



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DOS GREISENS ASSOCIADOS
AO TOPÁZIO-GRANITO DO PLUTON ÁGUA BOA, PROVÍNCIA
ESTANÍFERA DE PITINGA (AM)**

Dissertação apresentada por:

GILMARA REGINA LIMA FEIO

**BELÉM
2007**

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação(CIP)
Biblioteca Geól. Rdº Montenegro G. de Montalvão

F299p Feio, Gilmara Regina Lima
Petrografia e Geoquímica dos greisens associados ao topázio-granito do pluton Água Boa, Província Estanífera de Pitinga (AM) / Gilmara Regina Lima Feio; Orientador, Roberto Dall' Agnol – 2007
132 f. : il.
Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Petrologia) – Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2007.

1. Topázio-granito. 2. Greisen. 3. Balanço de massas. 4. Micas. 5. Província Estanífera de Pitinga-AM. I. Universidade Federal do Pará. II. Dall'AgnoI, Roberto, Orient. III. Título.

CDD 20º ed.: 552.3098113



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

**PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DOS GREISENS
ASSOCIADOS AO TOPÁZIO-GRANITO DO PLUTON
ÁGUA BOA, PROVÍNCIA ESTANÍFERA DE PITINGA (AM)**

DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR
GILMARA REGINA LIMA FEIO

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

Data de Aprovação: **26 /03 / 2007**

Comitê de Dissertação:



ROBERTO DALL' AGNOL (Orientador)



HILTON TÚLIO COSTI



MÁRCIA ABRAHÃO MOURA

Belém

*Dedico esta dissertação a **Deus** e a
tudo o que Ele representa*

AGRADECIMENTOS

- À Universidade Federal do Pará, juntamente com o Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, pela infra-estrutura;
- Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq pela concessão da bolsa de mestrado, que me permitiu esquecer os atrativos financeiros em tempos de ascensão da mineração;
- Ao Núcleo PRONEX (103-98/MCT/CNPq-Proc. 66.2103/98-0) e ao CNPq (Processo 476075/2003-3), pelo apoio nas diferentes etapas da pesquisa, em especial nos recursos destinados às análises químicas e de microsonda eletrônica;
- À Mineração Taboca do Grupo Paranapanema, em particular ao Geólogo José Maximino T. M. Ferron, pela autorização para o desenvolvimento da presente pesquisa e fornecimento de informações sobre a geologia de Pitinga e os furos de sondagem da Malha Grota Rica;
- A Roberto Dall’Agnol, pela disponibilidade irrestrita, sua forma exigente, crítica e criativa de incentivar e ensinar, facilitando o alcance dos objetivos propostos;
- A Régis Munhoz Krás Borges e Hilton Túlio Costi, grandes incentivadores dos primeiros passos no estudo de greisens, e ao primeiro por ter disponibilizado o material que permitiu o desenvolvimento da presente pesquisa, iniciada por ele, e por críticas e sugestões ao longo do desenvolvimento da dissertação;
- A Márcia Abrahão Moura e Hilton Túlio Costi, avaliadores desta dissertação, pelas críticas e sugestões.
- A Claudio Nery Lamarão, pela amizade e ajuda nas análises de microscopia eletrônica de varredura;
- Ao químico Natalino Valente Siqueira, do Laboratório de Análises Químicas do CG-UFPA, pelas análises de FeO;
- Ao Prof. Silvio Roberto Vlach e ao técnico Marcos Monsueto, do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, pelo apoio nas análises de microsonda eletrônica;
- A todos os meus familiares, em especial às minhas avós, pela sólida formação que me proporcionaram, contribuindo para a continuidade dos estudos;
- Ao meu namorado Carlos Marcello, sempre disposto a me apoiar em todas as decisões;

- Às amigas do PPGG, em ordem alfabética, Janaína, Keila, Paula e Roberta, sempre muito importantes, principalmente nos momentos mais agradáveis, de descontração,
- A Tizzianne e Alex, exemplos de pessoas com uma forma toda especial de ser e incentivar, mesmo sem estar presentes;
- A todos colegas do Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides – GPPG, pelo excelente ambiente de trabalho que me proporcionaram;
- À Karen Volp, que corrigiu o *abstract*, deixo aqui meu afetivo muito obrigada.

RESUMO

A Província Estanífera de Pitinga, situada a cerca de 300 km a norte da cidade de Manaus (Amazonas-Brasil), caracteriza-se por apresentar importantes jazimentos de metais raros relacionados à Suíte Madeira, a qual é formada por três corpos graníticos tipo-A de 1,82 Ga (Água Boa, Madeira e Europa), encaixados em rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé (1,88 Ga). O pluton Água Boa tem formato aproximadamente elíptico, alongado segundo a direção NE-SW, abrange uma área de aproximadamente 350 km² e é composto por quatro fácies. A fácies precoce é um anfibólio-biotita-álcali feldspato granito metaluminoso com textura rapakivi localizada, seguido, na ordem de colocação, pelas fácies biotita granito porfirítico e biotita granito equigranular a seriado, ambas metaluminosas a peraluminosas; a fácies mais tardia é um biotita-álcali feldspato granito com topázio, porfirítico e peraluminoso, genericamente denominado de topázio-granito. A mineralização de Sn no pluton Água Boa ocorre em zonas metassomaticamente alteradas, formadas por epissienitos e greisens. Os greisens estudados têm como encaixante o biotita-álcali feldspato granito com topázio de coloração acinzentada a rosada com textura seriada média a fina, localmente porfirítica e granito albitizado. Leucogranitos pegmatóides portadores de cassiterita, levemente albitizados, ocorrem na transição entre granitos e greisens. Os greisens formam zonas contínuas de até 6 metros de espessura, interdigitados a granitos greisenizados (furo de sondagem F06Gr - Grota Rica). Exibem cor cinza claro a escuro e textura inequigranular fina a grossa. São compostos fundamentalmente por quartzo, siderofilita verde e topázio, acompanhados por quantidades variáveis de fluorita, zinnwaldita, esfalerita, cassiterita, zircão e anatásio. Foram classificados como quartzo-topázio-siderofilita greisen, topázio-siderofilita-quartzo greisen e topázio-quartzo greisen. Estudos de microscopia eletrônica de varredura revelaram a presença de Ce-monazita, galena, pirita, calcopirita e bismuto nativo. São cortados por veios de quartzo de granulação grossa, estéreis ou contendo esfalerita ± zinnwaldita. Dados geoquímicos, incluindo cálculos de balanço de massas, mostraram que, em termos dos elementos maiores, a greisenização provocou aumento nos conteúdos de Fe₂O_{3t} e redução mais expressiva de Na₂O, MgO, CO₂ e K₂O. A remoção quase total de Na₂O e um pouco menos acentuada de K₂O está intimamente relacionada à desestabilização dos feldspatos e é uma das principais características da greisenização. O comportamento distinto do K₂O deve-se à fixação de parte do K nas micas neoformadas. A imobilidade aparente do Ca pode ser explicada por seu baixo teor no granito hospedeiro e por sua retenção na fluorita secundária. Durante a

greisenização os conteúdos de S, F, Zn, Cu, Sn, Pb, Ta, Rb e U aumentaram, enquanto que dos elementos restantes diminuiram. O aumento de Fe, S, Zn, Cu e Pb relaciona-se à formação de sulfetos, sendo estes elementos os principais responsáveis pelo acréscimo de massa durante a formação dos greisens. Dentre os elementos litófilos, o Rb é fortemente enriquecido devido à sua retenção na estrutura da siderofilita, ao passo que Ba e Sr são removidos devido à desestabilização dos feldspatos. Os elementos terras raras (ETR) revelaram pouca mobilidade e forneceram padrões muito similares aos dos granitos. De modo geral, constataram-se nos greisens teores de ETR semelhantes ou ligeiramente inferiores aos dos granitos. O maior empobrecimento de ETR ocorreu durante a formação do quartzo-topázio-siderofilita greisen. No topázio-siderofilita-quartzo greisen, os ETR leves diminuiram mais que os ETR pesados durante a greisenização. Análises em microsonda eletrônica permitiram classificar as micas marrons do topázio granito como annita transicionando para siderofilita, as micas verdes dos greisens como siderofilita e as micas fracamente coloridas dos greisens e veios de quartzo como zinnwaldita. As composições das micas do granito mostraram uma evolução para os greisens dada por annita → siderofilita, com aumento no conteúdo de ^{VI}Al , $^{VI}\square$, Li e Si. A siderofilita do greisen foi, por sua vez, parcialmente substituída por zinnwaldita, também com aumento nos teores de ^{VI}Al , $^{VI}\square$, Li e Si. A fase potássica predominante nos feldspatos do granito e leucogranito pegmatóide com cassiterita apresenta composição $Or_{93-98}Ab_{7-2}$. As lamelas de albita das pertitas e a albita intergranular mostram composições $Ab_{95-99}Or_{0-5}An_{0-0,4}$. A cassiterita forma cristais euédricos a subédricos, maclados, zonados e com forte pleocroísmo, com composições muito puras e baixos conteúdos de Nb e Ta. Os resultados obtidos mostram que o biotita-álcali feldspato granito com topázio foi seguido pela formação localizada de leucogranitos pegmatíticos portadores de cassiterita e, posteriormente, ambos foram afetados por processos de alteração pós-magmática, traduzidos primeiramente por albitização, seguido por greisenização e localmente silificação, que culminou com a formação dos greisens e veios de quartzo, principais hospedeiros da mineralização de Sn e, subordinadamente, Zn.

Palavras-chave: Topázio granito, Greisen, Balanço de massas, Micas Fe-Li, Província Estanífera de Pitinga.

ABSTRACT

The Pitinga Tin Province is situated 300 km north of the city of Manaus (state of Amazonas, Brazil) and is characterized by important world-class Sn, Nb, Ta and Zr deposits, related to the Madeira Suite, comprised by Paleoproterozoic (~1.82 Ga) A-type granites. The primary magmatic mineralization occurs in an albite-granite of the Madeira pluton, and the hydrothermal mineralization occurs in episyenites and greisens associated with the Água Boa pluton. Plutons of the Madeira Suite intrude the Paleoproterozoic acid volcanic rocks of the Iricoumé Group (~1.88 Ga). The Água Boa pluton has elliptic form, is elongated along NE-SW strike, covers near 350 km² and is composed of four facies. The earlier facies is a metaluminous amphibole biotite alkali feldspar granite, locally showing rapakivi texture. It was followed, in order of emplacement, for porphyritic biotite granite and an equigranular to seriate biotite granite, both metaluminous to peraluminous; the later facies is a peraluminous, porphyritic topaz-bearing biotite alkali feldspar granite, named topaz granite. The tin mineralization in the Água Boa pluton occurs in altered metasomatic zones, formed by episyenites and greisens. The host rocks of the studied greisens are the topaz-bearing biotite alkali feldspar granite facies of the Água Boa pluton. Two textural variations were distinguished: a gray to pink fine- to medium-grained phase to pink porphyritic phase and albitized granite. Cassiterite-bearing leucogranite pegmatites, weakly albitized, occur transitionally between granite and greisens. Greisen formation is controlled by fractures and greisens occur as continuous zones up to 6 meters thick (F06Gr Grotta Rica drill core), transitional to greisenized granites. Greisens are inequigranular light to dark grey, medium- to coarse-grained. They are composed essentially by quartz, green siderophyllite and topaz, with additional variable amounts of fluorite, zinnwaldite, sphalerite, cassiterite, zircon and anatase. Greisens are classified as quartz topaz siderophyllite greisen, topaz siderophyllite quartz greisen and topaz quartz greisen. Scanning electron microscopy studies indicate that these rocks also contain trace Ce-monazite, galena, pyrite, chalcopyrite and native bismuth. Coarse-grained quartz-only or sphalerite ± zinnwaldite bearing quartz veins cross-cut the greisens. Geochemistry data, including mass balance calculations, supported by petrographic observations, show that greisenization processes took place without changes in volume. These processes resulted in gain of Fe₂O_{3t} and more significant loss of Na₂O, MgO, CO₂ and K₂O. Almost complete removal of Na₂O and partial removal of K₂O are related to the destabilization of feldspar and are the main characteristic of greisen formation. The distinct behavior of K₂O is due

to the retention of K in newly formed micas. Apparent immobility of Ca can be explained by low host granite Ca contents and by its retention in secondary fluorite. During greisenization S, F, Zn, Cu, Sn, Pb, Ta, Rb and U were enriched, while other elements declined. Increases in Fe, S, Zn, Cu and Pb are related to sulfide formation. Among the lithophile elements, Rb is strongly enriched in the greisen due to its retention in the siderophyllite structure, whilst Ba and Sr are removed during feldspar alteration. The rare earth elements (REE) reveal little mobility and patterns very similar to the granites. In general, they present similar patterns and slightly lower contents in greisens in comparison to the granites. REE depletion occurred during the formation of the quartz-topaz-siderophyllite-greisen and greisen relatively rich in quartz shows greater losses in light REE relative to heavy REE. Mineral chemistry allowed for classification of the brown micas within the topaz-bearing granite as annite transitional to siderophyllite, green micas from greisen as siderophyllite, and the late pale micas from greisens and quartz veins as zinnwaldite. The evolution of mica from the granite to greisen is given by annite → siderophyllite, showing increasing content of ^{VI}Al , $^{VI}□$, Li and Si. The greisen siderophyllite was, in turn, partially replaced by zinnwaldite, also with increased content of ^{VI}Al , $^{VI}□$, Li and Si. The K-bearing feldspar phase analysed in granite and leucogranite pegmatite is orthoclase (Or_{93-98}). Albite (Ab_{95-99}) occurs as lamellae within perthites and intergranular growths. Cassiterite forms strongly pleochroic, twinned and zoned euhedral to subhedral crystals with low Nb and Ta contents. Topaz-bearing biotite alkali feldspar granite was postdated by localized formation of cassiterite-bearing leucogranite pegmatites and both were affected by post-magmatic alteration in form of intergranular albite. This process was followed by strong hydrothermal alteration represented by greisenization, and later local silicification that culminated in the formation of greisen and quartz veins, the main hosts for Sn-mineralization, and subordinated Zn-mineralization.

Keywords: Topaz granite, Greisen, Mass balance, Fe-Li micas, Pitinga Tin Province.

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1 – Mapa geológico esquemático da região da Mina Pitinga.....	25
Figura 2.2 – Mapa geológico dos granitos Madeira e Água Boa.....	29
Figura 3.1 – Variação litológica e distribuição espacial esquemática dos furos de sondagem estudados.....	31
Figura 3.2 – Perfil do furo F06Gr da malha de sondagem Grota Rica.....	32
Figura 3.3 – Diagramas Q-A-P e Q-(A+P)-M' as amostras do topázio-granito.....	34
Figura 3.4 – Distribuição dos greisens no diagrama de Kuhne.....	37
Figura 3.5 – Diagrama de correlação de minerais dos greisens.....	38
Figura 3.6 – Feições petrográficas do biotita-álcali feldspato-granito com topázio.....	42
Figura 3.7 – Feições petrográficas do biotita-álcali feldspato-granito com topázio porfirítico	44
Figura 3.8 – Feições petrográficas do biotita-álcali feldspato-granito com topázio albitizado.	46
Figura 3.9 – Feições petrográficas do biotita-álcali feldspato-granito greisenizado.....	48
Figura 3.10 – Feições petrográficas dos greisens.....	51
Figura 3.11 – Feições petrográficas dos veios de quartzo.....	52
Figura 4.1 – Diagramas de variação de Harker de biotita-álcali feldspato-granito com topázio e greisens.....	58
Figura 4.2 – Diagramas de variação de Harker de biotita-álcali feldspato-granito com topázio e greisens.....	59
Figura 4.3 – Diagramas de variação de de biotita-álcali feldspato-granito com topázio e greisens.....	60
Figura 4.4 – Diagramas de ETR de biotita-álcali feldspato-granito com topázio e greisens....	61
Figura 5.1 – Diagrama de composição-volume para o par biotita-álcali feldspato-granito com topázio e topázio-siderofilita-quartzo-greisen (56,04-56,09).....	68
Figura 5.2 – Diagrama da isócona referente ao par biotita-álcali feldspato-granito com topázio e topázio-siderofilita-quartzo-greisen (56,04-56,09).....	70
Figura 5.3 – Diagrama de composição-volume para o par biotita-álcali feldspato-granito com topázio e topázio-siderofilita-quartzo-greisen (59,60-59,65).....	75
Figura 5.4 – Diagrama da isócona referente ao par biotita-álcali feldspato-granito com topázio e topázio-siderofilita-quartzo-greisen (59,60-59,65).....	77

Figura 5.5 – Diagrama de composição-volume para o par biotita-álcali feldspato-granito com topázio e quartzo-topázio-siderofilita-greisen (56,47-56,52).....	81
Figura 5.6 – Diagrama da isócona referente ao par biotita-álcali feldspato-granito com topázio e quartzo-topázio-siderofilita-greisen (56,47-56,52).....	83
Figura 6.1 – Diagrama triangular FeO-MgO-Al ₂ O ₃ em micas trioctaédricas do biotita-álcali feldspato-granito com topázio.....	87
Figura 6.2 – Diagramas binários de variações composicionais em micas trioctaédricas do biotita-álcali feldspato-granito com topázio e greisens.....	90
Figura 6.3 – Diagrama ternário de Foster para as micas trioctaédricas do biotita-álcali feldspato-granito com topázio e greisens.....	93
Figura 6.4 – Diagrama mglifeal, $Fe/(Fe+Mg) - {}^{VI}Al$ e ${}^{IV}Al+Fe^{+2} - {}^{VI}Al+Li+Si$ para as micas trioctaédricas do biotita-álcali feldspato-granito com topázio e greisens.....	94
Figura 6.5 – Poliedro das micas com Fe-Al-Li e Diagrama de Cerný e Burt (1984).....	98
Figura 6.6 – Diagramas de Monier e Robert (1986) e de Foster (1960a, modificado de Sun;Yu 1999).....	99
Figura 6.7 – Imagens e espectros obtidos por MEV/EDS em cristais de zircão.....	104
Figura 6.8 – Imagens e espectros obtidos por MEV/EDS em cristais de anatásio.....	105
Figura 6.9 – Imagens e espectros obtidos por MEV/EDS em cristais de monazita, ferro-columbita e bismuto nativo.....	108
Figura 6.10 – Imagens e espectros obtidos por MEV/EDS em sulfetos.....	109

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1 – Quadro geocronológico da região de Pitinga.....	24
Tabela 3.1 – Composições modais do topázio-granito do pluton Água Boa.....	35
Tabela 3.2 – Composições modais dos greisens.....	39
Tabela 3.3 – Quadro paragenético das rochas em estudo.....	54
Tabela 4.1 – Análises químicas do topázio-granito, granito albitizado e greisen.....	62
Tabela 5.1 – Balanço geoquímico entre o biotita-álcali feldspato-granito com topázio e topázio-siderofilita-quartzo-greisen (56,04-56,09) (Método de Gresens).....	69
Tabela 5.2 – Balanço geoquímico entre o biotita-álcali feldspato-granito com topázio e topázio-siderofilita-quartzo-greisen (56,04-56,09) (Método de Grant).....	71
Tabela 5.3 – Balanço geoquímico entre o biotita-álcali feldspato-granito com topázio e topázio-siderofilita-quartzo-greisen (59,60-59,65) (Método de Gresens).....	76
Tabela 5.4 – Balanço geoquímico entre o biotita-álcali feldspato-granito com topázio e topázio-siderofilita-quartzo-greisen (59,60-59,65) (Método de Grant).....	78
Tabela 5.5 – Balanço geoquímico entre o biotita-álcali feldspato-granito com topázio e quartzo-topázio-siderofilita-greisen (56,47-56,52) (Método de Gresens).....	82
Tabela 5.6 – Balanço geoquímico entre o biotita-álcali feldspato-granito com topázio e quartzo-topázio-siderofilita-greisen (56,47-56,52) (Método de Grant).....	84
Tabela An.6.1 – Análises químicas das siderofilitas marrons do biotita-álcali feldspato-granito com topázio.....	127
Tabela An.6.2 – Análises químicas das siderofilitas verdes dos greisens.....	128
Tabela An.6.3 – Análises químicas das siderofilitas verdes dos greisens.....	129
Tabela An.6.4 – Análises químicas das siderofilitas verdes dos greisens.....	130
Tabela An.6.5 – Análises químicas das siderofilitas verdes dos greisens.....	131
Tabela An.6.6 – Análises químicas das zinnwalditas pálidas dos greisens e veios de quartzo	132
Tabela An.6.7 – Análises químicas dos feldspatos do biotita-álcali feldspato-granito com topázio e leucogranitos pegmatíticos.....	133
Tabela An.6.8 – Análises químicas das cassiteritas do greisen.....	134
Tabela An.6.9 – Análises semiquantitativas por EDS em zircão do granito e greisen.....	135
Tabela An.6.10 – Análises semiquantitativas por EDS em anatásio do granito e greisen.....	136
Tabela An.6.11 – Análises semiquantitativas por EDS em monazita do granito e greisen.....	136

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	15
1.1	APRESENTAÇÃO	15
1.2	CONSIDERAÇÕES SOBRE O TEMA	16
1.3	JUSTIFICATIVAS PARA A PESQUISA	16
1.4	OBJETIVOS	17
1.5	MATERIAIS E MÉTODOS	18
1.5.1	Pesquisa bibliográfica	18
1.5.2	Trabalhos de campo e amostragem	18
1.5.3	Petrografia	18
1.5.4	Geoquímica	19
1.5.5	Mineralogia e química mineral	20
2	CONTEXTO GEOLÓGICO	22
2.1	GEOLOGIA REGIONAL	22
2.2	GEOLOGIA DA MINA PITINGA	26
2.2.1	Greisens	28
3	PETROGRAFIA E ANÁLISE TEXTURAL	30
3.1	FEIÇÕES MESOSCÓPICAS E MACROSCÓPICAS DOS GREISENS E ROCHAS ENCAIXANTES	30
3.2	ANÁLISES MODAIS	33
3.2.1	Fácies biotita-álcali feldspato-granito com topázio	33
3.2.2	Greisens	33
3.3	OBSERVAÇÕES MINERALÓGICAS E TEXTURAIS	40
3.3.1	Fácies biotita-álcali feldspato-granito com topázio	40
3.3.2	Fácies biotita-álcali feldspato-granito com topázio porfirítico	43
3.3.3	Leucogranito pegmatítico	45
3.3.4	Biotita-álcali feldspato-granito com topázio albitizado	45
3.3.5	Biotita-álcali feldspato-granito com topázio greisenizado	47
3.3.6	Greisens	49
3.3.7	Veios de quartzo	52
3.4	PARAGÊNESES	53
4	CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA	55
4.1	GEOQUÍMICA DOS ELEMENTOS MAIORES, MENORES E TRAÇO	55
4.2	GEOQUÍMICA DOS ELEMENTOS TERRAS-RARAS	57
5	BALANÇO DE MASSAS	63
5.1	INTRODUÇÃO	63
5.2	CRITÉRIO PARA SELEÇÃO DO ELEMENTO IMÓVEL	64
5.3	PAR TOPÁZIO-GRANITO/TOPÁZIO-SIDEROFILITA-QUARTZO-GREISEN (Amostras 49,28-49,33/56,04-56,09)	65

5.4	PAR TOPÁZIO-GRANITO/TOPÁZIO-SIDEROFILITA-QUARTZO-GREISEN (Amostras 49,28-49,33/59,60-59,65)	72
5.5	PAR TOPÁZIO-GRANITO/QUARTZO-TOPÁZIO-SIDEROFILITA-GREISEN (Amostras 49,28-49,33/56,47-56,52)	79
6	MINERALOGIA E QUÍMICA MINERAL	85
6.1	ANÁLISES QUÍMICAS POR MEIO DE MICROSSONDA ELETRÔNICA	85
6.1.1	Análises químicas de micas trioctaédricas	85
6.1.1.1	Classificação das micas	89
6.1.1.2	Séries de substituição	95
6.1.2	Análises químicas de feldspatos alcalinos.....	100
6.1.3	Análises químicas de cassiterita	100
6.2	ESTUDOS MINERALÓGICOS COMPLEMENTARES ATRAVÉS DE MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV).....	102
6.2.1	Fluorita	102
6.2.2	Zircão	102
6.2.3	Anatásio	103
6.2.4	Monazita	106
6.2.5	Ferro-columbita	106
6.2.6	Bismuto nativo	106
6.2.7	Esfalerita	106
6.2.8	Pirita	106
6.2.9	Galena	107
7	ESTUDO COMPARATIVO ENTRE OS TOPÁZIO-SIDEROFILITA-GREISENS ASSOCIADOS AO PLUTON ÁGUA BOA – PROVÍNCIA ESTANÍFERA DE PITINGA (AM)	110
8	DISCUSSÃO E CONCLUSÕES FINAIS	114
	REFERÊNCIAS	117
	ANEXO REFERENTE ÀS TABELAS	126

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

A Província Estanífera de Pitinga, situada a cerca de 300 km a norte da cidade de Manaus (Estado do Amazonas), caracteriza-se por apresentar importantes jazimentos de metais raros relacionados à Suíte Madeira, a qual é formada por três corpos graníticos tipo-A de 1,83 a 1,82 Ga (Água Boa, Madeira e Europa), encaixados em rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé (1,88 Ga).

As rochas graníticas de Pitinga e mineralizações associadas já foram objetos de estudo de vários pesquisadores, destacando-se Bastos Neto et al. (2005), Daoud (1988), Costi (2000), Costi et al. (2002), Costi, Borges e Dall’Agnol (2005), Ferron (2006), Horbe et al. (1991), Lenharo (1998), Lenharo, Moura e Botelho (2002), Lenharo et al. (2003), Minuzzi (2005), que trataram de temas como petrologia, geoquímica, geocronologia e metalogenia. Em termos mais específicos, os epissienitos sódicos associados ao pluton Água Boa foram caracterizados pela primeira vez na região da mina Pitinga por Costi et al. (1996a, 1996b), tendo sido estudados petrográfica e geoquimicamente por Costi et al. (2002) e Feio (2005). Por sua vez, os greisens estaníferos associados à fácies rapakivi do pluton Água Boa foram estudados por Borges (1997, 2002) e Borges, Dall’Agnol e Costi (2003). Daoud (1988) e Lenharo (1998) também teceram considerações gerais sobre os greisens e mineralizações hidrotermais associadas ao pluton Água Boa.

Apesar do expressivo conhecimento sobre os greisens da região, há uma grande carência de dados geológicos, petrográficos e geoquímicos sobre os greisens associados à fácies topázio-granito do pluton Água Boa. Este trabalho, desenvolvido a partir de amostras da malha de sondagem Grota Rica, localizada na porção centro-oeste do corpo, visa preencher parte desta lacuna. O estudo se baseia em dados petrográficos, mineralógicos e geoquímicos inéditos, objetivando a caracterização dos greisens da área Grota Rica e estabelecer discussões e interpretações sobre a sua origem e sua relação com as mineralizações de Sn na região, bem como estabelecer comparações com outras ocorrências de greisens da Província.

Esta dissertação de mestrado é uma contribuição ao Núcleo PRONEX (Magmatismo, Evolução Crustal e Metalogênese da Província Mineral de Carajás e Províncias Adjacentes – PRONEX/MCT/CNPq/CAPES/FADESP/Projeto 66.2103/1998, processo nº 420.00/00).

1.2 CONSIDERAÇÕES SOBRE O TEMA

Greisens são rochas resultantes de alteração hidrotermal, cuja origem está intimamente associada a soluções residuais extremamente ácidas, provenientes de magmas graníticos evoluídos altamente especializados (SCHERBA, 1970). Contém geralmente quartzo, micas, topázio e/ou fluorita como fases essenciais.

A greisenização é o processo que origina os greisens, sendo a remobilização de sílica e alumina da rocha hospedeira a sua principal característica. Os greisens ocorrem associados a granitos ricos em sílica e seu modo típico de ocorrência é ao longo de fraturas e veios, normalmente nas bordas ou zonas de contato de plutons graníticos. Acumulações de Sn, W, Mo, Ta, Nb, ETR e Zr geram importantes depósitos, distribuídos no mundo todo, mas principalmente na Inglaterra, Sudeste da Ásia, Estados Unidos e Brasil.

No Brasil, em especial na Amazônia, a greisenização é um dos principais processos responsáveis pela concentração de metais em três províncias estaníferas proterozóicas: Província Estanífera de Rondônia (LEITE JÚNIOR, 2002), Província Estanífera do Sul do Pará (TEIXEIRA 1999) e Província Estanífera de Pitinga (BORGES, 1997; 2002). Também merece destaque neste contexto a Província Estanífera de Goiás (BOTELHO, 1992; LENHARO; MOURA; BOTELHO, 2002; MOURA, 1993)

1.3 JUSTIFICATIVAS PARA A PESQUISA

Em meados do ano de 2002, a empresa de mineração Taboca, em campanha de sondagem ao longo do setor Grota Rica, identificou greisens relacionados espacialmente às rochas da fácies topázio-granito porfírico do pluton Água Boa. Os trabalhos desenvolvidos pela empresa para caracterizar o depósito revelaram altas concentrações de estanho. Porém, os greisens ocorrem ao longo de fraturas e veios subhorizontais, o que dificulta a exploração do minério. Esta nova ocorrência de greisens mostrou-se, entretanto, altamente estimulante em termos científicos, uma vez que esta foi a primeira vez que greisens associados ao topázio-granito foram identificados na região. Antes disso, os estudos conduzidos por Borges (2002) foram voltados exclusivamente para greisens relacionados a granitos da fácies rapakivi. Portanto, estudos petrográficos, mineralógicos e geoquímicos, que permitissem a caracterização desta nova ocorrência de greisens e o melhor entendimento dos processos hidrotermais responsáveis pela sua formação eram indispensáveis para o avanço do conhecimento da petrologia e metalogênese da Província.

Com isto, as questões lançadas no início dessa pesquisa foram:

1. Qual a mineralogia das rochas que deram origem às diferentes paragêneses hidrotermais?
2. Quais os tipos de greisens presentes nessa nova ocorrência e quais são as suas associações mineralógicas?
3. Qual a relação entre a mineralização e sua rocha hospedeira?
4. Quais as composições geoquímicas das rochas encaixantes e greisen e quais as trocas químicas ocorridas entre elas?
6. Quais são as composições químicas das principais fases minerais presentes nos greisens?
7. São os greisens de Grota Rica similares aqueles identificados na área Guinho Baixão (BORGES, 1997; 2002)? Em caso positivo, assemelham-se aos greisens com topázio e siderofilita, de alta temperatura, ou aos greisens com clorita e fengita, de baixa temperatura?
8. Qual a natureza dos fluidos responsáveis pelos processos hidrotermais na área Grota Rica?

1.4 OBJETIVOS

Com base nos problemas identificados, foram estabelecidos para a presente dissertação os seguintes objetivos:

1. Caracterização petrográfica e geoquímica detalhada dos greisens do furo F06GR da malha de sondagem Grota Rica, bem como de suas rochas encaixantes;
2. Definição das associações minerais dos diversos litotipos e identificação das transformações minerais que afetaram os granitos e geraram os greisens;
3. Identificação das diferentes fases minerais presentes nas rochas encaixantes e greisens, esclarecimento de suas relações texturais e definição das composições químicas das fases dominantes de interesse petrológico e metalogenético;
4. Classificação dos filossilicatos presentes nos greisens e discussão das substituições entre fases;
5. Esclarecimento dos processos responsáveis pela formação dos greisens e mineralizações associadas;
6. Comparação entre os greisens estudados e os greisens da área Guinho Baixão (BORGES, 1997; 2002).

1.5 MATERIAIS E MÉTODOS

1.5.1 Pesquisa bibliográfica

Foi realizado levantamento bibliográfico referente à geologia da região de Pitinga e adjacências, principalmente no que concerne aos granitos estaníferos, sua petrografia e geoquímica. Além disso, foi pesquisada bibliografia referente aos processos hidrotermais associados a magmatismo granítico alcalino, com ênfase nos processos de formação de greisens e mineralizações estaníferas associadas, tanto no Cráton Amazônico, como em outras áreas. Este estudo foi complementado através da discussão com o orientador da pesquisa de artigos abordando diferentes aspectos dos granitos alcalinos tipo-A.

1.5.2 Trabalhos de campo e amostragem

Aproveitou-se para esta pesquisa todo material coletado em 2002 pelo Geólogo Régis Munhoz Krás Borges, que naquele momento era bolsista de desenvolvimento regional do CNPq.

A coleta de campo consistiu na amostragem de cinco furos de sondagem do setor Grota Rica (F06Gr, F07Gr, F08Gr, F09Gr, F10Gr), porção centro-oeste do pluton Água Boa. Após a descrição macroscópica de todos os furos, foi selecionado o furo F06Gr para estudos petrográficos e geoquímicos mais detalhados, devido a esse conter zonas mais espessas de greisens.

Cabe destacar que durante a excursão do IGCP 510 (agosto/2006), a autora teve a oportunidade de conhecer a área de ocorrência dos greisens e estabelecer discussões sobre granitos especializados e mineralizações associadas com os geólogos Hilton Costi, J. Maximino Ferron e Maurício Prado, líderes da excursão, bem como com especialistas internacionais do tema, como os professores Ilmari Haapala, Tapani Rämö e Jorge S. Bettencourt.

1.5.3 Petrografia

O estudo petrográfico contou com a descrição mesoscópica dos testemunhos de cinco furos de sondagem referentes às novas ocorrências de greisens e suas rochas encaixantes da malha de sondagem Grota Rica. A descrição mesoscópica envolveu os principais aspectos das rochas visíveis a olho nú, tais como cor, forma e estruturas. Este estudo foi realizado com o intuito de separar o furo mais adequado para a caracterização mineralógica e geoquímica detalhada da rocha encaixante e do greisen associado. Foi selecionado com base nele, o furo

F06Gr, considerado o mais representativo da zona mineralizada. Foram preparadas 25 lâminas polidas de amostras deste furo, descritas a seguir em microscópio ótico de luz polarizada. Para a classificação e nomenclatura dessas rochas foram realizadas análises modais em um contador de pontos SWIFT, por meio da contagem de 1500 pontos, em média, por lâmina delgada, em nove amostras representativas do granito e oito amostras de greisen.

O estudo das lâminas delgadas consistiu na descrição mineralógica detalhada e na análise das relações texturais, com ênfase nas mudanças texturais ocorridas durante a transformação do granito em greisen, presença e natureza de inclusões, intercrescimentos, texturas de exsolução e/ou substituição e de cavidades.

Para maior comodidade do leitor, nas fotomicrografias, os minerais comuns terão suas designações abreviadas, conforme sugerido por Kretz (1983) e adotado pela *American Mineralogical Society*. Os demais minerais terão seus nomes abreviados de modo subjetivo pela autora desta dissertação, sendo especificados caso a caso.

1.5.4 Geoquímica

As análises químicas em rocha total foram realizadas no *Acme Analytical Laboratories Ltda.* (Vancouver, CANADÁ), sendo dosados os conteúdos de elementos maiores e menores (SiO_2 , Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$, MgO , CaO , Na_2O , TiO_2 , Cr_2O_3 , P_2O_5 , PF), traço (Zn, Cu, Pb, Ba, Be, Cs, Ga, Hf, Nb, Rb, Sn, Sr, Ta, Th, U, W, Zr, Bi) e terras raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu). Os elementos maiores e menores foram analisados por ICP-ES e os elementos-traço e terras raras por ICP-MS. O F foi dosado por análise de eletrodo de íon específico, após fusão com NaOH.

As análises de FeO foram realizadas por titulação no Laboratório de Análises Químicas do Centro de Geociências da UFPA. O conteúdo de Fe_2O_3 foi obtido pela equação $\text{Fe}_2\text{O}_3 = \text{FeO} * 1,111$, subtraído do $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$ determinado por ICP-ES. Para os greisens foram utilizados apenas os teores de $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$, haja vista que os cálculos para obtenção do Fe_2O_3 revelaram valores negativos, provavelmente devido à grande quantidade de sulfetos nestas rochas.

Para uma melhor visualização dos dados, os teores de Zn, S e C foram apresentados juntamente com os óxidos de elementos maiores e menores, uma vez que Zn e S são componentes essenciais nos sulfetos dos greisens. No caso do C, fez-se a conversão para seu óxido a partir da equação $\text{CO}_2 = \text{C} * 3,6642$.

Esses dados foram tratados em programas computacionais, para confecção de diagramas de variação de Harker, utilizando-se SiO_2 como índice de diferenciação, além de diagramas que utilizam elementos-traço em relação a óxidos de elementos maiores (ROLLINSON, 1993). Foram confeccionados, ainda, diagramas de padrões de terras raras normalizados ao condrito C1 de Evensen, Hamilton e O’Nions (1978). O estudo da mobilidade relativa dos componentes químicos durante os processos metassomáticos foi efetuado com base em cálculos de perdas e ganhos (balanço geoquímico de massas), conforme os métodos tradicional de Gresens (1967) e simplificado das isóconas (GRANT, 1986). As medidas de densidade das rochas foram feitas no laboratório de mineralogia, no Museu de Mineralogia do Centro de Geociências (UFPA).

1.5.5 Mineralogia e química mineral

A caracterização mineralógica dos greisens foi complementada através de estudos em microscópio eletrônico de varredura, onde foram obtidas imagens de elétrons retroespalhados, feitas observações detalhadas de relações texturais entre fases minerais e confirmada a natureza das mesmas, inclusive àquelas de dimensões inferiores às acessíveis com microscópio ótico. Esta etapa foi realizada no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura (LABMEV) do Centro de Geociências/UFPA, utilizando-se microscópio eletrônico LEO modelo 1430, sob condições de voltagem de 20kv. Lâminas polidas de amostras representativas dos greisens foram preparadas e metalizadas com carbono.

Análises semiquantitativas em diferentes fases minerais essenciais e acessórias foram realizadas por espectroscopia de energia dispersiva de raios-x (EDS).

A composição química de micas, cassiterita e feldspatos foi determinada adicionalmente por meio de análises em microsonda eletrônica modelo JEOL *superprobe* JXA-8600, no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. As condições operacionais usadas nas análises de WDS foram: tensão de aceleração de 15kv, corrente do feixe de 20nA, diâmetro do feixe de 5 μm e tempo de contagem do feixe de 10s.

Os óxidos analisados para as micas foram: SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , BaO , ZnO , F e Cl. O Li, não dosado pela microsonda, foi calculado a partir da fórmula $\text{Li}_2\text{O} = (0,287 * \text{SiO}_2) - 9,552$ (TINDLE; WEBB, 1990), equação muito similar à proposta por Tischendorf et al. (1997) e Mourae Botelho (1994). Correção TAP foi aplicada em todas as fases minerais. O cálculo da fórmula estrutural foi feito através da proporção catiônica. O $^{\text{IV}}\text{Al}$

(alumínio tetraédrico) foi calculado a partir da subtração de Si a partir do total de 8 cátions. Já o ^{VI}Al (alumínio octaédrico) é resultante da subtração do ^{IV}Al a partir do Al_t . Diversos diagramas foram confeccionados (FOSTER, 1960b; TISCHENDORF et al., 1997; 2004; SUN; YU, 1999) para melhor caracterização e classificação das micas estudadas. A fórmula estrutural foi calculada com base em 22 átomos de oxigênio.

Os óxidos analisados para os feldspatos foram: SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , BaO , SrO e a fórmula estrutural foi calculada com base em 32 átomos de oxigênio.

