintes
 das rochas - uma introdução. Lisboa: Fundação Calouste
 Gulbenkian, 1966. 558 p.

DIETRICH, Jacques-; ORLIAC, Mareei; PERMINGEAT, François.
 L'agardite, une nouvelle espèce minérale, et le problème
 du chlorotile. Bull. Soc. fr. Mineral. Cristallogr.,
 v.92, p.420-434, 1969.

EADINGTON, Peter J; NASHAR, Beryl. Evidence for the magmatic
 origin of quartz-topaz rocks from New England Batholith,

- Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, n.67; p.433-438, 1978.
- ECONOMIE GEOGRAPHIE. Les métaux spéciaux. Paris: Institut de l'entreprise, n.267, sept. 1989.
- EDMOND, CR. Direct determination of fluoride in phosphate rock samples using the specific ion electrode. *Anal. Chem.*, v.41, n.10, p.1327-1328, aug. 1969.
- EL BOUSEILY, A.M.; EL SOKKARY, A.A. The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks. *Chem. Geol.*, n. 16, p.207-219, 1975.
- EMMERMANN, R.; DAIEVA, L.; SCHNEIDER, J. Petrologic significance of rare earths distribution in granites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, n.52, p. 267-283, 1975.
- EXLEY, R.A. Microprobe studies of REE-rich accessory minerals: implications for Skye granite petrogenesis and REE mobility in hydrothermal systems. *Earth and Plan. Sci. Lett.*, v.48, p.97-110, 1980.
- FICKLIN, W.H. A rapid method for the determination of fluoride in rocks and soils, using an ion-selective electrode. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, v. 700-C, p. C186-C188, 1970.
- FLYNN, R.T.; BURNHAM, C.W. An experimental determination of rare earth partition coefficients between a chloride containing vapor phase and silicate melts. *Geoch. Cosmoch. Acta*, v.42, p.685-701, 1978.
- FONTEILLES, M. Les mécanismes de la métasomatose. *Bull. Mineral.*, n.101, p.166-194, 1978.
- FONTEILLES, M. La composition chimique des micas lithinifères (et autres minéraux) des granites d'Échassières comme image de leur évolution magmatique. *Géol. de la France*, n.2-3, p.149-178, 1987.
- FOSTER, Margaret D. Interpretation of the composition of lithium micas. *Geol. Surv. Prof. Paper*, Washington, 354-E, 1960.
- FUCK, Reinhardt A.; PIMENTEL, Márcio M.; BOTELHO, Nilson F. Granitoid rocks in west-central Brazil: a review. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATION, 1987, Salvador.' *Extended Abstracts...* Salvador: Sup. Geol. Rec. Minerais, 1987. p. 53-59.
- GENKIN, A. D.; MURAVEVA, I. V. Indite and dzhaldite, new indium minerals. *Am. Mineral.*, v.49, p.439-440, Mar./Apr. 1964.

- GRANT, James A. The isocon diagram : a simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration. *Econ. Geol.*, v. 81, p. 1976-1982, 1986.
- GRESENS, R. L. Composition-volume relationships of metasomatism. *Chem. Geol.*, v.2, p.47-55, 1967.
- HALL, A. Greisenization in the Granite of Cligga Head, Cornwall. *Proc. geol. Assoe*, v.82, n.2, p.209-230, 1971.
- HASUI, Yociteru,- TASSINARI, Colombo C. G.; SIGA JÚNIOR, Oswaldo; TEIXEIRA, Wilson; ALMEIDA, Fernando F. M. de; KAWASHITA, Koji. Datações Rb-Sr e K-Ar do centro-norte do Brasil e seu significado geológico-geotectônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, 1980, Camboriú. Anais... Florianópolis: SBG, 1980. v.5, p.2659-2676.
- HELLMAN, P.L; SMITH, R.E.; HENDERSON, P. The mobility of the rare earth elements: evidence and implications from selected terrains affected by burial metamorphism. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v.71, p.23-44, 1979.
- HENDERSON, C. M. B. ; MARTIN, Joanna S.; MASON, R. A. Compositional relations in Li-micas from S. W. England and France: an ion- and electron- microprobe study.- *Mineral. Mag.*, v.53, p.427-449, Sept. 1989.
- HUMPHRIS, S.E. The mobility of the rare earth elements in the crust. In: Henderson (Ed.) . *Developments in geochemistry 2: rare earth element geochemistry.* Amsterdam: Elsevier Science, 1984. 510p. p.317-342.
- HUTCHISON, CS. Laboratory handbook of petrographic techniques. New York: John Wiley & Sons, 1974.
- HYNDMAN, D.W. Petrology of igneous and metamorphic rocks. New York: McGraw-Hill, 1972. 533p. p.41-43.
- IVANOV, V. V.; LIZUNOV, N. V. Indium in some tin deposits of Yakutia. *Geochemistry*, n.4, p.416-427, 1959.
- JOHAN, Z. Indium and germanium in the structure of sphalerite: an example of coupled substitution with copper. *Min. and Petrol.*, v.39, p.211-229, 1988.
- JOHNSTON, C; CHAPPELL, B.W. Topaz-bearing rocks from Mount Gibson, North Queensland, Australia. *Am. Mineral.*, v.77, p.303-313, 1992.
- KATO, Akira. Sakuraiita, a new mineral. *Am. Mineral.*, v.53, p.1421, 1965. (Resumo apresentado na seção New Mineral Names) .

- KATO, Akira; SHINOHARA, Kunihiro. The occurrence of roquesite from Akenobe Mine, Hyogo Prefecture, Japan. *Min. Jour.*, v.15, n.4, p.276-284, Mar. 1968.
- KIEFT, Kees; DAMMAN, Arend H. Indium-bearing chalcopyrite and sphalerite from the Gásborn área, West Bergaslagen, central Sweden. *Mineral. Mag.*, v.54, p.109-112, Mar. 1990.
- KORZHINSKII, D. S. Theory of metasomatic zoning. Oxford: Clarendon, 1970. 162p.
- KORTEMEIER, Winifred T.; BURT, Donald M. Ongonite and topazite dikes in the Flying W ranch área, tonto basin, Arizona. *Am. Mineral.*, v.73, p.507-523, 1988.
- KOVALENKO, V.I.; FIN'KO, F.A.; LETNIKOV, F.A.; KUZ'MIN, M.I. Certain effusive and subvolcanic rocks with relatively high concentrations of rare elements. *Internat. Geol. Rev.*, v.14, n.6, p.599-608, 1971.
- KOVALENKO, V.I.; KOVALENKO, N.I. Problems of the origin, ore-bearing and evolution of rare-metal granitoids. *Physics of the Earth and Plan. Int.*, n.35, p. 51-62, 1984.
- LUDDEN, J.N.; DAIGNEAULT, R.; ROBERT, R.; TAYLOR, R.P. Trace element mobility in alteration zones associated with Archean Au Iode deposits. *Econ. Geol.*, v.79, p.1131-1141, 1984.
- LUDDEN, J.N.; GELINAS, L.; TRUDEL, P. Archean metavolcanics... 2. mobility of trace elements and petrogenetic constraints. *Can. J. Earth Sci.*, v.19, p.2276-2287, 1982.
- LUDDEN, J.N.; THOMPSON, G. 1979. An evaluation of the behavior of the rare earth elements during the weathering of sea-floor basalt. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 43, p.85-92.
- MACLEAN, W.H.. Rare earth element mobility at constant inter-REE ratios ... *Mineral. Dep.*, v.23, p.231-238, 1988.
- MANNING, D. A. C. The effect of fluorine on liquidus phase relationships in the system Qz-Ab-Or with excess water at 1 Kb. *Contrib. Mineral. Petrol.*, n.76, p.206-215, 1981.
- MANNING, D. A. C. An experimental study of the effects of fluorine on the crystallization of granitic melts. In: EVANS, A.M. (Ed.) *Metallization associated with acid magmatism*. John Wiley & Sons, 1982. 385p. p.191-203.

- MANNING, D. A. C. Late-stage granitic rocks and mineralization in southwest England and southeast Ásia. In: TAYLOR, R. P.; STRONG, D. F. (Eds.) Recent advances in the geology of granite-related mineral deposits. Can. Inst. Mining Metall., 1988. v. 39, p. 80-85.
- _____; PICHAVANT, M. Volatiles and their bearing on the behaviour of metais in granitic systems. In: R. P. Taylor; D. F. Strong (Ed.). Recent advances in the geology of granite-related mineral deposits. Can. Inst. Mining Metall., 1988. v.39, p.13-24.
- MARINI, Onildo J.; BOTELHO, Nilson F. A província de granitos estaníferos de Goiás. Rev. Bras. Geoc., v. 16, n. 1, p.119-131, Mar. 1986.
- MARINI, Onildo J.; BOTELHO, Nilson F.; MACAMBIRA, Moacir J. B.; PROVOST, Ariel. Idade do granito Pedra Branca (Goiás) e possíveis implicações geotectônicas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 2, Goiânia, 1985. Atas.... Goiânia: SBG, 1985. p.90-117.
- MARINI, O.J. FUCK, R.A.; DARDENNE, M.A.; DANNI, J.C.M. Província Tocantins: Setores Central e Sudeste. In: ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y. (Coord.). O Pré-cambriano do Brasil. São Paulo: Edgard Blúcher, 1984. p.205-264.
- MARINI, O.J.; LIBERAL, C.S.; REIS, L.T.; TRINDADE, C.A.H.; SOUZA, S.L. Nova unidade litoestratigráfica do Pré-cambriano do Estado de Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, 1978, Recife. Boletim Especial. Recife: SBG, 1978. p. 126-127.
- MCLENNAN, S.M.; TAYLOR, S.R. Rare earth element mobility associated with uranium mineralisation. Nature, v.282, p.247-250, Nov. 1979.
- MONIER, G.; CHAROY, B.; CUNEY, M. et al. Evolution spatiale et temporelle de la composition des micas du granite albitique à topaze - lépidolite de Beauvoir. Géologie de la France, v.2-3, p.179-188, 1987.
- MONIER, Gilles; ROBERT, Jean-Louis. Evolution of the miscibility gap between muscovite and biotite solid solutions with increasing lithium content: an experimental study in the system $K_2O - Li_2O - MgO - FeO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O - HF$ at $600^\circ C$, 2 Kbar P H_2O : comparison with natural lithium micas. Mineral. Mag., v.50, p.641-651, Dec. 1986.
- MOORE, F.; HOWIE, R. A. Geochemistry of some Cornubian cassiterites. Mineral. Deposita, Berlim, v.14, p.103-107, 1979.