Para a cassiterita foram analisados os óxidos: SnO_2 , Nb_2O_5 , Ta_2O_5 , TiO_2 , Y_2O_3 , FeO . A fórmula mineral foi calculada a partir da proporção catiônica com base em 2 átomos de oxigênio. Devido a problemas de calibração e ausência de padrões adequados, houve dificuldades para obtenção das análises. A maioria delas acusou valores bem superiores a 100%, sendo apresentadas apenas aquelas cujo fechamento se aproximou dos valores considerados normais, próximos de 100%.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1 GEOLOGIA REGIONAL

A Província Estanífera de Pitinga enquadra-se tectonicamente na porção sul do Escudo das Guianas, parte integrante do Cráton Amazônico (ALMEIDA et al., 1981; GIBBS; BARRON, 1983). Nos modelos de províncias tectono-geocronológicas, a região situa-se no limite entre as províncias Amazônia Central e Ventuari-Tapajós (TASSINARI; MACAMBIRA, 2004). A província Amazônia Central foi palco de extensos eventos vulcano-plutônicos de idade paleo a mesoproterozóica, que cobrem amplas áreas do Cráton Amazônico (DALL'AGNOL et al., 1999; DALL'AGNOL; LAFON; MACAMBIRA, 1994).

Em Pitinga, os granitóides da Suíte Intrusiva Água Branca (OLIVEIRA et al., 1996) são as rochas mais antigas da região (Figura 2.1). Faria et al. (1999), em mapeamento realizado no SE de Roraima, em região próxima de Pitinga, propuseram separar os termos peraluminosos da Suíte Intrusiva Água Branca em uma nova unidade, denominada Granito Igarapé Azul, supostamente afim de granitos tipo S e ocorrendo em corpos batolíticos, passíveis de representação na escala do mapeamento realizado. A denominação Suíte Intrusiva Água Branca seria reservada aos termos metaluminosos, de tendência cálcio-alcalina.

Com base em dados geológicos e geocronológicos recentes, Almeida et al. (2002) distinguiram dois domínios graníticos na mesma região estudada por Faria et al. (1999), denominando-os Terreno Martins Pereira-Anauá e Terreno Igarapé Azul-Água Branca. O Terreno Igarapé Azul-Água Branca situa-se no setor sul do domínio Uatumã-Anauá, próximo à área da mina Pitinga. Na área-tipo do granito Água Branca (Suíte Água Branca), Almeida (2006) obteve idade de 1901 ± 5 Ma (Pb-Pb em zircão) para horblenda-biotita-granodiorito. Valério (2006) obteve idade de 1895 ± 6 (Pb-Pb em zircão) para o biotita-granito porfirítico dessa unidade, na região de Presidente Figueiredo.

Tais rochas são cortadas por rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé, unidade geológica de maior distribuição na área da mina. Esta unidade é composta de riolitos, riodacitos e quartzotraquitos. Costi, Dall'Agnol e Moura (2000) obtiveram, pelo método Pb-Pb em zircão, idade de 1888 ± 3 Ma para tais rochas. Idades similares foram obtidas por Ferron (2006). Na região de Pitinga, as rochas dessa unidade possuem associados diversos corpos graníticos (Simão, Rastro, Bom futuro e Alto Pitinga, Figura 2.1), que forneceram idades Pb-Pb em zircão similares às das rochas do Grupo Iricoumé e foram interpretados como equivalentes plutônicos dessas rochas e

agrupados sob a denominação de Suíte Mapuera (FERRON et al., 2006; FERRON, 2006). Santos et al. (2002) apresentaram idades de U-Pb de 1871 ± 5 Ma para o Granito Abonari, sudoeste da mina Pitinga, também relacionado à Suíte Mapuera.

Dados isotópicos revelaram que os plutons Madeira, Europa e Água Boa são significativamente mais jovens do que as suas encaixantes vulcânicas (Tabela 2.1), tendo sido obtidas para diferentes fácies do primeiro e para o ribeckita-álcali feldspato-granito do corpo Europa idades em torno de 1,83-1,82 Ga (COSTI; DALL'AGNOL; MOURA, 2000). Lenharo (1998) obteve idades um pouco mais jovens e provavelmente mais imprecisas para certas fácies dos plutons Madeira e Água Boa (Tabela 2.1). Já os greisens associados ao último, datados por Ar-Ar em micas, revelaram idades de $1783 \pm 5,2$ Ma (LENHARO, 1998).

Tais granitos são seguidos na estratigrafia por sedimentos flúvio-eólicos continentais e rochas piroclásticas da Formação Urupi (VEIGA Jr. et al., 1979), e por um conjunto de sills e diques toleíticos da Formação Quarenta Ilhas (Figura 2.1), com idade U-Pb de 1790 ± 7 Ma determinada por SHRIMP em badeleíta (SANTOS et al., 2002). O último evento está relacionado ao magmatismo básico alcalino potássico da Formação Seringa, do Mesoproterozóico, com idade de 1079 ± 18 e 1090 ± 13 Ma obtidas por K-Ar em hornblenda (ARAÚJO NETO; MOREIRA, 1976).

Tabela 2.1 – Quadro geocronológico da região de Pitinga.

VULCÂNICAS E GRANITOS DA PROVÍNCIA PITINGA				
<i>Unidade estratigráfica</i>	<i>Rocha</i>	<i>Idade (Ma)</i>	<i>Método</i>	<i>Referência</i>
Suíte Água Branca	Horblenda-biotita-granodiorito	1901±5	Pb-Pb Zr ²	Almeida (2006)
Suíte Água Branca	Biotita-granito-porfirítico	1985±6	Pb-Pb Zr ²	Valério (2006)
Grupo Iricoumé	Riolito porfirítico	1882±2 1886±6	Pb-Pb Zr ²	Ferron (2006)
Grupo Iricoumé	Riolito microgranofirico	1881±2	Pb-Pb Zr ²	Ferron (2006)
Grupo Iricoumé	Ignimbrito riolítico	1890±2	Pb-Pb Zr ²	Ferron (2006)
Grupo Iricoumé	Riodacito porfirítico cataclástico	1885±8	Pb-Pb Zr ²	Ferron (2006)
Grupo Iricoumé	Riolitos	1888 ± 3	Pb-Pb Zr ²	Costi, Dall’Agnol e Moura (2000)
Suíte Mapuera	Granito Abonari	1871 ± 5	U-Pb Zr	Santos et al. (2002)
Suíte Mapuera	Granito Simão	1882 ± 4 1885 ± 4	U-Pb Zr	Ferron (2006)
Suíte Mapuera	Granito Rastro	1882 ± 2	U-Pb Zr	Ferron (2006)
Suíte Mapuera	Granito Bom Futuro	1882 ± 3	U-Pb Zr	Ferron (2006)
Suíte Mapuera	Granito Alto Pitinga	1885 ± 3	U-Pb Zr	Ferron (2006)
Suíte Madeira	Pluton Madeira/albita-granito ¹	1834 ± 6	U-Pb Zr	Fuck et al. (1993)
Suíte Madeira	Pluton Madeira/biotita-granito	1810 ± 6	U-Pb Zr ³	Lenharo (1998)
Suíte Madeira	Pluton Madeira/albita-granito ¹	1794 ± 19	U-Pb Zr ⁴	Lenharo (1998)
Suíte Madeira	Pluton Água Boa/ granito rapakivi	1798 ± 10	U-Pb Zr ⁴	Lenharo (1998)
Suíte Madeira	Pluton Água Boa/topázio-granito ¹	1815 ± 10	U-Pb Zr ³	Lenharo (1998)
Suíte Madeira	Pluton Madeira/albita-granito ¹	1782 ± 4	Ar-Ar ⁵	Lenharo (1998)
Suíte Madeira	Pluton Água Boa/greisen ¹	1783 ± 5	Ar-Ar ⁵	Lenharo (1998)
Suíte Madeira	Pluton Europa/riebeckita-álcali feldspato-granito	1829 ± 1	Pb-Pb Zr ²	Costi, Dall’Agnol e Moura (2000)
Suíte Madeira	Pluton Madeira/Anfibólio-biotita-sienogranito	1824 ± 2	Pb-Pb Zr ²	Costi, Dall’Agnol e Moura (2000)
Suíte Madeira	Pluton Madeira/biotita-granito	1822 ± 2	Pb-Pb Zr ²	Costi, Dall’Agnol e Moura (2000)
Suíte Madeira	Pluton Madeira/álcali feldspato-granito hipersolvus porfirítico	1818 ± 2	Pb-Pb Zr ²	Costi, Dall’Agnol e Moura (2000)
Formação Quarenta Ilhas	Sills toleíticos	1790 ± 7	U-Pb Bd ⁴	Santos et al. (2002)
Formação Seringa		1079 ± 18 1090 ± 13	K-Ar Hor	Araújo Neto; Moreira (1976)

¹granito ou greisen mineralizado a Sn; ² ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb método de evaporação; ³ U-Pb SHRIMP II; ⁴ ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb SHRIMP II; ⁵ Ar-Ar em micas; Zr: zircão; Bd: badeleíta; RT: rocha total.

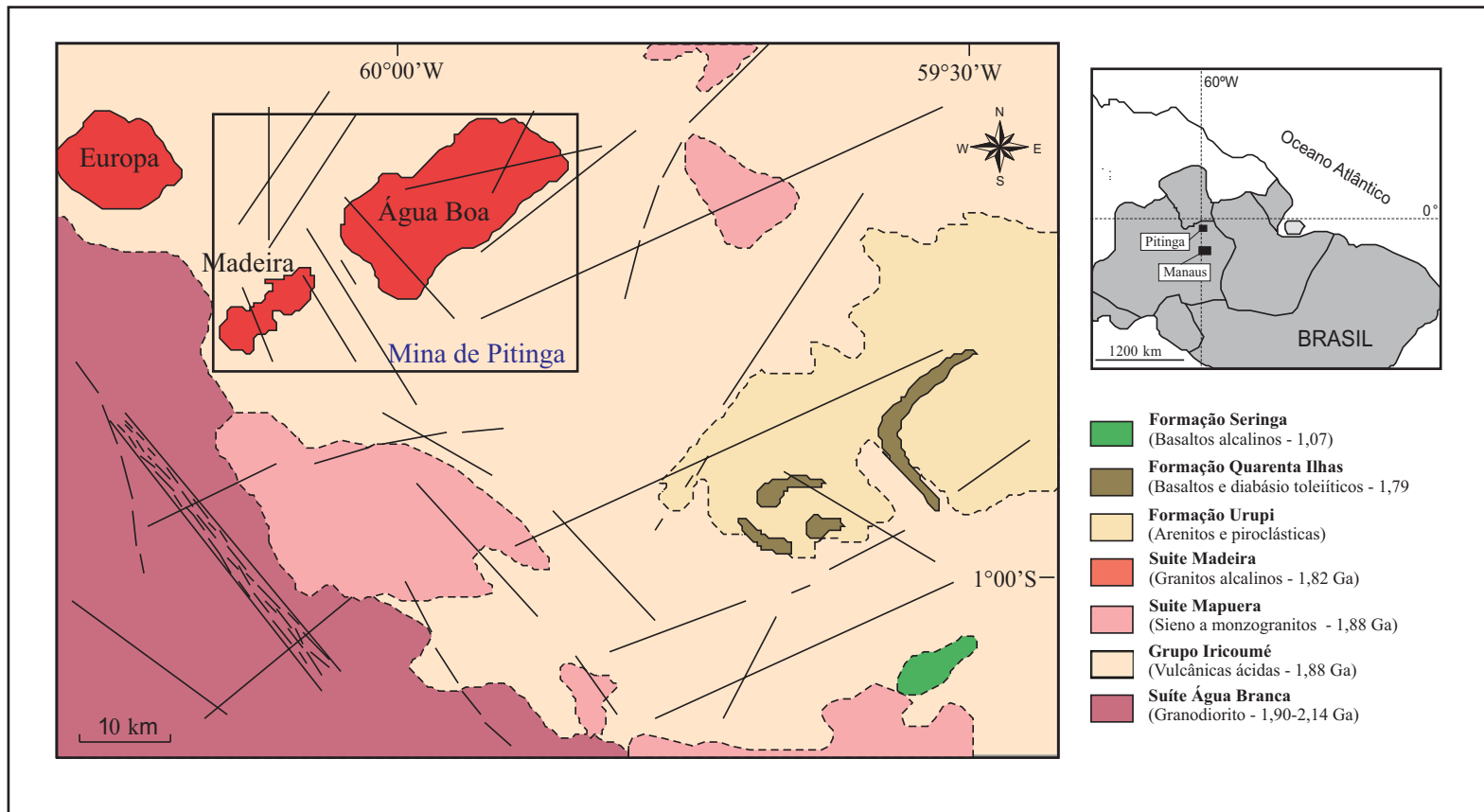


Figura 2.1 - Mapa geológico esquemático da região da Mina Pitinga (modificado de COSTI; DALL'AGNOL; MOURA, 2000, FERRON 2006)

2.2 GEOLOGIA DA MINA PITINGA

Na área da mina pitinga estão expostas rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé e granitos anorogênicos da suíte Madeira (Figura 2.2).

Segundo Costi, Dall’Agnol e Moura (2000), a unidade mais antiga e de maior extensão da região de Pitinga é o Grupo Iricoumé, com idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircão de 1888 ± 3 Ma. É composta por lavas e piroclásticas ácidas, com composições predominantemente riolíticas a quartzo traquíticas e raros riodacitos. Idades coincidentes foram obtidas por Ferron (2006) em quatro outras variedades desta unidade.

As rochas vulcânicas são seccionadas por três corpos graníticos tipo-A, da suíte Madeira. O de maior extensão superficial é o pluton Água Boa, seguido pelos plutons Europa e Madeira. Há poucas informações geológicas sobre o pluton Europa, devido a maior parte deste se situar em região de reserva indígena.

O granito Madeira é um *stock* alongado na direção SW-NE que apresenta quatro fácies (Figura 2.2), distintas em termos petrográficos, geoquímicos e metalogenéticos. A fácies mais precoce corresponde a um anfibólio-biotita-sienogranito, equigranular a porfirítico, denominado historicamente como granito rapakivi (HORBE et al., 1991). A fase seguinte é um biotita-álcali feldspato-granito equigranular de granulação média a grossa, com raros cristais de plagioclásio, conferindo a rocha um caráter hipersolvus. As fácies tardias são representadas por álcali feldspato-granito porfirítico hipersolvus, com afinidades peralcalinas, e albita-granito subsolvus.

O pluton Água Boa tem formato aproximadamente elíptico, alongado segundo a direção NE-SW, abrange uma área de aproximadamente 350 km^2 e acha-se encaixado em rochas vulcânicas e piroclásticas do Grupo Iricoumé (Figura 2.2). Os principais lineamentos estruturais são falhas e fraturas direcionadas segundo N50-60E, ocorrem subordinadamente as direções NS e N50-60W.

Daoud (1988), Lenharo et al. (1997) e Lenharo, Moura e Botelho (2002) dividiram o pluton Água Boa em quatro fácies petrograficamente distintas, cuja ordem de colocação obedece a relações verificadas no campo.

A fácies precoce é constituída por um sienogranito equigranular de granulação média ou grossa, que ocorre ao longo das bordas noroeste e sudeste do batólito, em faixas com largura de algumas centenas de metros. Esparsamente mostra fenocristais de feldspato potássico com coroas de plagioclásio (textura rapakivi), sendo, em função disso, designada historicamente por Daoud;

Antonietto Jr. (1985) como granito rapakivi. É composto mineralogicamente por feldspato potássico pertítico, plagioclásio (oligoclásio) e quartzo, com proporções subordinadas de biotita e hornblenda e acessórias de fluorita, zircão, opacos e apatita. A distribuição desta fácies ao longo das porções marginais do batólito sugere que ela corresponda a uma intrusão anelar descontínua, semelhante às descritas por Lowell (1991) no complexo ignimbrítico-granítico Butler Hill, St. François Mountains (Estados Unidos).

A fácies colocada a seguir é um biotita-sienogranito porfirítico, com fenocristais de feldspato potássico euédricos, de até 5 mm, e matriz de granulação fina, que também forma faixas alongadas e estreitas, dispostas próximo das bordas do corpo. É uma rocha de tendência alaskítica, composta essencialmente por feldspato potássico pertítico, quartzo e plagioclásio, com proporções muito baixas de biotita, anfibólio, fluorita e opacos. Apresenta evidências da atuação de processos pós-magmáticos, refletidos pela albitização dos feldspatos primários e cloritização da biotita.

A seguir deu-se a colocação da fácies de maior extensão superficial do corpo, que é um biotita-álcali feldspato-granito equigranular, composto essencialmente por feldspato potássico mesopertítico e quartzo, sendo o plagioclásio ausente ou ocorrendo em proporções muito subordinadas, o que confere à rocha um caráter hipersolvus. As rochas desta fácies são, juntamente com o topázio-granito, as hospedeiras das principais mineralizações estaníferas deste batólito (Figura 2.2).

A última fácies é representada por um topázio-granito seriado a porfirítico, situado em uma zona alongada na porção central e centro-oeste do corpo. É composto por fenocristais de quartzo e feldspato potássico imersos em uma matriz de granulação fina rica em feldspatos, siderofilita e topázio (LENHARO et al., 1997; LENHARO; MOURA; BOTELHO, 2002; este estudo). Núcleos de plagioclásio primário são manteados por feldspato alcalino (textura anti-rapakivi). Os máficos são representados por rara biotita e os acessórios são zircão, fluorita e opacos. O topázio ocorre como fase magmática primária ou em agregados intersticiais, aparentemente formados por substituição de feldspatos.

A mineralização primária de Sn no corpo Água Boa ocorre em quartzo-cassiterita greisens alojados ao longo de falhas que cortam o biotita-álcali feldspato-granito (DAOUD, 1988), em siderofilita-topázio greisens e clorita-fengita greisens associados às diferentes fácies do pluton Água Boa (BORGES, 1997; 2002; BORGES; DALL'AGNOL; COSTI, 2003; FEIO, 2005 e este

estudo) e em zonas metassomaticamente alteradas dentro do biotita-granito, onde são formados epissienitos sódicos fortemente enriquecidos em Sn (COSTI et al., 1996a; 1996b; 2002; COSTI; BORGES; DALL'AGNOL, 1997).

2.2.1 Greisens

Daoud e Antonietto Jr. (1985) descreveram ocorrências descontínuas de greisens desde a foz até o alto curso do Igarapé Queixada, na borda oeste do Granito Água Boa. A principal ocorrência de greisen, no alto curso do Igarapé Queixada, mostra-se fortemente condicionada a uma zona de fraturamento orientada segundo N50W, com largura de 1 a 20 metros e extensão aflorante superior a 100 metros. Esta faixa aloja um conjunto filoneano composto por veios de greisen, feldspatos, pegmatitos, quartzo-cassiterita e cassiterita maciça. Esses greisens só foram localizados devido às exposições geradas pela lavra de depósitos secundários, pois essas rochas jazem exatamente sob aluviões do referido igarapé.

Borges, Dall'Agnol e Costi (2003) e Borges (1997, 2002) estudaram os greisens associados à borda W do Granito Água Boa em malha de sondagem rotativa da área Guinho-Baixão (Figura. 2.2) e distinguiram três tipos com base em suas características texturais e paragêneses minerais: greisens Gs1, Gs2 e Gs3. O greisen 1 (Gs1) é o que apresenta a maior expressão em volume, formando zonas de interdigitação com granitos greisenizados de até 5 metros. É uma rocha de cor preta a cinza clara, de alta densidade ($2,75 - 2,93 \text{ g/cm}^3$), com textura granular média, composta essencialmente por quartzo, topázio, siderofilita marrom e esfalerita, acompanhados por quantidades variáveis de cassiterita, pirita, calcopirita, zircão, fluorita, siderita e anatásio. O greisen 2 (Gs2) é uma rocha acinzentada a preta, de granulação média, composta essencialmente por quartzo, fengita e fluorita. Quantidades subordinadas de siderofilita verde, clorita, topázio, cassiterita, esfalerita, rutilo, zircão e pirita complementam a mineralogia. O greisen 3 (Gs3) ocorre, normalmente, em faixas ou veios de até 3,5 metros de espessura, interdigitado com granitos greisenizados. Uma das características macroscópicas que o distingue do greisen Gs1 é que são rochas bastante porosas. Isto, aliado ao fato de serem desprovidas de topázio, justifica a sua menor densidade ($2,41 - 2,74 \text{ g/cm}^3$) em relação ao Gs1. É rocha verde acinzentada escura a verde clara, com textura granular média, constituída essencialmente por quartzo, fengita e clorita, com quantidades subordinadas de cassiterita, pirita, galena, esfalerita, zircão, rutilo, berilo e fluorita.

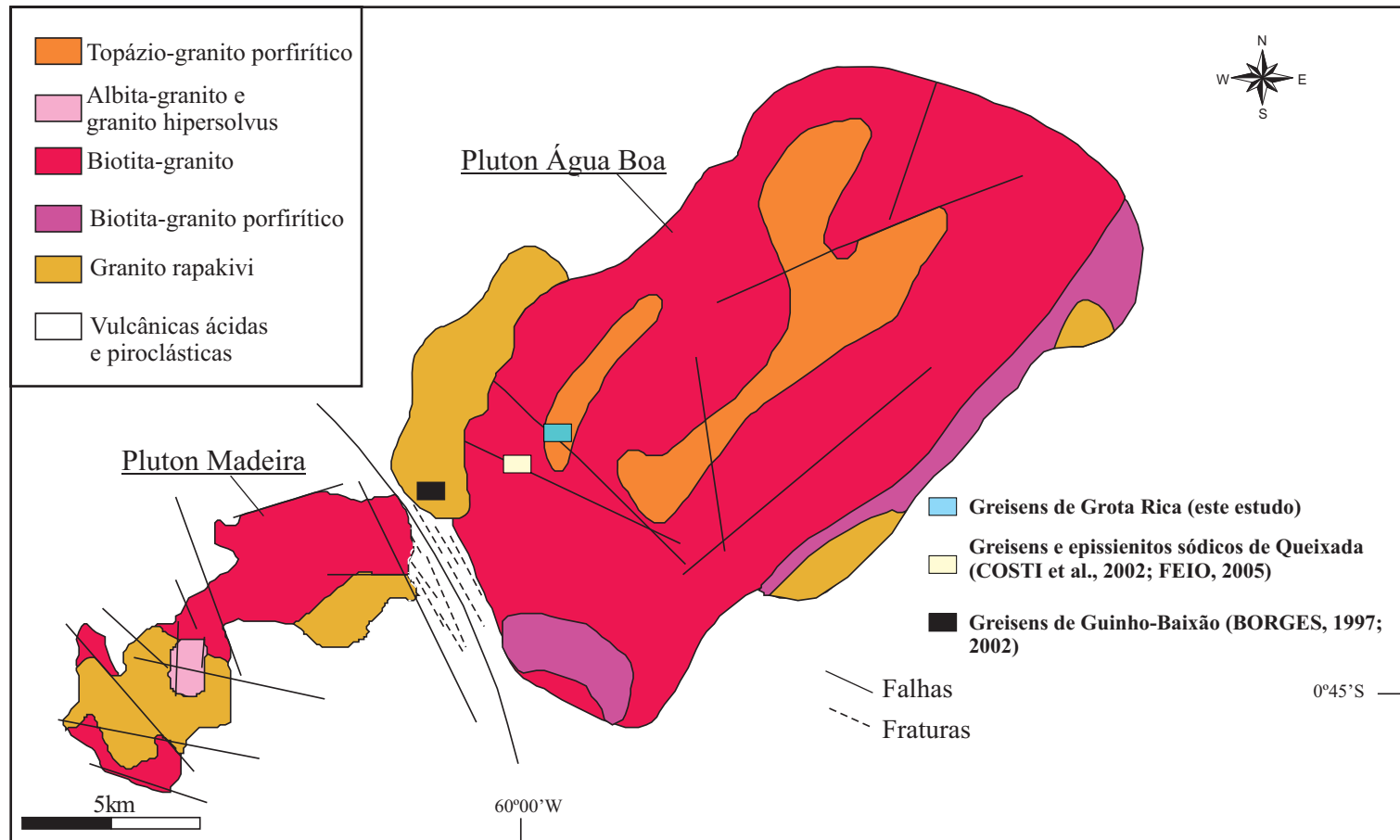


Figura 2.2 - Mapa geológico dos granitos Madeira e Água Boa. Baseado em Costi, Dall’Agnol e Moura (2000).

3 PETROGRAFIA E ANÁLISE TEXTURAL

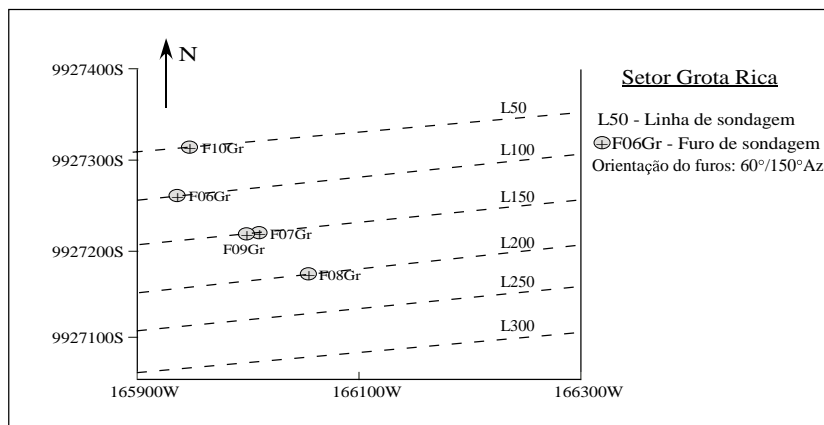
Os estudos petrográficos consistiram de caracterização mesoscópica envolvendo descrição dos furos de sondagem (F06Gr, F07Gr, F08Gr, F09Gr e F10Gr) da malha de sondagem Grota Rica (Figura 3.1). Após esta fase, foi escolhido o furo F06Gr para detalhamento, em função de sua maior representatividade e por apresentar zonas greisenizadas espessas. Seguiu-se estudo microscópico, envolvendo descrições mineralógicas detalhadas e análise textural (conforme MACKENZIE; DONALDSON; GUILFORD, 1982; WILLIAMS; TURNER; GILBERT, 1982).

3.1 FEIÇÕES MESOSCÓPICAS E MACROSCÓPICAS DOS GREISENS E ROCHAS ENCAIXANTES

A Figura 3.2 mostra a distribuição dos diferentes litotipos encontrados ao longo do furo F06Gr. A fácies granítica encaixante dos greisens é o biotita-álcali feldspato-granito com topázio, genericamente denominado de topázio-granito de coloração acinzentada a rosada. Apresenta variações texturais, distinguindo-se granito de granulação média a grossa ou, localmente, fina a média, e granito porfirítico. Granito albitizados e leucogranitos pegmatíticos portadores de cassiterita levemente albitizados ocorrem na transição entre o granito e os greisens.

Os greisens ocorrem no setor centro-oeste do pluton Água Boa abaixo de 30-40 m de cobertura saprolítica, em associação com o biotita-álcali feldspato-granito. São controlados por falhas e fraturas com espessura média inferior a 20 cm e cortam o granito e o leucogranito pegmatítico. Tais rochas foram interceptadas por cinco furos de sondagem com mergulho de 60°SW.

Os greisens são rochas de coloração acinzentada e granulação média a grossa, formadas principalmente por topázio, siderofilita e quartzo. Esfalerita e cassiterita também são identificadas macroscopicamente. A distribuição vertical dos greisens e rochas greisenizadas é bastante irregular em volume, porém elas estão presentes ao longo de todo o perfil, com os greisens apresentando espessura máxima de cerca de 6 m entre 54 e 60 m de profundidade do furo (Figura 3.2). São mais comuns, entretanto, níveis de greisen com espessura média de 20 cm, interdigitados a granitos greisenizados. São controlados por fraturas e apresentam um zonamento mineral, com porções mais ricas em topázio no centro e em siderofilita na borda, passando a granito greisenizado nas porções adjacentes as zonas de ocorrência de greisens. Veios de quartzo, ricos em esfalerita ou estéreis, de granulação grossa, cortam localmente os greisens.



- Biotita-álcali feldspato-granito com topázio médio a fino
- Biotita-álcali feldspato-granito albitizado
- Biotita-álcali feldspato-granito com topázio porfirítico
- Biotita-álcali feldspato-granito com topázio greisenizado
- Biotita-álcali feldspato-granito com topázio médio a grosso
- Greisens

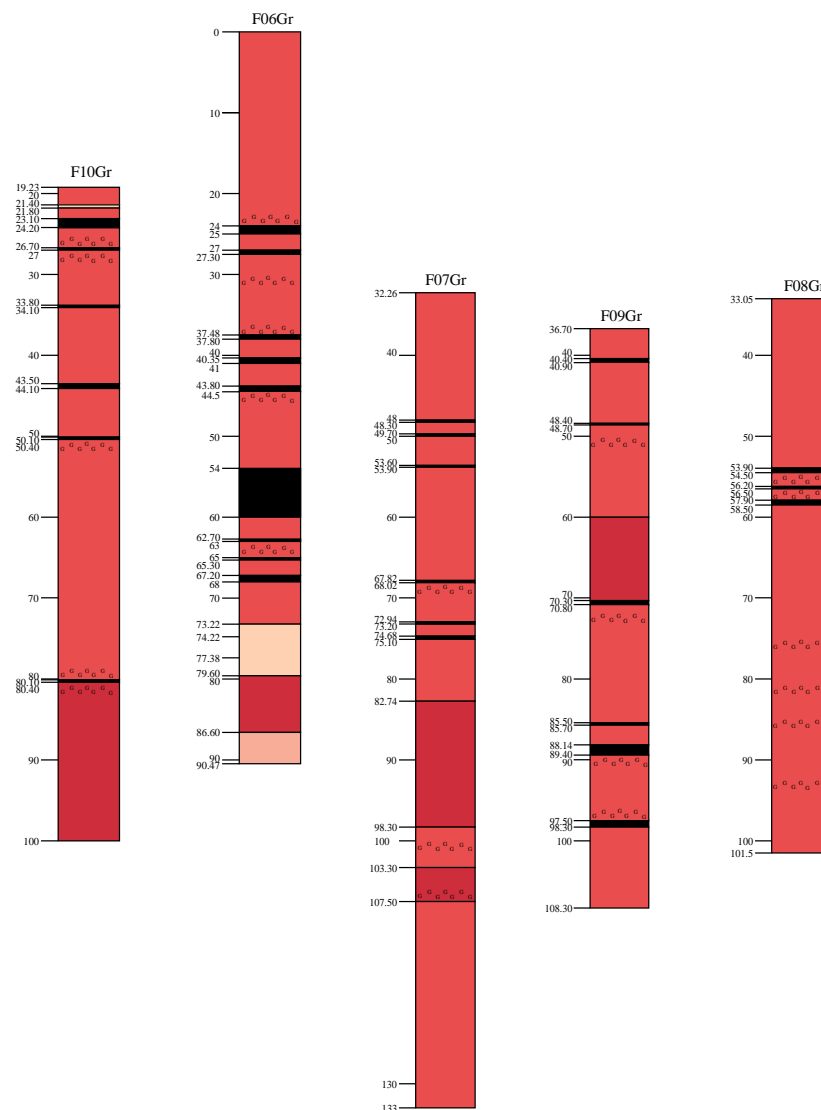


Figura 3.1 - Variação litológica e distribuição espacial esquemática dos furos de sondagem estudados. Os furos foram rebatidos para uma melhor visualização dos perfis

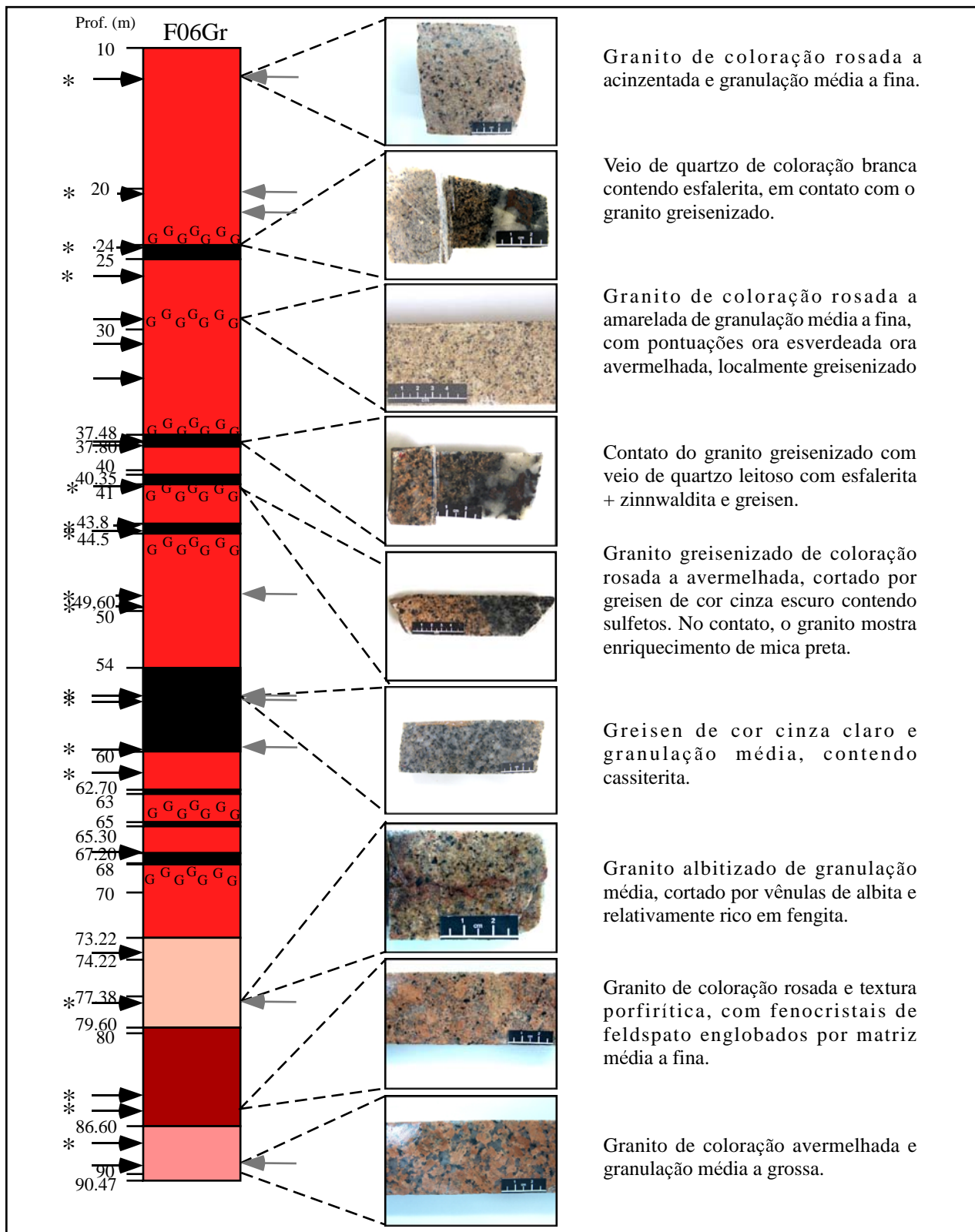


Figura 3.2 - Perfil esquemático do furo de sondagem F06Gr da malha de sondagem Grota Rica, com descrição macroscópica dos principais litotipos e localização no furo das amostras laminadas e com análise modal e química. Legenda: vermelho - granito médio a fino; marrom claro - granito albitizado médio; marrom escuro - granito porfirítico; rosa - granito médio a grosso; preto - greisen; G - porção greisenizada; seta preta - descrição petrográfica; asterisco - análise modal; seta cinza - análise química.

3.2 ANÁLISES MODAIS

3.2.1 Fácies biotita-álcali feldspato-granito com topázio

A tabela 3.1 apresenta as composições modais, em percentagem, de amostras do granito encaixante do greisen. Nessa tabela constam as amostras de granito mais preservado e de granito algo albitizado, não estando incluídas as amostras mais intensamente alteradas devido às proporções das fases minerais presentes em tais rochas terem sido significativamente modificadas e não representarem a composição modal original do granito.

O diagrama Q-A-P (Figura 3.3, campos segundo STRECKEISEN, 1976) mostra, com base nas composições modais, a distribuição de nove amostras da fácies topázio-granito do Maciço Água Boa. A análise do diagrama revela que, apesar das diferenças texturais marcantes, todas as amostras se situam no campo do álcali feldspato-granito, com características *hipersolvus* (TUTTLE; BOWEN, 1958). A amostra F06Gr/77,46, de granito albitizado, exhibe conteúdo modal máximo de fengita (Fig. 3.3, Tab. 3.1).

Na confecção do digrama Q-(A+P)-M' (Figura 3.3), M' foi considerado como sendo o somatório de minerais máficos (siderofilita, zircão, opacos, anatásio e clorita). São rochas hololeucocráticas a leucocráticas com conteúdo modal de máficos entre 1,6 e 8,8%.

Em função dos objetivos do trabalho e das características petrográficas dos litotipos, com composições modais muito semelhantes, optou-se por descrevê-los adiante levando em conta as suas principais variações texturais e destacando as variedades parcialmente greisenizadas.

3.2.2 Greisens

A tabela 3.2 mostra as composições modais, em percentagem, dos greisens estudados. A classificação foi baseada nas associações minerais predominantes, utilizando-se o diagrama triangular de Kuhne, Wasternack e Schulze (1972). Os filossilicatos são: siderofilita, com conteúdo modal superior a 17%, com exceção da amostra F06Gr/49,28; zinnwaldita, alcançando proporção modal máxima de 5%, mas ausente em diversas amostras; e, localmente, clorita que apenas numa amostra apresenta conteúdo modal expressivo (Tabela. 3.2). Além da siderofilita, quartzo e topázio formam a composição essencial dos greisens. Fluorita, cassiterita e esfalerita são os principais minerais acessórios, em termos de proporções modais, e a cassiterita está presente em todas as amostras analisadas, seu conteúdo modal máximo atingindo 2,7%, ao passo que o de esfalerita alcança até 0,6%.

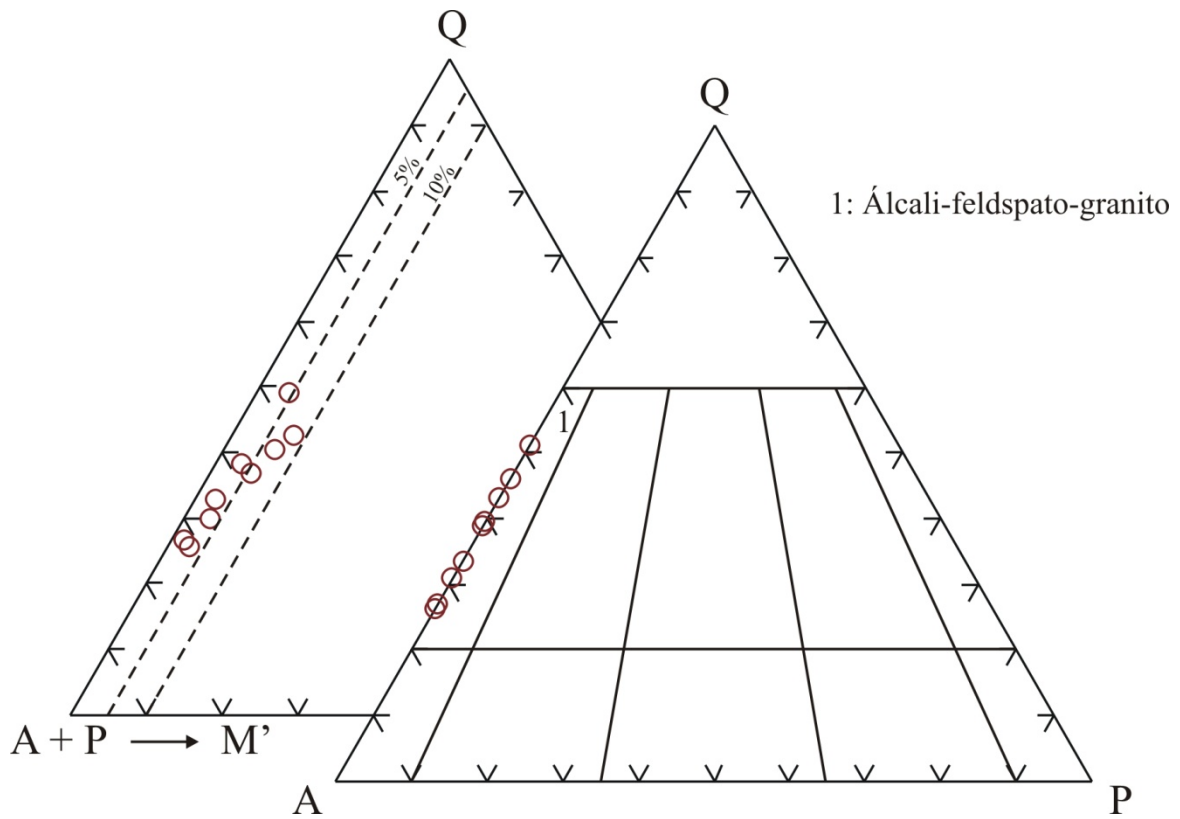


Figura 3.3 - Diagramas Q-A-P e Q-(A+P)-M' (STRECKEISEN, 1976) para as amostras do biotita-álcali feldspato-granito com topázio, encaixante do greisen.

Tabela 3.1 - Composições modais de amostras representativas do bitotita-álcali feldspato-granito com topázio do plutor Água Boa, encaixante dos greisens.

Variedade	Biotita-álcali feldspato-granito médio a fino				Bt-Kfs-granito porfirítico		Granito albitizado	Bt-Kfs-granito greisenizado	
Amostra	F06Gr/12,15	F06Gr/20,31	F06Gr/49,28	F06Gr/62,38	F06Gr/84,64	F06Gr/85,65	F06Gr/77,46	F06Gr/27,02	F06Gr/86,82
Mineral									
Quartzo	40,0	35,8	32,0	26,3	25	35,8	28,2	38	47,4
Feldspato alcalino	46,3	54,7	62,9	70,4	70,1	56,5	<0,1	50	45
Albita	0,7	3,2	0,0	<0,1	<0,1	<0,1	63,2	1,5	<0,1
Siderofilita	8,4	3	2,2	1,2	2,2	4,5	2	7	4,4
Topázio	1,1	1	0,4	0,2	0,4	0,7	1,3	0,4	<0,1
Fluorita	1,2	0,7	0,2	0,1	0,4	0,8	0,5	0,7	0,2
Zircão	0,3	0,4	0,0	<0,1	<0,1	0,1	0,1	0,2	<0,1
Opacos	0,5	0,3	0,0	0,4	0,1	0,2	1,3	<0,1	0,2
Anatásio	0,1	<0,1	0,4	-	-	0,1	0,3	<0,1	0,1
Clorita	0,1	0,1	0,1	0,2	0,8	0,8	-	<0,1	-
Fengita	1,3	0,8	1,7	1,2	1	0,5	3,1	2,2	2,5
Esfalerita	-	-	-	-	-	-	-	<0,1	-
Cassiterita	-	-	-	-	-	-	-	<0,1	-
∑M'	9	3,8	2,7	1,8	3,1	5,7	3,7	7,2	4,7
(Toz+Fl)	2,2	1,7	0,6	0,3	0,8	1,5	1,8	1,1	0,2
(M'+Phg)	10,3	4,6	4,5	3	4,1	6,2	6,8	9,4	7,2
100%									
Q	46,3	39,6	33,7	27,2	26,3	38,8	30,9	43,2	51,3
A	53,7	60,4	66,3	72,8	73,7	61,2	69,1	56,8	48,7
P	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0

M' = Sdf+Zr+Op+Ant+Chl

Zircão, opacos e monazita são minerais traços, com proporções modais inferiores a 0,6% e os dois últimos estão ausentes em muitas amostras. Restos de feldspato alcalino podem ainda ser encontrados nos greisens, sendo os seus conteúdos modais de até 12,8%.

De acordo com o diagrama adotado (Figuras 3.4a e 3.5b), os litotipos foram classificados predominantemente como topázio-siderofilita-quartzo greisen e, subordinadamente, quartzo-topázio-siderofilita greisen e topázio-quartzo greisen. Quando plotadas em diagramas binários siderofilita versus topázio (Figura 3.5a), fica ainda mais evidente que tais rochas apresentam conteúdo comparativamente elevado de siderofilita e incidem no campo dos greisens da zona da siderofilita, segundo classificação adotada para os greisens da área Guinho-Baixão (BORGES, 2002). Contudo, uma amostra isolada revelou-se muito pobre em siderofilita e exibiu proporção modal máxima de topázio, sendo classificada como topázio-quartzo greisen (Figs. 3.4a e 3.4b) e situando-se na zona do topázio (Figura 3.5a).

Nos demais diagramas binários de correlação de minerais foram plotadas também as composições modais dos siderofilita-topázio-quartzo greisens do tipo Gs 1 (BORGES, 2002), para exemplificar as principais diferenças e semelhanças entre os greisens associados ao topázio-granito e aqueles relacionados ao granito rapakivi. Os diagramas revelam que, comparadas aos greisens com siderofilita e topázio da área Guinho-Baixão, as amostras estudadas possuem baixos conteúdos de quartzo, em geral menores que 52%, e similares de topázio (Figura 3.5b), e elevados de siderofilita, em geral superiores a 20% (Figura 3.5c). O comportamento do topázio é variável, não sugerindo correlação clara com quartzo e siderofilita.

Os conteúdos modais de cassiterita mostram correlação positiva em relação ao topázio, exceto para os valores máximos de cassiterita, onde isto não se verifica (Figura 3.5d). Não mostra correlação clara em relação à esfalerita, porém fica bem evidenciado que o enriquecimento nestes dois minerais se dá por processos inteiramente independentes, pois as amostras mais ricas em cassiterita são as mais pobres em esfalerita e vice-versa (Figura 3.5e).

É importante ressaltar a correlação negativa entre topázio e álcali feldspatos, indicando que a diminuição dos feldspatos está intimamente relacionada ao aumento do topázio modal (Figura 3.5f).

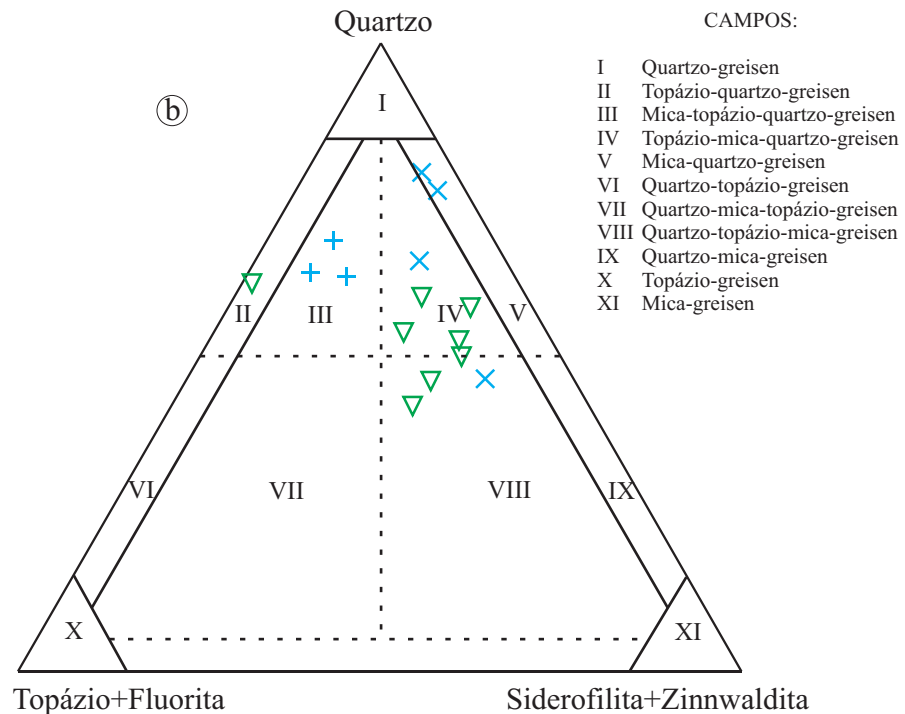
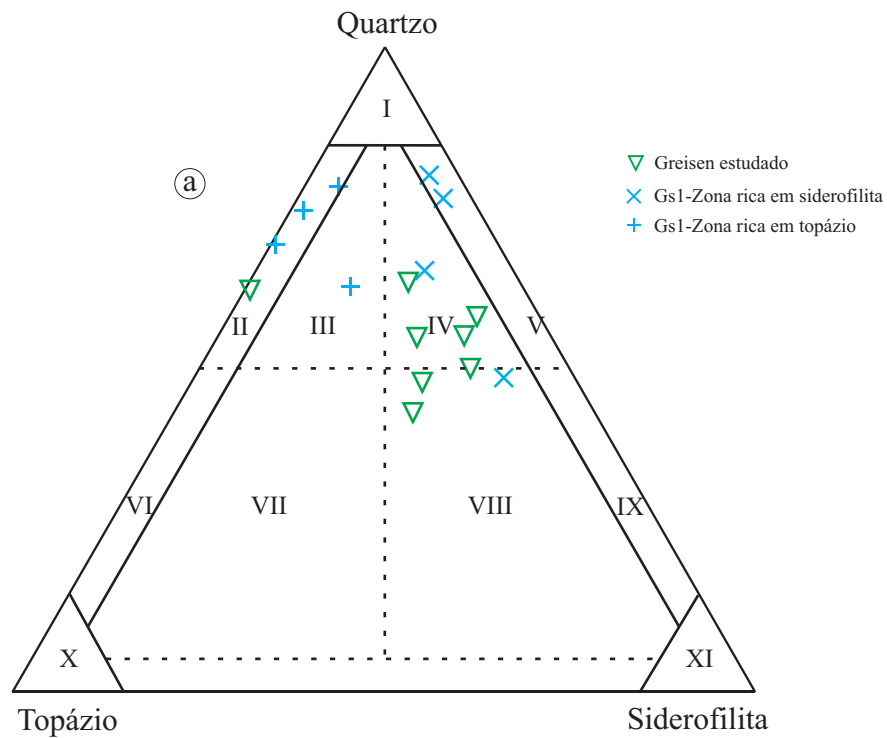


Figura 3.4 - (a) Distribuição dos greisens associados à fácies topázio-granito do maciço Água Boa no diagrama triangular modificado de Kuhne, Wasternack e Schulze (1972). As amostras em azul correspondem aos greisens com siderofilita e topázio da área Guinho-Baixão (BORGES, 2002). (b) Diagrama triangular de Kuhne, Wasternack e Schulze (1972). Neste diagrama, no vértice esquerdo o topázio foi somado à fluorita e no vértice direito foi usado siderofilita+zinnwaldita.

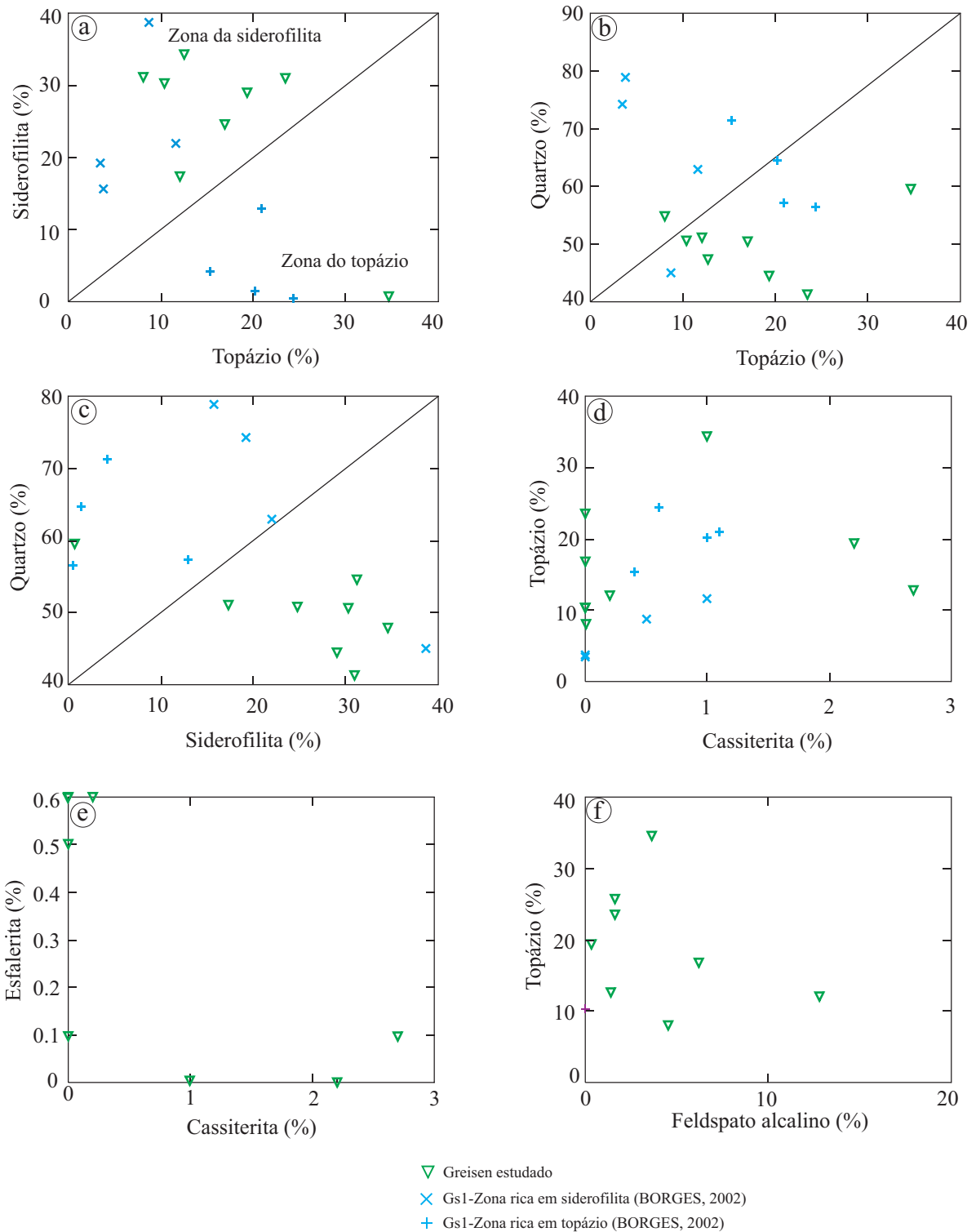


Figura 3.5 - Diagramas de correlação de conteúdos modais de diferentes minerais. (a) siderofilita x topázio, (b) quartzo x topázio, (c) quartzo x siderofilita, (d) topázio x cassiterita, (e) esfalerita x cassiterita, (f) topázio x feldspato alcalino.

Tabela 3.2 - Composições modais de amostras representativas dos greisens associados ao topázio-granito do pluton Água Bc

Variedade	Topázio-siderofilita-quartzo-greisen					Quartzo-topázio-siderofilita-greisen		Topázio-quartzo-greisen		
	F06Gr/24,25	F06Gr/43,83	F06Gr/43,93	F06Gr/56,04	F06Gr/59,60	F06Gr/40,40	F06Gr/56,47	F06Gr/49,60		
Intervalo Mineral										
Quartzo	51,1	47,7	50,6	50,6	54,7	44,5	41,3	59,6		
Siderofilita	17,3	34,6	30,3	24,8	31,2	29	30,9	0,7		
Topázio	12	12,6	10,4	16,8	8,4	19,3	23,5	34,6		
Fluorita	0,6	0,5	2,1	1	0,3	<0,1	0,4	0,2		
Zinnwaldita	5	-	2,7	-	-	3,7	1	0,4		
Esfalerita	0,6	0,1	0,6	0,1	0,6	<0,1	0,5	-		
Opacos	0,4	-	0,2	-	<0,1	0,2	<0,1	-		
Cassiterita	0,2	2,7	<0,1	<0,1	<0,1	2,2	<0,1	1		
Zircão	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	0,1	0,2	<0,1	<0,1		
Anatásio	<0,1	<0,1	0,2	0,1	0,2	<0,1	<0,1	-		
Monazita	<0,1	-	-	-	-	0,6	<0,1	-		
Clorita	<0,1	-	2,9	-	-	-	0,8	-		
Feldspato	12,8	1,4	<0,1	6,2	4,5	0,3	1,6	3,5		
Sdf+Znw	22,3	34,6	33	24,8	31,2	0	32,7	31,9	0	1,1
Tpz+Fl	12,6	13,1	12,5	17,8	8,7	0	19,3	23,9	0	34,8
ΣM'	6,2	2,9	6,6	0,2	0,9	0	6,9	2,3	0	1,4
100%										
Quartzo	59,4	50,0	52,7	54,3	57,8	46,1	42,5	62,4		
Sdf+Znw	25,9	36,3	34,3	26,6	33,0	33,9	32,9	1,2		
Tpz+Fl	14,7	13,7	13,0	19,1	9,2	20,0	24,6	36,4		

M' = Znw+Sph+Op+Cst+Zrn+Ant+Moz+Chl

3.3 OBSERVAÇÕES MINERALÓGICAS E TEXTURAIS

3.3.1 Fácies biotita-álcali feldspato-granito com topázio

As rochas da subfácies biotita-álcali feldspato-granito com topázio são maciças e homogêneas, de coloração branco-rosado e textura seriada. São compostas essencialmente por feldspato alcalino e quartzo (Figura 3.6a), com plagioclásio raro ou ausente. Biotita marrom, topázio e fluorita ocorrem subordinadamente, ao passo que zircão e opacos figuram como os principais minerais acessórios.

As fases minerais secundárias, relacionadas aos processos de alteração pós-magmática, estão representadas por albita, fluorita, topázio, cassiterita, esfalerita, anatásio, fengita e óxidos e/ou hidróxidos de ferro.

O feldspato alcalino forma cristais subédricos de granulação média a fina (<1 mm), os quais desenvolvem entre si e junto com o quartzo contatos retilíneos ou, às vezes, côncavo-convexos. Mostra texturas de exsolução modificadas, representadas por pertitas em veios e texturas de substituição, com desenvolvimento de albita em corôas trocadas (Figura 3.6b). Mostra-se parcialmente transformado para sericita e impregnado por óxidos e/ou hidróxidos de ferro.

O plagioclásio forma raros cristais subédricos a anédricos inclusos em feldspato e quartzo (Figura 3.6c). Apresentam-se sericitizados e com maclas difusas, dificultando a determinação de sua composição por métodos óticos.

O quartzo exibe cristais anédricos a subédricos de granulação média (0,4-1 mm), formando entre si e com outras fases minerais contatos retilíneos, embora localmente, mostre contatos irregulares, com cristalização de quartzo tardio no limite dos grãos.

A biotita é da variedade annita, passando a siderofilita (ver Capítulo 6), com pleocroísmo variando de marrom avermelhado a amarelo pálido. Forma agregados ou grãos individuais subédricos a anédricos (~0,5 mm), intersticiais aos cristais de quartzo e feldspato alcalino. Apresenta-se algo alterada para clorita, principalmente na borda dos cristais e ao longo das clivagens.

O topázio magmático ocorre como cristais subédricos a euédricos de granulação média a fina (<0,8 mm), ora intersticiais aos cristais de feldspato alcalino e quartzo, ora inclusos neles (Figura 3.6d). O topázio secundário forma cristais anédricos, por vezes arredondados, ora

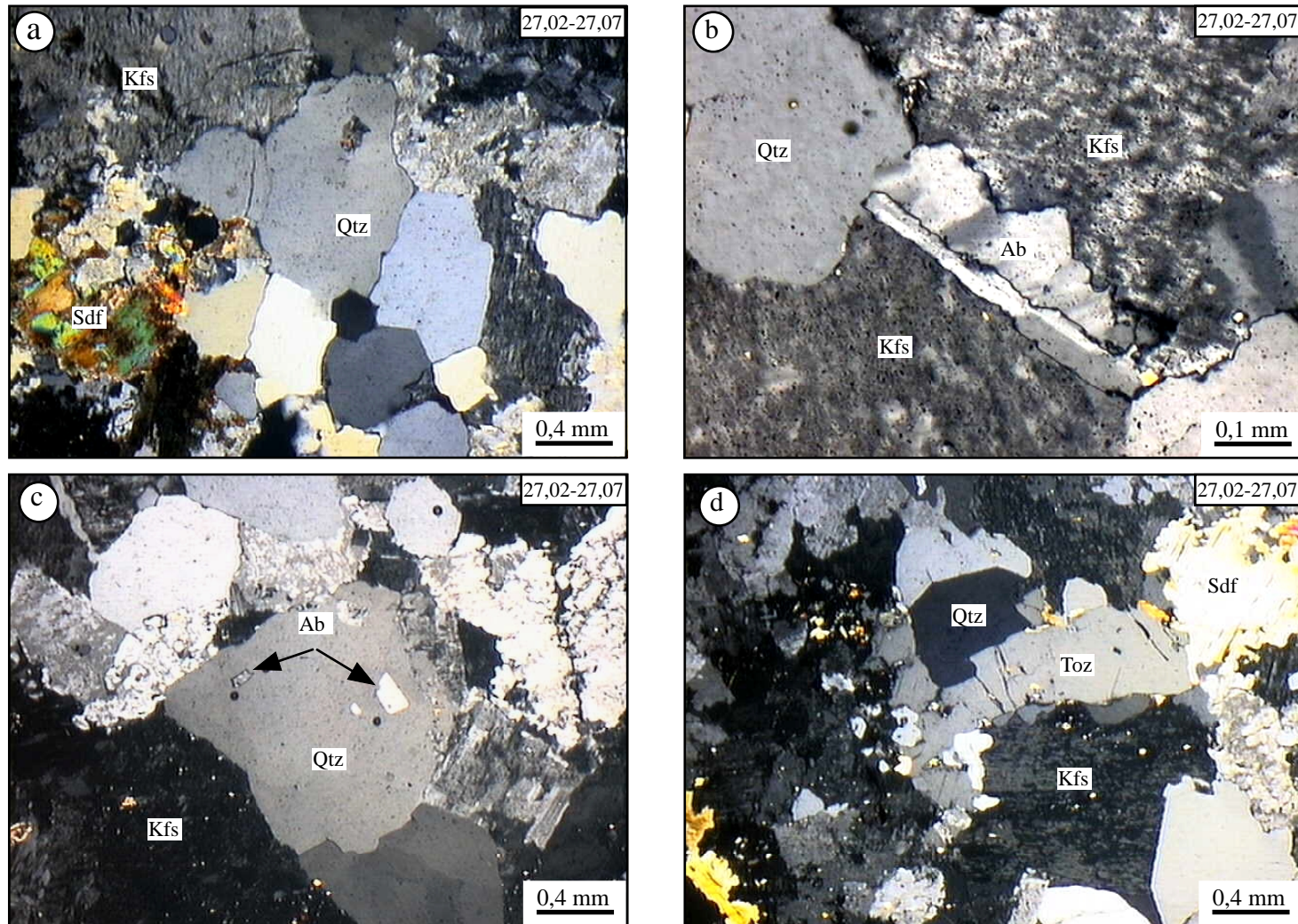


Figura 3.6 - Aspectos mineralógicos e texturais do biotita-álcali feldspato-granito com topázio médio a fino. (a) Aspecto microscópico geral da rocha/NC; (b) Albita intergranular, formando coroas trocadas entre cristais de feldspato alcalino/NC; (c) Finos cristais de plagioclásio albítico incluído em quartzo (seta)/NC; (d) Cristal anédrico de topázio intersticial a cristais de quartzo e feldspato/NC. NC: Nicóis cruzados. Sdf: siderofilita e demais símbolos conforme Kretz (1983).

preenchendo cavidades, ora substituindo feldspato alcalino e siderofilita. Ocorre associado com fluorita, quartzo e sericita.

O zircão normalmente forma cristais finos, anédricos e metamórficos, inclusos em biotita.

Os minerais opacos costumam ocorrer como agregados de cristais subédricos, inclusos em biotita.

Os produtos de alteração tardi a pós-magmática relacionam-se à desestabilização de feldspato alcalino, topázio e biotita. Além disto, observa-se localmente preenchimento de cavidades por minerais típicos da associação tardia dos greisens no granito (esfalerita amarelo-esbranquiçado, opacos, fengita, fluorita, clorita).

A albitização foi moderada e a albita intergranular costuma ocorrer como franjas desenvolvidas entre cristais de feldspato alcalino (*swapped rims*, SMITH; BROWN, 1988).

A fluorita forma finos cristais anédricos, em geral associados aos agregados de biotita ou preenchendo cavidades.

A cassiterita ocorre como pequenos cristais euédricos de coloração castanho-avermelhado, associados a topázio, ou inclusa em feldspato, próximo à borda dos grãos.

Cristais de anatásio são subédricos a anédricos, de coloração marrom-escuro, e desenvolvem-se ao longo das clivagens da siderofilita.

A sericita é o principal mineral de alteração de feldspato e topázio. Ocorre em associação com óxidos e/ou hidróxidos de ferro. A siderofilita pode apresentar bordas ou zonas descoloridas, possivelmente de zinwaldita tardia (Ver Capítulo 6).

3.3.2 Fácies biotita-álcali feldspato-granito com topázio porfirítico

Em amostra de mão, a rocha é fraturada e apresenta coloração rosa com porções avermelhadas. Ao microscópio é caracterizada por textura predominantemente porfirítica, com fenocristais de granulação grossa de feldspato potássico e quartzo, englobados por matriz média a fina formada em sua maior parte por cristais anédricos de feldspato potássico, quartzo e biotita (Figura 3.7a). É composta essencialmente por feldspato alcalino e quartzo. Biotita (annita-siderofilita), plagioclásio, topázio e fluorita ocorrem subordinadamente. Zircão é o principal mineral acessório primário. Já clorita, opacos, óxidos e/ou hidróxidos de ferro, sericita e anatásio são fases acessórias de origem secundária.

O feldspato alcalino forma fenocristais euédricos a subédricos, de granulação média (>3 mm), com núcleos de plagioclásio primário intensamente alterado (Figura 3.7b). São fraturados e com embaixamentos, sugerindo reabsorção. Localmente exibem pertitas em veios e manchas, com desenvolvimento de albita intergranular. O feldspato alcalino da matriz se apresenta como cristais anédricos, com aspecto vermiforme, formando juntamente com quartzo intercrescimentos granofíricos, principalmente circundando os fenocristais de feldspato e quartzo.

Os fenocristais de quartzo são comumente anédricos (> 3 mm) e mostram texturas de reabsorção, com reentâncias preenchidas por minerais da matriz (Figura 3.7c). Nesta, o quartzo é anédrico e constitui intercrescimentos granofíricos com feldspato alcalino (figura 3.7d). Outros tipos morfológicos de quartzo identificados correspondem a sobrecrecimentos em cristais de quartzo ou a agregados locais de grãos poligonalizados. Ambos são tardios na história de cristalização da rocha e os últimos são interpretados como de origem hidrotermal.

A 'biotita' é da variedade annita-siderofilita, geralmente de coloração marrom-esverdeado a verde-claro e é intersticial aos cristais de feldspato e quartzo. Apresenta inclusões de zircão e outros minerais pretos com halos pleocróicos ao longo das clivagens. Está parcialmente alterada para mica branca fina, clorita e anatásio.

Foram identificados dois tipos morfológicos de topázio: a) O topázio 1 ocorre intersticialmente aos cristais de feldspato e quartzo, forma cristais subédricos a anédricos e apresenta-se sericitizado; b) topázio 2 forma agregados de cristais irregulares de granulação fina, substituindo o feldspato alcalino e associados ao quartzo.

A fluorita desenvolve cristais anédricos dispostos de modo intersticial, por vezes englobando cristais de zircão, ou como finos cristais associados à fengita e ao anatásio.

3.3.3 Leucogranito pegmatítico

O leucogranito pegmatítico corresponde a injeções localizadas, de até 7cm de espessura, compostas predominantemente por feldspato potássico, quartzo e cassiterita. A albitização do feldspato alcalino é incipiente, sendo representada por albita em coroas trocadas.

No contato do leucogranito pegmatítico com o greisen, cristais de topázio, relacionados ao processo de greisenização, truncam cristal de cassiterita do leucogranito, indicando que a greisenização é posterior à formação do leucogranito pegmatítico. Além disto, finos cristais de esfalerita preenchem cavidades na cassiterita.

3.3.4 Biotita-álcali feldspato-granito com topázio albitizado

Rocha de textura equigranular média. Nesta rocha a albita é o mineral dominante, ocorrendo como albita *chessboard* de granulação média, substituindo o feldspato alcalino perítico (Figura 3.8a), ou como bolsões de albita maclada, secundária (Figura 3.8b).

Subordinadamente, o quartzo (< 2 mm) forma cristais subédricos a anédricos. Siderofilita, com pleocroísmo variando de marrom a creme pálido, mostra cristais anédricos de granulação fina (< 1 mm). O topázio magmático forma finos cristais euédricos a subédricos inclusos em feldspato alcalino e quartzo. As fases acidentais são: fluorita em cristais anédricos associados a siderofilita; zircão e opacos, como inclusões em siderofilita, fluorita e quartzo. Adicionalmente, zinnwaldita forma zona descoloridas na borda dos cristais de siderofilita.

Topázio hidrotermal é abundante (< 5 mm), mas concentrado em torno de possível amígdala ou venulações à base de quartzo médio a grosso e rara clorita (Figura 3.8c).

Vênulas de albita cortam o feldspato alcalino (Figura 3.8d).

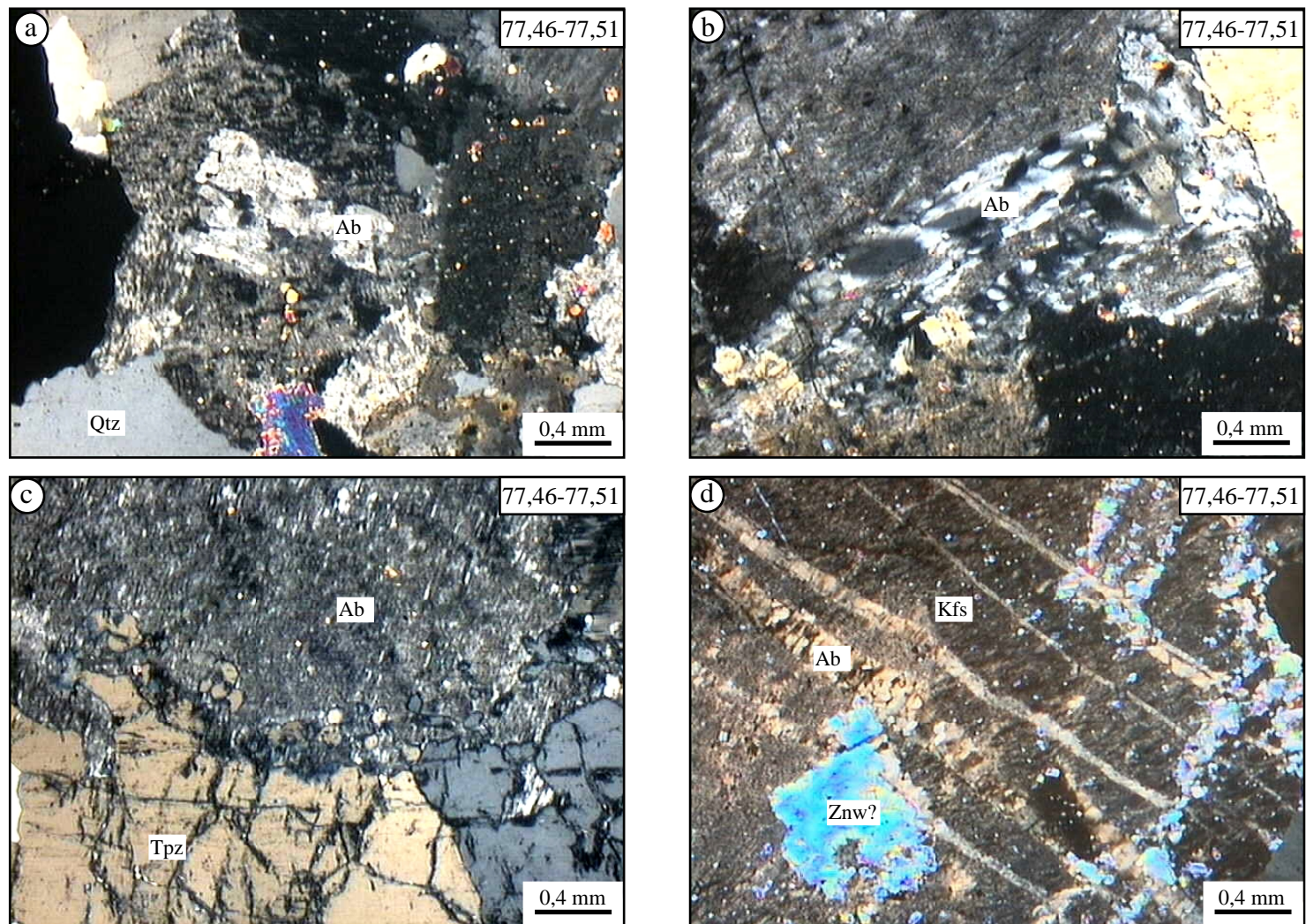


Figura 3.8 - Aspectos mineralógicos e texturais do biotita-álcali feldspato-granito com topázio albitizado. (a) albita *chessboard*/NC; (b) Albita intergranular/NC; (c) bolsão de topázio em contato irregular com albita *chessboard*/NC; (d) Vênulas de albita/NC. NC: Nicóis cruzados. Znw: zinnwaldita e demais símbolos conforme Kretz (1983).

3.3.5 Biotita-álcali feldspato-granito com topázio greisenizado

A greisenização nas rochas da fácies biotita-álcali feldspato-granito com topázio é representada pelo aumento gradativo nos conteúdos de topázio, mica e quartzo e pela diminuição do feldspato alcalino. As rochas greisenizadas apresentam, em geral, coloração rosa-avermelhada e textura hipidiomórfica média.

A formação de cavidades miarolíticas é outra característica marcante da greisenização. Tais cavidades são preenchidas por cassiterita, topázio, zircão, anatásio, esfalerita e clorita.

O topázio forma cristais de granulação fina ou raramente média, que aparentemente substituem o feldspato alcalino e se encontram, por vezes, corroídos e parcialmente substituídos por mica branca (Figura 3.9a).

O quartzo tardio se apresenta como cristais de forma poligonal, associados aos agregados micáceos, sugerindo originar-se por preenchimento tardio de cavidades.

A annita-siderofilita ocorre em dois tipos distintos: a) em cristais intersticiais a quartzo e feldspato alcalino, com pleocroísmo variando de marrom a creme e contendo inclusões de zircão; b) em lamelas límpidas, com pleocroísmo variando de marrom esverdeado a amarelo pálido, associada às porções greisenizadas.

A zinnwaldita é de ocorrência localizada, formando lamelas finas de cor amarelo-pálido, substituindo o feldspato alcalino e siderofilita, esta geralmente ao longo de suas clivagens, ou como finas franjas nas bordas de seus cristais.

A fluorita ocorre preenchendo cavidades ou associada à mica marrom magmática.

Cristais subédricos de opacos, principalmente pirita, ocorrem inclusos em quartzo e annita-siderofilita intersticial.

O anatásio forma cristais anédricos, de granulação fina, coloração azul-esverdeado e associa-se à biotita verde, zinnwaldita e quartzo nas porções greisenizadas. Ocorrem também como cristais euédricos de cor verde-azulado em pseudomorfo, em cavidades geradas pela dissolução de minerais magmáticos (Figura 3.9b).

A cassiterita, que não foi observada no granito, ocorre no granito greisenizado em associação com os minerais típicos da greisenização, tais como topázio, sericita, siderofilita verde e fluorita (Figura 3.9c).

Em cavidades miarolíticas encontram-se, ainda, cristais de esfalerita em associação com clorita em rosetas (Figura 3.9d).

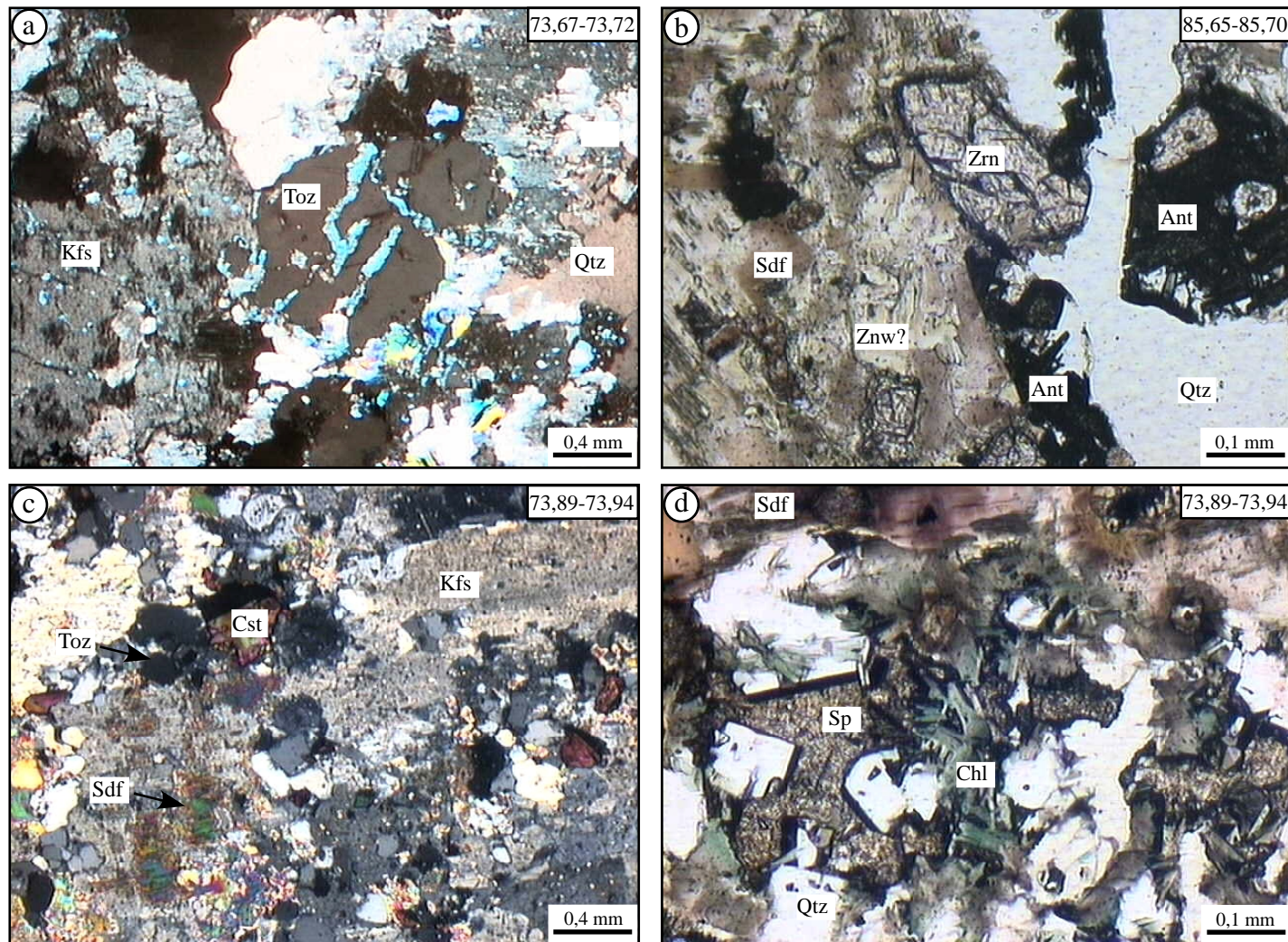


Figura 3.9 - Aspectos mineralógicos e texturais do biotita-álcali feldspato-granito com topázio greisenizado. (a) Cristais de topázio e feldspato alcalino substituídos por mica branca/NC; (b) Cristais de zircão hidrotermal e anatásio pseudomorfo preenchendo cavidades/NC; (c) Sericitização do feldspato e formação de cassiterita e topázio tardios/NC; (d) Preenchimento de cavidades por esfalerita e clorita/NC. NC: Nicóis cruzados. Sdf: siderofilita, Znw: zinnwaldita e demais símbolos conforme Kretz (1983).