- MURAO, Satoshi; FURUNO, Masanori. Indium-bearing ore from the Goka Mine, Naegi District, Southwestern Japan. *Mining Geol.*, v. 40, n. 1, p. 35-42, 1990.
- MURAO, Satoshi; MASANORI, Furuno; UCHIDA, Angela C. Geology of indium deposits - a review. *Mining Geol.*, v. 41, n. 1, p. 1-13, 1991.
- NESBITT H.W. Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of -a granodiorite. *Nature*, V.279, p.206-210, 1979.
- O'CONNOR, Rod. Fundamentos de química. Tradução por Elia Tfouni. São Paulo: Harper & Row do Brasil, 1977. 619 p.
- OEN, I.S.; Kager, P.; KIEFT, C. Oscillatory zoning of a discontinuous solid-solution series: sphalerite-stannite. *Amer. Mineral.*, v. 65, p. 1220-1232, 1980.
- PADILHA, Jorge Luiz; LAGUNA, André Montes Gutierrez. Geologia dos granitos da Pedra Branca, Mocambo, Mangabeira e Serra do Mendes - Goiás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 1, 1981. Goiânia. Atas..., Goiânia: SBG, 1981. p. 622-643.
- PALACHE, Charles; BERMAN, Harry; FRONDEL, Clifford. The system of mineralogy. New York: John Wiley and Sons, 1963. v. II.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, v.25, p.956-983, 1984.
- PICHAVANT, M; MANNING, D. Petrogenesis of tourmaline granites and topaz granites; the contribution of 'experimental data. *Physics of the Earth and Plan. Int.*, n.35, p. 31-50, 1984. .
- PICOT, Paul. Un nouvel indice de roquesite $CuInS_2$: Les Clochettes, col du Lautaret (Hautes-Alpes). *Bull. Soc. fr. Mineral. Crist.*, v. 96, p. 319-320, 1973.
- PICOT, P.; PIERROT, R. La roquesite, premier mineral d'indium: $CuInS_2$ - *Bull. Soc.fr. Mineral. Crist.*, v.86, p.7-14, 1963.
- PIERROT, R.M. Chemical and determination tables of mineralogy (without silicates). N.York: Masson, 1979. 591p.
- PIMENTEL, Márcio M. ; HEAMAN, Larry; FUCK, Reinhardt A.; MARINI, Onildo J. U-Pb zircon geochronology of precambrian tin-bearing continental type acid magmatism in central Brazil. *Precamb. Res.*, v.52, p.321-335, 1991.

- POLLARD, P.J.; TAYLOR, R.P. Petrogenetic and metallogenetic implications of the occurrence of topaz Li-mica granite at the Yichun Ta-Nb-Li mine, Jiangxi Province, south China. In: PAGEL, M.; LEROY, J.L. (Eds.). Source, transport and deposition of metais. Rotterdam: Balkema, 1991. p. 789-791.
- RAIMBAULT, L. / CHAROY, B.; CUNEY, M.; POLLARD, P.J. Comparative geochemistry of Ta-bearing granites. In: PAGEL, M.; LEROY, J.L. (Eds.). Source, transport and deposition of metais. Rotterdam: Balkema, 1991. p.793-796.
- RIEDER, Milan. Chemical composition and physical properties of lithium-iron micas from the Krusné hory Mts. (Erzgebirge). Contr. Mineral. Petrol., n. 27, p. 131-158, 19707
- SCHWARTZ, M.O. Geochemical criteria for distinguishing magmatic and metasomatic albite-enrichment in granitoids. In: PAGEL, M.; LEROY, J.L. (Eds.). Source, transport and deposition of metais. Rotterdam: Balkema, 1991. p.811-814.
- SHCHERBA, G. N. Greisens. Internat. Geol. Rev., v. 12, n. 2, p. 114-150, 1970a.
- _____: Greisens (part 2). Internat. Geol. Rev., v. 12, n. 3, p. 239-255, 1970b.
- SHIMIZU, Masaaki; KATO, Akira. Roquesite-bearing tin ores from the Omodani, Akenobe, Fukuku, and Ikuno polymetallic vein-type deposits in the inner zone of southwestern Japan. Can. Mineral., v.29, p.207-215, 1991.
- SHIMIZU, Masaaki; KATO, Akira; SHINOZAWA, Takuya. Sakuraiite: chemical composition and extent of (Zn, Fe) In-for-CuSn substitutioh. Can. Mineral., v.24, p.405-409, 1986.
- STEMPROK, M. Greisenization (a review). Geol. Rdsch., Stuttgart, v. 76, n. 1, p. 169-175, 1987.
- STONE, M.; EXLEY, C. S.; GEORGE, M. C. Composition of trioctahedral micas in the Cornubian batholith. Mineral. Mag., v. 52, p. 175-192, Apr. 1988.
- SUTHERLAND, J. K. A second occurrence of dzhalindite. Can. Mineral., v. 10, n. 5, p. 781-786, 1971. .
- TINDLE, Andrew G.; WEBB, Peter C. Estimation of lithium contents in trioctahedral micas using micropobe data:

- application to micas from granitic rocks. Eur. J. Mineral., v. 2, p. 595-610, 1990-.
- TROLL, Georg; FARZANEH, Abbas; CAMMANN, Karl. Rapid determination of fluoride in mineral and rock samples using an ion-selective electrode. Chem. Geol. v.20, p.295-305, 1977.
- VARLAMOEUF, Paule. Existing data and scanning electron microscope study of the varlamoffites from Maniema, Zaire.. Jornal de Mineral., Recife, v. 7, p. 169-188, 1978. (Volume Djalma Guimarães).
- VLASOV, K.A. (Ed.) Géochimie, minéralogie et types génétiques des gisements de éléments rares (en russe). Moscou: Nauka, 1964. 3 t., p. 576-580.
- WALENTA, Tsch. Min. Petr. Mitt., v.9, p.109, 1964.
- WEEKS, Robert A. Gallium, Germanium, and indium. U.S. Geol. Survey Prof. Paper, n. 820, 1970.
- NHALEN, J.B.; CURRIE, K.L.; CHAPPELL, B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contr. Mineral. Petrol., v.95, p.407-419, 1987.
- SILLIAMS, S.A. Luethelite, $\text{Cu}_2\text{Al}_2(\text{AsO}_4)_2(\text{OH})_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$, a new mineral from Arizona, compared with chenevixite, v.41, p.27-32, Mar. 1977.
- WUENSCH, B. J. Sulfide crystal chemistry. In: Ribbe, P. H. (Ed.) Sulfide Mineralogy. Michigan: Mineral. Soc. Am., 1974. v.1, p. w-21 - w-44. (Short Course Notes) .
- WARENSKAYA, M.A.; SLYUSAREV, A.P. First find of Roquesite in [the USSR. Doklady Akad. Nauk SSSR, v. 191, p. 138-140, 1970.
- ZABARINA, T.V.; LAPINA, V.V.; MINAYEVA, N.A. Distribution of indium in cassiterite, sphalerite and chalcopyrite at the Lifudzin tin Deposit. Geochemistry, n.2, p.175-181, 1961.-

ANEXO 1

MAPA GEOLÓGICO VA ZGP

ANEXO 2

ANÁLISES QUÍMICAS DE ROCHAS

Rocha	granito g2d				mionito do g2d		or. g2d gresificados		greisen à fenita (g2d)			or. g2d abafizado	
Amostra	MM 22	MG 34	MG BA1	MG 40	MG 44a	MG 3A	MG 11A	MG BA3	MG BA4	MG 11A1	MG 3B	MG 31A	MG 93
%													
SiO2	75.20	75.10	76.20	73.30	76.30	74.90	74.40	75.80	66.38	64.90	75.50	65.01	63.60
TiO2	0.14	0.02	0.05	0.03	0.02	0.01	0.03	0.02	0.05	0.01	0.03	0.04	0.10
Al2O3	12.75	13.76	11.81	14.04	13.34	13.75	13.88	13.48	17.11	17.43	13.51	18.53	19.01
Fe2O3	0.16	0.84	0.41	0.76	1.38	0.66	0.30	0.29	1.91	2.32	0.35	0.40	0.62
FeO	0.49	0.23	0.14	0.34	0.97	1.26	0.71	0.87	3.09	3.42	1.09	0.14	0.19
MnO	0.02	0.10	<0.01	0.04	0.06	0.05	0.10	0.08	0.49	0.33	0.07	0.10	0.04
MgO	<0.1	0.10	0.02	0.01	0.10	0.10	0.01	0.10	0.02	0.01	0.10	0.10	0.10
CaO	0.63	0.26	0.14	0.10	0.01	0.02	0.39	0.45	0.40	0.56	0.39	0.10	0.10
Na2O	4.01	4.05	3.68	2.59	2.04	1.52	3.44	5.29	1.75	0.69	3.80	13.06	11.05
K2O	4.72	5.26	4.37	6.33	4.16	3.86	4.94	1.74	5.47	6.17	2.49	2.75	4.83
P2O5	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.01	0.02
P.F.	1.06	0.75	3.78	0.60	1.68	1.91	1.18	1.01	2.99	3.49	1.71	0.45	0.59
Total	99.20	100.48	100.61	100.16	100.07	98.05	99.41	99.15	99.67	99.36	99.06	100.69	100.35
F			0.30	0.30			0.69	0.45	1.39				
ppm													
Zn	111.00	83.00	173.00	99.00	141.00	121.00	439.00	167.00	884.00	454.00	128.00	146.00	100.00
Li	13.00	3.00	3.00	70.00	63.00	161.00	270.00	218.00	0.00	910.00	222.00	4.00	24.00
Be	8.00	4.00	2.00	3.00	2.00	4.00	4.00	2.00	7.00	20.00	13.00	4.00	4.00
Rb	690.00	580.00	750.00	1120.00	890.00	860.00	1230.00	740.00	3010.00	2410.00	800.00	440.00	910.00
Ba	21.00	46.00	83.00	96.00	15.00	15.00	15.00	18.00	37.00	18.00	15.00	58.00	47.00
Sr	22.00	41.00	32.00	6.00	9.00	5.00	11.00	16.00	6.00	5.00	5.00	41.00	36.00
Cu	16.00	35.00	89.00	34.00	131.00	46.00	310.00	27.00	59.00	88.00	4.00	65.00	25.00
Th	28.00	31.00	21.00	10.00	29.00	21.00	32.00	18.00	<10.00	23.00	14.00	10.00	25.00
Ta	13.00	10.00	45.00	33.00	21.00	21.00	19.00	28.00	22.00	25.00	10.00	58.00	54.00
Nb	56.00	55.00	66.00	40.00	41.00	43.00	25.00	43.00	28.00	8.00	83.00	78.00	54.00
Y	200.00	130.00	69.00	40.00	230.00	130.00	190.00	56.00	49.00	210.00	1350.00	12.00	77.00
Zr	72.00	54.00	51.00	39.00	61.00	65.00	57.00	50.00	45.00	21.00	51.00	44.00	55.00
Sn	29.00	6.00	190.00	31.00	530.00	590.00	240.00	230.00	>5000	1170.00	150.00	420.00	230.00
W	30.00	31.00	29.00	20.00	29.00	24.00	37.00	32.00	85.00	44.00	210.00	15.00	22.00
La	33.53	14.60	32.18					15.59	33.31				
Ce	92.51	39.30	69.36					45.21	89.73				
Nd	42.08	13.08	27.06					16.50	24.72				
Sm	14.70	4.40	8.41					5.76	5.41				
Eu	0.22	0.08	0.13					0.08	0.13				
Gd	11.59	3.45	5.06					3.83	3.37				
Tb	20.33	9.70	9.76					8.85	5.18				
Hb	4.46	2.41	2.18					2.00	1.14				
Er	13.99	8.86	7.06					6.59	3.56				
Yb	19.86	14.01	12.98					13.48	6.01				
Lu	2.41	1.76	1.53					1.69	0.76				

Rocha	GAT						greisen GAT				RQT		LGR
Amostra	MG 7A4	MG 11B	MG 11G	MG 26A	MG 28	MG 32A	MG 5	MG 26B	MG 7B	MG 32	MG 7A1	MG 50A	MG 36
%													
SiO2	73.46	74.32	72.80	74.20	75.10	74.60	89.21	48.89	73.30	57.00	60.70	79.96	75.90
TiO2	0.02	0.02	0.01	0.06	0.10	0.03	0.01	0.02	0.03	0.02	0.10	0.00	0.09
Al2O3	14.56	15.33	14.65	14.07	15.13	14.25	6.18	32.96	16.13	18.98	32.62	11.03	13.09
Fe2O3	<0.2	<0.2	0.13	0.18	0.20	1.07	1.50	1.32	0.79	1.87	0.20	<0.2	0.27
FeO	0.87	0.68	1.04	0.66	0.62	0.81	1.09	5.35	2.08	5.58	1.90	2.30	1.31
MnO	0.07	0.05	0.10	0.10	0.07	0.08	0.08	0.72	0.18	0.70	0.10	0.02	0.33
MgO	0.01	0.02	0.10	0.01	0.10	0.01	0.01	0.11	0.03	0.10	0.10	0.01	0.02
CaO	<0.1	<0.1	0.51	0.09	0.10	0.09	0.08	0.15	0.10	0.10	0.10	0.18	0.52
Na2O	1.55	3.04	2.96	3.98	4.09	4.10	0.53	0.76	0.83	1.00	0.69	0.37	3.00
K2O	4.76	4.54	5.31	3.16	3.82	3.16	0.73	5.93	3.20	9.72	0.38	0.22	5.15
P2O5	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.01	0.01	0.02
PF	4.57	2.28	1.61	3.01	1.55	2.40	0.68	3.90	2.64	4.20	2.73	5.07	1.07
Total	99.90	100.30	99.24	99.53	100.90	100.62	100.12	100.13	99.33	99.30	99.63	99.16	100.48
∅	0.74	1.07	1.02	0.85				3.61			3.77	4.47	3.57
ppm													
Zn	196.00	151.00	384.00	196.00	201.00	238.00	165.00	681.00	331.00	1072.0	61.00	1675.0	54.00
Li	300.00	700.00	1090.0	1050.0	620.00	0.00	0.00	8800.0	0.00	8000.0	1.00	160.00	146.00
Be	3.00	3.00	4.00	3.00	5.00	3.00	1.00	22.00	6.00	12.00	2.00	1.00	6.00
Rb	1380.0	1250.0	1560.0	1380.0	1320.0	1070.0	650.00	4330.0	1420.0	3640.0	6.00	100.00	740.00
Ba	22.00	<15.0	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	36.00	50.00	27.00	15.00	15.0	15.00
Sr	<5.0	<5.0	10.00	6.00	5.00	5.00	5.00	11.00	5.00	5.00	5.00	<5.0	5.00
Cu	66.00	31.00	48.00	32.00	19.00	42.00	20.00	56.00	20.00	36.00	1781.0	342.00	3.00
Tb	10.00	28.00	27.00	34.00	48.00	34.00	26.00	10.00	20.00	77.00	33.00	17.00	40.00
Ta	34.00	34.00	17.00	46.00	36.00	44.00	52.00	22.00	35.00	62.00	14.00	25.00	10.00
Nb	74.00	47.00	46.00	45.00	45.00	66.00	99.00	9.00	21.00	38.00	14.00	41.00	60.00
Y	30.00	47.00	220.00	5.00	63.00	7.00	12.00	210.00	62.00	220.00	75.00	40.00	440.00
Zr	51.00	28.00	67.00	29.00	26.00	33.00	46.00	16.00	34.00	15.00	28.00	43.00	30.00
Sn	180.00	230.00	170.00	240.00	280.00	200.00	5000.0	5000.0	660.00	800.00	410.00	15000	10.00
W	14.00	22.00	37.00	37.00	27.00	27.00	190.00	1000.0	28.00	140.00	63.00	25.00	50.00
La	20.85	31.01										33.22	192.80
Ce	55.05	67.47										65.83	278.00
Nd	16.74	24.58										25.97	200.60
Sm	3.15	5.51										5.51	53.14
Eu	0.08	0.12										0.14	1.07
Gd	2.02	4.59										4.64	53.17
Dy	2.77	8.27										7.82	50.18
Ho	0.63	1.93										1.76	10.38
Er	2.10	6.55										5.70	34.85
Yb	3.80	9.98										9.97	40.02
Lu	0.48	1.15										1.25	4.71

Fórmula	grupo 2-1								grupo 2-1 en total					
	fórmula abstracción								fórmula abstracción					
	M2Al	M3Al	M4Al	M5Al	M6Al	M7Al	M8Al	M9Al	M10Al	M11Al	M12Al	M13Al	M14Al	M15Al
Al2O3	16.25	17.06	17.96	18.44	17.91	18.49	17.02	18.23	15.09	17.07	18.63	18.73	18.70	18.69
TiO2	0.02	0.12	0.06	0.09	0.05	0.06	0.03	0.03	0.07	0.01	0.00	0.04	0.01	0.06
AlPO4	31.49	27.90	27.14	27.51	27.81	27.37	30.49	28.77	28.51	27.06	28.21	27.46	26.01	29.66
ZnO	0.07	0.00	0.07	0.15	0.28	0.10	0.28	0.19	0.03	0.24	0.18	0.12	0.14	0.10
FeO	5.76	7.97	7.97	7.90	8.10	7.32	6.48	6.06	7.07	6.19	6.10	7.05	6.64	6.22
MnO	0.00	0.19	0.25	0.16	0.20	0.08	0.13	0.19	0.60	0.38	0.62	0.64	0.71	0.67
MgO	0.15	0.22	0.25	0.26	0.22	0.30	0.27	0.33	0.00	0.00	0.00	0.05	0.05	0.04
Li2O	0.12	0.74	0.76	0.71	0.66	0.73	0.26	0.52	0.86	0.82	0.85	0.83	0.70	0.87
B2O3	0.00	0.34	0.22	0.13	0.00	0.09	0.00	0.00	0.22	0.13	0.00	0.00	0.00	0.21
CaO	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02	0.03	0.03	0.04	0.00	0.04	0.00	0.07	0.08	0.00
Na2O	0.23	0.14	0.18	0.16	0.18	0.13	0.20	0.16	0.21	0.33	0.25	0.21	0.19	0.21
K2O	8.91	8.91	8.23	8.20	8.26	8.49	10.08	5.41	8.31	8.52	8.05	8.61	8.84	8.05
Rb2O	0.08	0.37	0.39	0.36	0.28	0.42	0.21	0.10	0.48	0.57	0.40	0.50	0.60	0.46
IBO	4.23	4.06	3.95	3.95	4.03	4.19	3.96	4.16	2.59	2.87	2.94	2.74	2.19	2.73
F	0.45	0.66	0.91	0.95	0.77	0.47	0.90	0.78	3.72	2.82	3.04	3.38	3.73	3.47
Cl	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.04	0.01	0.00	0.00	0.03	0.01	0.03	0.00	0.01
-O=F	0.19	0.28	0.38	0.48	0.33	0.20	0.38	0.33	1.57	1.19	1.28	1.42	1.57	1.46
-O=Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	97.58	88.73	96.83	88.58	98.49	93.01	99.86	84.75	89.29	95.90	98.30	99.04	95.10	100.3
fórmula estructural con base en 23 átomos de oxígeno														
#Si IV	6.38	6.63	6.64	6.67	6.61	6.69	6.41	6.70	6.58	6.67	6.67	6.69	6.70	6.60
#Al IV	1.62	1.37	1.36	1.33	1.39	1.31	1.59	1.30	1.42	1.33	1.33	1.31	1.30	1.40
sitio T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
#Al VI	3.50	3.08	3.13	3.13	3.14	3.15	3.31	3.41	3.18	3.19	3.23	3.13	3.09	3.17
#Ti VI	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
#Zn	0.01	0.00	0.01	0.02	0.03	0.01	0.03	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.04
#Fe +2	0.66	0.92	0.87	0.91	0.83	0.85	0.74	0.64	0.81	0.73	0.73	0.81	0.79	0.82
#Mn +2	0.00	0.02	0.03	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.07	0.05	0.07	0.07	0.09	0.08
#Mg	0.03	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.05	0.19	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
#Li	0.06	0.41	0.43	0.38	0.37	0.41	0.14	0.29	0.47	0.47	0.47	0.46	0.45	0.47
sitio O	4.27	4.50	4.53	4.53	4.54	4.48	4.29	4.58	4.56	4.46	4.53	4.50	4.46	4.59
#Ba	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
#Ca	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00
#Na	0.06	0.04	0.05	0.04	0.05	0.04	0.05	0.04	0.06	0.06	0.07	0.06	0.05	0.06
#K	1.57	1.57	1.47	1.44	1.45	1.50	1.75	0.96	1.45	1.54	1.41	1.51	1.62	1.39
#Rb	0.01	0.03	0.04	0.03	0.02	0.04	0.02	0.01	0.04	0.05	0.04	0.04	0.05	0.04
sitio A	1.64	1.66	1.57	1.52	1.53	1.58	1.83	1.02	1.56	1.67	1.51	1.62	1.71	1.50
#O	19.91	19.96	19.89	19.86	19.85	19.83	20.01	19.80	20.02	19.82	19.89	20.01	19.83	20.05
#OH	3.80	3.75	3.69	3.63	3.71	3.86	3.60	3.86	2.37	2.81	2.69	2.51	2.38	2.47
#F	0.20	0.29	0.41	0.41	0.34	0.20	0.39	0.31	1.61	1.27	1.32	1.47	1.69	1.48
#Cl	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
carga	0.09	0.04	0.11	0.04	0.05	0.07	-0.01	0.20	-0.82	0.08	0.01	-0.01	0.07	-0.05
POI	1.80	10.29	10.78	9.81	9.15	10.14	3.62	7.27	11.86	11.65	11.75	11.46	11.33	11.79
SDI	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CEL	17.46	21.33	21.47	23.48	21.28	24.28	18.93	27.58	17.29	21.88	21.83	23.01	23.51	17.89
MPS	89.06	53.87	52.28	50.23	51.73	51.44	88.43	43.44	54.83	55.10	51.81	51.96	53.71	52.44
ANN	5.89	9.38	8.76	8.79	10.12	7.37	9.28	5.45	9.04	6.09	6.46	7.11	7.28	9.71