3.3.6 Greisens

As análises modais permitiram distinguir, com base nas proporções dos minerais essenciais (KUHNE; WASTERNACK; SCHULZE, 1972), três tipos de greisens, classificados como topázio-siderofilita-quartzo greisen, quartzo-topázio-siderofilita greisen e topázio-quartzo greisen (Tabela 3.2).

O topázio-siderofilita-quartzo greisen e o topázio-quartzo greisen exibem cor cinza e textura granular média a fina, xenomórfica a hipidiomórfica (Figura 3.10a). São formados fundamentalmente por agregados de quartzo e topázio, com proporções variáveis de siderofilita verde. O quartzo-topázio-siderofilita greisen, de coloração cinza escuro, e textura granular média, xenomórfica a hipidiomórfica, apresenta agregados de siderofilita verde, com proporções modais variadas de quartzo e topázio. Ambos contêm, ainda, fluorita, cassiterita, esfalerita, zircão, anatásio, pirita, calcopirita, galena, zinnwaldita e bismuto nativo.

A siderofilita verde forma cristais anédricos de granulação média a fina e pleocroísmo que varia desde verde até creme-pálido (Figura 3.10b). Contém inclusões de zircão. Apresenta contato retilíneo com cassiterita (Figura 3.10c). Em alguns níveis do furo apresenta-se parcialmente substituída por clorita verde-oliva e fluorita, principalmente próximo a vênulas tardias.

O topázio se apresenta em agregados de cristais anédricos a subédricos de granulação fina. Por vezes forma cristais intersticiais, irregulares, fraturados e sericitizados, com feições de substituição sugeridas por seus contactos côncavo-convexos com os demais minerais, bem como por restos de feldspato alcalino em seu interior.

A esfalerita desenvolve cristais de coloração amarelo-avermelhado e granulação média a fina, em geral associada aos greisens mais ricos em siderofilita (Figura 3.10d). Quando (Figura 3.10a) ocorre nos greisens mais ricos em topázio, aparece em cavidades.

A cassiterita ocorre associada a agregados de topázio e quartzo, em duas formas: (a) em agregados de cristais finos, subédricos a anédricos (Figura 3.10e); (b) como grãos isolados, euédricos a subédricos, maclados e zonados, de granulação média (Figura 3.10f).

A fluorita ocorre como cristais de cor lilás, incluso em siderofilita, ou como grãos incolores, intersticiais e mais desenvolvidos, de granulação fina a média.

O anatásio forma cristais por vezes com forma em L, de cor verde a levemente azulado, dispostos ao longo das clivagens da siderofilita, ou associados a finos cristais de cassiterita,

clorita e fluorita. Estão alterados em diferentes graus e parcialmente substituídos por óxidos e hidróxidos de ferro.

A zinnwaldita é tardia, associa-se à siderofilita e mostra pleocroísmo variando de amarelo-pálido a amarelo-esbranquiçado.

Os opacos se desenvolvem na borda da esfalerita ou ocorrem como diminutos cristais inclusos em siderofilita. Localmente acham-se inclusos em zonas de sobrecrescimento do quartzo, sendo neste caso subédricos.

O zircão forma cristais subédricos a anédricos, fraturados e metamícticos, de modo geral inclusos em siderofilita.

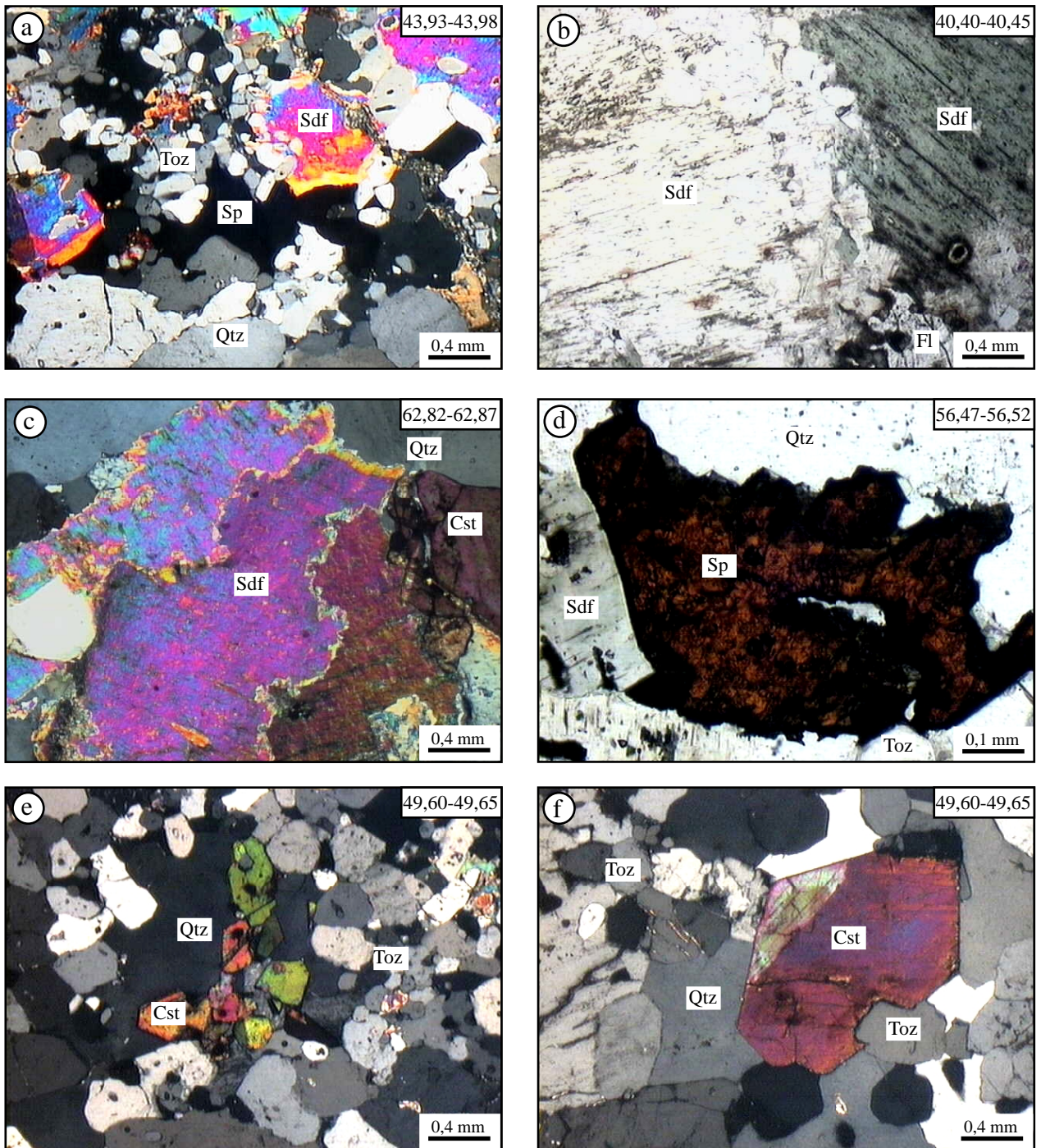


Figura 3.10 - Aspectos mineralógicos e texturais do topázio-quartzo-siderofilita-greisen e topázio-siderofilita-quartzo-greisen. (a) Textura granular, exibindo os principais constituintes da rocha: topázio, quartzo, siderofilita (Sdf), com preenchimento de esfalerita tardia/NC; (b) Agregados de siderofilita verde/NP; (c) Agregados de siderofilita verde (NP) em associação com cassiterita/NP; (d) Cristal anédrico de esfalerita avermelhada em contato reto com siderofilita verde/NC. (e) Cristais subédricos a anédricos de cassiterita junto aos agregados de topázio e quartzo/NC; (f) Cristal euédrico de cassiterita zonada e maclada, intersticial ao quartzo e topázio. Sdf: siderofilita e demais símbolos conforme Kretz (1983).

3.3.7 Veios de quartzo

Os veios de quartzo são paralelos ou subparalelos aos níveis de greisens e apresentam espessura máxima de 5 cm. Próximo ao contato com os greisens, os veios mostram-se enriquecidos em micas e esfalerita. Ao que tudo indica, há pelo menos duas gerações de veios de quartzo, uma vez que se observam veios de quartzo com esfalerita e veios de quartzo desprovidos deste mineral. Os veios de quartzo com esfalerita apresentam, ainda, galena e finos cristais de zinnwaldita formados na borda da esfalerita (Figura 3.11a). A esfalerita forma grãos com coloração vermelho-escuro e granulação média a fina associados à zinnwaldita e em contato com o quartzo. Este ocorre como cristais irregulares de granulação fina a média, com textura de crustificação e extinção ondulante (Figura 3.11b), ou como cristais anédricos de granulação fina e poligonalizados.

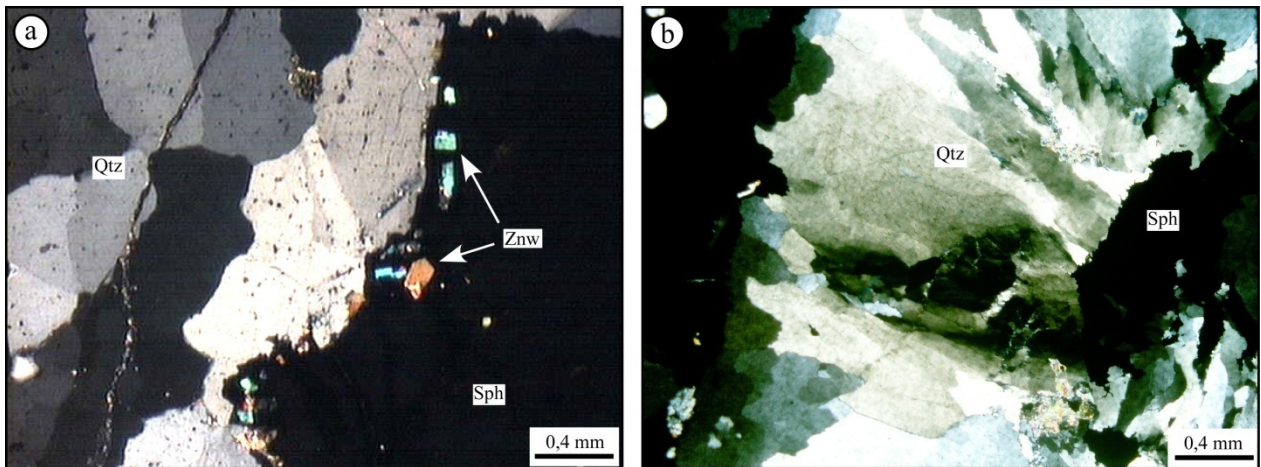


Figura 3.11 – Aspectos mineralógicos e texturais de veio de quartzo. (a) cristais de zinnwaldita associados à esfalerita (isótropa)/NC; (b) Cristais de quartzo com extinção ondulante e textura crustiforme/NC. NC: nicóis cruzados. Simbologia conforme Kretz (1983).

3.4 PARAGÊNESES

Os diversos estágios de formação das rochas estudadas e a sucessão na ordem de cristalização dos diferentes minerais que as constituem, ou seja, suas seqüências paragenéticas, foram definidas com base em observações petrográficas mesoscópicas e microscópicas e encontram-se sumarizadas na tabela 3.3. Além das relações texturais descritas anteriormente, são assinaladas abaixo algumas observações adicionais que contribuíram na definição das seqüências paragenéticas:

- 1) No topázio-granito, os minerais acessórios primários, representados por zircão e ferro-columbita (esta identificada por MEV), precedem na seqüência de cristalização as fases essenciais representadas por quartzo, feldspato alcalino e siderofilita, uma vez que os primeiros ocorrem exclusivamente como inclusões nas últimas.
- 2) Inclusões de albita magmática nas bordas de fenocristais de quartzo indicam que ela deve ter iniciado a cristalização próximo ao final do estágio magmático.
- 3) As texturas porfirítica e granofírica, esta ao redor dos fenocristais de quartzo e feldspato, indicam que houve dois estágios principais e distintos de cristalização, o primeiro de mais alta temperatura permitiu a formação de fenocristais (baixa taxa de nucleação e alta taxa de crescimento), seguido por outro de cristalização relativamente rápida, marcando os estágios finais de cristalização, com formação de matriz mais fina.
- 4) Após a formação do granito, em estágio transicional para a fase hidrotermal propriamente dita, um líquido supercrítico provocou a formação localizada de leucogranitos pegmatíticos com cassiterita. Um pouco mais tardiamente, granito e leucogranito pegmatítico interagiram com soluções ricas em sódio, que induziram a formação de albita intergranular em coroas trocadas entre cristais de feldspato alcalino.
- 5) A greisenização, estágio de alteração hidrotermal mais intenso, imprimiu ao granito mudanças radicais em mineralogia e textura, devidas principalmente à desestabilização e praticamente total dissolução ou substituição dos feldspatos alcalinos. Este processo foi causado por fluidos extremamente ácidos e ricos em F, que percolaram através de fraturas provavelmente formadas por decompressão.
- 6) A silicificação, posterior à greisenização, foi responsável pela formação de veios de quartzo leitosos estéreis ou com esfalerita \pm zinnwaldita.

Tabela 3.3 - Quadro paragenético das rochas da fácies topázio-granito, greisens e veios de quartzo relacionados ao maciço Água Boa.

Estágio	Magmático			Pós-magmático				
Alteração				Albitização	Greisenização		Silicificação	
Rocha	bt-fds-granito com tpz	bt-fds-granito com tpz porfirítico	Pegmatito	bt-fds-granito albitizado	Greisen	Cavidades miarolíticas	Veio de quartzo com Zin e Sph	Veio de quartzo estéril
Estilo da mineralização				Maciço	<i>Stockwork</i>	Veios		
Zircão	-----	-----						
Ferro-columbita	-----	-----						
Feldspato I	-----	-----						
Quartzo I	-----	-----						
Albita I	-----	-----						
Siderofilita marrom	-----	-----						
Topázio I	-----	-----						
Quartzo II	-----	-----						
Feldspato II	-----	-----						
Fluorita I	-----	-----						
Quartzo III			-----					
Feldspato III			-----					
Cassiterita I			-----					
Albita II				-----				
Topázio II					-----	-----		
Quartzo IV					-----	-----		
Siderofilita verde					-----	-----		
Fluorita II					-----	-----		
Cassiterita II					-----	-----		
Monazita					-----	-----		
Anatásio					-----	-----		
Óxidos de ETR					-----	-----		
Esfalerita I					-----	-----		
Pirita					-----	-----		
Galena					-----	-----		
Calcopirita					-----	-----		
Quartzo V							-----	-----
Esfalerita II							-----	-----
Zinnwaldita							-----	-----

4 CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA

Este capítulo tem como finalidade discutir as características geoquímicas das rochas encaixantes e hidrotermais, com base em diagramas de correlação confeccionados a partir dos dados químicos apresentados na tabela 4.1. Estes diagramas permitem fazer uma análise qualitativa das principais mudanças geoquímicas ocorridas durante as transformações pós-magmáticas. Para tanto, foram realizadas análises químicas em cinco amostras do granito menos alterado, uma do granito albitizado e três dos greisens. Tal estudo serviu também de base para cálculos de balanço de massas.

4.1 GEOQUÍMICA DOS ELEMENTOS MAIORES, MENORES E TRAÇO

O topázio-granito, encaixante dos greisens estudados, apresenta caráter peraluminoso e teores elevados de SiO₂, K₂O, Rb, Nb, Ga, Y, Th, U, Sn e F, moderados de Al₂O₃, Na₂O, Zr e Pb e muito baixos de MgO, CaO, Fe₂O_{3t}, MnO, TiO₂, P₂O₅, Ba, Sr, S, Zn e Cu. A composição química em termos dos elementos maiores, menores e traços para as rochas de Pitinga é consistente com àquelas observadas em granitos estaníferos (TISCHENDORF, 1977). O topázio-granito do pluton Água Boa possui características geoquímicas similares às dos granitos classificados na literatura internacional como anorogênicos, intraplaca, ou tipo-A, segundo a classificação sugerida por Loiselle e Wones (1979) e os critérios geoquímicos definidos por Collins et al. (1982) e Whalen et al. (1987). Isto é coerente com as características geoquímicas das diferentes variedades de granito da Suíte Madeira (COSTI; DALL'AGNOL; MOURA, 2000; COSTI, 2000; LENHARO, 1998; LENHARO; MOURA; BOTELHO, 2002). São rochas com alta sílica (75,85 - 77,12%), somatório de álcalis entre 7,9 e 8,5%, razões K₂O/Na₂O sempre superiores à unidade e razões Fe₂O_{3t}/(Fe₂O_{3t}+MgO) extremamente elevadas, em torno de 0,98 (Tabela 4.1).

A abordagem da geoquímica do greisens será feita juntamente com a dos granitos, através da utilização de diagramas clássicos de variação química. Estes diagramas permitem uma primeira visualização das mudanças geoquímicas ocorridas no sentido granito→greisen, mudanças estas que serão discutidas em maior detalhe com base em balanço de massas.

A principal característica do processo de greisenização é a substituição do feldspato alcalino por topázio e siderofilita. A intensidade deste processo é variável, o que acarreta diferenças químicas expressivas entre amostras do granito hidrotermalizado. A intensidade da

transformação também depende da posição da amostra em questão: na zona de contato com o greisen, o granito está fortemente greisenizado, tornando-se fracamente greisenizado quando mais afastado do contato. Uma das características mais marcantes das zonas de ocorrência do greisen é a formação de um halo de alteração completo, granito → granito greisenizado → greisen, conforme demonstrado no capítulo anterior.

A análise preliminar dos diagramas de variação (figuras 4.1, 4.2 e 4.3) indica que há, na verdade, duas tendências de evolução composicional relacionadas aos processos hidrotermais:

- (1) *Trend* evolutivo definido pelas amostras do topázio-granito e topázio-granito albitizado;
- (2) *Trend* definido pelas amostras do topázio-granito e greisens.

A redução dos conteúdos de SiO₂ ao longo dos *trends* 1 e 2 (Figuras 4.1, 4.2 e 4.3) é aparente, pois, como será mostrado adiante na discussão baseada em balanço de massas, a sílica se comportou com um dos elementos menos móveis durante a greisenização. As variações nas concentrações obtidas nas análises químicas são resultantes da diluição nos conteúdos dos outros constituintes químicos, uma vez que a sílica é o componente com o maior peso percentual na composição das rochas analisadas. Por outro lado, as variações químicas dos demais óxidos e elementos-traço mostradas nos diagramas também são coerentes com os resultados obtidos no balanço geoquímico de massas e traduzem as variações químicas absolutas ocorridas durante os processos de alteração do topázio-granito.

O exame dos diagramas de variação mostra que durante a albitização parcial do topázio-granito ocorreu enriquecimento em Al₂O₃, Fe₂O_{3t}, CaO, Na₂O e voláteis (Trend 1; Figuras 4.1, 4.2 e 4.3), e empobrecimento em TiO₂ e K₂O. Dentre os elementos-traço, Sn, Sr e Y apresentaram um leve enriquecimento ao longo da transformação, enquanto que Cl, Ba, Rb, Pb, Th, Zr e Nb decresceram.

As variações elementares ao longo do *trend* 2 ressaltam as diferenças químicas entre o topázio-granito e os greisens. Elas revelam que os greisens mostram-se, em relação ao protólito granítico, relativamente enriquecidos em Al₂O₃, Fe₂O_{3t}, MnO, F, P.F., S, Zn, Pb, Sn e Rb e empobrecidos em Na₂O, K₂O, Cl, Th, Ba, Sr, Y e Nb (Figuras 4.1, 4.2 e 4.3). Os conteúdos de TiO₂, CaO e Zr são similares nos dois tipos de rocha. Como particularidade, registra-se o decréscimo relativo de Al₂O₃ em relação ao granito em uma das amostras de topázio-siderofilita-quartzo-greisen (Figura 4.1, Tabela 4.1).

As variações químicas observadas ao longo dos processos de greisenização são resultantes da desestabilização dos minerais do topázio-granito e da sua gradual substituição pela paragênese mineral dos greisens. A remoção de Na e K, a adição de Fe, Sn e S, e o aumento nas concentrações de F e de componentes voláteis são os principais marcadores geoquímicos do processo de greisenização avançada do granito. Estas mudanças químicas refletem a desestabilização dos feldspatos alcalinos do granito e sua gradual substituição no greisen por agregados de siderofilita e topázio. O F e Al_2O_3 são fixados nas micas e no topázio neoformados. O Fe total adicionado à rocha foi incorporado à siderofilita e aos sulfetos. O Rb é enriquecido no greisen, devido à sua retenção na estrutura da siderofilita, enquanto Ba e parte do Sr são removidos devido à desestabilização dos feldspatos.

4.2 GEOQUÍMICA DOS ELEMENTOS TERRAS-RARAS

No que se refere às concentrações de elementos terras raras (ETR), os padrões das amostras analisadas normalizados ao condrito C1 (EVENSEN; HAMILTON; O'NIONS, 1978) revelam que as rochas da fácies topázio-granito são apenas ligeiramente enriquecidas em ETR leves em relação ao ETR pesados. Em relação ao Eu, estas rochas apresentam anomalia negativa acentuada ($Eu/Eu^*=0,08-0,13$), o que, juntamente com o fracionamento pouco expressivo de ETR pesados (média da razão $[La/Yb]_N$ de 2,2) (Figura 4.4a, Tabela 4.1), determinando padrões em 'gavota', são feições geoquímicas características de granitos evoluídos e típica de fusões graníticas portadoras de F e Sn (TAYLOR; FRYER, 1983; HAAPALA, 1997).

Os padrões de ETR das amostras dos greisens (Figura 4.4b) são similares aos do topázio-granito, o que demonstra que os fluidos responsáveis pelo processo de greisenização não foram capazes de remobilizar os elementos terras-raras do protólito granítico, de modo expressivo. A exceção é o quartzo-topázio-siderofilita-greisen, que apresentou ligeiro empobrecimento em todos os ETR, tanto leves quanto pesados (Figura 4.4c).

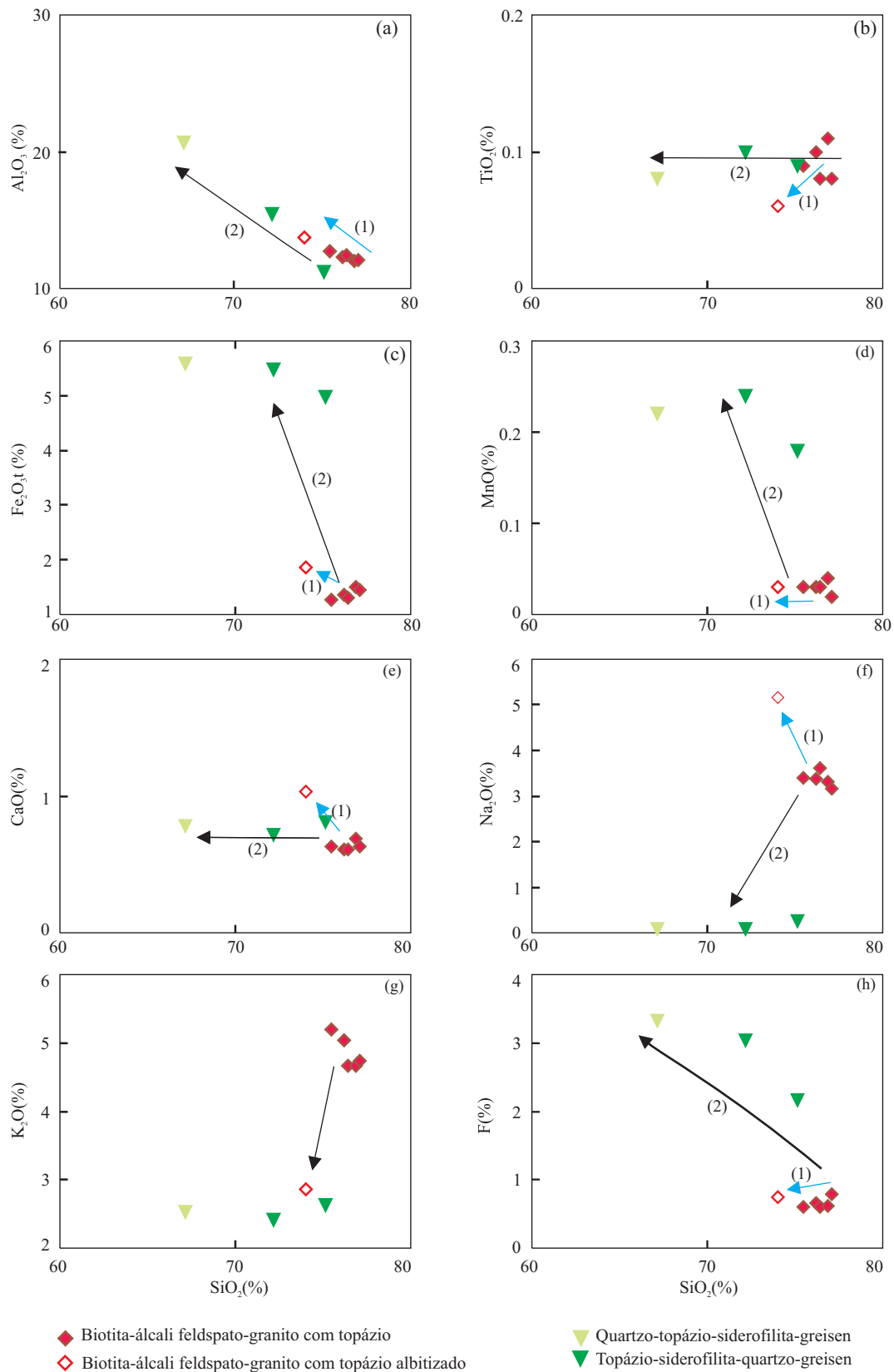


Figura 4.1 - Diagramas de variação em amostras de topázio-granito e greisens. A seta azul (1) indica o trend de evolução no sentido granito-granito albitizado e a seta preta (2) representa o trend de evolução no sentido granito-greisen.

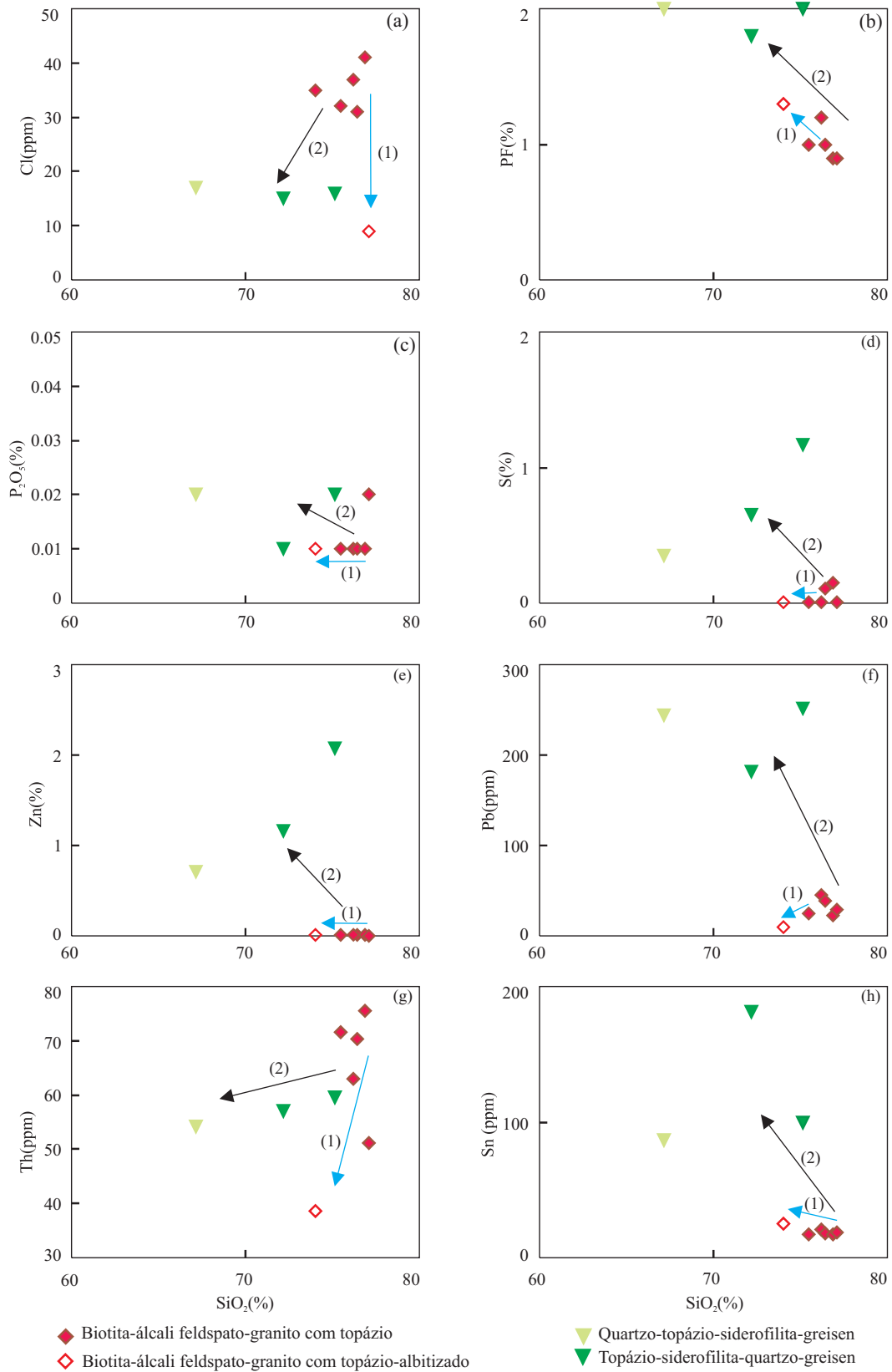


Figura 4.2 - Diagramas de variação em amostras de topázio-granito e greisens. A seta azul (1) indica o trend de evolução no sentido granito-granito albitizado e a seta preta (2) representa o trend de evolução no sentido granito-greisen.

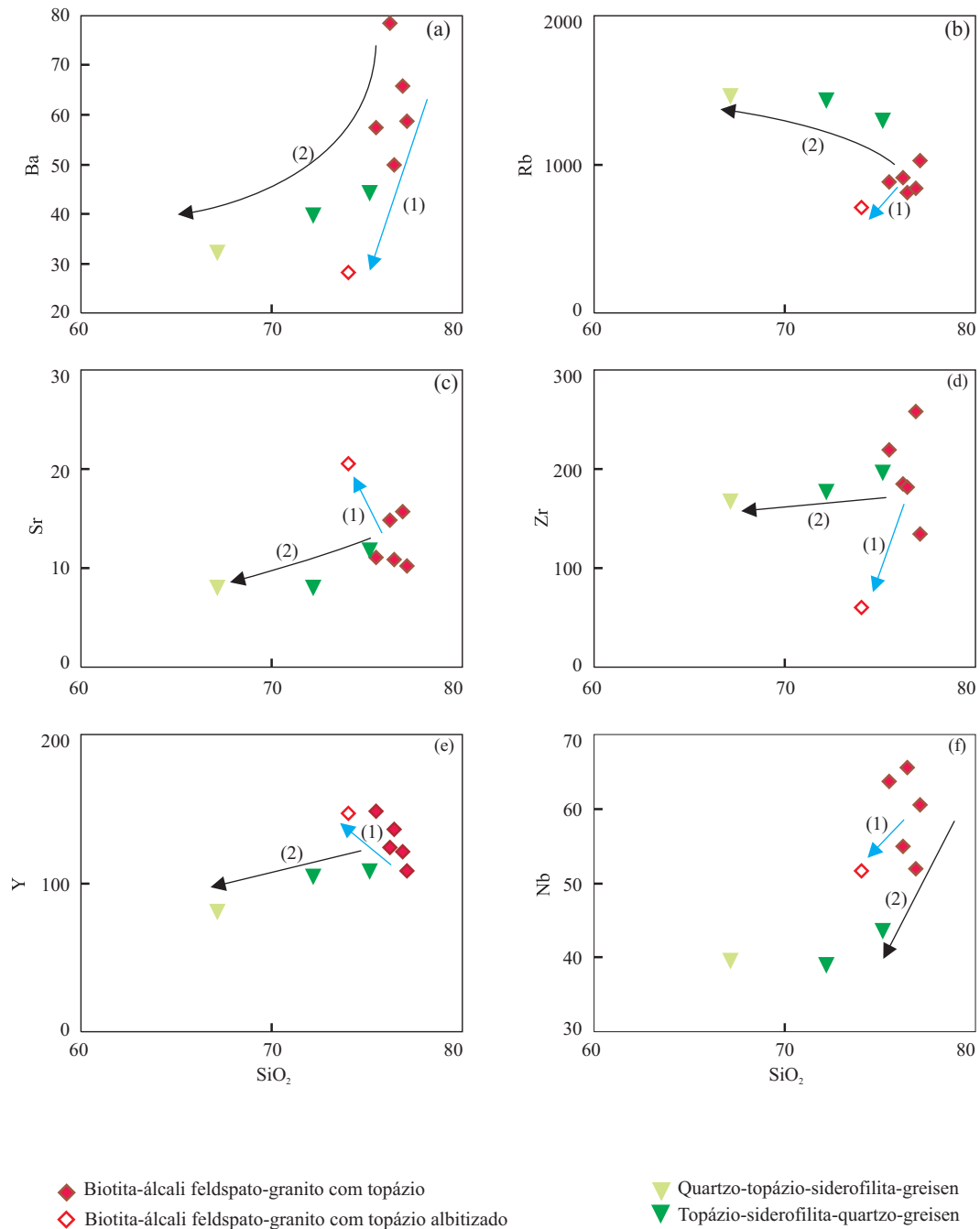


Figura 4.3 - Diagramas de variação de elementos traço em amostras de topázio-granito e greisens. A seta azul (1) indica o trend de evolução no sentido granito-granito albitizado e a seta preta (2) representa o trend de evolução no sentido granito-greisen, traços em ppm.

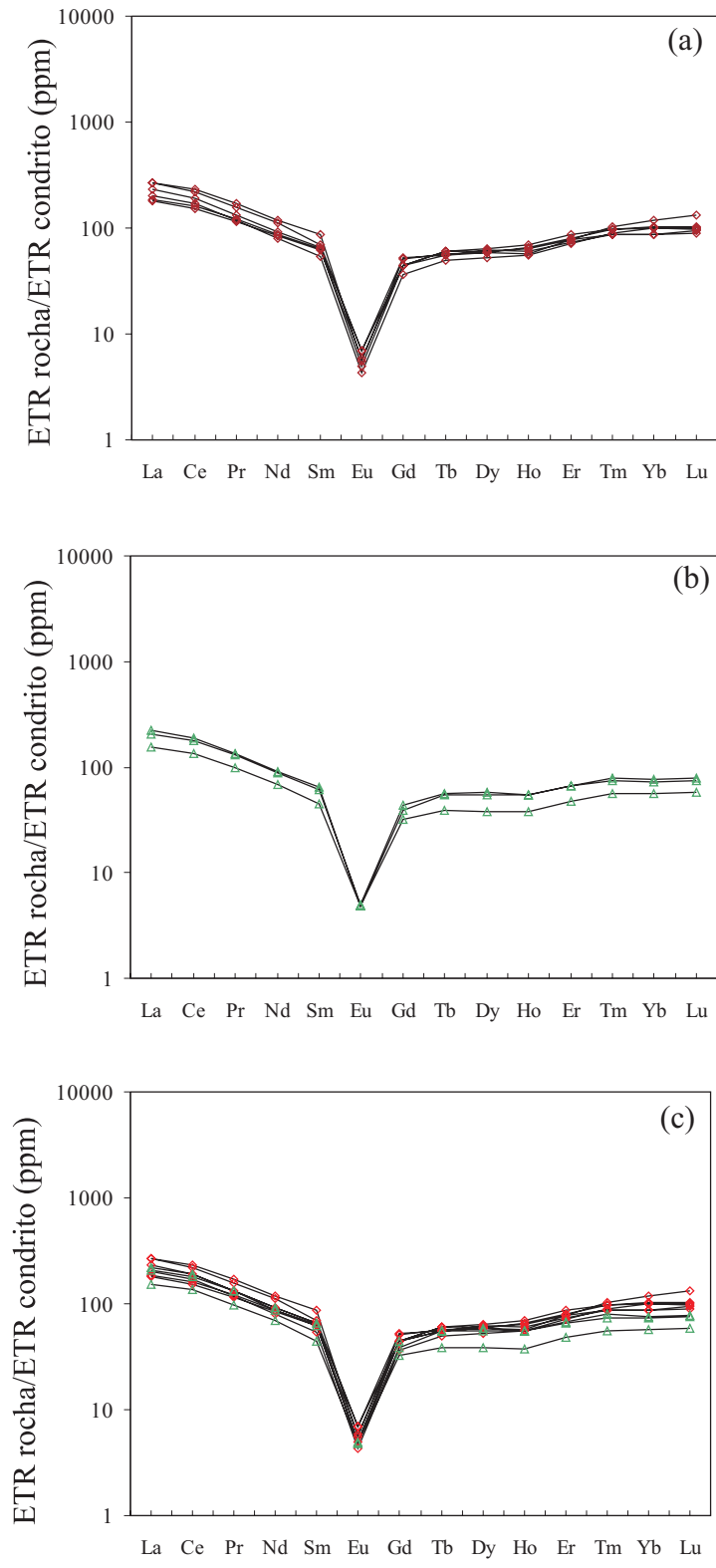


Figura 4.4 - Padrões de ETR. (a) Topázio-granito; (b) Greisens e c) Greisen comparados ao topázio-granito. Valores normalizados segundo os valores condríticos de Evensen, Hamilton e O’Nions (1979).

Tabela 4.1 - Análises químicas do topázio-granito, granito albitizado e greisens-pluton Água Boa

Rocha	Biotita-álcali feldspato-granito com topázio					Granito albitizado	Greisens		
	Intervalo	12.15-12.20	20.31-20.36	22.77-23.40	49.28-49.33		89.43-89.48	77.46-77.51	Toz-sdf-qtz
d (g/cm3)	12,27	12,71	12,42	12,02	12,07	13,73	56,04-56,05	56,47-56,52	59,60-59,65
	2,62	2,64	2,63	2,63	2,62	2,61	3,02	2,95	2,85
SiO ₂	76,18	75,85	76,43	76,87	77,12	74,05	72,16	67,12	75,12
TiO ₂	0,10	0,09	0,08	0,11	0,08	0,06	0,10	0,08	0,09
Al ₂ O ₃	12,27	12,71	12,42	12,02	12,07	13,73	15,47	20,67	11,21
FeO	0,93	0,70	0,59	1,15	0,92	0,45	4,89	4,51	n.a.
Fe ₂ O ₃	0,33	0,50	0,64	0,23	0,44	1,36	0,05	0,57	n.a.
Fe ₂ O _{3t}	1,36	1,28	1,30	1,51	1,46	1,86	5,48	5,58	4,98
MgO	0,03	0,02	0,03	0,05	0,02	0,03	0,02	0,02	0,04
MnO	0,03	0,03	0,03	0,04	0,02	0,03	0,24	0,22	0,18
CaO	0,61	0,63	0,61	0,69	0,63	1,03	0,72	0,78	0,81
Na ₂ O	3,37	3,39	3,61	3,31	3,17	5,17	0,09	0,09	0,26
K ₂ O	5,04	5,19	4,66	4,67	4,74	2,86	2,42	2,53	2,64
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02
Zn	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	1,16	0,71	2,08
F	0,66	0,61	0,61	0,62	0,79	0,75	3,04	3,32	2,17
S	0,01	0,01	0,11	0,15	0,01	0,01	0,65	0,35	1,17
CO ₂	0,11	0,11	0,11	0,33	0,07	0,18	0,14	0,14	0,07
PF	1,20	1,00	1,00	0,90	0,90	1,30	1,80	2,00	2,00
Total	100,89	100,87	100,96	101,17	101,00	101,03	102,96	103,13	102,84
OEF	0,28	0,26	0,26	0,26	0,33	0,32	1,28	1,40	0,91
OES	0,00	0,00	0,05	0,07	0,00	0,00	0,32	0,17	0,58
TOTAL	100,61	100,61	100,65	100,83	100,67	100,71	101,35	101,56	101,34
Fe/(Fe+Mg)	0,98	0,98	0,98	0,97	0,99	0,98	1,00	1,00	0,99
Elementos-traço (ppm)									
Cl	37	32	31	41	9	35	15	17	16
Cu	2,7	1,8	2,3	1,7	2,5	3,2	19	23	45,7
Pb	45,5	24,4	39,4	22,3	28,7	10,1	181,7	244,1	251,7
Ba	78,4	57,4	49,8	65,7	58,7	28,3	39,8	32,2	44,4
Be	9	7	10	8	111	19	5	5	14
Ga	29,4	29,5	29,5	28	30,8	35,1	41	39,3	32,9
Hf	9,9	14,4	11,1	14,8	7,2	5,3	10,5	9,7	11,2
Nb	55	63,7	65,5	52	60,5	51,7	39	39,6	43,6
Rb	911,5	882,9	811,7	837,9	1023,9	709,7	1434,4	1461,4	1300,6
Sn	21	17	18	17	19	25	181	87	100
Sr	14,8	11,1	10,9	15,7	10,2	20,5	8,1	8,1	11,8
Ta	5,9	6,7	6,7	6,8	14,2	11,3	6,6	9,1	9,6
Th	62,9	71,6	70,3	75,5	51,1	38,7	57,1	54,2	59,6
U	32,4	23,2	21,4	19,8	30,2	16,3	29,8	20,1	32,1
W	32,9	33,3	55,1	50	37,1	106,6	53,2	86,4	39,4
Zr	185,1	218,8	181,4	258	134,9	59,9	177,8	168	197,3
Rb/Ba	11,63	15,38	16,30	12,75	17,44	25,08	36,04	45,39	29,29
Rb/Sr	61,59	79,54	74,47	53,37	100,38	34,62	177,09	180,42	110,22
Sr/Ba	0,19	0,19	0,22	0,24	0,17	0,72	0,20	0,25	0,27
Terras Raras (ppm)									
La	56,6	45,2	43,9	65,2	49,4	65,1	54,4	37,7	50,1
Ce	120,4	102,2	97,1	140,9	108,9	149,8	120,9	86,7	114,6
Pr	12,8	11,82	11,22	15,29	11,53	16,32	12,81	9,41	12,62
Nd	43,3	41,7	39,9	53,7	37,5	55,4	43,1	32,5	41,2
Sm	10	9,7	9,6	10,6	8,4	13,4	10	6,9	9,5
Eu	0,4	0,29	0,34	0,4	0,25	0,32	0,28	0,28	0,29
Gd	9,02	9,13	9,07	10,58	7,45	10,56	7,91	6,56	8,94
Tb	2,29	2,27	2,07	2,1	1,85	2,14	2,05	1,45	2,08
Dy	15,17	16,41	14,88	15,63	13,26	14,73	13,93	9,69	14,83
Ho	3,64	3,89	3,74	3,42	3,18	3,24	3,11	2,15	3,12
Er	13	14,25	13,2	12,04	12	12,73	11,02	7,91	11,13
Tm	2,23	2,48	2,51	2,25	2,28	2,64	1,89	1,44	2,02
Yb	14,44	16,86	16,43	14,53	16,35	19,68	12	9,3	12,59
Lu	2,37	2,62	2,46	2,25	2,57	3,39	1,9	1,47	1,99
Σ ETR	305,66	278,82	266,42	348,89	274,92	369,45	295,3	213,46	285,01
(La/Yb) _N	2,65	1,81	1,80	3,03	2,04	2,23	3,06	2,74	2,69
Eu/Eu*	0,13	0,09	0,11	0,11	0,09	0,08	0,09	0,13	0,09

n.a. - não analisado

5 BALANÇO DE MASSA

5.1 INTRODUÇÃO

Técnicas de balanço de massa são aplicadas no estudo de sistemas hidrotermais com o intuito de quantificar as perdas e ganhos de componentes presentes nas rochas das zonas de alteração. O método das isóconas, proposto por Grant (1986), se baseia na equação básica de Gresens (1967), estabelecendo uma relação linear entre a concentração de um componente na rocha alterada e sua concentração na rocha original. Tais métodos, amplamente utilizados na literatura, foram adotados neste trabalho.

No método de Gresens (1967), os componentes imóveis durante o hidrotermalismo podem ser usados para identificar eventuais mudanças de volume. Supondo que a mudança de volume afetou igualmente o comportamento de todos os demais componentes da rocha hidrotermalizada, é possível calcular os seus ganhos e perdas de massa. Estes podem ser calculados usando a seguinte relação: $X_n = [F_v(d^A/d^O)C_n^A - C_n^O] * 100$, onde X_n é o ganho ou perda de massa para o componente n , F_v é o fator de volume, d^A é a densidade da amostra alterada, d^O é a densidade da amostra original (protólito), C_n^A é a concentração do componente n na amostra alterada e C_n^O é a concentração do componente n na amostra original.

No método das isóconas de Grant (1986), a equação acima é reformulada e os cálculos de balanço de massas devem ser efetuados por meio das seguintes equações, usando um componente imóvel como parâmetro de referência:

$$(1) C_i^A = M^O/M^A (C_i^O + \Delta C_i), \text{ considerada como sua equação básica;}$$

$$(2) \Delta M_i = [(M^A/M^O)C_i^A - C_i^O]M^O, \text{ onde:}$$

M^O e M^A : Massas contidas em um mesmo volume de rocha, no protólito e em seu equivalente alterado, respectivamente;

ΔM_i : Ganho ou perda de massas de um componente i relativo à sua massa de referência;

C_i^O , C_i^A : Concentração de um componente i antes e após a alteração;

ΔC_i : Diferença entre as massas inicial e final do componente i no sistema.

O método das isóconas é um método gráfico onde para cada componente é aplicada uma equação similar à expressão básica, na qual (M^O/M^A) é constante. Os dados analíticos de C_i^A versus C_i^O são lançados em um diagrama binário. O componente imóvel gera, a partir da origem, uma reta de inclinação (M^O/M^A) , que serve de referência para avaliar as mudanças de massas causadas pela alteração. Existem vários parâmetros que podem servir de base para a definição da

isócona, sendo a escolha entre eles subjetiva: (a) assumir que certos elementos se comportaram como imóveis durante a alteração; (b) assumir massa constante durante a alteração; (c) assumir volume constante durante a alteração; ou (d) definir uma reta com base em dados químicos coerentes que se disponham linearmente (*best fit*). Componentes que se encontram acima ou abaixo da isócona de referência foram, respectivamente, adicionados ou removidos durante a alteração.

Na construção do diagrama isocônico, deve-se plotar os dados dos componentes maiores, menores e traço, inclusive os ETR, que se insiram nos intervalos entre 0 e 32% ou entre 0 e 320 ppm. Componentes que tenham concentrações maiores ou menores que estes limites devem ser rescalonados para que se ajustem melhor ao diagrama. Os dados de concentração devem ser aqueles de análises químicas em rocha total, sendo as medidas de densidade efetuadas nas mesmas amostras analisadas.

5.2 CRITÉRIO PARA SELEÇÃO DO ELEMENTO IMÓVEL

A técnica de balanço de massa (*Massa-Volume*) de Gresens (1967) compara o fator de volume (F_v) para cada elemento analisado para avaliar se o mesmo pode ser usado como um fator de correlação. O raciocínio adotado é que a coincidência dos valores de F_v indicaria um comportamento coerente do elemento e, portanto, sua imobilidade. Contudo, isso nem sempre funciona em sistemas hidrotermais que contém flúor, porque muitos elementos tradicionalmente considerados como imóveis mostram mobilidade nestes sistemas.

A forma mais adequada de escolher um elemento dentro de uma série é através da análise da mobilidade relativa durante a alteração hidrotermal ou por meio de estudos experimentais da solubilidade do elemento. Infelizmente, poucos estudos desta natureza são desenvolvidos em sistemas hidrotermais específicos, incluindo aqueles de formação de greisens. Em muitos casos, é assumido que elementos de baixa solubilidade são imóveis. A ordem usual de mobilidade dos elementos é dada por: {Zr, Ti} < {Y, Ga, Al} < {Ce, La, Mg} < {Mn, Cr, Fe, Sc, Cu, Zn, Pb, V, Ni} < {Si, Na, K, Ca, Rb, Sr e Ba}.

Em virtude de alguns componentes serem relativamente móveis durante a alteração, a rocha pode apresentar mudança de volume pela remoção ou adição desses elementos, entre os quais o silício. No entanto, a razão dos elementos imóveis não mudará, permitindo deste modo a

avaliação do comportamento do volume. Por outro lado, se houver dilatação ou aumento de volume, isto será indicado pela diminuição aparente dos elementos imóveis.

Lentz e Gregorie (1995) sugerem que o Al seja considerado o elemento menos móvel em sistemas hidrotermais contendo F, já que, nesses casos, Zr e Ti podem se comportar como elementos móveis. Entretanto, o exame dos comportamentos de Zr, Ti e Al, assim como dos demais elementos, levou à conclusão que o Ti se comportou como o elemento menos móvel durante os processos de greisenização estudados, sendo o mais adequado como referência para os cálculos de balanço de massas. Para F_v entre $0.7 < F_v < 1.3$, o Ti permanece praticamente inalterado para todos os pares de amostras usados, diferentemente do Al, que ora apresentou variações expressivas em relação ao F_v , ora se manteve praticamente constante (Figuras 5.1, 5.3, 5.5; Tabelas 5.1, 5.3, 5.5). O zircônio, embora considerado genericamente como um elemento imóvel, pode se comportar como móvel em soluções ricas em flúor. Além disso, o balanço de massas mostra para este elemento maior mobilidade que o Ti, apesar de não ter apresentado variações de massa muito expressivas para $X_n=0$.

5.3 PAR TOPÁZIO-GRANITO/TOPÁZIO-SIDEROFILITA-QUARTZO-GREISEN (Amostra 49,28-49,33/56,04-56,09)

Foram efetuados cálculos de balanço de massa para as duas amostras de topázio-siderofilita-quartzo greisen analisadas (intervalos 56,04-56,09 e 59,60-59,65; Tabela 4.1). A avaliação das perdas e ganhos relacionados ao par topázio-granito (considerado como a rocha original) e topázio-siderofilita-quartzo greisen (amostra 56,04-56,09, produto final da alteração) é mostrada nas figuras 5.1 e 5.2 e tabelas 5.1 e 5.2.

As perdas e ganhos calculados pela equação de Gresens (1967) são apresentados na tabela 5.1. Os cálculos do fator de volume para $X_n = 0$ indicam que elementos com valores de $F_v =$ entre 0,87 e 1,13 tiveram comportamento pouco móvel, a exemplo de SiO_2 , TiO_2 , P_2O_5 , Th, Nb e ETR, com exceção do Eu e Gd. A escolha do fator de volume influencia no balanço químico dos elementos que apresentam grande concentração na rocha, como o SiO_2 e Al_2O_3 , que variam expressivamente com o fator de volume (Figuras 5.1a, b).

O diagrama da figura 5.1b mostra que as perdas relativas de K_2O e, sobretudo, de Na_2O , são muito expressivas, independentemente do fator de volume escolhido (Figura 5.1a). Por sua

vez, Al_2O_3 , Fe_2O_3 , F, Zn, S, Rb, Sn e Pb, enriqueceram no sentido da greisenização para qualquer fator de volume escolhido (Figuras 5.1b, c).

Quando se considera $X_n = 0$, ou seja, alteração isovolumétrica, TiO_2 e ETR pesados foram os elementos mais imóveis durante a alteração, todos com F_v próximos de 1 (Tabela 5.1). Quanto aos elementos móveis, o Na_2O , com valor máximo de $F_v = 32,03$, mostrou ser o elemento mais móvel no processo de formação do greisen, seguido pelo Cl, CO_2 e K_2O , com valores de F_v de 2,38, 2,05 e 1,68, respectivamente.

A análise do diagrama binário isocônico de Grant (1986) mostra que a maioria dos ETR mostra excelente alinhamento, o qual quase se superpõe com a isócona de volume constante. A escolha da isócona de massa constante implicaria uma diminuição de 12,9% no volume do granito (Tabela 5.2) e seria, a princípio, menos adequada como referência para os cálculos de balanço de massas. A isócona de TiO_2 constante é quase coincidente com a de volume constante. Os pontos mencionados fortalecem a opção pelo uso da isócona de TiO_2 constante ou volume constante como referência para a avaliação de perdas e ganhos dos elementos durante a formação do topázio-siderofilita-quartzo greisen em discussão.

Comparando o comportamento dos diferentes elementos com a isócona de volume constante ($F_v = 1$) constata-se que (Figura 5.2, Tabela 5.2):

- (a) O processo de greisenização ocasionou um aumento de 13% na massa original do granito, para um mesmo volume de rocha, o que justifica a maior densidade do greisen;
- (b) O elemento menos móvel durante a greisenização foi o Ce;
- (c) Quanto aos elementos maiores e menores, SiO_2 e TiO_2 apresentaram uma mobilidade muito pequena, podendo até serem considerados imóveis, em função de seus baixos valores relativos de ganho.
- (d) Com exceção de Eu, Gd e Tb, todos os outros ETR apresentaram baixa mobilidade podendo serem considerados imóveis.
- (e) Os componentes que foram adicionados em quantidades expressivas foram, em ordem crescente de ganho relativo, Fe_2O_3 , S, F e Zn. Por outro lado, Na_2O , MgO, CO_2 e K_2O foram os elementos que tiveram seus conteúdos mais reduzidos. A remoção quase total do Na_2O e um pouco menos acentuada de K_2O é uma das principais características do processo de formação de greisens. Este fato está intimamente relacionado à remoção de feldspatos, sendo que a perda menor de K_2O se deve a formação no greisen de micas que fixam parte do K. O Rb é fortemente

enriquecido no greisen devido à sua retenção na estrutura da siderofilita, enquanto que Ba e parte do Sr são removidos devido à desestabilização dos feldspatos. A relativa imobilidade do CaO poderia estar relacionada à formação de fluorita nos greisens.

(f) Com exceção de Cu, Sn, Pb, Ta, Rb e U, que enriqueceram no sentido da greisenização, os demais elementos-traço empobreceram. O aumento de Cu e Pb estaria relacionado à formação de sulfetos.

(g) Fe, Zn, F, S, Sn, Cu e Pb foram os principais elementos responsáveis pelo aumento de massa no processo de formação deste topázio-siderofilita-quartzo-greisen.

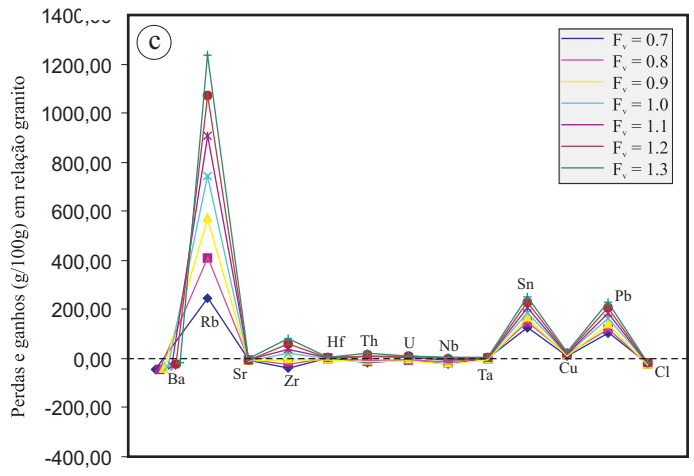
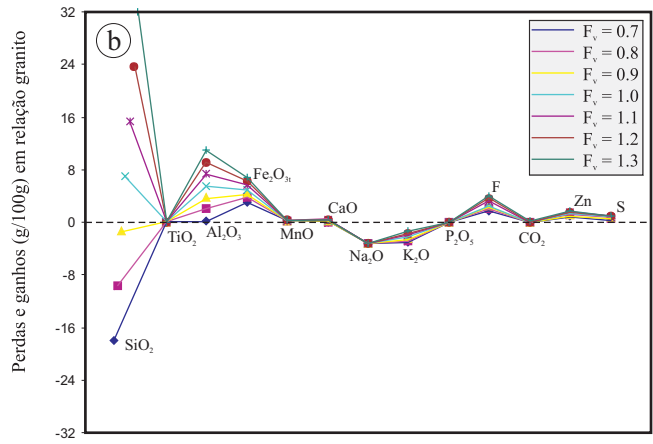
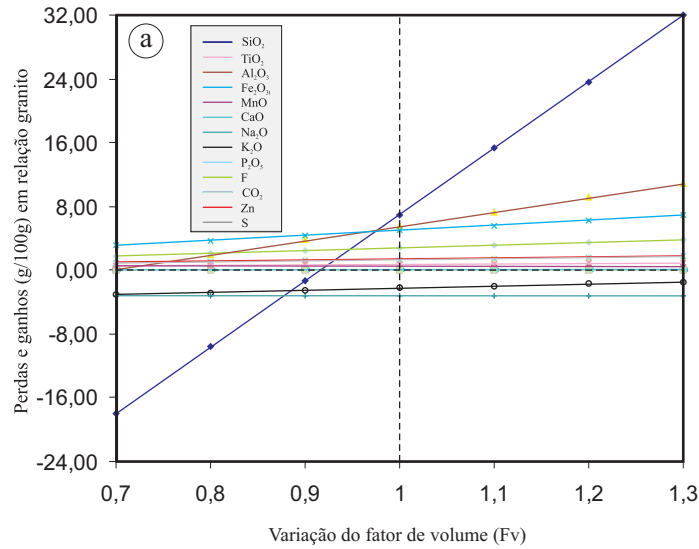


Figura 5.1 – (a) Diagrama de composição-volume para o par biotita-álcali feldspato-granito com topázio e topázio-siderofilita-quartzo-greisen (49,28-49,33/56,04-56,09), mostrando as perdas e ganhos dos elementos em função do fator de volume (Fv). Os pontos onde as retas cortam a ordenada Xn=0 indicam o valor do fator de Fv para que o componente seja considerado imóvel; (b) Balanço geoquímico de massa para os elementos maiores e menores em g/100g; (c) Balanço geoquímico de massa para os elementos traço em ppm/100g. Em (b) e (c) os valores foram calculados para diferentes Fv.

Tabela 5.1 - Perdas e ganhos dos elementos maiores e menores (em g/100g), elementos traço e ETR (em ppm/100g), calculados a partir da equação de Gresens (1967). O balanço geoquímico é feito entre o topázio-siderofilita-álcali feldspato-granito e topázio-siderofilita-quartzo-greise

Litologia	Toz-sdf-fds-gr	Toz-sdf-qtz	Perdas e ganhos dos componentes calculados para diferentes Fv								
Intervalo	49,28-49,33	56,04-56,09	Cálculo do fator de volume, considerando Xn=0 para cada elemento								
Peso	100g	100g									
Densidade	2,63	3,02									
% em peso	C ^U	C ^A	Fv	0,7	0,8	0,9	1	1,1	1,2	1,3	Fv para Xn=0
SiO ₂	76,87	72,16	-18,87	-10,58	-2,30	5,99	14,28	22,56	30,85	0,93	
TiO ₂	0,11	0,10	-0,03	-0,02	-0,01	0,00	0,02	0,03	0,04	0,96	
Al ₂ O ₃	12,02	15,47	0,41	2,19	3,97	5,74	7,52	9,30	11,07	0,68	
Fe ₂ O _{3t}	1,51	5,48	2,89	3,52	4,15	4,78	5,41	6,04	6,67	0,24	
MnO	0,04	0,24	0,15	0,18	0,21	0,24	0,26	0,29	0,32	0,15	
CaO	0,69	0,72	-0,11	-0,03	0,05	0,14	0,22	0,30	0,38	0,83	
Na ₂ O	3,31	0,09	-3,24	-3,23	-3,22	-3,21	-3,20	-3,19	-3,18	32,03	
K ₂ O	4,67	2,42	-2,72	-2,45	-2,17	-1,89	-1,61	-1,34	-1,06	1,68	
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,87	
F	0,62	3,04	1,82	2,17	2,52	2,87	3,22	3,57	3,92	0,18	
CO ₂	0,33	0,14	-0,22	-0,20	-0,19	-0,17	-0,15	-0,14	-0,12	2,05	
Zn	0,01	1,16	0,92	1,05	1,18	1,32	1,45	1,58	1,72	0,01	
S	0,15	0,65	0,37	0,45	0,52	0,60	0,67	0,75	0,82	0,20	
(ppm)											
Ba	65,70	39,80	-33,71	-29,14	-24,57	-20,00	-15,43	-10,86	-6,29	1,44	
Rb	837,90	1434,40	315,07	479,78	644,50	809,21	973,92	1138,63	1303,34	0,51	
Sr	15,70	8,10	-9,19	-8,26	-7,33	-6,40	-5,47	-4,54	-3,61	1,69	
Zr	258,00	177,80	-115,08	-94,67	-74,25	-53,83	-33,42	-13,00	7,42	1,26	
Hf	14,80	10,50	-6,36	-5,15	-3,95	-2,74	-1,54	-0,33	0,87	1,23	
Th	75,50	57,10	-29,60	-23,05	-16,49	-9,93	-3,38	3,18	9,74	1,15	
U	19,80	29,80	4,15	7,58	11,00	14,42	17,84	21,26	24,68	0,58	
Nb	52,00	39,00	-20,65	-16,17	-11,70	-7,22	-2,74	1,74	6,22	1,16	
Ta	6,80	6,60	-1,49	-0,74	0,02	0,78	1,54	2,29	3,05	0,90	
Sn	17,00	181,00	128,49	149,27	170,06	190,84	211,62	232,41	253,19	0,08	
Cu	1,70	19,00	13,57	15,75	17,94	20,12	22,30	24,48	26,66	0,08	
Pb	22,30	181,70	123,75	144,62	165,48	186,34	207,21	228,07	248,94	0,11	
Cl	41,00	15,00	-28,94	-27,22	-25,50	-23,78	-22,05	-20,33	-18,61	2,38	
La	65,20	54,40	-21,47	-15,23	-8,98	-2,73	3,51	9,76	16,01	1,04	
Ce	140,90	120,90	-43,72	-29,84	-15,95	-2,07	11,81	25,69	39,58	1,01	
Pr	15,29	12,81	-4,99	-3,52	-2,05	-0,58	0,89	2,36	3,83	1,04	
Nd	53,70	43,10	-19,06	-14,11	-9,16	-4,21	0,74	5,69	10,64	1,09	
Sm	10,60	10,00	-2,56	-1,41	-0,27	0,88	2,03	3,18	4,33	0,92	
Eu	0,40	0,28	-0,17	-0,14	-0,11	-0,08	-0,05	-0,01	0,02	1,24	
Gd	10,58	7,91	-4,22	-3,31	-2,41	-1,50	-0,59	0,32	1,23	1,16	
Tb	2,10	2,05	-0,45	-0,22	0,02	0,25	0,49	0,72	0,96	0,89	
Dy	15,63	13,93	-4,43	-2,83	-1,23	0,37	1,97	3,56	5,16	0,98	
Ho	3,42	3,11	-0,92	-0,56	-0,21	0,15	0,51	0,87	1,22	0,96	
Er	12,04	11,02	-3,18	-1,92	-0,65	0,61	1,88	3,14	4,41	0,95	
Tm	2,25	1,89	-0,73	-0,51	-0,30	-0,08	0,14	0,35	0,57	1,04	
Yb	14,53	12,00	-4,88	-3,51	-2,13	-0,75	0,63	2,01	3,38	1,05	
Lu	2,25	1,90	-0,72	-0,50	-0,29	-0,07	0,15	0,37	0,59	1,03	

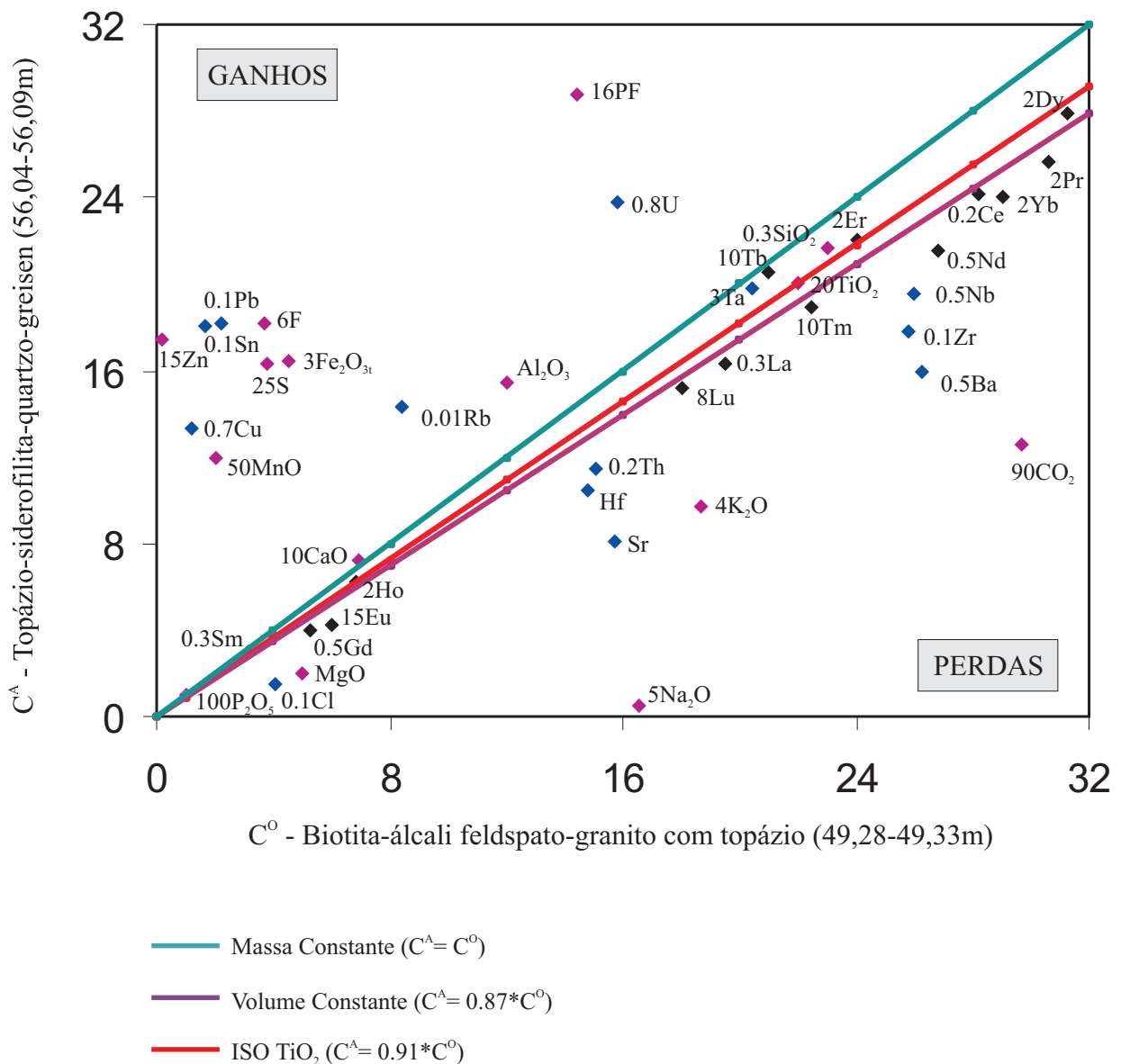


Figura 5.2 - Diagrama isocônico (GRANT, 1986) referente ao par biotita-álcali-feldspato-granito com topázio e topázio-siderofilita-quartzo-greisen (Par de amostras: 49,28-49,33/56,04-56,09). As concentrações dos elementos maiores e menores estão representadas em % em peso e dos elementos traço em ppm. O reescalonamento das concentrações de elementos foi realizado para melhorar a distribuição de pontos no diagrama.

Tabela 5.2 - Perdas e ganhos dos elementos maiores (em g/100g), elementos menores (em ppm/100g) e ETR (em ppm/100g) calculados a partir do método de Grant (1986) comparando o topázio-granito com o topázio-siderofilita-quartzo-greisen.

				Isóconas		
				TiO ₂ cte	Massa cte	Volume cte
d ⁰ (g/cm ³)	2,63	M ⁰ /M ^A =(C ^A _{TiO2} /C ^O _{TiO2})		0,91	1	0,87
d ^A (g/cm ³)	3,02	C ^A =(M ⁰ /M ^A)C ^O		C ^A =0,91C ^O	C ^A =C ^O	C ^A =0,87C ^O
ΔM _i /M ⁰ =(M ^A /M ⁰)C _i ^A -C _i ^O		V ^A /V ^O =(M ^A /M ⁰)(d ^O /d ^A)		0,96	0,87	1,00
ΔC _i /C _i ^O =(M ^A /M ⁰)(C _i ^A /C _i ^O)-1		ΔV=(V ^A /V ^O)-1		-4,21%	-12,91%	0,00%

Intervalo % em peso	Toz-sdf-fds-gr	Toz-sdf-qz-gs	TiO ₂ constante		Massa constante		Volume constante	
	49,28-49,33 C ^O	56,04-56,09 C ^A	ΔC _i /C _i ^O	ΔC _i /C _i ^O (%)	ΔC _i /C _i ^O	ΔC _i /C _i ^O (%)	ΔC _i /C _i ^O	ΔC _i /C _i ^O (%)
SiO ₂	76,87	72,16	0,03	3,26%	-0,06	-6,13%	0,08	7,79%
TiO ₂	0,11	0,10	0,00	0,00%	-0,09	-9,09%	0,04	4,39%
Al ₂ O ₃	12,02	15,47	0,42	41,57%	0,29	28,70%	0,48	47,79%
Fe ₂ O _{3t}	1,51	5,48	2,99	299,21%	2,63	262,91%	3,17	316,73%
MgO	0,05	0,02	-0,56	-56,00%	-0,60	-60,00%	-0,54	-54,07%
MnO	0,04	0,24	5,60	560,00%	5,00	500,00%	5,89	588,97%
CaO	0,69	0,72	0,15	14,78%	0,04	4,35%	0,20	19,82%
Na ₂ O	3,31	0,09	-0,97	-97,01%	-0,97	-97,28%	-0,97	-96,88%
K ₂ O	4,67	2,42	-0,43	-43,00%	-0,48	-48,18%	-0,40	-40,50%
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,10	10,00%	0,00	0,00%	0,15	14,83%
Zn	0,01	1,16	90,14	9014,29%	81,86	8185,71%	94,14	9414,39%
F	0,62	3,04	4,39	439,35%	3,90	390,32%	4,63	463,03%
S	0,15	0,65	3,77	376,67%	3,33	333,33%	3,98	397,59%
CO ₂	0,33	0,14	-0,53	-53,33%	-0,58	-57,58%	-0,51	-51,28%
PF	0,90	1,80	1,20	120,00%	1,00	100,00%	1,30	129,66%
Elementos-traço (ppm)								
Ba	65,7	39,80	-0,33	-33,36%	-0,39	-39,42%	-0,30	-30,44%
Rb	837,9	1434,40	0,88	88,31%	0,71	71,19%	0,97	96,58%
Sr	15,7	8,10	-0,43	-43,25%	-0,48	-48,41%	-0,41	-40,76%
Zr	258,0	177,80	-0,24	-24,19%	-0,31	-31,09%	-0,21	-20,87%
Hf	14,8	10,50	-0,22	-21,96%	-0,29	-29,05%	-0,19	-18,53%
Th	75,5	57,10	-0,17	-16,81%	-0,24	-24,37%	-0,13	-13,16%
U	19,8	29,80	0,66	65,56%	0,51	50,51%	0,73	72,82%
Nb	52,0	39,00	-0,18	-17,50%	-0,25	-25,00%	-0,14	-13,88%
Ta	6,8	6,60	0,07	6,76%	-0,03	-2,94%	0,11	11,45%
Sn	17,0	181,00	10,71	1071,18%	9,65	964,71%	11,23	1122,59%
Cu	1,7	19,00	11,29	1129,41%	10,18	1017,65%	11,83	1183,38%
Pb	22,3	181,70	7,96	796,28%	7,15	714,80%	8,36	835,62%
Cl	41,0	15,00	-0,60	-59,76%	-0,63	-63,41%	-0,58	-57,99%
Terras-raras (ppm)								
La	65,20	54,40	-0,08	-8,22%	-0,17	-16,56%	-0,04	-4,19%
Ce	140,90	120,90	-0,06	-5,61%	-0,14	-14,19%	-0,01	-1,47%
Pr	15,29	12,81	-0,08	-7,84%	-0,16	-16,22%	-0,04	-3,80%
Nd	53,70	43,10	-0,12	-11,71%	-0,20	-19,74%	-0,08	-7,84%
Sm	10,60	10,00	0,04	3,77%	-0,06	-5,66%	0,08	8,33%
Eu	0,40	0,28	-0,23	-23,00%	-0,30	-30,00%	-0,20	-19,62%
Gd	10,58	7,91	-0,18	-17,76%	-0,25	-25,24%	-0,14	-14,15%
Tb	2,10	2,05	0,07	7,38%	-0,02	-2,38%	0,12	12,09%
Dy	15,63	13,93	-0,02	-1,96%	-0,11	-10,88%	0,02	2,34%
Ho	3,42	3,11	0,00	0,03%	-0,09	-9,06%	0,04	4,42%
Er	12,04	11,02	0,01	0,68%	-0,08	-8,47%	0,05	5,10%
Tm	2,25	1,89	-0,08	-7,60%	-0,16	-16,00%	-0,04	-3,54%
Yb	14,53	12,00	-0,09	-9,15%	-0,17	-17,41%	-0,05	-5,17%
Lu	2,25	1,90	-0,07	-7,11%	-0,16	-15,56%	-0,03	-3,03%

5.4 PAR TOPÁZIO-GRANITO/TOPÁZIO-SIDEROFILITA-QUARTZO-GREISEN (Amostras 49,28-49,33/59,60-59,65)

Muito embora já se tenha discutido a mobilidade dos elementos para o par topázio-siderofilita-quartzo-greisen (produto final da alteração) e topázio-granito (rocha original), um outro par de amostras foi avaliado, uma vez que diferenças expressivas em composição química foram constatadas entre as duas amostras analisadas desta variedade de greisen (Tabela 4.1). Destaca-se o acentuado contraste em termos de teores de Al_2O_3 e F nessas duas amostras. Isto pode ser explicado parcialmente em virtude do menor conteúdo modal de topázio e maior de quartzo na amostra 59,60-59,65 de greisen deste par (Tabela 3.2). Tal característica mostra quanto o processo de greisenização é heterogêneo e dinâmico. A mobilidade geoquímica dos elementos durante a formação do topázio-siderofilita-quartzo greisen (amostras 59,60-59,65, produto final da alteração) a partir do topázio-granito (considerado como a rocha original) é mostrada nas figuras 5.3 e 5.4.

A avaliação das perdas e ganhos calculados pela equação de Gresens (1967) é apresentada nas tabelas 5.3 e 5.4. Os cálculos do fator de volume para $X_n = 0$ indicam que os valores de $F_v =$ entre 0,85 e 1,16 poderiam ser usados para o estudo da mobilidade relativa dos elementos implicando que SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Nb e ETR, com exceção de La, Nd e Eu, teriam se comportado como imóveis durante o processo. A escolha do fator de volume influencia no balanço químico dos óxidos que apresentam grande concentração na rocha, casos de SiO_2 e Al_2O_3 , que variam expressivamente com o fator de volume (Figuras 5.3a, b). Entre os elementos traço, Zr e Th mostram comportamento análogo, embora menos acentuado (Figura 5.3c).

As perdas absolutas de K_2O e, sobretudo, de Na_2O (Figura 5.3b), ficam bem marcadas independentemente do fator de volume escolhido (Figura 5.3a). O Cl exibe comportamento similar, diferentemente de Fe_2O_3 , F, Zn, S, Rb, Sn, Cu e Pb, que enriqueceram no sentido da greisenização para qualquer fator de volume escolhido (Figuras 5.3b, c).

Quando se considera $X_n = 0$, ou seja, isovolume, o Al_2O_3 , TiO_2 , Dy, Sm foram os óxidos e elementos mais imóveis durante a alteração, com F_v próximos de 1. No caso extremo inverso, o Na_2O , com valor máximo de F_v (11,75; respectivamente; Tabela 5.3), mostrou ser o elemento mais móvel no processo de formação do greisen, seguido pelo Cl, CO_2 , K_2O e Ba, com valores de F_v entre 4,35 e 1,37.

Pelo método de Grant (1986), o melhor ajuste se dá entre TiO_2 , MgO , Th , Sm , Nb , Ce e Pr , porque esses componentes se alinham com a isócona de TiO_2 constante (Fig. 5.4). Por outro lado, Al_2O_3 e diversos outros ETR mostram um excelente alinhamento com a isócona de volume constante. A escolha da isócona de TiO_2 ou massa constante resultaria no aumento de 12% e diminuição de 8% no volume do granito, respectivamente (Tabela 5.4), e seriam, a princípio, menos adequadas como referência para os cálculos de balanço de massas. Isto levou a que fosse adotada a isócona de volume constante ($F_v = 1$), com as seguintes implicações (Figura 5.4, Tabelas 5.3, 5.4):

- (a) O processo de greisenização ocasionou um aumento de 8% na massa original do granito, para um mesmo volume de rocha;
- (b) Quanto aos elementos maiores, Al_2O_3 e SiO_2 apresentaram uma mobilidade muito pequena, podendo ser considerados imóveis, em função de seus baixos valores relativos de ganho.
- (c) Os elementos-traço mais imóveis durante a greisenização foram os ETR pesados, registrando-se maior mobilidade de La , Ce , Pr , Nd e Eu ;
- (d) Os componentes adicionados em quantidades expressivas foram, em ordem decrescente de ganho relativo, Zn , Cu , Pb , S , Sn , MnO , F , Fe_2O_3 . Por outro lado, Na_2O , CO_2 , Cl e K_2O foram os componentes que tiveram seus conteúdos mais reduzidos. A remoção quase total do Na_2O e um pouco menos acentuada de K_2O está relacionada à desestabilização dos feldspatos e à posterior formação de micas que fixam parte do K .
- (e) O Rb é enriquecido no greisen devido à sua retenção na estrutura da siderofilita, enquanto que Ba é removido devido à desestabilização dos feldspatos.
- (f) A imobilidade do Al_2O_3 e a menor mobilidade do Sr são as diferenças mais expressivas entre esta amostra de topázio-siderofilita-quartzo-greisen e a anterior (56,04-56,09). Os elevados conteúdos de SiO_2 e relativamente baixos de Al_2O_3 e F no greisen 59,60-59,65 (Tabela 4.1) são coerentes com os conteúdos modais mais elevados de quartzo e mais baixos de topázio nesta amostra (Tabela 3.2). Isto poderia explicar em parte a ausência de enriquecimento em Al_2O_3 . Quanto ao Sr , supõe-se que ele foi parcialmente fixado na siderofilita e na fluorita.
- (g) Com exceção de Cu , Pb , Sn , Ta e U , que cresceram no sentido da greisenização, os demais elementos-traço decresceram. O aumento de Cu e Pb estaria relacionado à formação de calcopirita e galena, da mesma forma que o aumento de Zn e S , mencionado anteriormente, estaria relacionado à formação de esfalerita e sulfetos.