Eje	en base de granada 22								en base de granada 22						
	Fractura alternada								Fractura alternada						
	(*)								(*)						
Atm-Una	M.B.A1	M.B.A2	M.B.A3	M.B.C1	M.B.A4	M.B.A5	M.B.A6	M.B.A7	M.B.A1	M.B.A2	M.B.A3	M.B.A4	M.B.A5	M.B.A6	
SiO2	48.59	49.68	47.69	47.38	48.54	48.03	48.57	48.51	48.23	46.85	50.71	46.91	48.43	47.58	
TiO2	0.04	0.01	0.04	0.04	0.04	0.03	0.01	0.02	0.00	0.03	0.00	0.01	0.05	0.07	
Al2O3	26.94	22.80	27.19	27.20	28.08	27.58	28.68	28.56	27.90	27.71	26.61	27.59	28.41	27.98	
ZnO	0.14	0.18	0.10	0.25	0.38	0.16	n.a.	n.a.	0.09	0.16	0.00	0.01	0.22	0.27	
FeO	7.43	7.31	6.89	6.87	5.94	6.90	7.40	7.51	8.37	8.21	7.96	8.55	8.05	8.11	
MnO	0.66	0.78	0.57	0.64	0.56	0.60	0.65	0.71	0.41	0.47	0.47	0.57	0.63	0.68	
MgO	0.02	0.05	0.06	0.02	0.00	0.03	0.01	0.03	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.02	
CaO	0.81	0.69	0.92	0.82	0.85	0.83	0.87	0.86	0.65	0.68	0.84	0.67	0.67	0.66	
BaO	0.13	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0.04	0.09	
CoO	0.02	0.02	0.04	0.07	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	
Na2O	0.18	0.09	0.26	0.24	0.22	0.18	0.21	0.21	0.17	0.14	0.15	0.15	0.17	0.13	
K2O	8.02	9.43	8.00	8.67	8.57	8.28	8.54	8.08	10.57	10.78	10.33	10.38	8.89	9.04	
P2O5	0.51	0.58	0.42	0.51	0.53	0.36	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0.31	0.67	
H2O	2.62	0.87	2.77	2.63	2.84	2.91	2.29	2.07	3.16	3.08	3.46	3.15	2.66	2.95	
F	3.63	7.07	3.27	3.54	3.20	3.07	4.40	4.86	2.38	2.57	1.93	2.45	3.55	2.89	
Cl	0.00	0.00	0.04	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	
-O=F	1.53	2.98	1.38	1.49	1.35	1.29	1.85	2.05	1.00	1.08	0.81	1.03	1.50	1.22	
-O=Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Total	98.4	96.8	96.8	97.3	98.5	98.3	99.8	99.6	98.9	99.6	101.7	99.6	100.7	100.1	
fórmula estructural con base en 22 átomos de oxígeno															
#Si IV	8.72	7.07	6.67	6.63	6.67	6.70	6.60	6.62	6.46	6.50	6.80	6.50	6.58	6.56	
#Al IV	1.28	0.93	1.33	1.37	1.33	1.30	1.40	1.38	1.54	1.50	1.20	1.50	1.42	1.41	
#SiO T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	
#Al VI	3.11	2.90	3.16	3.12	3.22	3.17	3.19	3.19	3.06	3.03	3.01	3.04	3.13	3.09	
#Ti VI	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	
#Zn	0.03	0.04	0.01	0.03	0.04	0.02	-	-	0.01	0.02	0.00	0.00	0.02	0.03	
#Fe +2	0.86	0.87	0.81	0.81	0.68	0.79	0.84	0.86	0.98	0.95	0.89	0.98	0.91	0.93	
#Mn +2	0.68	0.69	0.67	0.68	0.67	0.67	0.67	0.68	0.65	0.66	0.65	0.67	0.67	0.68	
#Mg	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	
#Li	0.45	0.39	0.46	0.46	0.47	0.46	0.47	0.47	0.37	0.38	0.45	0.37	0.37	0.36	
#SiO 0	4.51	4.31	4.53	4.51	4.48	4.52	4.58	4.60	4.46	4.44	4.42	4.48	4.51	4.51	
#Ba	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	-	-	-	0.00	0.00	
#Ca	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
#Na	0.05	0.03	0.08	0.06	0.06	0.05	0.06	0.06	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	
#K	1.41	1.71	1.45	1.55	1.50	1.45	1.48	1.40	1.88	1.91	1.77	1.83	1.54	1.58	
#Pb	0.04	0.05	0.04	0.05	0.05	0.03	-	-	-	-	-	-	0.03	0.06	
A. agua	1.52	1.79	1.57	1.68	1.61	1.54	1.54	1.46	1.93	1.95	1.81	1.88	1.62	1.68	
#O	20.00	19.89	19.95	19.97	20.00	19.89	20.04	20.03	20.00	20.03	20.08	20.02	20.05	20.04	
#OH	2.41	0.82	2.59	2.46	2.81	2.67	2.08	1.88	2.95	2.85	3.10	2.91	2.41	2.71	
#F	1.59	3.18	1.45	1.57	1.38	1.34	1.89	2.09	1.05	1.13	0.82	1.07	1.53	1.26	
#Cl	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	
charge	0.00	0.01	0.05	0.03	0.00	0.01	-0.04	-0.03	0.00	-0.02	-0.08	-0.02	-0.05	-0.04	
POI	11.32	9.86	11.57	11.80	11.71	11.53	11.84	11.78	8.13	8.47	11.37	9.30	9.14	9.10	
SD	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
CEI	24.70	43.80	21.89	19.88	21.77	23.30	17.97	18.97	13.94	15.65	28.78	15.83	19.77	18.01	
MUS	48.16	40.67	51.74	55.05	54.39	50.47	53.18	50.80	63.11	62.18	50.38	50.41	54.52	55.80	
ANN	8.02	2.32	7.63	8.65	5.86	7.02	8.30	9.42	12.64	11.89	6.26	12.40	10.36	11.10	