- (h) Os componentes Fe_2O_3 , Zn, F, S, Sn, Cu e Pb foram os principais responsáveis pelo aumento de massa no processo de formação desta amostra de topázio-siderofilita-quartzo-greisen.
- (i) Em relação aos ETR, os leves tenderam a decrescer no sentido da greisenização.

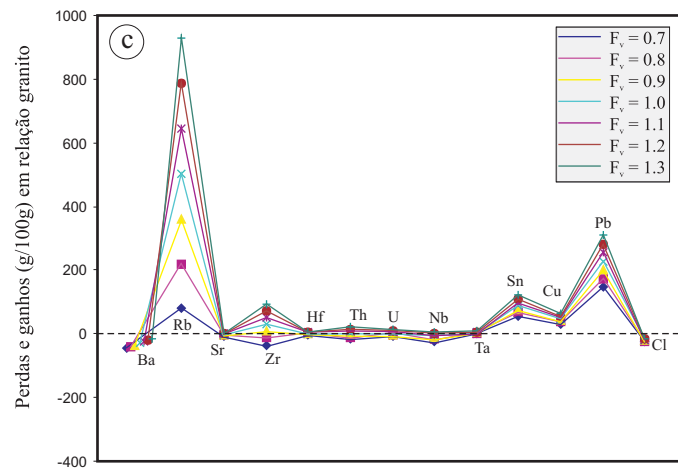
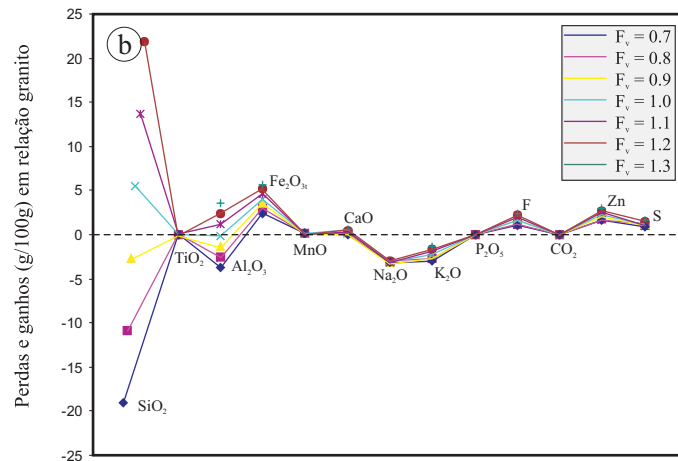
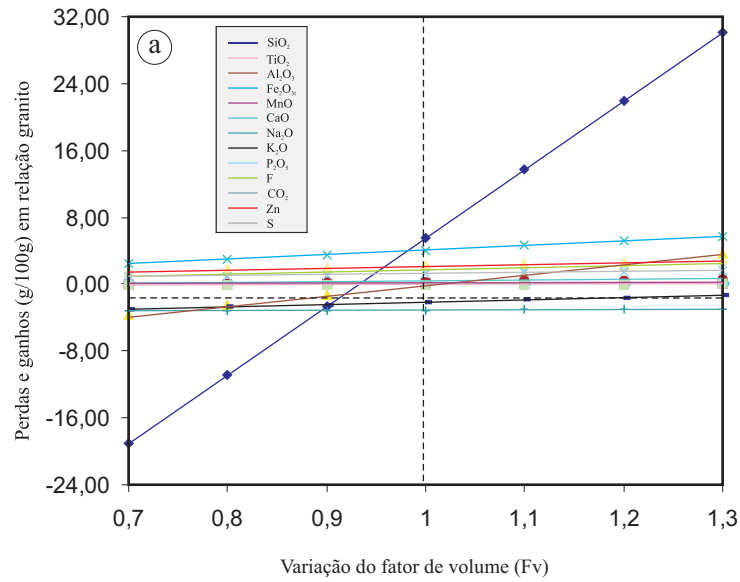


Figura 5.3 - (a) Diagrama de composição-volume para o par biotita-álcali feldspato-granito com topázio e topázio-siderofilita-quartzo-greisen (49,28-49,33/59,60-59,65), mostrando as perdas e ganhos dos elementos em função do fator de volume (Fv). Os pontos onde as retas cortam a ordenada $X_n=0$ indicam o valor do fator de Fv para que o componente seja considerado imóvel; (b) Balanço geoquímico de massa para os elementos maiores e menores em g/100g; (c) Balanço geoquímico de massa para os elementos traço em ppm/100g. Em (b) e (c) os valores foram calculados para diferentes Fv.

Tabela 5.3 - Perdas e ganhos dos elementos maiores e menores (em g/100g), elementos traço e ETR (em ppm/100g), calculados a partir da equação de Gresens (1967). O balanço geoquímico é feito entre o topázio-siderofilita-álcali feldspato-granito e topázio-siderofilita-quartzo-greiss

Litologia	Toz-sdf-fds-gr 49,28-49,33	Toz-sdf-qtz 59,60-59,65	Perdas e ganhos dos componentes calculados para diferentes Fv								
			Cálculo do fator de volume, considerando Xn=0 para cada elemento								
Peso	100g	100g	Fv	0,7	0,8	0,9	1	1,1	1,2	1,3	Fv para Xn=0
Densidade	2,63	2,85									
% em peso	C ^U	C ^A									
SiO ₂	76,87	75,12	-19,89	-11,75	-3,61	4,53	12,67	20,81	28,95	0,94	
TiO ₂	0,11	0,09	-0,04	-0,03	-0,02	-0,01	0,00	0,01	0,02	1,13	
Al ₂ O ₃	12,02	11,21	-3,52	-2,30	-1,09	0,13	1,34	2,56	3,77	0,99	
Fe ₂ O _{3t}	1,51	4,98	2,27	2,81	3,35	3,89	4,43	4,97	5,51	0,28	
MnO	0,04	0,18	0,10	0,12	0,14	0,16	0,17	0,19	0,21	0,21	
CaO	0,69	0,81	-0,08	0,01	0,10	0,19	0,28	0,36	0,45	0,79	
Na ₂ O	3,31	0,26	-3,11	-3,08	-3,06	-3,03	-3,00	-2,97	-2,94	11,75	
K ₂ O	4,67	2,64	-2,67	-2,38	-2,10	-1,81	-1,52	-1,24	-0,95	1,63	
P ₂ O ₅	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,46	
F	0,62	2,17	1,03	1,26	1,50	1,73	1,97	2,20	2,44	0,26	
CO ₂	0,33	0,07	-0,28	-0,27	-0,26	-0,25	-0,25	-0,24	-0,23	4,35	
Zn	0,01	2,08	1,56	1,79	2,01	2,24	2,47	2,69	2,92	0,01	
S	0,15	1,17	0,74	0,86	0,99	1,12	1,24	1,37	1,50	0,12	
(ppm)											
Ba	65,70	44,40	-32,02	-27,21	-22,40	-17,59	-12,77	-7,96	-3,15	1,37	
Rb	837,90	1300,60	148,68	289,62	430,56	571,50	712,43	853,37	994,31	0,59	
Sr	15,70	11,80	-6,75	-5,47	-4,19	-2,91	-1,63	-0,36	0,92	1,23	
Zr	258,00	197,30	-108,34	-86,96	-65,58	-44,20	-22,82	-1,43	19,95	1,21	
Hf	14,80	11,20	-6,30	-5,09	-3,88	-2,66	-1,45	-0,24	0,98	1,22	
Th	75,50	59,60	-30,29	-23,83	-17,37	-10,91	-4,46	2,00	8,46	1,17	
U	19,80	32,10	4,55	8,03	11,51	14,99	18,46	21,94	25,42	0,57	
Nb	52,00	43,60	-18,93	-14,20	-9,48	-4,75	-0,03	4,70	9,42	1,10	
Ta	6,80	9,60	0,48	1,52	2,56	3,60	4,64	5,68	6,72	0,65	
Sn	17,00	100,00	58,86	69,69	80,53	91,37	102,20	113,04	123,87	0,16	
Cu	1,70	45,70	32,97	37,92	42,87	47,82	52,78	57,73	62,68	0,03	
Pb	22,30	251,70	168,63	195,90	223,18	250,45	277,73	305,01	332,28	0,08	
Cl	41,00	16,00	-28,86	-27,13	-25,40	-23,66	-21,93	-20,19	-18,46	2,36	
La	65,20	50,10	-27,20	-21,77	-16,34	-10,91	-5,48	-0,05	5,38	1,20	
Ce	140,90	114,60	-53,97	-41,55	-29,13	-16,71	-4,30	8,12	20,54	1,13	
Pr	15,29	12,62	-5,72	-4,35	-2,98	-1,61	-0,25	1,12	2,49	1,12	
Nd	53,70	41,20	-22,45	-17,98	-13,52	-9,05	-4,59	-0,12	4,34	1,20	
Sm	10,60	9,50	-3,39	-2,36	-1,33	-0,31	0,72	1,75	2,78	1,03	
Eu	0,40	0,29	-0,18	-0,15	-0,12	-0,09	-0,05	-0,02	0,01	1,27	
Gd	10,58	8,94	-3,80	-2,83	-1,86	-0,89	0,08	1,05	2,01	1,09	
Tb	2,10	2,08	-0,52	-0,30	-0,07	0,15	0,38	0,60	0,83	0,93	
Dy	15,63	14,83	-4,38	-2,77	-1,17	0,44	2,05	3,65	5,26	0,97	
Ho	3,42	3,12	-1,05	-0,72	-0,38	-0,04	0,30	0,64	0,98	1,01	
Er	12,04	11,13	-3,60	-2,39	-1,19	0,02	1,23	2,43	3,64	1,00	
Tm	2,25	2,02	-0,72	-0,50	-0,28	-0,06	0,16	0,38	0,60	1,03	
Yb	14,53	12,59	-4,98	-3,62	-2,25	-0,89	0,48	1,84	3,21	1,07	
Lu	2,25	1,99	-0,74	-0,52	-0,31	-0,09	0,12	0,34	0,55	1,04	

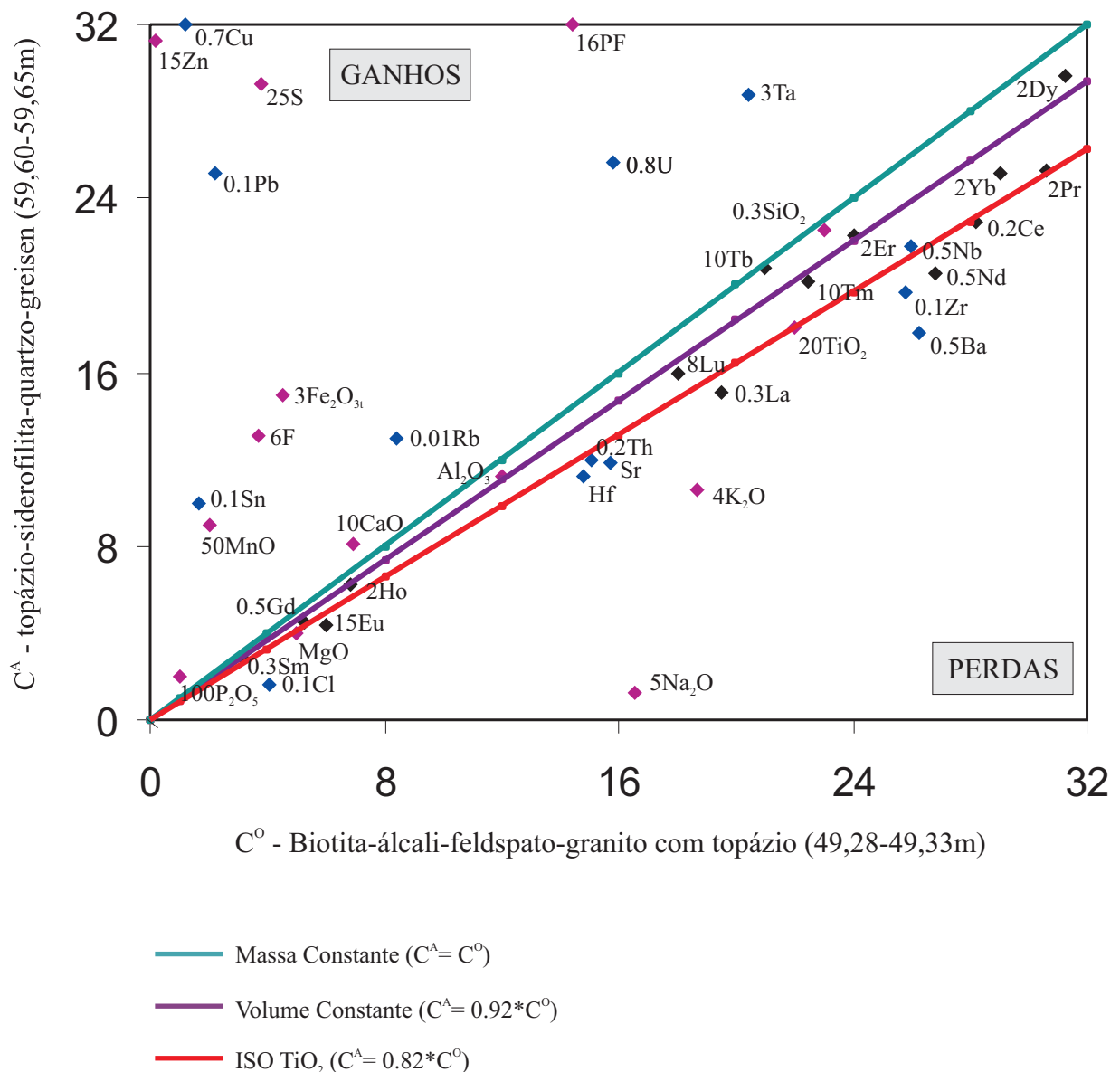


Figura 5.4 - Diagrama isocônico (GRANT, 1986) referente ao par biotita-álcali feldspato-granito com topázio e topázio-siderofilita-quartzo-greisen (Par de amostras: 49,28-49,33/59,60-59,65). As concentrações dos elementos maiores e menores estão representadas em % em peso e dos elementos traço em ppm. O reescalonamento das concentrações de elementos foi realizado para melhorar a distribuição de pontos no diagrama.

Tabela 5.4 - Perdas e ganhos dos elementos maiores (em g/100g), elementos menores (em ppm/100g) e ETR (em ppm/100g) calculados a partir do método de Grant (1986) comparando o topázio-granito com o topázio-siderofilita-quartzo-greisen.

						Isóconas		
						TiO ₂ cte	Massa cte	Volume cte
d ⁰ (g/cm ³)	2,63	M ⁰ /M ^A =(C ^A _{TiO2} /C ^O _{TiO2})				0,82	1,00	0,92
d ^A (g/cm ³)	2,85	C ^A =(M ⁰ /M ^A)C ^O				C ^A =0,82C ^O	C ^A =C ^O	C ^A =0,92C ^O
ΔM _i /M ⁰ =(M ^A /M ⁰)C _i ^A -C _i ^O		V ^A /V ^O =(M ^A /M ⁰)(d ⁰ /d ^A)				1,13	0,92	1,00
ΔC _i /C _i ^O =(M ^A /M ⁰)(C _i ^A /C _i ^O)-1		ΔV=(V ^A /V ^O)-1				12,79%	-7,72%	0,00%
	Toz-sdf-fds-gr	Toz-sdf-qtz-gs	TiO ₂ constante		Massa constante		Volume constante	
Intervalo	49,28-49,33	59,60-59,65						
% em peso	C ^O	C ^A	ΔC _i /C _i ^O	ΔC _i /C _i ^O (%)	ΔC _i /C _i ^O	ΔC _i /C _i ^O (%)	ΔC _i /C _i ^O	ΔC _i /C _i ^O (%)
SiO ₂	76,87	75,12	0,19	19,44%	-0,02	-2,28%	0,06	5,90%
TiO ₂	0,11	0,09	0,00	0,00%	-0,18	-18,18%	-0,11	-11,34%
Al ₂ O ₃	12,02	11,21	0,14	13,99%	-0,07	-6,74%	0,01	1,06%
Fe ₂ O _{3t}	1,51	4,98	3,03	303,09%	2,30	229,80%	2,57	257,39%
MgO	0,05	0,04	-0,02	-2,22%	-0,20	-20,00%	-0,13	-13,31%
MnO	0,04	0,18	4,50	450,00%	3,50	350,00%	3,88	387,64%
CaO	0,69	0,81	0,43	43,48%	0,17	17,39%	0,27	27,21%
Na ₂ O	3,31	0,26	-0,90	-90,40%	-0,92	-92,15%	-0,91	-91,49%
K ₂ O	4,67	2,64	-0,31	-30,91%	-0,43	-43,47%	-0,39	-38,74%
P ₂ O ₅	0,01	0,02	1,44	144,44%	1,00	100,00%	1,17	116,73%
Zn	0,01	2,08	180,59	18058,73%	147,57	14757,14%	160,00	15999,95%
F	0,62	2,17	3,28	327,78%	2,50	250,00%	2,79	279,28%
S	0,15	1,17	8,53	853,33%	6,80	680,00%	7,45	745,25%
CO ₂	0,33	0,07	-0,74	-74,07%	-0,79	-78,79%	-0,77	-77,01%
PF	0,90	2,00	1,72	171,60%	1,22	122,22%	1,41	140,81%
Elementos-traço (ppm)								
Ba	65,7	44,4	-0,17	-17,40%	-0,32	-32,42%	-0,27	-26,77%
Rb	837,9	1300,6	0,90	89,72%	0,55	55,22%	0,68	68,21%
Sr	15,7	11,8	-0,08	-8,14%	-0,25	-24,84%	-0,19	-18,55%
Zr	258,0	197,3	-0,07	-6,53%	-0,24	-23,53%	-0,17	-17,13%
Hf	14,8	11,2	-0,08	-7,51%	-0,24	-24,32%	-0,18	-17,99%
Th	75,5	59,6	-0,04	-3,52%	-0,21	-21,06%	-0,14	-14,46%
U	19,8	32,1	0,98	98,15%	0,62	62,12%	0,76	75,68%
Nb	52,0	43,6	0,02	2,48%	-0,16	-16,15%	-0,09	-9,14%
Ta	6,8	9,6	0,73	72,55%	0,41	41,18%	0,53	52,99%
Sn	17,0	100,0	6,19	618,95%	4,88	488,24%	5,37	537,44%
Cu	1,7	45,7	31,86	3185,62%	25,88	2588,24%	28,13	2813,11%
Pb	22,3	251,7	12,80	1279,52%	10,29	1028,70%	11,23	1123,12%
Cl	41,0	16,0	-0,52	-52,30%	-0,61	-60,98%	-0,58	-57,71%
Terras-raras (ppm)								
La	65,20	50,10	-0,06	-6,08%	-0,23	-23,16%	-0,17	-16,73%
Ce	140,90	114,60	-0,01	-0,59%	-0,19	-18,67%	-0,12	-11,86%
Pr	15,29	12,62	0,01	0,88%	-0,17	-17,46%	-0,11	-10,56%
Nd	53,70	41,20	-0,06	-6,23%	-0,23	-23,28%	-0,17	-16,86%
Sm	10,60	9,50	0,10	9,54%	-0,10	-10,38%	-0,03	-2,88%
Eu	0,40	0,29	-0,11	-11,39%	-0,28	-27,50%	-0,21	-21,44%
Gd	10,58	8,94	0,03	3,28%	-0,16	-15,50%	-0,08	-8,43%
Tb	2,10	2,08	0,21	21,06%	-0,01	-0,95%	0,07	7,33%
Dy	15,63	14,83	0,16	15,97%	-0,05	-5,12%	0,03	2,82%
Ho	3,42	3,12	0,12	11,50%	-0,09	-8,77%	-0,01	-1,14%
Er	12,04	11,13	0,13	12,98%	-0,08	-7,56%	0,00	0,17%
Tm	2,25	2,02	0,10	9,73%	-0,10	-10,22%	-0,03	-2,71%
Yb	14,53	12,59	0,06	5,90%	-0,13	-13,35%	-0,06	-6,10%
Lu	2,25	1,99	0,08	8,10%	-0,12	-11,56%	-0,04	-4,16%

5.5 PAR TOPÁZIO-GRANITO/QUARTZO-TOPÁZIO-SIDEROFILITA-GREISEN (Amostra 49,28-49,33/56,47-56,52)

A mobilidade geoquímica dos elementos durante a formação do quartzo-topázio-siderofilita-greisen (produto final da alteração) a partir do topázio-granito (considerado como a rocha original) é mostrada nas figuras 5.5 e 5.6.

Os cálculos de perdas e ganhos utilizando-se a equação de Gresens (1967) são apresentados na tabela 5.5. Os cálculos do fator de volume para $X_n = 0$ indicam que os valores de $F_v =$ entre 0,85 e 1,15 podem ser usados para o estudo da mobilidade relativa dos elementos implicando que SiO_2 e U teriam se comportado como imóveis durante o processo. Tal como observado nos demais pares de amostras, SiO_2 e Al_2O_3 e, em menor grau, Zr e Th variam expressivamente para diferentes com o fatores de volume (Figuras 5.5a, b, c).

As perdas absolutas de K_2O e, sobretudo de Na_2O , são bem evidentes, independentemente do fator de volume escolhido (Figura 5.5a, b). O Cl exibe comportamento similar. Contrariamente aos componentes mencionados, Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , CaO , P_2O_5 , F, CO_2 , Zn, S, Rb, Ta, Sn, Cu e Pb enriqueceram no sentido da greisenização para qualquer fator de volume escolhido (Figuras 5.5b, c, Tabela 5.5).

Quando se considera $X_n = 0$, ou seja, transformação isovolumétrica, SiO_2 foi o componente mais imóvel durante a alteração, com F_v próximo de 1 (Tabela 5.5). Diferentemente, o Na_2O , com valor máximo de F_v , mostrou ser o elemento mais móvel no processo de formação do greisen, seguido por Cl, CO_2 e Ba com valores de F_v de 2,15, 2,10 e 1,82, respectivamente.

Por outro lado, a avaliação das variações de massas, obtida pelo método de Grant (1986), mostra que o melhor alinhamento entre os pontos de mesma isócona se deu entre os ETR. No entanto, tal isócona não será usada neste trabalho devido à grande mudança de volume durante a formação dos greisens que isso implicaria. Este argumento é reforçado pelo fato de o padrão de ETR da amostra em questão ter indicado empobrecimento em ETR em relação ao protólito granítico (Figura 4.4c). Assim tal como ocorreu para os pares de amostras anteriores se optou por adotar a isócona de volume constante como referência para o modelamento. Seguindo este raciocínio, advêm as seguintes considerações (Figura 5.6, Tabelas 5.5, 5.6):

- (a) O processo de greisenização ocasionou um aumento de 11% na massa original do granito, para um mesmo volume de rocha, o que justifica a maior densidade do greisen;
- (b) O componente mais imóvel durante a greisenização foi SiO_2 .

- (d) Todos os ETR apresentaram mobilidade relativamente alta com diminuição nos seus conteúdos.
- (e) Os componentes que foram adicionados em quantidades expressivas foram, em ordem decrescente de ganho relativo, Zn, Cu, Pb, MnO, F, Sn, Fe_2O_3 , S, PF e Rb. Por outro lado, Na_2O , MgO, CO_2 , e K_2O foram os elementos maiores que tiveram seus conteúdos mais reduzidos. Isto revela um quadro similar ao observado nos demais pares de amostras estudados.
- (f) Em termos dos elementos litófilos, o Rb é fortemente enriquecido no greisen, enquanto que Ba e parte do Sr são removidos, por razões já discutidas.
- (g) Com exceção de Cu, Pb, Sn, Rb, Ta e U, que enriqueceram no sentido da greisenização, todos os outros elementos-traço empobreceram. O aumento de Cu e Pb está relacionado à formação de sulfetos, assim como o de Zn e S.
- (h) Fe_2O_3 , Zn, F, S, Sn, Cu e Pb foram os grandes responsáveis pelo aumento de massa no processo de formação do quartzo-topázio-siderofilita-greisen, devido à cristalização de sulfetos, cassiterita, topázio e fluorita.

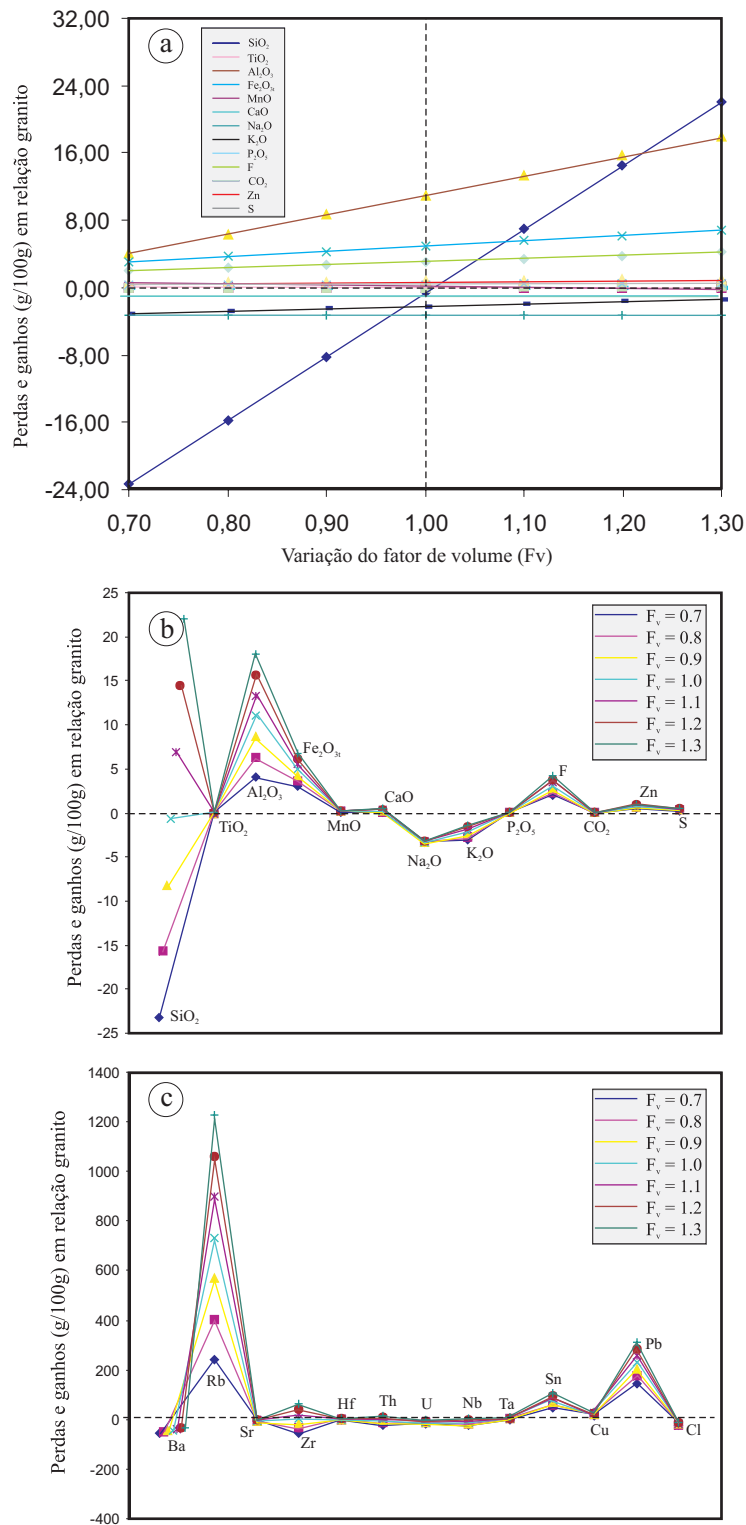


Figura 5.5 - (a) Diagrama de composição-volume para o par biotita-álcali feldspato-granito com topázio e quartzo-topázio-siderofilita-greisen (49,28-49,33/56,47-56,52), mostrando as perdas e ganhos dos elementos em função do fator de volume (F_v). Os pontos onde as retas cortam a ordenada X_n=0 indicam o valor do fator de F_v para que o componente seja considerado imóvel; (b) Balanço geoquímico de massa para os elementos maiores e menores em g/100g; (c) Balanço geoquímico de massa para os elementos traço em ppm/100g. Em (b) e (c) os valores foram calculados para diferentes F_v.

Tabela 5.5 - Perdas e ganhos dos elementos maiores e menores (em ppm/100g), traço e ETF (em ppm/100g), calculados a partir da equação de Gresens (1967). O balanço geoquímico feito entre o topázio-siderofilita-álcali feldspato-granito e quartzo-topázio-siderofilita-greiss

Litologia	Toz-sdf-fds-gr	Qtz-toz-sdf	Perdas e ganhos dos componentes calculados para diferentes Fv								
Intervalo	49,28-49,33	56,47-56,52	Cálculo do fator de volume, considerando Xn=0 para cada elem								
Peso	100g	100g									
Densidade	2,63	2,95									
% em peso	C ^U	C ^A	Fv	0,70	0,80	0,90	1,00	1,10	1,20	1,30	Fv para Xn=0
SiO ₂	76,87	67,12	-24,17	-16,64	-9,11	-1,58	5,95	13,47	21,00	1,02	
TiO ₂	0,11	0,08	-0,05	-0,04	-0,03	-0,02	-0,01	0,00	0,01	1,23	
Al ₂ O ₃	12,02	20,67	4,21	6,53	8,85	11,16	13,48	15,80	18,12	0,52	
Fe ₂ O _{3t}	1,51	5,58	2,87	3,50	4,12	4,75	5,37	6,00	6,63	0,24	
MnO	0,04	0,22	0,13	0,16	0,18	0,21	0,23	0,26	0,28	0,16	
CaO	0,69	0,78	-0,08	0,01	0,10	0,18	0,27	0,36	0,45	0,79	
Na ₂ O	3,31	0,09	-3,24	-3,23	-3,22	-3,21	-3,20	-3,19	-3,18	32,79	
K ₂ O	4,67	2,53	-2,68	-2,40	-2,12	-1,83	-1,55	-1,26	-0,98	1,65	
P ₂ O ₅	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,45	
F	0,62	3,32	1,99	2,36	2,73	3,10	3,48	3,85	4,22	0,17	
CO ₂	0,33	0,14	-0,22	-0,20	-0,19	-0,17	-0,16	-0,14	-0,13	2,10	
Zn	0,01	0,71	0,54	0,62	0,70	0,78	0,86	0,94	1,02	0,02	
S	0,15	0,35	0,12	0,16	0,20	0,24	0,28	0,32	0,36	0,38	
(ppm)											
Ba	65,70	32,20	-40,42	-36,81	-33,19	-29,58	-25,97	-22,36	-18,75	1,82	
Rb	837,90	1461,40	309,55	473,47	637,39	801,31	965,23	1129,16	1293,08	0,51	
Sr	15,70	9,10	-8,55	-7,53	-6,51	-5,49	-4,47	-3,45	-2,43	1,54	
Zr	258,00	168,00	-126,09	-107,25	-88,40	-69,56	-50,71	-31,87	-13,03	1,37	
Hf	14,80	9,70	-7,18	-6,10	-5,01	-3,92	-2,83	-1,74	-0,66	1,36	
Th	75,50	54,20	-32,94	-26,86	-20,78	-14,71	-8,63	-2,55	3,53	1,24	
U	19,80	20,10	-4,02	-1,76	0,49	2,75	5,00	7,25	9,51	0,88	
Nb	52,00	39,60	-20,91	-16,47	-12,02	-7,58	-3,14	1,30	5,74	1,17	
Ta	6,80	9,10	0,35	1,37	2,39	3,41	4,43	5,45	6,47	0,67	
Sn	17,00	87,00	51,31	61,07	70,83	80,59	90,34	100,10	109,86	0,17	
Cu	1,70	23,00	16,36	18,94	21,52	24,10	26,68	29,26	31,84	0,07	
Pb	22,30	244,10	169,36	196,74	224,12	251,50	278,88	306,26	333,64	0,08	
Cl	41,00	17,00	-27,65	-25,75	-23,84	-21,93	-20,02	-18,12	-16,21	2,15	
La	65,20	37,70	-35,60	-31,37	-27,14	-22,91	-18,68	-14,46	-10,23	1,54	
Ce	140,90	86,70	-72,83	-63,10	-53,38	-43,65	-33,93	-24,20	-14,48	1,45	
Pr	15,29	9,41	-7,90	-6,85	-5,79	-4,74	-3,68	-2,62	-1,57	1,45	
Nd	53,70	32,50	-28,18	-24,54	-20,89	-17,25	-13,60	-9,95	-6,31	1,47	
Sm	10,60	6,90	-5,18	-4,41	-3,63	-2,86	-2,09	-1,31	-0,54	1,37	
Eu	0,40	0,28	-0,18	-0,15	-0,12	-0,09	-0,05	-0,02	0,01	1,27	
Gd	10,58	6,56	-5,43	-4,69	-3,96	-3,22	-2,49	-1,75	-1,01	1,44	
Tb	2,10	1,45	-0,96	-0,80	-0,64	-0,47	-0,31	-0,15	0,01	1,29	
Dy	15,63	9,69	-8,02	-6,93	-5,85	-4,76	-3,67	-2,59	-1,50	1,44	
Ho	3,42	2,15	-1,73	-1,49	-1,25	-1,01	-0,77	-0,53	-0,28	1,42	
Er	12,04	7,91	-5,83	-4,94	-4,05	-3,17	-2,28	-1,39	-0,51	1,36	
Tm	2,25	1,44	-1,12	-0,96	-0,80	-0,63	-0,47	-0,31	-0,15	1,39	
Yb	14,53	9,30	-7,23	-6,18	-5,14	-4,10	-3,06	-2,01	-0,97	1,39	
Lu	2,25	1,47	-1,10	-0,93	-0,77	-0,60	-0,44	-0,27	-0,11	1,36	

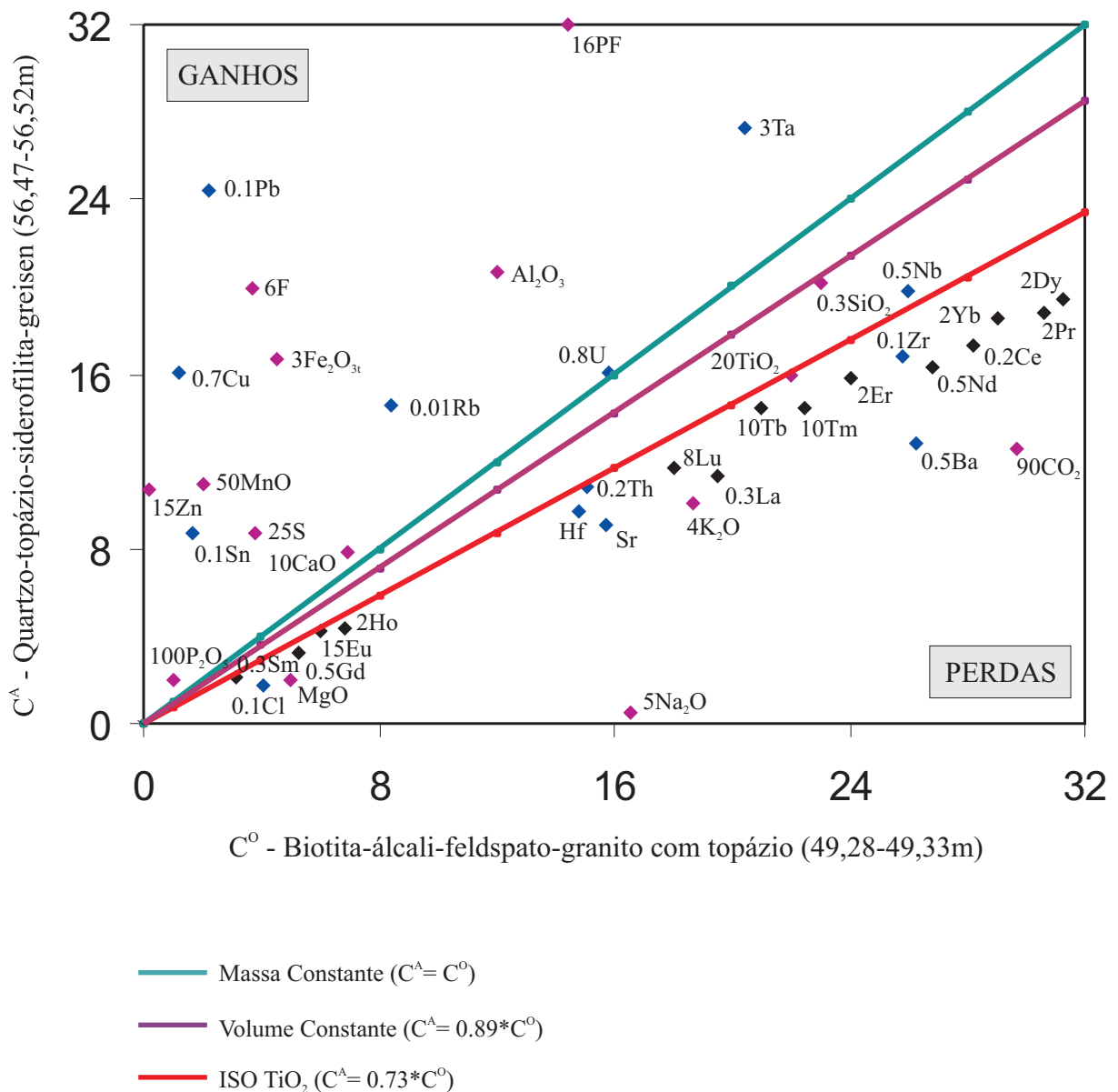


Figura 5.6 - Diagrama isocônico (GRANT, 1986) referente ao par biotita-álcali feldspato-granito com topázio e quartzo-topázio-siderofilita-greisen (Par de amostras: 49,28-49,33/56,47-56,52). As concentrações dos elementos maiores e menores estão representadas em % em peso e dos elementos traço em ppm. O reescalonamento das concentrações de elementos foi realizado para melhorar a distribuição de pontos no diagrama.

Tabela 5.6 - Perdas e ganhos dos elementos maiores (em g/100g), elementos menores (em ppm/100g) e ETR (em ppm/100g) calculados a partir do método de Grant (1986) comparando o topázio-granito com o quartzo-topázio-siderofilita-greisen.