Tipo de tela	Fórmula estrutural													Total		
	[A]													[B]		
	MgO	MgO	MgO	MgO	MgO	MgO	MgO	MgO	MgO	MgO	MgO	MgO	MgO	MgO	MgO	MgO
Al2O3	48.68	49.51	49.43	49.34	49.26	49.17	49.09	49.01	48.92	48.84	48.76	48.68	48.60	48.52	48.44	48.36
TiO2	0.05	0.02	0.03	0.03	0.05	0.07	0.06	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.07	0.23	0.23
Al2O3	27.71	27.55	26.90	27.09	28.13	27.38	31.44	30.92	30.83	30.37	30.87	30.23	26.31	26.31	27.24	27.24
ZnO	0.25	0.16	0.10	0.12	0.00	0.03	0.09	0.00	0.33	0.00	0.00	0.00	0.12	0.35	0.15	0.15
FeO	7.05	7.82	8.03	7.39	7.40	7.33	5.25	5.31	4.82	5.16	5.30	6.01	8.06	8.06	8.76	8.76
MnO	0.34	0.63	0.47	0.46	0.34	0.42	0.15	0.44	0.10	0.32	0.33	0.35	0.14	0.24	0.24	0.24
MgO	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.04	0.02	0.02	0.03	0.10	0.10	0.10	0.10
SiO2	0.65	0.64	0.63	0.64	0.66	0.64	0.25	0.24	0.24	0.24	0.24	0.23	0.89	0.75	0.75	0.75
SiO2	0.00	0.00	0.21	0.22	0.00	0.22	0.21	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.05	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na2O	0.19	0.16	0.13	0.14	0.17	0.21	0.22	0.23	0.21	0.26	0.21	0.15	0.17	0.18	0.18	0.18
K2O	8.22	7.98	7.89	8.15	8.81	8.75	10.25	10.07	10.59	9.99	10.21	10.31	10.75	10.08	10.08	10.08
SiO2	0.46	0.45	0.68	0.58	0.45	0.41	0.46	0.38	0.17	0.15	0.37	0.57	0.38	0.43	0.43	0.43
SiO2	2.61	2.33	2.47	2.31	2.77	2.47	3.01	3.02	2.90	3.09	3.01	3.71	2.88	2.96	2.96	2.96
F	3.67	4.29	3.96	4.30	3.40	4.01	2.79	2.81	3.06	2.64	2.87	3.32	2.95	3.77	3.77	3.77
Cl	0.02	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
-O=F	1.55	1.81	1.67	1.81	1.43	1.69	1.18	1.18	1.29	1.11	1.21	1.40	1.24	1.17	1.17	1.17
-O=Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	98.4	99.8	99.2	99.3	100.5	100.0	98.8	98.7	99.2	98.1	99.4	97.2	100.0	99.0	99.0	99.0
Fórmula estrutural com base em 22 átomos de oxigênio																
Si IV	6.70	6.74	6.77	6.75	6.71	6.76	6.32	6.38	6.41	6.43	6.43	6.44	6.57	6.48	6.48	6.48
Al IV	1.30	1.26	1.23	1.25	1.29	1.24	1.68	1.61	1.59	1.57	1.57	1.56	1.43	1.52	1.52	1.52
SiO T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Al VI	3.20	3.16	3.13	3.17	3.19	3.15	3.44	3.42	3.41	3.40	3.42	3.31	2.88	2.98	2.98	2.98
Ti VI	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.02	0.02	0.02
Zn	0.03	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.04	0.02	0.02	0.02
Fe +2	0.81	0.89	0.92	0.85	0.84	0.83	0.61	0.62	0.55	0.63	0.61	0.71	1.01	1.03	1.03	1.03
Mn +2	0.04	0.07	0.05	0.05	0.04	0.05	0.02	0.05	0.05	0.04	0.04	0.04	0.02	0.03	0.03	0.03
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02
Li	0.36	0.35	0.35	0.35	0.36	0.35	0.14	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.50	0.42	0.42	0.42
SiO O	4.45	4.49	4.47	4.44	4.42	4.39	4.22	4.22	4.18	4.21	4.20	4.21	4.48	4.51	4.51	4.51
Mn	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.05	0.04	0.04	0.04	0.05	0.05	0.06	0.06	0.06	0.07	0.06	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05
K	1.44	1.39	1.38	1.42	1.52	1.52	1.81	1.77	1.86	1.77	1.79	1.86	1.90	1.80	1.80	1.80
SiO A	0.04	0.04	0.06	0.05	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.03	0.05	0.03	0.04	0.04	0.04
SiO	1.54	1.47	1.49	1.52	1.50	1.52	1.92	1.88	1.90	1.88	1.87	1.96	1.96	1.89	1.89	1.89
O	20.00	20.01	20.02	20.02	20.05	20.04	20.00	20.00	20.01	19.98	20.02	19.96	20.04	20.01	20.01	20.01
OH	2.40	2.12	2.26	2.11	2.50	2.24	2.78	2.78	2.66	2.86	2.74	2.56	2.66	2.77	2.77	2.77
F	1.60	1.85	1.72	1.85	1.45	1.73	1.22	1.23	1.33	1.16	1.24	1.48	1.30	1.23	1.23	1.23
Cl	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
carga	0.00	-0.03	-0.02	-0.02	-0.05	-0.04	0.00	0.00	-0.01	0.02	-0.02	0.04	-0.04	-0.01	-0.01	-0.01
POI	8.96	8.80	8.67	8.80	8.91	8.74	3.42	3.36	3.34	3.32	3.34	3.25	12.40	10.54	10.54	10.54
SiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
PEI	26.28	28.14	30.04	28.74	26.76	29.38	32.44	16.02	17.39	18.24	18.12	18.84	16.20	13.51	13.51	13.51
MIS	51.40	47.22	46.64	49.34	52.00	50.89	76.62	72.86	73.83	71.28	71.70	70.64	59.22	60.83	60.83	60.83
A N	5.01	6.97	8.45	5.61	5.66	4.96	6.49	5.86	4.76	5.18	4.77	6.55	12.18	13.66	13.66	13.66

ANEXO 3

ANALISES QUÍMICAS DE MICAS

Tipul de tranz	Bucuresti (M1)										grupul de lucru (M2)			
	lungia aliniata										lungia indreptata			
	M10	M11	M12	M13	M14	M15	M16	M17	M18	M19	M20	M21	M22	M23
total	46.19	46.17	41.73	46.98	46.67	48.01	48.02	47.88	47.88	46.88	47.80	47.87	47.91	47.86
Tot	0.17	0.23	0.03	0.00	0.18	0.13	0.09	0.12	0.07	0.08	0.21	0.32	0.09	0.17
AL203	26.37	26.22	10.58	27.74	28.29	28.07	27.71	27.82	27.85	27.61	24.21	24.43	24.51	24.94
ZnO	0.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.14	0.23	0.17	0.10
FeO	9.51	9.43	6.42	10.10	9.32	8.79	8.10	8.74	8.06	8.22	8.22	8.37	8.35	8.14
MnO	0.20	0.19	0.18	0.27	0.23	0.25	0.21	0.26	0.28	0.27	0.51	0.66	0.56	0.66
Me	0.15	0.24	0.20	0.09	0.07	0.09	0.12	0.08	0.00	0.08	0.01	0.05	0.02	0.02
Li2O	0.88	0.90	0.25	0.67	0.59	0.62	0.68	0.65	0.73	0.69	2.02	1.96	2.08	1.83
BaO	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.27	0.08	0.00	0.01
CaO	0.04	0.02	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.02	0.03	0.00
Na2O	0.20	0.19	0.18	0.18	0.20	0.17	0.16	0.17	0.15	0.19	0.13	0.12	0.15	0.18
K2O	10.26	10.50	10.34	9.04	9.95	9.45	9.51	9.22	9.41	10.16	10.46	10.47	10.47	10.17
SiO2	0.36	0.34	0.15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.12	0.99	0.84	0.69
P2O5	3.13	2.76	3.41	3.22	3.11	3.21	3.30	3.04	3.14	3.37	1.45	1.52	1.35	1.60
F	2.39	3.14	1.92	2.32	2.54	2.40	2.20	2.73	2.51	1.97	5.91	5.75	6.00	5.65
Cl	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01
-O=F	1.01	1.32	0.81	0.88	1.07	1.01	0.93	1.15	1.06	0.83	2.10	2.12	2.58	2.38
-O=Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	99.3	99.0	97.7	99.6	100.0	100.2	100.2	100.6	99.3	99.4	99.8	99.9	99.4	100.3
formula structurala (con baza de 22 elemente de oxigen)														
#Si R	6.51	6.50	6.28	6.50	6.44	6.56	6.57	6.54	6.58	6.48	6.66	6.63	6.60	6.64
#Al R	1.49	1.50	1.72	1.50	1.56	1.44	1.43	1.46	1.47	1.52	1.34	1.37	1.40	1.36
sitio T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
#Al VI	2.87	2.85	3.33	3.02	3.05	3.08	3.04	3.03	3.04	3.00	2.66	2.65	2.68	2.71
#Ti VI	0.02	0.02	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03	0.01	0.02
#Zn	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	0.01
#Fe +2	1.12	1.11	0.75	1.17	1.06	1.00	1.04	1.11	1.03	1.07	0.96	0.98	0.98	0.97
#Mn +2	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.06	0.08	0.07	0.08
#Mg	0.03	0.05	0.04	0.02	0.01	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00
#Li	0.50	0.51	0.14	0.38	0.33	0.34	0.37	0.36	0.41	0.39	1.14	1.10	1.17	1.08
sitio O	4.57	4.57	4.29	4.51	4.50	4.49	4.52	4.56	4.54	4.52	4.86	4.88	4.93	4.86
#Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
#Ca	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
#Na	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.04	0.04	0.04	0.05	0.04	0.03	0.04	0.05
#K	1.84	1.89	1.85	1.58	1.75	1.65	1.66	1.61	1.66	1.80	1.87	1.87	1.87	1.85
#Pb	0.03	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.09	0.08	0.06
sitio A	1.93	1.97	1.93	1.64	1.81	1.69	1.71	1.65	1.70	1.85	2.02	1.99	2.00	1.97
#O	20.01	20.01	19.95	20.02	20.01	20.04	20.04	20.05	20.01	20.01	20.03	20.03	20.03	20.04
#OH	2.93	2.59	3.20	2.97	2.86	2.99	3.01	2.77	2.89	3.12	1.35	1.42	1.27	1.48
#F	1.06	1.40	0.85	1.02	1.11	1.04	0.95	1.18	1.10	0.87	2.62	2.54	2.70	2.48
#Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
cargn	-0.01	-0.01	0.05	-0.02	-0.03	-0.04	-0.04	-0.05	-0.01	-0.01	-0.03	-0.03	-0.03	-0.04
PCL	12.40	12.76	3.54	8.38	8.22	8.58	9.34	8.90	10.18	9.69	28.43	27.56	29.35	26.90
SNP	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CEL	13.04	12.26	10.27	15.45	13.91	18.46	19.25	18.01	19.05	14.20	4.78	3.75	4.48	4.88
MNS	58.20	59.31	75.04	54.05	61.13	56.01	54.84	54.16	54.14	59.88	51.98	52.25	52.84	51.95
ASN	15.52	15.63	10.17	15.15	13.81	11.05	11.83	13.29	11.71	13.91	14.80	16.44	17.14	16.02

a) lungia formulai = partir de aliterari de feletpeta.