		Isóconas		
		TiO ₂ cte	Massa cte	Volume cte
d ⁰ (g/cm ³)	2,63	0,73	1	0,89
d ^A (g/cm ³)	2,95	C ^A =0,73C ^O	C ^A =C ^O	C ^A =0,89C ^O
ΔM _i /M ^O =(M ^A /M ^O)(C _i ^A -C _i ^O)		1,23	0,89	1,00
ΔC _i /C _i ^O =(M ^A /M ^O)(C _i ^A /C _i ^O)-1		22,58%	-10,85%	0,00%
		M ^O /M ^A =(C ^A _{TiO2} /C ^O _{TiO2})		
		C ^A =(M ^O /M ^A)C ^O		
		V ^A /V ^O =(M ^A /M ^O)(d ⁰ /d ^A)		
		ΔV=(V ^A /V ^O)-1		

Intervalo % em peso	Toz-sdf-fds-gr	Qtz-toz-sdf-gs	TiO ₂ constante		Massa constante		Volume constante	
	49,28-49,33 C ^O	56,47-56,52 C ^A	ΔC _i /C _i ^O	ΔC _i /C _i ^O (%)	ΔC _i /C _i ^O	ΔC _i /C _i ^O (%)	ΔC _i /C _i ^O	ΔC _i /C _i ^O (%)
SiO ₂	76,87	67,12	0,20	20,06%	-0,13	-12,68%	-0,02	-2,06%
TiO ₂	0,11	0,08	0,00	0,00%	-0,27	-27,27%	-0,18	-18,42%
Al ₂ O ₃	12,02	20,67	1,36	136,45%	0,72	71,96%	0,93	92,89%
Fe ₂ O _{3t}	1,51	5,58	4,08	408,11%	2,70	269,54%	3,14	314,50%
MgO	0,05	0,02	-0,45	-45,00%	-0,60	-60,00%	-0,55	-55,13%
MnO	0,04	0,22	6,56	656,25%	4,50	450,00%	5,17	516,92%
CaO	0,69	0,78	0,55	55,43%	0,13	13,04%	0,27	26,80%
Na ₂ O	3,31	0,09	-0,96	-96,26%	-0,97	-97,28%	-0,97	-96,95%
K ₂ O	4,67	2,53	-0,26	-25,51%	-0,46	-45,82%	-0,39	-39,23%
P ₂ O ₅	0,01	0,02	1,75	175,00%	1,00	100,00%	1,24	124,33%
Zn	0,01	0,71	68,73	6873,21%	49,71	4971,43%	55,88	5588,48%
F	0,62	3,32	6,36	636,29%	4,35	435,48%	5,01	500,64%
S	0,15	0,35	2,21	220,83%	1,33	133,33%	1,62	161,72%
CO ₂	0,33	0,14	-0,42	-41,67%	-0,58	-57,58%	-0,52	-52,41%
PF	0,90	2,00	2,06	205,56%	1,22	122,22%	1,49	149,26%
Elementos-traço (ppm)								
Ba	65,7	32,2	-0,33	-32,61%	-0,51	-50,99%	-0,45	-45,03%
Rb	837,9	1461,4	1,40	139,82%	0,74	74,41%	0,96	95,63%
Sr	15,7	9,1	-0,20	-20,30%	-0,42	-42,04%	-0,35	-34,99%
Zr	258,0	168,0	-0,10	-10,47%	-0,35	-34,88%	-0,27	-26,96%
Hf	14,8	9,7	-0,10	-9,88%	-0,34	-34,46%	-0,26	-26,48%
Th	75,5	54,2	-0,01	-1,29%	-0,28	-28,21%	-0,19	-19,48%
U	19,8	20,1	0,40	39,58%	0,02	1,52%	0,14	13,87%
Nb	52,0	39,6	0,05	4,71%	-0,24	-23,85%	-0,15	-14,58%
Ta	6,8	9,1	0,84	84,01%	0,34	33,82%	0,50	50,11%
Sn	17,0	87,0	6,04	603,68%	4,12	411,76%	4,74	474,03%
Cu	1,7	23,0	17,60	1760,29%	12,53	1252,94%	14,18	1417,56%
Pb	22,3	244,1	14,05	1405,10%	9,95	994,62%	11,28	1127,80%
Cl	41,0	17,0	-0,43	-42,99%	-0,59	-58,54%	-0,53	-53,49%
Terras-raras (ppm)								
La	65,20	37,70	-0,20	-20,49%	-0,42	-42,18%	-0,35	-35,14%
Ce	140,90	86,70	-0,15	-15,39%	-0,38	-38,47%	-0,31	-30,98%
Pr	15,29	9,41	-0,15	-15,38%	-0,38	-38,46%	-0,31	-30,97%
Nd	53,70	32,50	-0,17	-16,78%	-0,39	-39,48%	-0,32	-32,11%
Sm	10,60	6,90	-0,10	-10,50%	-0,35	-34,91%	-0,27	-26,99%
Eu	0,40	0,28	-0,04	-3,75%	-0,30	-30,00%	-0,21	-21,48%
Gd	10,58	6,56	-0,15	-14,74%	-0,38	-38,00%	-0,30	-30,45%
Tb	2,10	1,45	-0,05	-5,06%	-0,31	-30,95%	-0,23	-22,55%
Dy	15,63	9,69	-0,15	-14,76%	-0,38	-38,00%	-0,30	-30,46%
Ho	3,42	2,15	-0,14	-13,56%	-0,37	-37,13%	-0,29	-29,49%
Er	12,04	7,91	-0,10	-9,67%	-0,34	-34,30%	-0,26	-26,31%
Tm	2,25	1,44	-0,12	-12,00%	-0,36	-36,00%	-0,28	-28,21%
Yb	14,53	9,30	-0,12	-11,99%	-0,36	-35,99%	-0,28	-28,21%
Lu	2,25	1,47	-0,10	-10,17%	-0,35	-34,67%	-0,27	-26,72%

6 MINERALOGIA E QUÍMICA MINERAL

Foi feito um aprofundamento do estudo mineralógico macro e microscópico das rochas estudadas em microscópio eletrônico de varredura (MEV), visando ao exame de relações texturais dos principais minerais formadores e acessórios, bem como a identificação de fases que não puderam ser determinadas com precisão por meio de microscopia ótica. O estudo de química mineral foi realizado por meio de análises pontuais quantitativas (WDS) em microsonda eletrônica, bem como por análises qualitativas e semi-quantitativas por EDS em MEV.

Os minerais analisados por WDS em microsonda eletrônica foram micas, feldspatos e cassiterita. As micas foram analisadas tanto no granito quanto no greisen. Já as análises de feldspatos foram feitas em amostras do granito e leucogranito pegmatítico e a cassiterita analisada é pertencente à amostra de greisen. Os cálculos das fórmulas estruturais, bem como a classificação dos minerais, foram efetuados com o auxílio dos softwares. Por EDS, os minerais acessórios identificados ou que tiveram sua natureza confirmada por EDS foram fluorita, zircão, ilmenita, uranotorita, anatásio, monazita, ferro-columbita, bismuto nativo e sulfetos, incluindo esfalerita, galena, pirita e calcopirita.

6.1 ANÁLISES QUÍMICAS POR MEIO DE MICROSSONDA ELETRÔNICA

6.1.1 Análises químicas de micas trioctaédricas

O objetivo deste estudo foi de caracterizar quimicamente e classificar as diferentes micas e esclarecer suas variações no sentido topázio-granito→greisen→veio de quartzo. Para isso, foram realizadas 20 análises em micas marrom do topázio-granito, 76 análises em micas verde escuro dos greisens e 20 análises de micas verde pálido de greisens e veios de quartzo.

As características petrográficas mostraram que as micas do granito formam cristais anédricos e intersticiais com pleocroísmo que varia de marrom avermelhado a marrom claro. Nos greisens, as micas compõem agregados de cristais anédricos a subédricos, com pleocroísmo verde a verde claro, com micas tardias mais claras se desenvolvendo nas bordas das micas verde. Nos veios de quartzo, as micas formam finos cristais euédricos, de cor branca, englobados por esfalerita.

Nockolds (1947) ao realizar um estudo comparativo entre a composição química de biotitas de diversos tipos de rocha ígneas, em diferentes associações paragenéticas, estabeleceu, estatisticamente, com base em seus conteúdos de MgO, FeO e Al₂O₃, três domínios

composicionais, que refletiam as associações mineralógicas das micas: 1 – campo de biotita associada a muscovita, topázio, fluorita etc; 2 – campo de biotitas que não acompanham outras fases máficas; e 3 – campo de biotita associada a hornblenda, piroxênio e/ou olivina (Figura 6.1).

Em relação às biotitas marrons do topázio-granito, quando lançadas no diagrama de Nockolds, observa-se que as mesmas plotam no campo das biotitas associadas a muscovita+topázio+fluorita (Figura 6.1a). Isso é coerente com as observações petrográficas, uma vez que o granito contém topázio e fluorita.

No diagrama triangular (FeO+MnO)-(10*TiO₂)-MgO de Nachit (1994), as composições químicas das micas marrons incidem no campo das biotitas magmáticas reequilibradas (Figura 6.1b). Esta evidência é significativa porque as micas de rochas ígneas são a fase mineral mais susceptível a alterações (substituições) metassomáticas (STEMPROK, 1987) e, como as rochas estudadas provêm de domínio fortemente hidrotermalizado, a possibilidade de as micas ígneas originais terem tido sua composição modificada é considerável.

6.1.1.1 Determinação do Li

O conteúdo de Li não pode ser dosado pela microsonda, em virtude de seu baixo peso atômico. Este fato provocar equívocos no cálculo das fórmulas estruturais, bem como a perda de importantes informações de caráter petrogenético. Conteúdos de até 2% deste óxido podem ser encontrados em siderofilitas (TINDLE; WEBB, 1990).

Uma das alternativas de obter a concentração deste elemento é através de análises por via úmida em concentrados de mica (MOURA; BOTELHO, 1994) ou por sonda iônica (CHAROY et al., 1995). Na literatura, vários autores têm desenvolvido métodos para a estimativa dos conteúdos de lítio em micas (MONIER; ROBERT, 1986B, TINDLE; WEBB, 1990, TISCHENDORF et al., 1997). Basicamente, o método consiste na estimativa do Li₂O com base em equações de regressão linear pela correlação entre o Li₂O determinado por via úmida e outros óxidos analisados por via úmida e/ou em microsonda eletrônica. Neste trabalho foi utilizado a expressão $Li_2O = (0,287 * SiO_2) - 9,552$ (TINDLE; WEBB, 1990), equação muito similar à proposta por Tischendorf et al. (1997) e Moura e Botelho (1994).

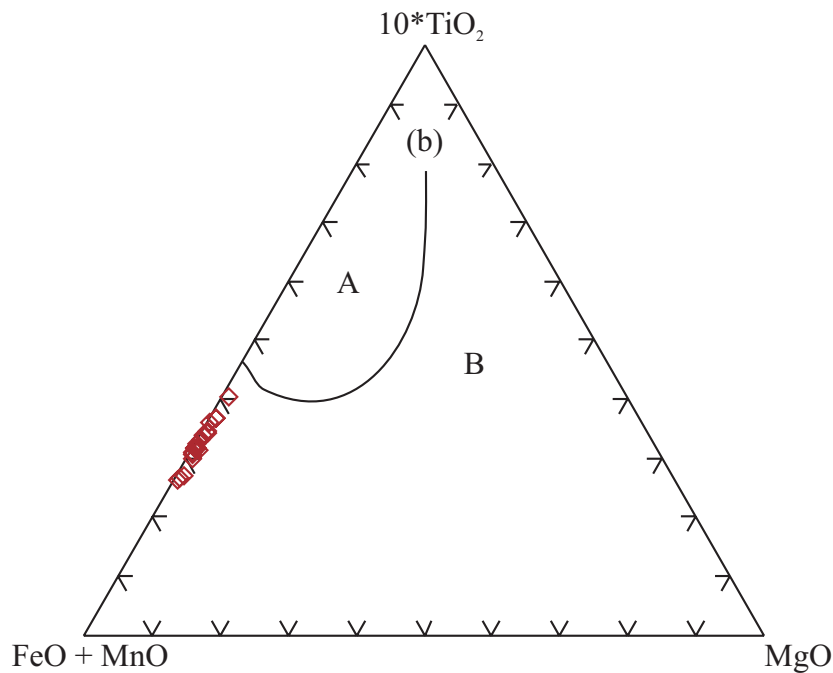
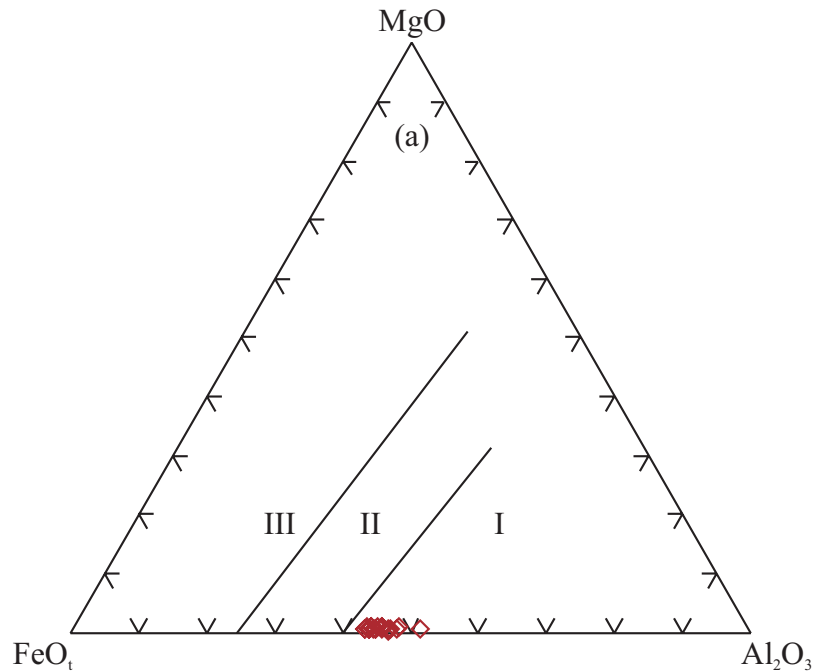
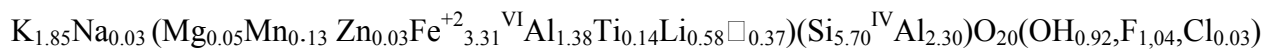
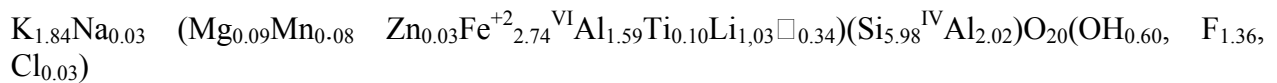


Figura 6.1 - Variações composicionais das micas trioctaédricas do topázio-granito do pluton Água Boa. (a) Diagrama FeO-MgO-Al₂O₃ (NOCKOLDS, 1947) mostrando as composições das biotitas em diferentes associações minerais. Campos: 1 - biotita associada à muscovita, topázio, fluorita etc; II - biotita que não acompanha outras fases máficas; III - biotita associada a hornblenda, piroxênio e/ou olivina. (b) Diagrama (FeO+MnO)-(10*TiO₂)-MgO de Nachit (1994) mostrando a distribuição das composições químicas das biotitas analisadas. A: campo das biotitas magmáticas primárias; B: campo das biotitas magmáticas reequilibradas.

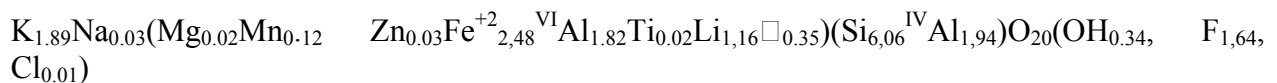
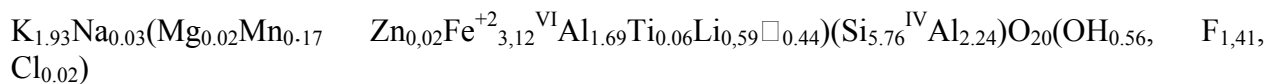
6.1.1.2 Fórmula estrutural das micas

As composições químicas e fórmulas estruturais das micas analisadas são apresentadas nos Anexos (Tabelas An.6.1, An.6.2, An.6.3, An.6.4, An.6.5, An.6.6). As fórmulas estruturais foram calculadas com base em 22 átomos de oxigênio. Os intervalos composicionais abrangidos pelas micas de cada tipo de rocha, definidos pelos seus valores extremos de Si nas respectivas fórmulas estruturais, são fornecidos a seguir. Estas fórmulas permitem uma visualização das variações composicionais nas diferentes micas dos dois tipos de rocha estudados.

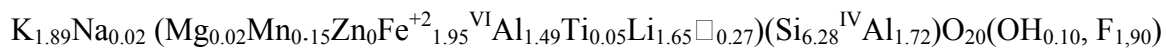
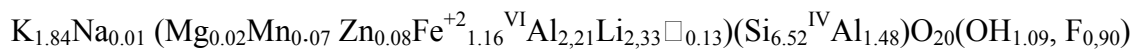
❖ Biotita-álcali feldspato-granito com topázio - Annita transicionando à siderofilita



❖ Topázio-quartzo-mica-greisen - Siderofilita



❖ Topázio-quartzo-mica-greisen e veios de quartzo - Zinnwaldita



Após os cálculos das fórmulas estruturais, foram confeccionados diagramas de correlação entre cátions, com a intenção de avaliar as variações químicas e substituições nos minerais em estudo.

Fe^{+2} e Si mostram correlação negativa (Figura 6.2a). Relação similar é observada entre VIAl e Fe^{+2} (Figura 6.2b) e entre Li e Fe^{+2} (Figura 6.2c), mas esta última decorre do método empregado para cálculo do Li. Por sua vez, IVAl e Fe^{+2} exibem correlação positiva (Figura 6.2d). Isso reflete o fato que, no decorrer da alteração, aumenta o conteúdo de Si nas micas e menos IVAl é utilizado no sítio tetraédrico. Em decorrência disso e da redução do conteúdo de Fe^{+2} na estrutura das micas, VIAl e Li substituem o Fe no sítio octaédrico.

Si e Ti não mostram uma correlação clara nas micas do granito, ao passo que tendem a exibir correlação negativa nas micas de greisens e veios de quartzo (Figura 6.2e). As primeiras são comparativamente mais ricas em Ti, devido à maior temperatura em que essas micas foram formadas, em comparação às temperaturas de formação das micas dos greisens e veios de quartzo. Segundo Dymek (1983), o conteúdo de Ti tende a crescer com o aumento da temperatura de cristalização ou quando as micas são formadas concomitantemente com óxidos portadores de Ti, tais como ilmenita e rutilo.

O VIAl e vacância octaédrica não mostram variações significativas nas micas do granito e greisen, tendendo a mostrar correlação negativa naquelas dos greisens e nas de veios de quartzo. Isto traduz a compensação de cargas gerada pela substituição de Fe^{+2} por Al^{+3} (Figura 6.2f).

6.1.1.3 Classificação das micas

Para o cálculo das fórmulas estruturais e classificação preliminar das Fe-Li micas estudadas foram adotados os procedimentos apresentados por Foster (1960a, b). Segundo essa autora, existem duas séries de micas litiníferas. A primeira abrange as micas litiníferas aluminosas, cujos membros finais são muscovita e polilitionita, que formam a série de substituição octaédrica $\text{R}^{+3} \leftrightarrow \text{Li}$, onde $\text{R}^{+3} \leftrightarrow \text{Al}$. A segunda está relacionada à série das micas litiníferas ferrosas, formada a partir da substituição de $\text{R}^{+2} \leftrightarrow \text{Li}$, sendo o $\text{R}^{+2} \leftrightarrow \text{Fe}^{+2}$, em siderofilitas evoluindo até a formação das polilitionitas. Nessa série, nos termos mais pobres em Li (siderofilitas), o sítio octaédrico é ocupado quase que completamente por Fe^{+2} , enquanto que naqueles mais ricos em Li (zinnwaldita), o sítio octaédrico apresenta teores mais elevados de Al.

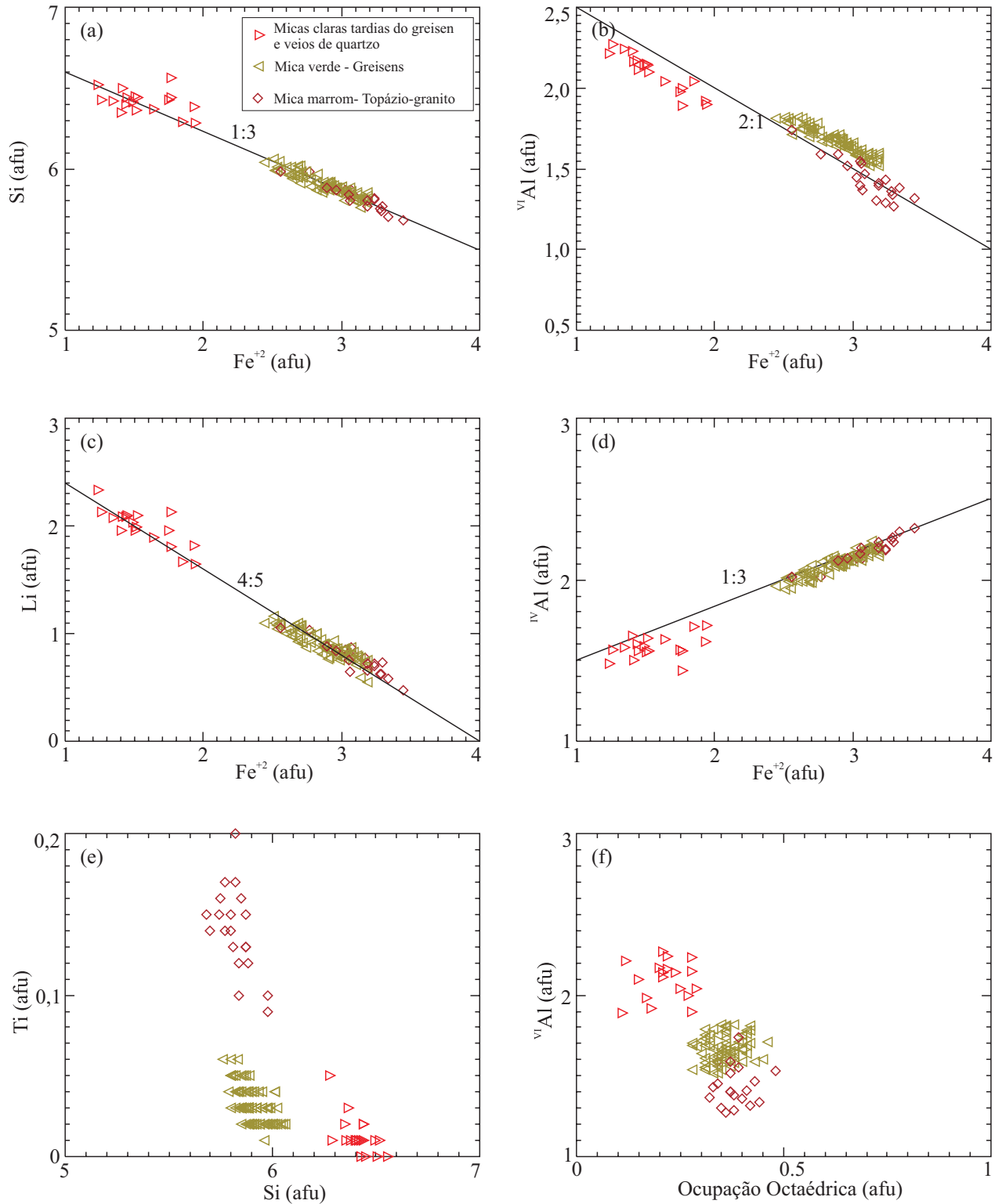


Figura 6.2 - Variações composicionais das micas trioctaédricas do topázio-granito, greisens e veios de quartzo do pluton Água Boa: **a.** Diagrama Si-Fe⁺² mostrando correlação negativa; **b.** Diagrama ^{VI}Al- Fe⁺², mostrando que há uma diminuição do Fe⁺² com o aumento do ^{VI}Al; **c.** Diagrama Fe⁺² - Li, que mostra a substituição de Fe⁺² por Li; **d.** Diagrama ^{IV}Al - Fe⁺²; **e.** Diagrama Ti-Si; **f.** Diagrama ^{VI}Al- ^{VI}□, mostrando que não há variação expressiva na ocupação octaédrica.

A nomenclatura das micas estudadas foi baseada nos trabalhos de Foster (1960a), Monier e Robert (1986), Rieder et al. (1998), Stone, Exley e George (1988), e Sun e Yu (1999). Uma aplicação recente destas classificações em rochas análogas as aqui estudadas foi apresentada por Borges, Dall’Agnol e Costi (2003), tendo servido de referência para as discussões apresentadas a seguir.

Foster (1960a) utiliza o diagrama triangular R^{+3} (Al^{+3} , Fe, Ti)-Mg- R^{+2} ($Fe^{+2}+Mn^{+2}+Zn$) para classificação de micas trioctaédricas. Segundo este diagrama (Figura 6.3a), as micas situam nos campos de siderofilita-protolitionita e zinnwaldita. No entanto, atualmente a Associação Mineralógica Internacional (RIEDER et al., 1998) não recomenda mais a utilização do termo protolitionita e expande os campos de zinnwaldita e siderofilita, eliminando o campo anteriormente proposto para protolitionitas. Esta proposição tem sido adotada em trabalhos mais recentes (STONE; EXLEY; GEORGE, 1988) e no diagrama Li - R^{+3} - R^{+2} correspondente (Figura 6.3b), as micas do topázio-granito e dos greisens situam-se no campo da siderofilita, ao passo que as micas tardias dos greisens e dos veios de quartzo possuem composição de zinnwaldita.

O gráfico *mgli-feal* que utiliza Mg-Li versus $\sum (Fe^{+2}+Mn+Ti+^{VI}Al+Zn)$ (TISCHENDORF et al., 1997, figura 6.4a), modificado pela exclusão do campo da protolitionita e adição do campo da annita (TISCHENDORF et al., 2004), mostra que: (1) a mica marrom do topázio-granito pode ser classificada como annita à siderofilita; (2) a mica ferrosa do greisen corresponde essencialmente a siderofilita; e (3) as micas fracamente pleocróicas do greisen e veios de quartzo incidem no campos de zinnwalditas-lepidolitas.

O diagrama $Fe/(Fe+Mg) - ^{VI}Al$ (GUIDOTTI, 1984, modificado com os campos de SUN; YU, 1999), revela que as micas do granito incidem no domínio da annita aluminosa (Figura 6.4b), gradando para composição de siderofilita tipo 2 (SUN; YU, 1999). As micas ferrosas dos greisens mostram composição de siderofilita tipo 2, tendendo a evoluir para siderofilita tipo 1, e as micas pálidas do greisen e veios de quartzo exibem composição entre as siderofilitas do tipo 1 e 0, com tendência a se aproximar da siderofilita tipo 0. É importante, porém, ressaltar que neste diagrama o Li não é considerado e não há o campo das zinnwalditas. Portanto, ele é útil sobretudo para mostrar as variações nos conteúdos de ^{VI}Al nas micas estudadas e as suas elevadíssimas razões $Fe/(Fe+Mg)$, que se mantém para todo o conjunto, independentemente das demais variações composicionais.

Com base nos vários diagramas apresentados, considerou-se para efeitos de classificação que as micas do topázio-granito têm composição de annita gradando para siderofilita, as micas dos greisens são essencialmente siderofilita – fórmula geral = $K_2[Fe^{+2}_3Al_2\{Fe^{+2},Li, \square\}(Si_6Al_2)O_{20}(OH,F)_4]$, enquanto que as micas tardias de coloração mais clara, tanto dos greisens quanto dos veios de quartzo, mais litiníferas, são do tipo zinnwaldita – fórmula geral = $K_2[Fe^{+2}_3-1Li_{1-3}Al_2](Si_{7-5}Al_{1-3})O_{20}(F,OH)_4$.

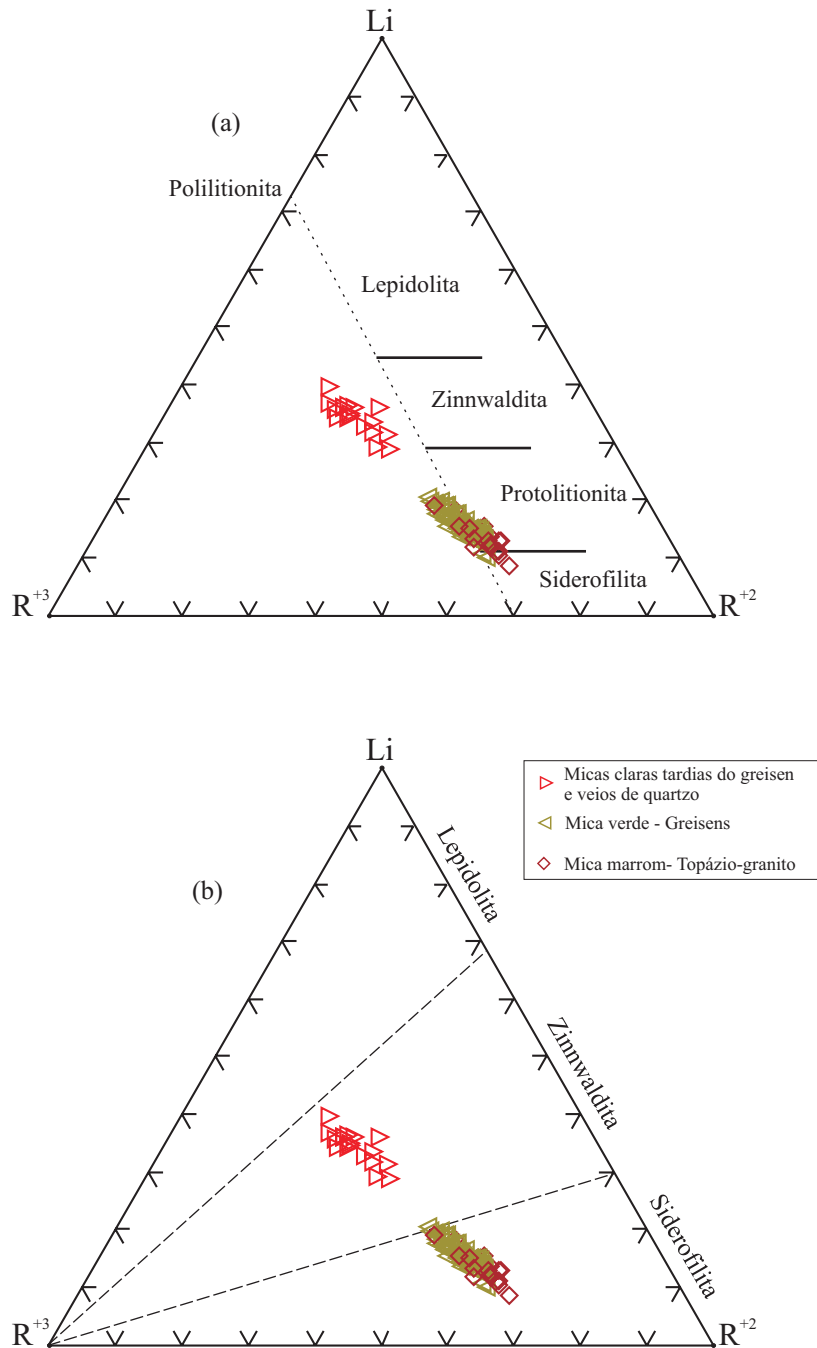


Figura 6.3 - Variações composicionais das micas do topázio-granito, greisens e veios de quartzo da área Grota Rica do pluton Água Boa. **(a)** Diagrama triangular Li - R^{+3} - R^{+2} (FOSTER, 1960a). As micas estudadas situam-se nos campos da siderofilita-protolitionita e zinnwaldita; **(b)** Diagrama triangular de Foster (1960a) modificado (STONE; EXLEY; GEORGE, 1988), mostrando que as micas estudadas podem ser classificadas como zinnwaldita e siderofilita. R^{+3} - $^{VI}Al+Ti$; R^{+2} - $Fe^{+2}+Mn+Mg+Zn$.

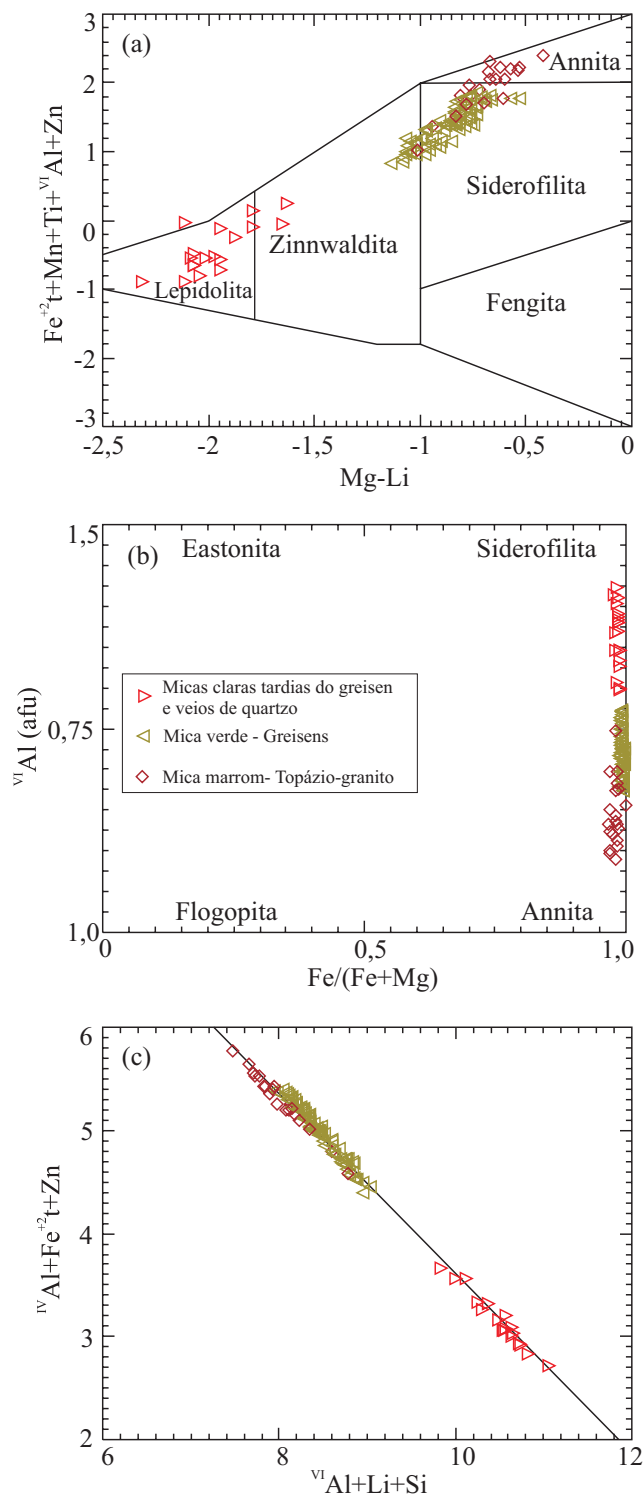


Figura 6.4 - Variações composicionais das micas trioctaédricas do topázio-granito, greisens e veios de quartzo do pluton Água Boa: **a.** Diagrama mgli-feal modificado de Tischendorf et al. (1997, 2004); **b.** Distribuição das micas trioctaédricas no diagrama de Guidotti (1984); **c.** Diagrama $^{IV}Al+Fe^{+2}+Zn-^{VI}Al+Li+Si$, para avaliar as substituições.

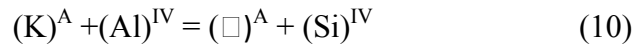
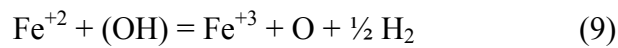
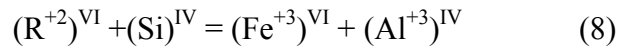
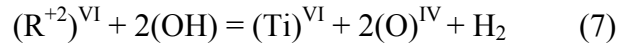
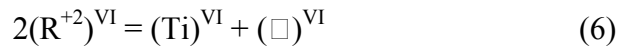
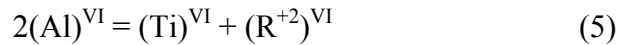
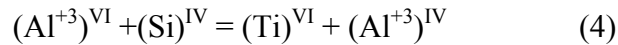
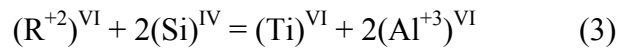
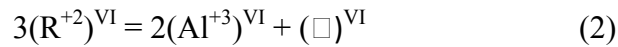
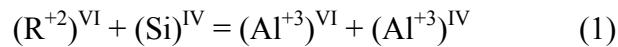
6.1.1.4 Séries de substituição

A grande complexidade das séries de micas ferrosas litíferas dificulta seu entendimento. Sun; Yu (1999) propuseram um arcabouço geométrico, correspondente a um poliedro Zinnwaldita/Annita/Siderofilita-0/Fe-eastonita, para a classificação de tais micas. Neste poliedro, as composições médias das micas dos diferentes tipos de rochas (Figura 6.5a) mostraram uma evolução geral de siderofilita 1 (granito) para siderofilita zero e zinnwaldita (micas fracamente coloridas do greisen e de veios de quartzo) com aumento de ^{VI}Al , $^{VI}\square$ e Si.

O diagrama da figura 6.5b esquematiza o espaço composicional Li, Si, Al_T ($^{IV}Al + ^{VI}Al$), Fe_T ($Fe^{+2} + Mg + Mn + Zn$) com vacância zero (CERNY; BURT, 1984). Neste, os pontos representativos das composições médias das micas presentes nas diferentes variedades de rochas estudadas não correspondem exatamente às fórmulas químicas obtidas, porque ajustes subjetivos tiveram que ser feitos. Apesar desta limitação, tal diagrama permite compreender melhor a participação do Li no *trend* de substituição que teria controlado a evolução dessas micas. Deduz-se que, no sentido granito → greisen → veio de quartzo, o mecanismo de substituição implicou trocas entre Fe e ^{IV}Al por ^{VI}Al , Si, Li. Esta hipótese é consistente com o sugerido em diversos outros diagramas apresentados anteriormente e pode ser verificada criticamente no diagrama $^{IV}Al + Fe$ vs. $^{VI}Al + Li + Si$ (Figura 6.4c). Neste constata-se um excelente alinhamento entre os diferentes tipos de micas, fortalecendo a hipótese assumida, e mostrando comportamento análogo ao exposto por BORGES; DALL'AGNOL; COSTI, 2003, para explicar as variações composicionais das micas dos greisen com siderofilita e topázio da área Guinho-Baixão do pluton Água Boa).

Foster (1960a), ao distinguir as séries transicionais entre as micas sem lítio e aquelas litíferas, discutiu as micas da série siderofilita-lepidolita como uma série isomórfica. Entretanto, a reação $^{IV}Al_2 + Fe^{+2}_{-3} = (^{VI}\square)_{-1} + Si_2 + Li_4$, proposta por aquela autora, não é adequada para explicar a série de reação das micas estudadas neste trabalho. Possíveis alternativas seriam admitir uma série entre annita e trilionita (Figura 6.6a; MONIER; ROBERT, 1986) ou uma série entre siderofilita 1 e trilionita (Figura 6.6b; SUN; YU, 1999). Cabe, porém, destacar que as micas aqui apresentadas correspondem a uma série descontínua, com um *gap* composicional entre siderofilitas e zinnwalditas (Figuras 6.3a, 6.3b, 6.4c).

Diversas equações de substituição envolvendo biotitas foram apresentadas por Dymek (1983), conforme as expressões:



Por outro lado, Borges, Dall'Agnol e Costi (2003) discutem para explicar as variações composicionais em micas similares às aqui estudadas, as seguintes equações gerais de substituição:



com Al total constante, e

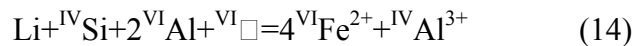


com Si constante.

Ambas equações podem ser combinadas resultando:



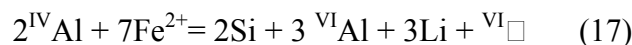
Os autores concluem que a reação que poderia explicar as variações composicionais nas micas ferrosas dos greisens da área Guinho-Baixão seria:



Seguindo um raciocínio análogo, podem-se propor as seguintes reações para as micas troctaédricas da área Grota Rica:



Ambas as equações podem ser combinadas resultando em:



Tais equações correspondem aos vetores AM e ET (SUN; YU, 1999) e à equação 2 (DYMEK, 1983), onde a substituição parte da annita em direção à siderofilita 1 e, em seguida, através de uma série descontínua, da Fe-eastonita para trilitonita, tendo a zinnwaldita como

membro intermediário. A reação (17) parece capaz de explicar as variações composicionais observadas nas micas estudadas.