Tipo de masa	grado de oxidación (1)										estado de oxidación (2)			
	ferrohidruros			sulfuros							sulfuros			
	M.10	M.11	M.12	M.13	M.14	M.15	M.16	M.17	M.18	M.19	M.20	M.21	M.22	M.23
SrO	47.60	47.12	47.93	46.21	45.43	46.02	47.50	46.56	46.76	46.80	46.23	47.11	47.05	47.13
TiO2	0.14	0.11	0.05	0.08	0.14	0.06	0.08	0.17	0.07	0.05	0.07	0.23	0.06	0.05
Al2O3	25.18	26.59	24.18	20.15	20.12	20.03	19.66	22.07	22.78	20.12	19.42	19.67	20.16	21.21
ZnO	0.03	0.42	0.32	0.44	0.17	0.36	0.40	0.21	0.33	0.56	0.10	0.35	0.35	0.19
FeO	7.96	7.15	8.46	10.89	11.66	10.75	9.90	10.08	10.11	10.92	12.64	12.06	13.94	13.51
MnO	0.73	0.53	0.66	1.05	1.37	1.13	1.16	0.95	0.83	1.14	0.72	0.70	1.03	0.77
Mg	0.01	0.05	0.06	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00
Li2O	2.08	1.55	2.32	2.82	2.65	2.78	3.11	2.89	2.93	2.84	2.19	2.25	2.13	2.13
NaO	0.22	0.00	0.18	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.55	0.08	0.00	0.00
CaO	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Na2O	0.17	0.14	0.13	0.09	0.10	0.16	0.09	0.19	0.15	0.12	0.12	0.10	0.10	0.16
K2O	10.46	10.34	10.36	10.21	10.22	9.92	10.18	10.13	9.83	9.67	8.83	9.71	9.37	9.92
H2O	0.89	0.90	0.91	1.63	1.41	1.20	1.84	1.29	1.02	1.29	1.02	1.25	0.97	0.90
H2O	1.38	2.14	1.01	0.08	0.11	0.32	0.00	0.81	1.08	0.54	0.03	0.00	0.11	1.16
F	6.10	4.55	6.79	8.73	8.59	8.09	9.14	7.18	6.62	7.60	8.50	8.78	8.32	6.01
Cl	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03	0.02	0.02
-O=F	2.57	1.91	2.86	3.68	3.62	3.41	3.85	3.02	2.79	3.20	3.58	3.70	3.51	2.53
-O=Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.4	88.8	99.4	98.7	98.3	97.5	99.4	99.5	99.0	98.0	96.9	99.8	98.0	96.7
fórmula estructural con base en 22 átomos de oxígeno														
#Si IV	6.60	6.54	6.74	6.72	6.66	6.74	6.84	6.62	6.59	6.74	6.63	6.83	6.63	6.46
#Al IV	1.40	1.46	1.26	1.28	1.34	1.26	1.16	1.38	1.41	1.26	1.17	1.17	1.37	1.54
sitio T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
#Al VI	2.71	2.90	2.57	2.17	2.14	2.20	2.17	2.32	2.37	2.19	2.21	2.16	2.14	2.20
#Ti VI	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01
#Zn	0.00	0.04	0.02	0.05	0.02	0.04	0.03	0.02	0.03	0.06	0.02	0.04	0.04	0.02
#Fe +2	0.92	0.83	0.99	1.32	1.43	1.32	1.20	1.20	1.20	1.33	1.56	1.55	1.72	1.70
#Mn +2	0.09	0.06	0.08	0.13	0.17	0.14	0.14	0.11	0.11	0.14	0.09	0.09	0.13	0.10
#Mg	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
#Li	1.16	0.87	1.31	1.65	1.56	1.63	1.80	1.65	1.66	1.66	1.30	1.30	1.26	1.29
sitio O	4.80	4.72	5.00	5.33	5.33	5.34	5.35	5.33	5.38	5.39	5.19	5.10	5.30	5.36
#Ba	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00
#Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
#Zn	0.05	0.04	0.04	0.03	0.03	0.04	0.03	0.05	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04
#K	1.85	1.83	1.86	1.88	1.91	1.86	1.87	1.84	1.79	1.80	1.66	1.78	1.76	1.89
#Rb	0.08	0.09	0.08	0.15	0.13	0.11	0.17	0.12	0.09	0.12	0.10	0.12	0.09	0.09
sitio A	1.99	1.96	1.98	2.06	2.07	2.02	2.07	2.01	1.92	1.95	1.83	1.93	1.89	2.02
#O	20.04	20.02	20.04	19.91	19.91	19.94	19.84	20.00	20.03	19.97	20.00	20.00	20.00	19.99
#OH	1.28	1.38	0.95	0.07	0.11	0.31	0.00	0.77	1.02	0.53	0.02	0.00	0.11	1.18
#F	2.67	2.00	3.02	4.00	3.98	3.78	4.16	3.23	2.95	3.60	3.87	4.00	3.88	2.85
#Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01
carga	-0.04	-0.02	-0.04	0.07	0.08	0.07	0.16	-0.00	-0.03	0.03	-0.00	0.00	-0.00	0.01
POL	29.03	21.84	32.75	41.17	39.03	40.85	44.94	41.34	41.57	41.49	32.53	32.56	31.60	32.13
SD	0.00	0.00	0.00	5.15	6.02	3.93	2.98	10.18	12.05	4.64	0.00	0.00	0.00	32.13
CEL	1.00	5.55	4.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	8.98	8.79	0.02	22.76
MIS	53.83	58.54	46.09	33.44	33.43	33.17	32.50	33.45	30.89	30.72	31.39	33.03	35.10	12.28
A. N	16.14	17.91	17.16	20.23	21.52	22.05	19.57	19.03	14.27	22.45	24.88	24.97	31.48	0.71

Tipo de amostra	percentagem (%)														
	zirconita														
	MZ1	MZ2	MZ3	MZ4	MZ5	MZ6	MZ7	MZ8	MZ9	MZ10	MZ11	MZ12	MZ13	MZ14	MZ15
SiO ₂	44.67	44.55	44.21	44.90	45.13	44.78	44.67	48.26	50.14	40.58	49.05	48.51	48.72	49.02	
TiO ₂	0.12	0.11	0.16	0.02	0.07	0.13	0.04	0.00	0.08	0.08	0.12	0.00	0.02	0.00	
Al ₂ O ₃	21.03	20.86	21.18	21.04	21.11	20.73	20.85	22.82	23.14	21.07	22.74	22.26	23.37	23.17	
ZnO	0.19	0.10	0.31	0.26	0.41	0.69	0.15	0.24	0.13	0.06	0.24	0.00	0.22	0.22	
FeO	13.50	13.70	14.60	13.58	14.32	13.94	13.88	9.77	9.28	8.88	10.06	9.80	9.86	10.15	
MnO	0.71	0.95	0.86	0.93	0.92	0.92	1.01	0.83	0.92	0.89	1.02	0.90	1.03	0.94	
MgO	0.00	0.04	0.03	0.01	0.01	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	
Li ₂ O	2.04	2.11	2.00	2.13	2.19	2.12	2.12	3.11	3.23	3.13	3.16	3.12	3.41	3.15	
K ₂ O	0.00	0.17	0.00	0.30	0.00	0.21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.43	0.00	
CaO	0.00	0.03	0.00	0.05	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	
Na ₂ O	0.09	0.18	0.10	0.15	0.14	0.13	0.09	0.13	0.14	0.07	0.17	0.12	0.17	0.11	
K ₂ O	8.99	9.60	9.19	9.18	9.43	9.24	9.69	9.04	8.61	10.28	8.97	9.22	8.87	9.08	
HL ₂ O	0.86	0.80	0.77	0.77	0.81	0.85	0.81	0.91	0.79	1.06	0.88	0.85	0.97	0.86	
H ₂ O	0.81	1.00	0.89	0.95	0.84	0.80	0.87	1.10	1.10	0.54	0.97	0.80	1.01	0.55	
F	6.86	6.47	6.72	6.61	6.80	6.68	6.76	6.68	6.92	7.80	7.07	7.34	6.88	7.95	
Cl	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.03	0.00	0.04	0.00	0.01	0.03	0.02	0.02	0.02	
-O=F	2.89	2.72	2.83	2.78	2.90	2.82	2.85	2.81	2.91	3.28	2.98	3.09	2.94	3.35	
-O=Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Total	97.0	98.0	98.3	98.1	99.4	98.6	98.1	98.8	101.9	99.2	101.5	100.0	102.1	101.2	
fórmula estrutural (com base em 22 átomos de oxigênio)															
#Si IV	6.60	6.56	6.50	6.58	6.55	6.57	6.57	6.71	6.77	6.85	6.73	6.76	6.66	6.70	
#Al IV	1.40	1.44	1.50	1.42	1.45	1.43	1.43	1.29	1.23	1.15	1.27	1.24	1.34	1.24	
sítio T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	
#Al VI	2.26	2.18	2.16	2.22	2.16	2.15	2.18	2.46	2.51	2.35	2.40	2.41	2.42	2.37	
#Ti VI	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	
#Zn	0.02	0.01	0.03	0.03	0.04	0.07	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.00	0.02	0.02	
#Fe +2	1.87	1.69	1.79	1.66	1.74	1.71	1.71	1.09	1.06	1.05	1.15	1.15	1.13	1.21	
#Mn +2	0.09	0.12	0.11	0.12	0.11	0.11	0.13	0.11	0.11	0.11	0.12	0.11	0.12	0.11	
#Mg	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
#Li	1.21	1.25	1.23	1.26	1.28	1.25	1.25	1.74	1.75	1.77	1.74	1.75	1.82	1.75	
sítio O	5.26	5.26	5.36	5.29	5.34	5.32	5.29	5.42	5.43	5.29	5.45	5.42	5.51	5.46	
#Ba	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	
#Ca	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
#Na	0.03	0.05	0.03	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.02	0.05	0.03	0.04	0.03	
#K	1.69	1.80	1.72	1.72	1.75	1.73	1.82	1.61	1.48	1.85	1.57	1.64	1.55	1.60	
#Rb	0.08	0.08	0.07	0.07	0.08	0.08	0.08	0.08	0.07	0.10	0.08	0.08	0.09	0.08	
sítio A	1.80	1.94	1.82	1.86	1.86	1.86	1.92	1.72	1.59	1.97	1.69	1.75	1.70	1.70	
#O	19.99	20.01	20.01	20.01	20.02	20.01	20.01	20.03	20.05	20.01	20.04	20.02	20.05	20.02	
#OH	0.80	0.98	0.87	0.93	0.91	0.88	0.85	1.02	0.99	0.51	0.88	0.74	0.92	0.50	
#F	3.21	3.01	3.12	3.07	3.17	3.10	3.14	2.94	2.96	3.48	3.07	3.23	3.02	3.47	
#Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	
charge	0.01	-0.01	-0.01	-0.01	-0.02	-0.01	-0.01	-0.03	-0.05	-0.01	-0.04	-0.02	-0.05	-0.02	
POI	30.29	31.23	30.87	31.39	31.95	31.26	31.33	43.51	43.82	44.31	43.51	43.70	45.51	43.75	
SDI	30.29	31.23	30.87	31.39	31.95	31.26	31.33	7.77	5.16	1.81	7.17	5.90	12.68	5.61	
CFI	29.94	27.91	21.81	29.10	27.48	29.31	28.28	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
MUS	6.96	8.85	7.31	6.63	5.31	5.80	7.37	28.95	28.27	35.42	27.60	29.21	24.53	27.09	
ANX	0.00	0.30	3.49	0.00	1.17	1.46	0.50	15.22	16.03	18.12	16.81	17.00	12.68	18.59	

Tipo de ruína	análise														
	análise														
	(*)														
Atividade	M22II	M22I0	M22I0	M212	M212	M212	M212	M226II	M226II	M226II	M226II	M226II	M226II	M226II	M226II
SiO2	48.09	47.46	47.09	47.90	48.60	48.92	49.13	47.43	47.29	47.24	47.19	46.17	47.49	46.21	
TiO2	0.09	0.04	0.10	0.07	0.03	0.09	0.00	0.03	0.03	0.02	0.05	0.00	0.00	0.04	
Al2O3	21.84	20.17	20.06	22.80	21.36	23.21	22.18	22.23	22.49	20.09	20.46	20.91	19.50	20.58	
ZnO	0.09	0.27	0.06	0.16	0.00	0.18	0.01	0.00	0.32	0.33	0.23	0.26	0.32	0.00	
FeO	10.38	11.57	10.48	9.06	9.25	9.27	9.11	9.11	8.96	10.12	10.03	9.60	9.02	11.00	
MnO	1.12	1.15	1.02	0.92	0.68	0.85	1.09	1.11	1.02	1.28	1.32	1.14	1.11	1.21	
MgO	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	
Li2O	3.09	3.05	3.03	2.48	2.52	2.54	2.55	3.53	3.52	3.52	3.51	3.44	3.54	3.44	
BaO	0.21	0.04	0.00	0.04	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.29	0.00	0.17	
CaO	0.02	0.00	0.01	0.02	0.00	0.06	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Na2O	0.18	0.16	0.16	0.15	0.15	0.12	0.12	0.18	0.11	0.10	0.06	0.08	0.05	0.09	
K2O	9.11	9.69	9.96	8.51	8.93	9.61	9.94	10.12	10.15	10.26	10.30	10.01	10.14	9.97	
Rh2O	1.09	1.03	1.18	0.61	0.72	0.63	0.66	1.29	1.13	1.26	1.08	1.38	1.58	1.21	
H2O	0.85	0.16	0.00	0.95	0.67	1.15	0.95	0.45	0.87	0.04	0.00	0.42	0.00	0.00	
F	7.15	8.51	9.79	6.95	7.48	6.62	7.01	6.03	7.12	6.75	9.37	7.87	9.14	9.07	
Cl	0.06	0.04	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.02	0.00	0.02	
-O=F	3.01	3.58	4.12	2.83	3.15	2.79	2.95	3.38	3.00	3.69	3.84	3.31	3.85	3.82	
-O=Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Total	100.4	99.8	98.8	98.7	98.3	100.6	99.8	100.1	100.1	99.3	99.8	98.3	98.1	99.2	
fórmula estrutural com base em 22 átomos de oxigênio															
#Si IV	6.73	6.76	6.80	6.75	6.89	6.76	6.85	6.65	6.63	6.75	6.72	6.66	6.86	6.65	
#Al IV	1.27	1.24	1.20	1.25	1.11	1.24	1.15	1.35	1.37	1.25	1.28	1.34	1.14	1.35	
sítio T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	
#Al VI	2.33	2.15	2.21	2.54	2.46	2.54	2.49	2.32	2.34	2.13	2.16	2.22	2.18	2.14	
#Ti VI	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	
#Zn	0.01	0.03	0.01	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.03	0.04	0.02	0.03	0.03	0.00	
#Fe +2	1.21	1.38	1.26	1.07	1.10	1.07	1.06	1.07	1.05	1.21	1.19	1.16	1.09	1.32	
#Mn +2	0.13	0.14	0.13	0.11	0.08	0.10	0.13	0.13	0.12	0.15	0.16	0.14	0.14	0.15	
#Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	
#Li	1.74	1.75	1.76	1.41	1.44	1.41	1.43	1.99	1.98	2.02	2.01	2.00	2.05	1.99	
sítio O	5.43	5.46	5.37	5.14	5.08	5.14	5.11	5.52	5.53	5.56	5.55	5.54	5.49	5.61	
#Ba	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	
#Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
#Na	0.05	0.05	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.05	0.03	0.03	0.02	0.02	0.01	0.03	
#K	1.63	1.76	1.83	1.71	1.80	1.89	1.77	1.81	1.81	1.87	1.88	1.84	1.87	1.83	
#Rb	0.10	0.09	0.11	0.06	0.07	0.06	0.06	0.12	0.10	0.12	0.10	0.13	0.15	0.11	
sítio A	1.79	1.90	1.99	1.81	1.91	1.80	1.86	1.98	1.95	2.01	2.01	2.01	2.03	1.98	
#O	20.03	20.00	19.53	20.01	20.01	20.04	20.03	20.02	20.03	20.00	19.78	20.00	19.83	19.87	
#OH	0.80	0.15	0.00	0.89	0.64	1.06	0.88	0.42	0.82	0.04	0.00	0.40	0.00	0.00	
#F	3.16	3.84	4.47	3.10	3.36	2.89	3.09	3.56	3.15	3.96	4.22	3.59	4.17	4.13	
#Cl	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	
outros	-0.03	-0.00	0.47	-0.01	-0.01	-0.04	-0.03	-0.02	-0.03	-0.00	0.22	-0.00	0.17	0.13	
POL	43.51	43.77	43.96	35.10	35.91	35.21	35.65	49.76	48.81	50.54	50.32	49.89	51.36	49.76	
SEP	7.15	5.54	4.20	0.00	0.00	0.00	0.00	17.22	18.34	12.99	14.22	16.74	8.40	17.41	
CFE	0.00	0.00	0.00	2.32	8.76	2.69	6.68	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
MUS	28.31	27.08	31.39	40.47	37.08	40.12	37.73	24.15	23.43	22.06	22.27	22.88	25.29	19.68	
ANN	17.84	22.13	20.44	19.13	16.73	18.92	17.67	8.51	7.84	14.41	13.19	10.49	14.95	12.99	

Tipos de mues	muestras (1991)		muestras (1992)					
	zonas habitadas		zonas habitadas					
Amuestrado	M250	M25N	M250	M250	M250	M250	M250	M250
SiO ₂	47.74	47.16	45.75	46.03	47.57	49.55	48.80	48.87
TiO ₂	0.00	0.05	0.18	0.12	0.15	0.06	0.14	0.07
Al ₂ O ₃	21.25	21.86	20.05	20.44	19.59	18.40	18.76	18.90
ZnO	0.22	0.17	0.88	0.38	0.00	0.07	0.04	0.28
FeO	9.76	8.99	12.77	12.02	11.77	10.45	9.47	10.27
MnO	1.06	1.09	1.03	1.09	0.82	0.62	0.51	0.62
MgO	0.01	0.03	0.04	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01
Li ₂ O	3.56	3.53	2.71	2.77	3.15	3.52	3.37	3.38
BaO	0.17	0.34	0.00	0.00	0.00	0.56	n.a.	n.a.
CaO	0.00	0.00	0.04	0.01	0.00	0.00	0.08	0.01
Na ₂ O	0.10	0.10	0.06	0.09	0.10	0.06	0.06	0.07
K ₂ O	10.53	10.24	9.82	10.18	10.02	10.23	9.88	9.95
B ₂ O ₃	1.18	1.06	1.35	1.15	1.02	1.27	n.a.	n.a.
Na ₂ CO ₃	0.57	0.72	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
F	7.76	7.43	9.12	8.00	9.16	9.88	9.82	9.71
Cl	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00
-O=F	3.27	3.13	3.84	3.79	3.86	4.16	4.14	4.09
-O=Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.6	99.9	100.0	100.3	99.5	100.6	96.8	98.1
fórmula estructural con base en 22 átomos de oxígeno								
#Si IV	6.70	6.87	6.63	6.63	6.81	7.02	7.06	6.99
#Al IV	1.30	1.33	1.37	1.37	1.19	0.98	0.94	1.01
átomos T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
#Al VI	2.22	2.39	2.06	2.09	2.12	2.09	2.36	2.17
#Ti VI	0.00	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
#Zn	0.02	0.02	0.10	0.03	0.00	0.01	0.00	0.03
#Fe +2	1.15	1.06	1.55	1.56	1.41	1.24	1.15	1.23
#Mn +2	0.13	0.13	0.13	0.13	0.10	0.07	0.06	0.08
#Mg	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
#Ba	2.01	2.00	1.58	1.60	1.81	2.01	1.95	1.94
átomos O	5.52	5.51	5.44	5.43	5.45	5.42	5.40	5.46
#Ba	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03	-	-
#Ca	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
#Na	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02
#K	1.89	1.84	1.82	1.87	1.83	1.85	1.82	1.81
#Rb	0.11	0.10	0.13	0.11	0.09	0.12	-	-
átomos A	2.03	1.98	1.97	2.00	1.95	2.01	1.85	1.84
#O	20.02	20.02	19.81	19.90	19.84	19.57	19.51	19.61
#OH	0.53	0.67	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
#F	3.45	3.31	4.18	4.10	4.15	4.43	4.49	4.39
#Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
carga	-0.02	-0.02	0.19	0.10	0.16	0.43	0.49	0.39
YOL	50.18	49.92	38.61	40.18	45.33	50.24	48.86	48.73
SD	15.02	16.53	7.96	8.93	4.84	0.00	0.00	0.00
CEL	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.49	3.00	0.63
MNS	23.83	24.46	28.00	28.45	27.37	28.16	26.91	25.83
ANN	10.97	9.10	24.32	22.43	21.92	21.13	19.14	22.14

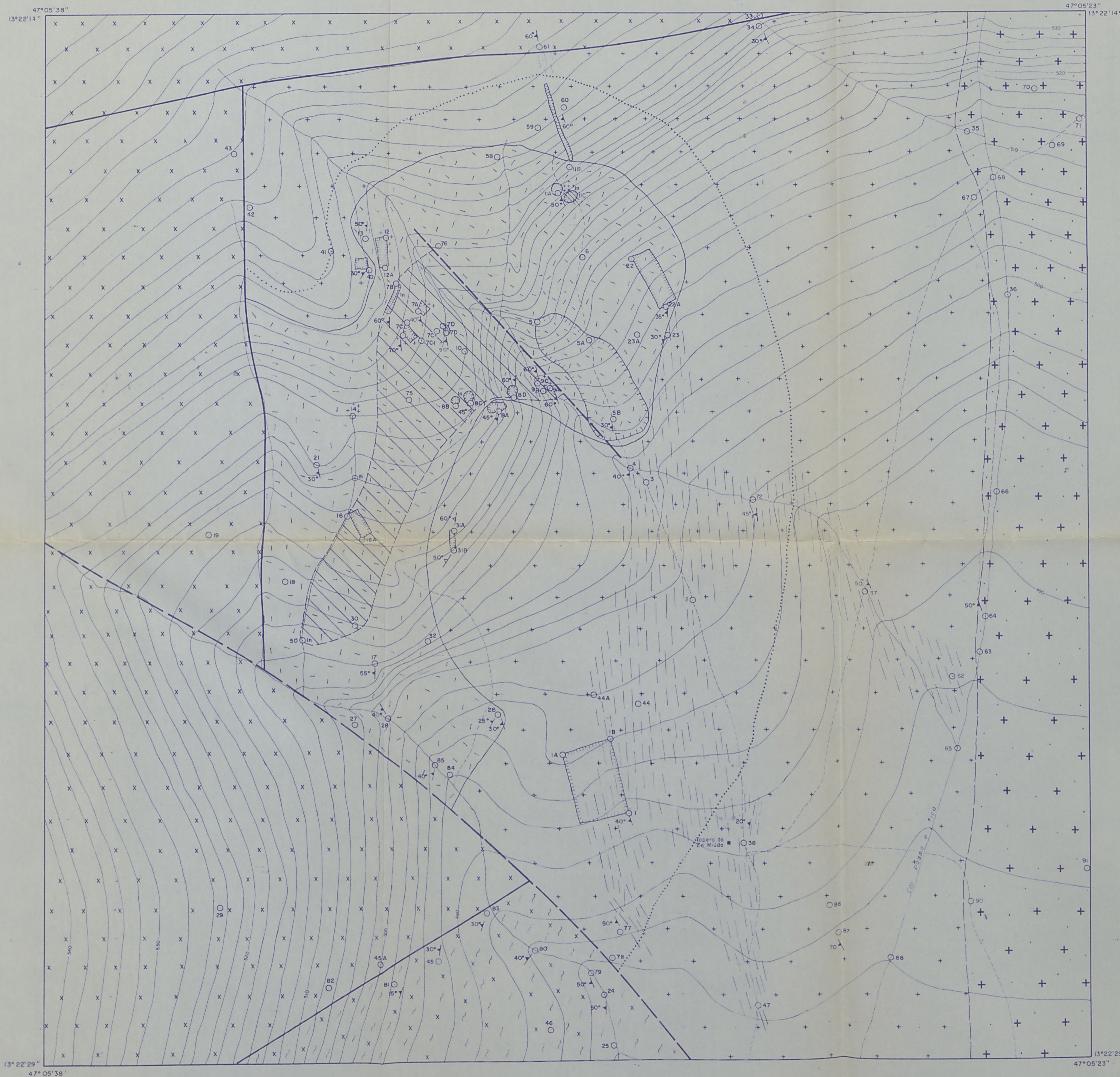
Facies	Foncogranito (IGR)							
Tipo de mica	biotita							
Amostra	MGG4H	MGG4I	MGG4J	MGG4E	MGG4H	MGG4B	MGG4B	MGG4BI
SiO ₂	33.88	33.75	33.45	33.74	33.33	33.52	33.77	34.12
TiO ₂	0.99	0.93	0.94	1.02	0.97	1.65	1.59	1.77
Al ₂ O ₃	15.91	15.97	16.17	15.79	16.29	16.07	15.79	16.31
ZnO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
FeO	33.61	33.87	34.28	35.06	33.75	33.05	33.66	33.92
MnO	0.50	0.61	0.54	0.58	0.50	0.59	0.60	0.57
MgO	0.16	0.03	0.15	0.15	0.13	0.14	0.10	0.12
Li ₂ O	0.15	0.13	0.06	0.13	0.04	0.08	0.13	0.21
BaO	0.07	0.00	0.06	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00
CaO	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.03	0.10	0.06	0.08	0.07	0.04	0.05	0.04
K ₂ O	8.41	8.80	8.95	8.70	8.66	8.93	8.98	8.93
Pb ₂ O	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
H ₂ O	2.83	2.78	2.64	2.71	2.64	2.84	2.86	2.77
F	1.73	1.80	2.06	1.93	2.08	1.69	1.64	1.87
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
-O=F	0.73	0.76	0.87	0.81	0.88	0.71	0.69	0.79
-O=Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	97.6	98.0	98.5	99.1	97.6	97.9	98.5	99.8
fórmula estrutural com base em 22 átomos de oxigênio								
#Si IV	5.65	5.63	5.57	5.59	5.58	5.58	5.60	5.56
#Al IV	2.35	2.37	2.43	2.41	2.42	2.42	2.40	2.44
sítio T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
#Al VI	0.78	0.76	0.74	0.67	0.79	0.73	0.68	0.70
#Ti VI	0.12	0.12	0.12	0.13	0.12	0.21	0.20	0.22
#Zn	-	-	-	-	-	-	-	-
#Fe +2	4.69	4.72	4.77	4.86	4.72	4.60	4.67	4.63
#Mn +2	0.07	0.09	0.08	0.08	0.07	0.08	0.08	0.08
#Mg	0.04	0.01	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03
#Li	0.10	0.09	0.04	0.08	0.03	0.05	0.09	0.14
sítio O	5.81	5.78	5.79	5.86	5.77	5.71	5.75	5.79
#Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
#Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
#Na	0.01	0.03	0.02	0.03	0.02	0.01	0.02	0.01
#K	1.79	1.87	1.90	1.84	1.85	1.90	1.90	1.86
#Pb	-	-	-	-	-	-	-	-
sítio A	1.81	1.90	1.93	1.86	1.88	1.91	1.92	1.87
#O	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00
#OH	3.09	3.05	2.92	2.99	2.90	3.11	3.14	3.04
#F	0.91	0.95	1.08	1.01	1.10	0.89	0.86	0.96
#Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
carga	-0.00	-0.00	-0.00	-0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
POL	2.58	2.16	1.09	2.11	0.65	1.33	2.21	3.42
SID	20.09	20.85	22.72	22.74	21.76	22.38	22.32	25.23
CEL	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MUS	9.72	10.97	10.71	7.24	11.66	14.52	12.65	10.75
ANN	66.60	66.02	65.48	67.75	65.93	61.78	62.82	60.60

Obs: 1. n.a. - componente não analisado

2. (*) - Amostras cujos valores de Li₂O foram obtidos pela razão entre o Li₂O analisado e SiO₂, Al₂O₃ ou F, conforme o tipo de mica.

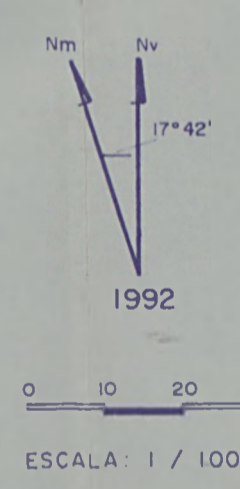
3. As amostras sem (*) tiveram seus valores de Li₂O calculados de acordo com as fórmulas apresentadas no capítulo IV.

MAPA GEOLÓGICO DA ZONA GREISENIZADA PRINCIPAL DO MACIÇO MANGABEIRA - GOIÁS



LEGENDA

- PROTEROZOICO MÉDIO**
- SETOR DE OCORRÊNCIA DA ROCHA À QUARTZO E TOPÁZIO (RQT), COM CONCENTRAÇÕES DE IR
 - GRANITO À ALBITA E TOPÁZIO (GAT), BRANCO COM MICA PRATEADA, LOCALMENTE AFLORA O GRANITO g2d
 - LEUCOGRANITO (LGR1), ROCHA EQUIGRANULAR MÉDIA, CINZA ESCURA COM MICA PRATEADA
 - GRANITO RÓSEO EQUIGRANULAR (g2d) ESTÁ FREQUENTEMENTE GREISENIZADO E CISALHADO, QUANDO TORNA-SE BRANCO COM MICA VERDE CLARA E FOLIADO
- PROTEROZOICO INFERIOR / ARQUEANO (?)**
- BIOTITA GRANITO CINZA DO COMPLEXO GRANITO-GNÁISSICO (GRB)
 - ULTRAMILONITO CINZA DO COMPLEXO GRANITO-GNÁISSICO, GREISENIZADO
- LIMITE DA AURÉOLA DE METASSOMATISMO MAIS INTENSO DO GAT SOBRE O GRANITO g2d
 LIMITE DA MINERALIZAÇÃO DE CASSITERITA
- CATA ABANDONADA DE GARIMPO DE CASSITERITA. NAS SUAS PAREDES AFLORA O GRANITO g2d GREISENIZADO E, LOCALMENTE, O GREISEN DO GAT
- ZONAS ONDE HOUE INTENSO PROCESSO DE MILONITIZAÇÃO
- CONTATO INFERIDO CONTATO
- FALHA INFERIDA
- FALHA
- 50° ATITUDE DE FOLIAÇÃO
- 500 CURVA DE NÍVEL
- ESTRADA CARROÇÁVEL
- CAMINHOS
- PONTO DE DESCRIÇÃO GEOLÓGICA
- DRENAGEM



LOCALIZAÇÃO DO MACIÇO



ANEXO 4

ANALISES QUÍMICAS DE ESCORDITAS