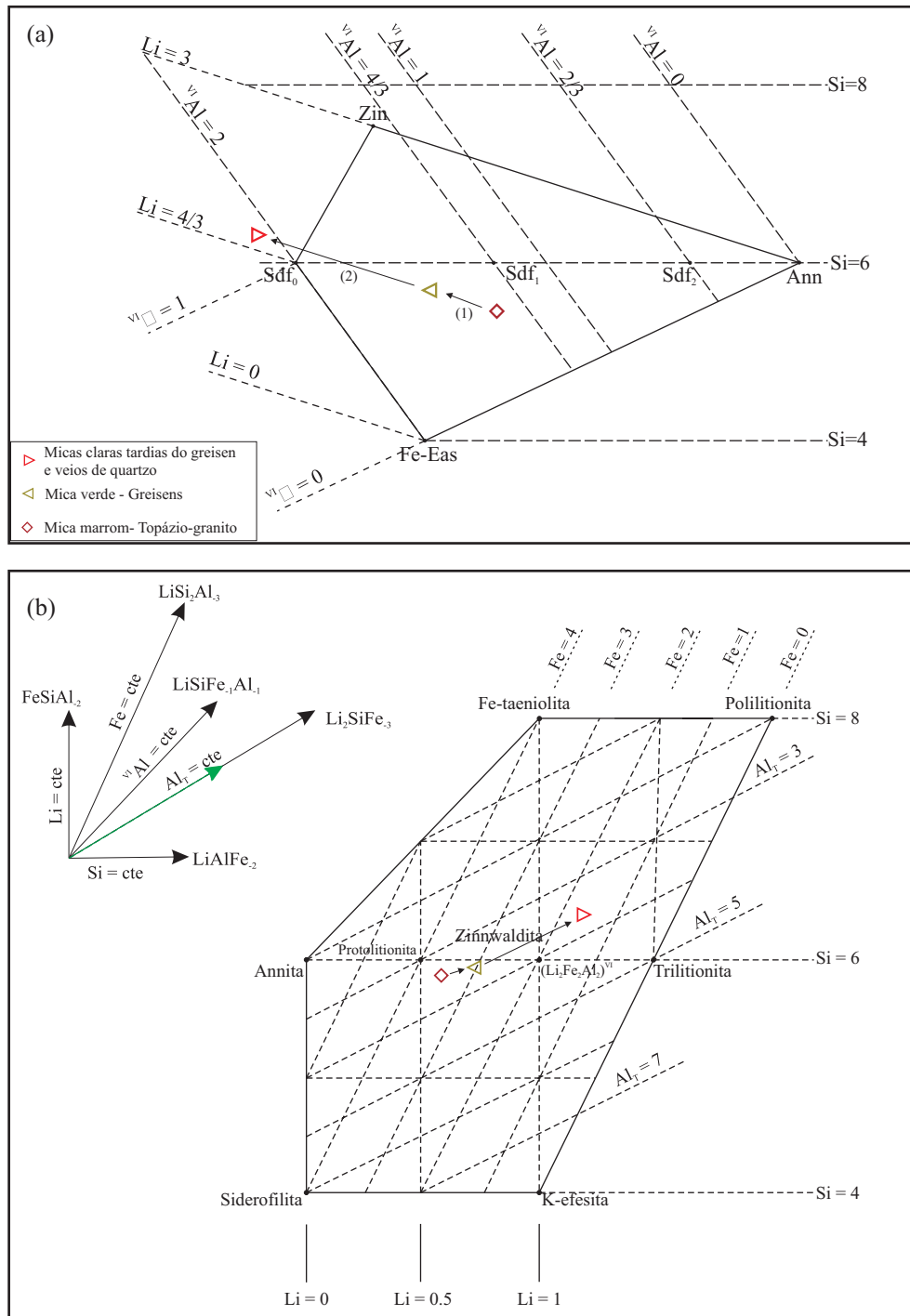


Figura 6.5 - Variações composicionais das micas do topázio-granito, greisens e veios de quartzo da área Grota Rica do pluton Água Boa. **(a)** Poliedro das micas com Fe-Al-Li (SUN; YU, 1999, modificado); **(b)** Diagrama de Cerný e Burt (1984) para micas trioctáédricas com $^{VI}\square = 0$ e Li, Si, Al_T ($^{VI}Al + ^{IV}Al$), Fe ($Fe^{+2} + Mn + Mg+Zn$). O vetor tracejado no canto superior esquerdo representa o mecanismo substitucional assumido para as micas analisadas.

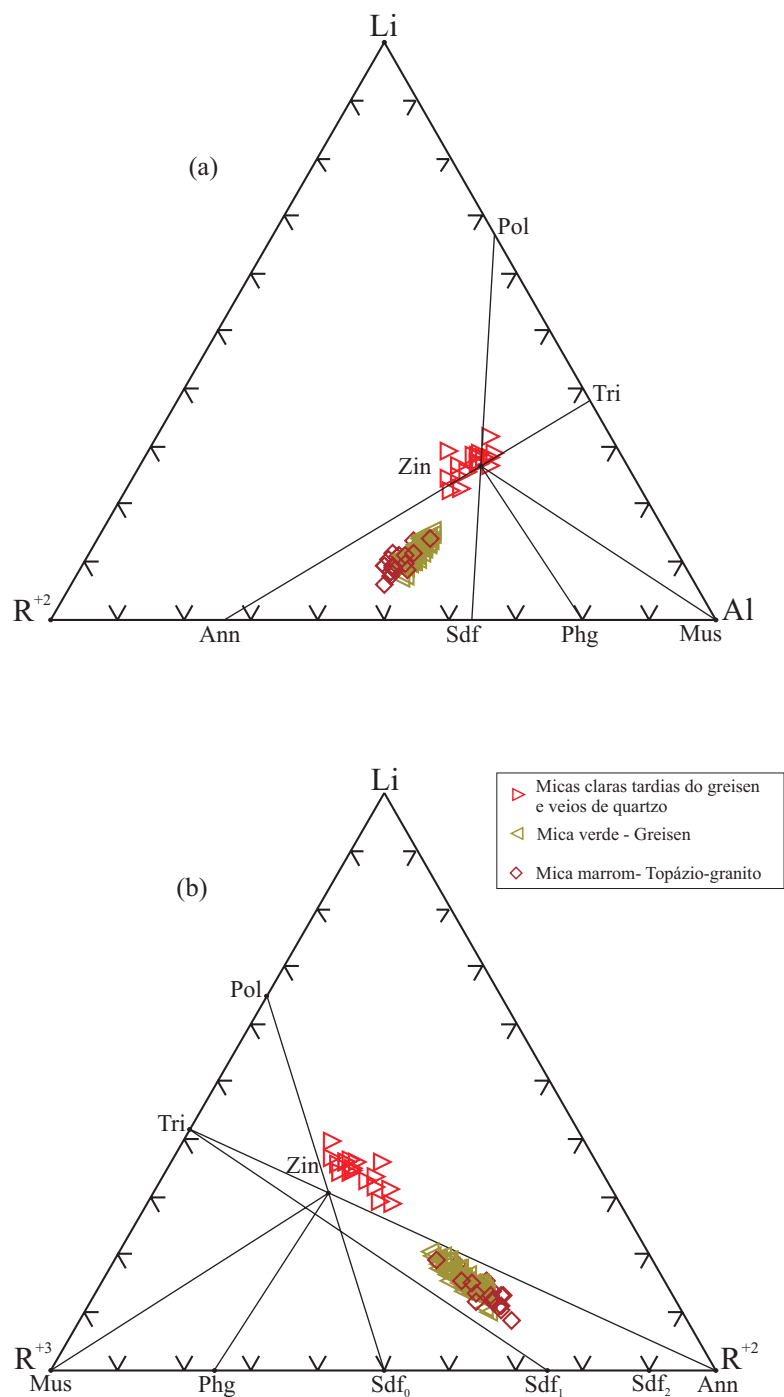


Figura 6.6 - Variações composicionais das micas do topázio-granito, greisens e veios de quartzo da área Grota Rica do pluton Água Boa. **(A)** Diagrama Li - Al - R⁺² (MONIER; ROBERT, 1986, modificado); **(b)** Diagrama Li - R⁺² - R⁺³ (FOSTER, 1960b, modificado com os campos de SUN; YU, 1999). As amostras estão identificadas segundo a legenda acima. R⁺² = Fe⁺² + Mg + Mn + Zn; R⁺³ = ^{VI}Al + Ti⁺⁴; Al = ^{VI}Al + ^{IV}Al; Ann = annita; Pol = polilitionita; Tri = trilitionita; Zin = zinnwaldita; Phg = fengita; Mus = muscovita; Sdf₀, Sdf₁ e Sdf₂ = variedades de siderofilita, conforme Sun e Yu (1999).

6.1.2 Análises químicas de feldspatos alcalinos

Os feldspatos alcalinos do topázio-granito e do leucogranito pegmatítico tiveram uma evolução complexa, tal como ocorre em rochas ígneas intrusivas e, de modo mais acentuado, naquelas afetadas por intensas alterações hidrotermais (DALL'AGNOL; TEIXEIRA; MAGALHÃES, 1993; SMITH; BROWN, 1988). Os processos de reequilíbrio *subsolidus* com a formação de texturas de exsolução gerando intercrescimentos pertíticos e a posterior modificação das lamelas das pertitas por processos variados, entre os quais se destaca o de *coarsening* (SMITH; BROWN, 1988), levaram obrigatoriamente a modificações profundas nos feldspatos alcalinos formados no estágio magmático. Portanto, deve ser enfatizado que as composições químicas aqui apresentadas não são representativas do feldspato alcalino original, mas sim das fases predominantemente potássica ou sódica resultantes de sua evolução *subsolidus* e que ocorrem associados em um mesmo cristal de feldspato alcalino pertítico.

São apresentadas seis análises representativas do feldspato alcalino pertítico do topázio-granito, sendo quatro dos domínios essencialmente potássicos, a base de ortoclásio, e duas de lamelas sódicas, constituídas por albita semi-pura, conforme indicam as proporções calculadas de Ab-Or-An (Tabela An.6.7). São apresentadas igualmente dez análises representativas do feldspato alcalino do leucogranito pegmatítico, sendo oito da fase potássica e duas da albítica (Tabela An.6.7).

A fase potássica predominante nos feldspatos do granito e leucogranito pegmatóide com cassiterita apresenta composição $Or_{93-99}Ab_{7-1}$. As lamelas de albita das pertitas e a albita intergranular mostram composições $Ab_{95-99}Or_{0,4-5}An_{0-0,4}$ (Tabela An.6.7). Traços de Fe, Ba e Sr foram detectados nos feldspatos analisados.

6.1.3 Análises químicas de cassiterita

Para essa fase mineral foram selecionadas seis análises representativas (Tabela An. 6.8). Nos greisens, a cassiterita forma cristais com granulometria variável, desde muito fina até grossa, presentes como agregados subédricos a euédricos, mostrando uma intensa zonação definida pela alternância de faixas irregulares de coloração vermelho claro e vermelho escuro, e no granito ocorre como finos cristais euédricos em cavidades miarolíticas.

As análises de microsonda apresentaram em sua grande maioria problemas analíticos, visto que o fechamento ficou acima dos valores usualmente admitidos. As análises selecionadas

são aquelas que apresentaram fechamento entre 100 e 103%. Apesar destas dificuldades analíticas, a avaliação dos resultados indica claramente que a composição da cassiterita do greisen de Grota Rica é praticamente pura, com 99% ou mais de Sn. Isto é compatível com o que foi observado na cassiterita de greisens da área Guinho-Baixão do maciço Água Boa (COSTI et al., 2000; BORGES, 2002). Tal cassiterita também é quase pura, sendo muito pobre em Nb + Ta, e contrastando neste aspecto com a cassiterita de origem magmática do albita-granito do pluton Madeira (COSTI et al., 2000) e dos topázio-granitos associados aos granitos rapakivi da Finlândia (HAAPALA, 1997). Portanto, a composição química da cassiterita dos greisens da área Grota Rica indica que tais cassiteritas são de origem hidrotermal.

Pela mesma razão, não foi possível estabelecer relação entre as variações de cor na cassiterita e sua composição química. De acordo com Taylor (1979), intenso pleocroísmo seria típico de cassiteritas formadas a altas temperaturas. Essa hipótese não parece aplicável no caso das cassiteritas da Província Pitinga, pois as observações petrográficas e análises químicas, revelam que há zonas intensamente coloridas em cassiteritas dos greisens estudados, ao que tudo indica formadas a temperaturas menores do que as cassiteritas magmáticas do albita-granito do maciço Madeira (COSTI et al., 2000).

6.2 ESTUDOS MINERALÓGICOS COMPLEMENTARES ATRAVÉS DE MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV)

Para uma melhor caracterização das fases presentes tanto nas diferentes subfácies do granito como nos greisens, foram realizados estudos mineralógicos complementares para o entendimento dos processos de formação da mineralização. Tais estudos foram realizados predominantemente em minerais acessórios portadores de metais raros, uma vez que são fases presentes em todas as fases dos processos de formação da mineralização.

O objetivo principal desses estudos foi reconhecer e discutir as peculiaridades da mineralogia acessória por meio de: (1) exame em detalhe de suas relações texturais, envolvendo obtenção de imagens de elétrons retro-espalhados das fases minerais presentes; (2) elaboração de espectros por *Energy-Dispersive-Spectroscopy* (EDS); e (3) realização de análises químicas semiquantitativas dos minerais selecionados.

A mineralogia acessória do topázio-granito e do greisen foi discutida no capítulo 3. Entre as fases identificadas (Tabelas 3.1, 3.2), foram selecionadas para estudo no MEV: fluorita, zircão, ilmenita, anatásio, monazita, ferro-columbita, bismuto nativo, esfalerita, galena e pirita.

6.2.1 Fluorita

A fluorita, presente tanto no topázio granito quanto no greisen, é comumente anédrica de cor branca a levemente lilás, associada à siderofilita ou preenchendo cavidades. As análises por EDS revelaram que a fluorita apresenta quantidades expressivas de Y (0,8%) na sua estrutura. A presença de Y pode estar relacionada à substituição de $\text{Ca} \leftrightarrow \text{Y}$ na estrutura da fluorita.

Cesbron (1989) discute as diferenças de cor na fluorita e responsabiliza os ETR e Y por essas variações. O Y, por exemplo, dá uma tonalidade azulada a fluorita, como observado nas rochas aqui estudadas.

6.2.2 Zircão

Foi feita uma análise textural e morfológica dos cristais de zircão e foram analisados grãos de zircão de sete amostras de topázio-granito e greisens associados, totalizando 20 análises (Tabela An.6.9). Dois tipos de zircão foram identificados com base em suas características físicas e composições químicas semiquantitativas. Os mesmos serão discutidos em conjunto, independentemente de sua ocorrência no topázio-granito ou no greisen. O Zircão do tipo I forma

cristais euédricos e zonados (Figura 6.7a). Apresentam baixos valores de U, Th e Y e razões Zr/Hf variando, com exceções, de 33,29 a 39,13, com média, excluídas as amostras que não seguem o padrão dominante, de 36,88 (Tabela An.6.9). Tais características são semelhantes aos zircões de corpos anorogênicos paleoproterozóicos não especializados em estanho do Cráton Amazônico (LAMARÃO et al., 2006).

Os zircões do grupo II formam cristais anédricos, arredondados (Figura 6.7b) com razões Zr/Hf entre 10,71 e 28,33 com média de 18,80 e conteúdos comparativamente mais elevados de Hf, U, Th e Y (Figura 6.7b), valores bem abaixo daqueles encontrados nos zircões euédricos e similares aos fornecidos por zircões de granitos estaníferos do Cráton Amazônico (LAMARÃO et al., 2006).

Embora o tema fuja do objetivo do presente trabalho, estas variações morfológicas e composicionais do zircão apontam para uma história evolutiva complexa para este mineral, cujas características estão sendo estudadas em maior detalhe (SOLEDADE, 2007 em prep.). Além do interesse petrogenético e mineralógico, este estudo deverá contribuir para esclarecer até que ponto as composições de zircão podem ser indicativas do potencial metalogenético de granitos estaníferos (LAMARÃO et al., 2006).

6.2.3 Anatásio

O anatásio ocorre de três modos distintos, dados principalmente pela forma e ocorrência dos cristais. O anatásio do tipo 1 ocorre como grãos anédricos em associação com ilmenita, inclusos ao longo das clivagens da siderofilita do granito (Figura 6.8a), mostra conteúdos moderados de TiO_2 , SnO_2 e Al_2O_3 . O anatásio do tipo 2 compreende cristais mais desenvolvidos, anédricos associados a fluorita apresentam os teores mais baixos de TiO_2 e Al_2O_3 , altos SnO_2 e Nb_2O_5 (Tabela 6.10), já o anatásio do tipo 3 forma cristais euédricos a subédricos, que parecem preencher cavidades de um pseudomorfo (Figura 6.8c), apresentam teores maiores de TiO_2 e Al_2O_3 e mais baixos de SnO_2 e Nb_2O_5 .

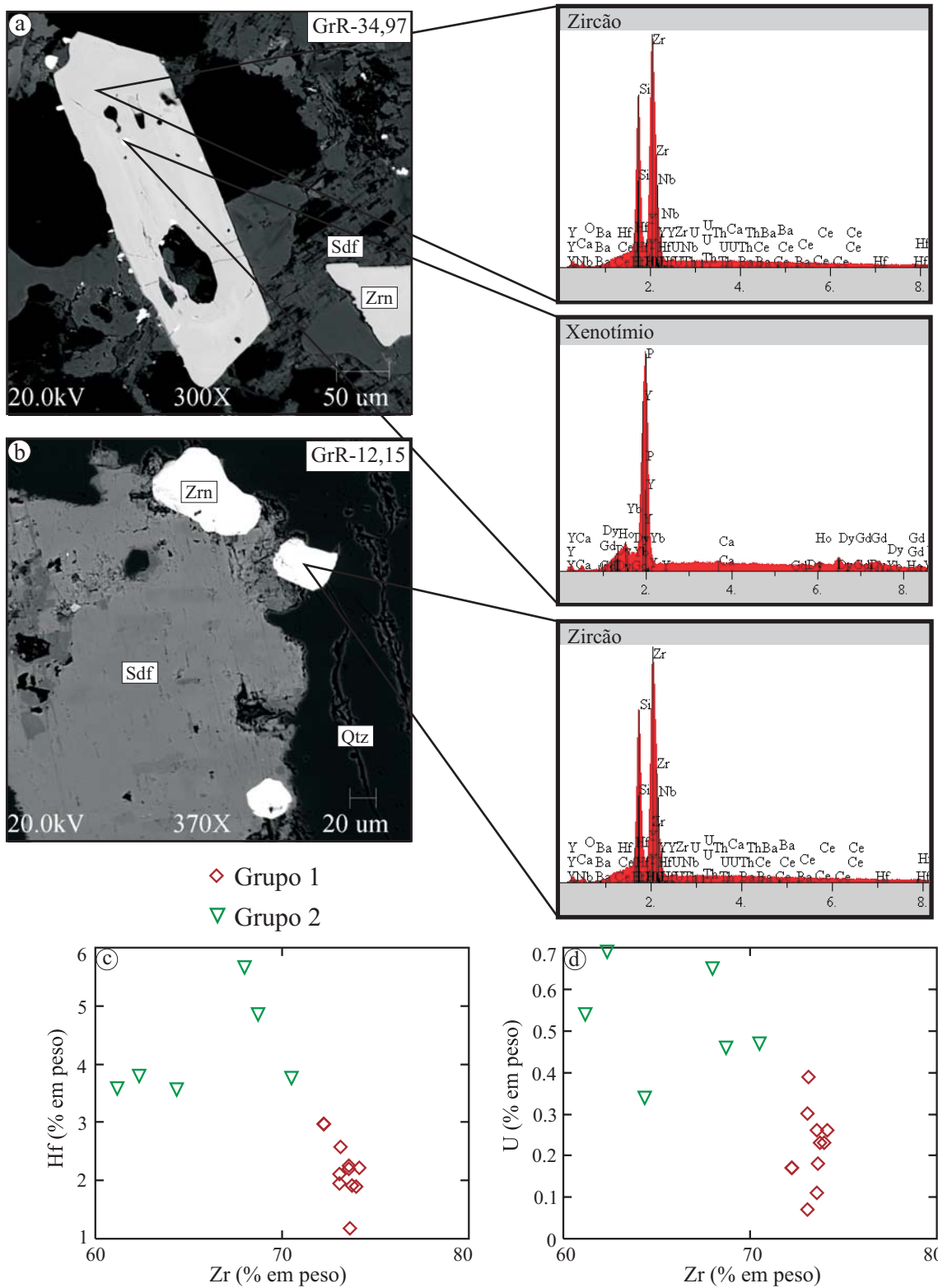


Figura 6.7- Imagens obtidas por elétrons retro-espalhados em cristais de zircão do topázio-granito, greisens e cavidades miarolíticas do topázio-granito, juntamente com os espectros e diagramas de correlação de elementos. (a) Zircão euédrico do tipo I; (b) Cristais de zircão anédrico do grupo II; (c, d) Diagramas binários, confeccionados a partir das composições semiquantitativas obtidas por EDS, mostrando as variações composicionais dos dois tipos de zircão ocorrentes nas rochas estudadas.

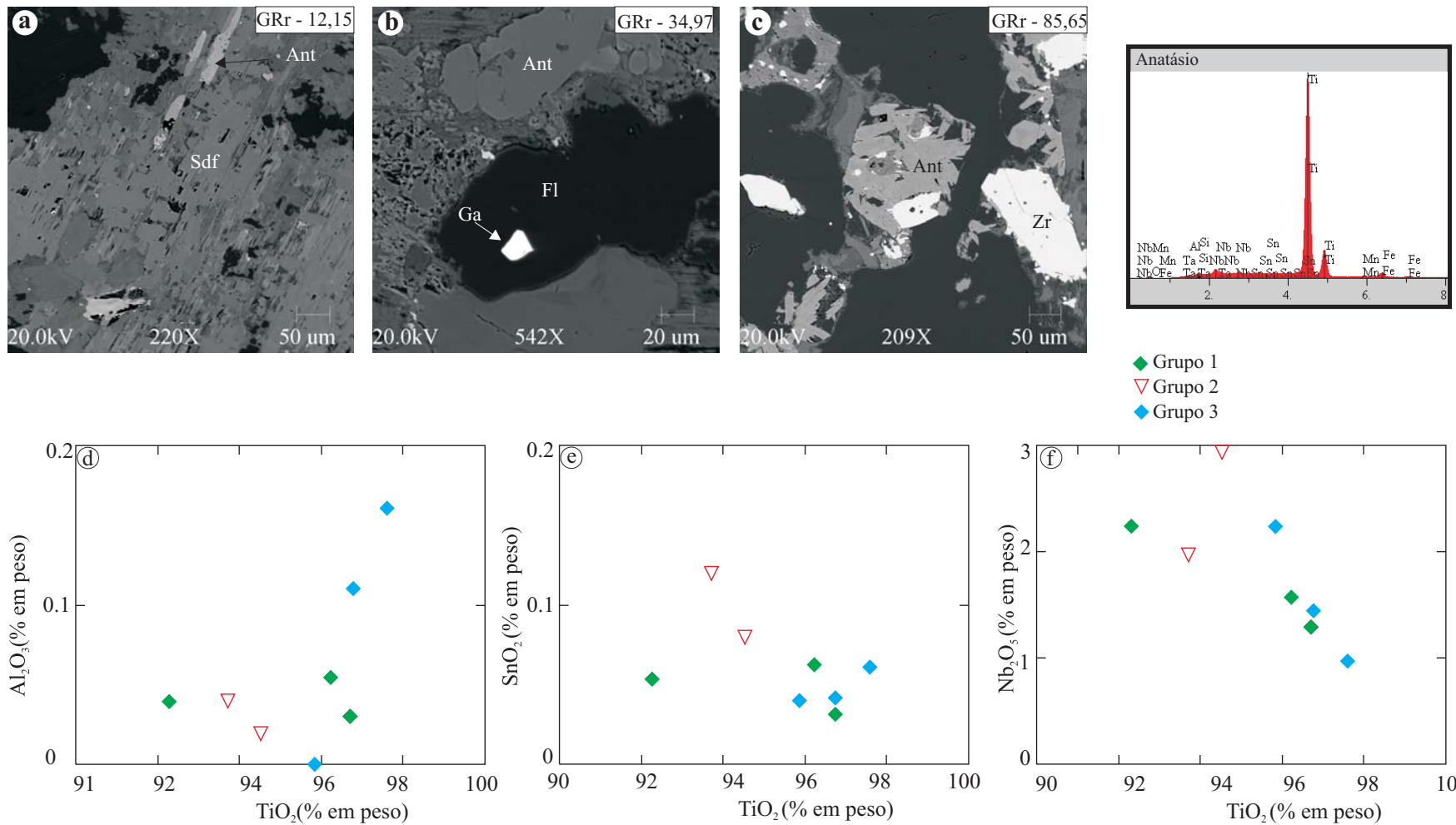


Figura 6.8 – Imagens obtidas por elétrons retro-espalhados em cristais de anatásio, juntamente com o espectro EDS, do setor Grota Rica do pluton do Água Boa. (a) Cristais subédricos de anatásio dispostos ao longo das clivagens da siderofilita, grupo I; (b) Cristal anédrico de anatásio, associado a fluorita, grupo II. (c) Agregados de cristais de anatásio, preenchendo cavidades, grupo III. (c, d, e) Diagramas esquemáticos, confeccionados a partir das composições semiquantitativas obtidas no EDS-MEV, mostrando a composição do anatásio tanto nas associações do granito quanto dos greisens. Siglas conforme Kretz (1983).

6.2.4 Monazita

A monazita é o principal mineral acessório portador de ETR leves nos greisens estudados. Ocorre como cristais subédricos a anédricos, por vezes arredondados, de tamanho entre 20µm - 100µm. Os dados químicos semiquantitativos permitiram identificar o tipo Ce-Monazita (Figura 6.9a). Os cristais de Ce-monazita apresentam conteúdos elevados de La, Th e Y. Em monazitas, os elementos terras-raras são frequentemente substituídos por Ca e Th e uma das substituições possíveis é $2\text{ETR} \leftrightarrow \text{Ca} + \text{Th}$ (CESBRON, 1989).

6.2.5 Ferro-columbita

Esta fase foi identificada apenas no topázio-granito, na amostra GrR-12,15. Ocorre como um pequeno cristal anédrico, incluso em siderofilita (Figura 6.9b). É uma variedade cujo Fe é aproximadamente 19%.

6.2.6 Bismuto nativo

Esta fase mineral foi identificada somente no greisen. Forma cristais subédricos a anédricos, inclusos em fluorita, de dimensões menores que 20µm (Figura 6.9c). Bismuto nativo ocorre comumente em veios portadores de topázio mineralizados a Sn-W (MACHADO et al., 2007).

6.2.7 Esfalerita

A esfalerita é o sulfeto mais comum da mineralização sulfetada dos greisens. Apresenta-se de três modos distintos. A esfalerita 1 exhibe cristais anédricos de granulação média ou fina e coloração cinza amarelado, inclusa em cavidades no granito. A esfalerita 2 forma cristais anédricos de granulação média a fina e cor amarelo preenchendo cavidades no greisen (Figura 6.10a) e a esfalerita 3 forma cristais anédricos de granulação grossa e coloração alaranjado, com conteúdos mais elevados de Fe em relação aos outros tipos de esfalerita e geralmente associada a zinnwaldita em veios de quartzo.

6.2.8 Pirita

Forma cristais euédricos a subédricos, com bordas às vezes corroídas, associada à clorita e esfalerita e inclusa em quartzo (Figura 6.10b). Encontra-se em equilíbrio aparentemente com

fases secundárias representativas do estágio de alteração pós-magmática de baixa temperatura associado com a greisenização.

6.2.9 Galena

A galena ocorre em íntima associação com os cristais de pirita, esfalerita, fluorita e clorita (Figura 6.10c). De modo geral, forma cristais anédricos a subédricos, e apresenta conteúdos expressivos de Fe, Cu e Zn em sua estrutura.

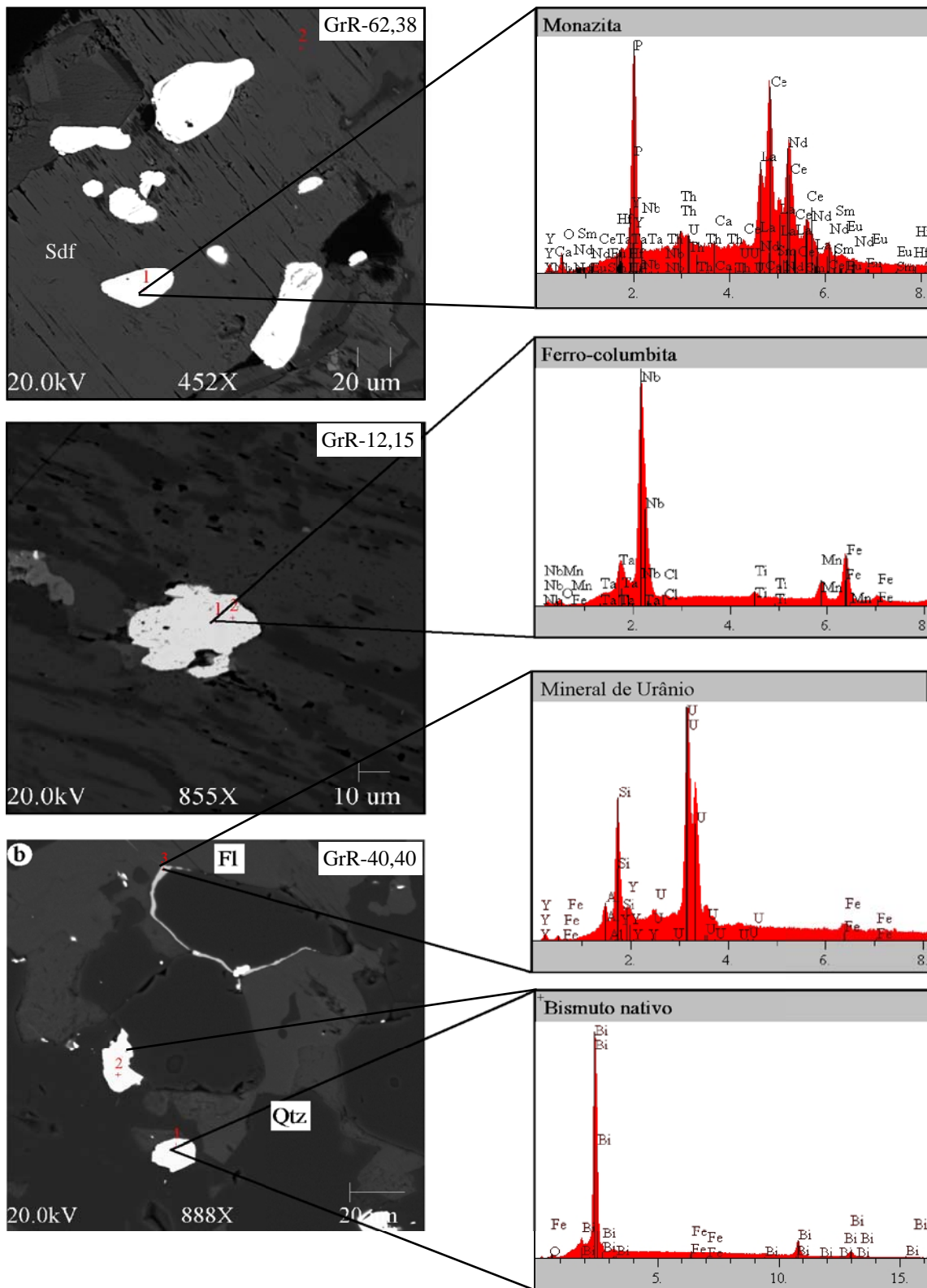


Figura 6.9 - Imagens obtidas por elétrons retro-espalhados em monazita, ferro-columbita e bismuto nativo. (a) cristais de Ce-monazita; (b) cristal de ferro-columbita incluído em siderofilita; (c) bismuto nativo e mineral de urânio (?), este bordejando cristal de fluorita, e seus respectivos espectros EDS.

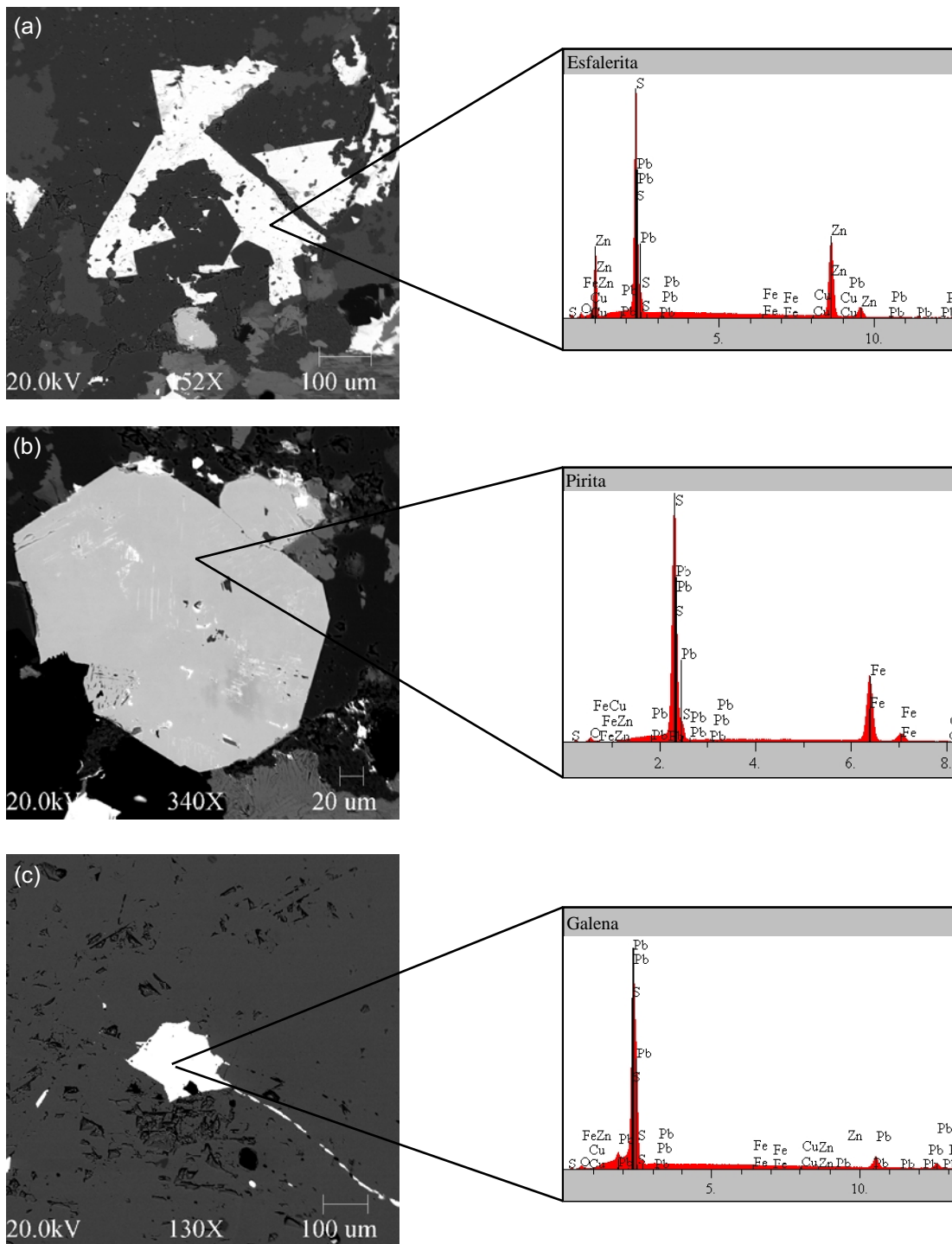


Figura 6.10 - Imagens obtidas por elétrons retro-espalhados e espectros de EDS dos greisens da área Guinho-Baixão do pluton Água Boa. **(a)** Cristal anédrico de Esfalerita, preenchendo cavidades; **(b)** Cristal euédrico de pirita associado à clorita; **(c)** Cristal anédrico de galena inclusa em esfalerita.

7 ESTUDO COMPARATIVO ENTRE OS TOPÁZIO-SIDEROFILITA GREISENS ASSOCIADOS AO PLUTON ÁGUA BOA – PROVÍNCIA ESTANÍFERA DE PITINGA (AM)

O objetivo deste capítulo é apresentar de modo sucinto as principais características e diferenças dos topázio-mica greisens associados as fácies topázio-granito, biotita-granito e granito-rapakivi do pluton Água Boa, que correspondem às três ocorrências conhecidas desta variedade de greisen na Província Estanífera de Pitinga.

Os topázio-siderofilita greisens, na mina de Pitinga, ocorrem ao longo de faixas descontínuas com largura de 1 a 20 metros, fortemente condicionadas a uma zona de fraturamento, orientada segundo direção N50W. Constituem parte da raiz de uma cúpula greisenizada que foi totalmente erodida (DAOUD; ANTONIETTO JÚNIOR, 1985). Estão associados às fácies topázio-granito, biotita-granito e granito rapakivi, descritas e estudadas por Daoud e Antonietto Júnior (1985), Borges (1997, 2002), Feio (2005) e nesta dissertação.

Os processos de formação de greisens associados à fácies menos evoluída do pluton Água Boa, denominada granito rapakivi, ocorrente na área Guinho-Baixão, foram estudados por Borges (1997; 2002). Tais estudos revelaram que os topázio-siderofilita-greisens são rochas de coloração preta a cinza claro, compostas essencialmente por topázio, siderofilita marrom e quartzo. A distribuição destas rochas no diagrama de Kühne, Wasternack e Schulze (1972, modificado), mostra que são ricas em quartzo, em geral com conteúdos maiores que 55%. Os minerais acessórios são esfalerita, fluorita, clorita, cassiterita, anatásio, monazita e xenotímio. O estudo de química mineral em micas trioctaédricas do greisen mostrou que se trata de uma siderofilita (BORGES et al. 2003).

Greisens relacionados espacialmente à fácies biotita-granito foram caracterizados petrograficamente por Feio (2005). São rochas de cor preta e textura equigranular média, compostas essencialmente de siderofilita verde \pm fengita, quartzo e clorita, com proporções subordinadas de esfalerita, opacos, fluorita, cassiterita, anatásio e zircão. Tais greisens são comparativamente mais ricos em siderofilita, com quantidades menores de topázio e traços de cassiterita.

Os greisens em estudo, associados ao topázio-granito, fácies mais evoluída do pluton, apresentam cor preta a cinza claro e textura inequigranular média a grossa, xenomórfica a hipidiomórfica. São compostos essencialmente por topázio, quartzo e siderofilita verde, com

proporções subordinadas de esfalerita, cassiterita, fluorita, zinnwaldita, opacos, zircão e anatásio. A distribuição destas rochas no diagrama de Kühne, Wasternack e Schulze (1972, modificado) mostra que elas podem ser classificadas como quartzo-topázio-siderofilita greisen e topázio-siderofilita-quartzo greisen. Situam-se no referido diagrama na zona da siderofilita; sendo comparativamente aos greisens da área Guinho-Baixão, mais pobres em quartzo, apresentando em geral conteúdos modais menores que 52%, e mais ricos em siderofilita (>20% modal). Estudos complementares de química mineral efetuados nos dois tipos de mica identificados nos greisens de Grota Rica mostraram que as micas verdes são do tipo siderofilita e àquelas pálidas e tardias, muito subordinadas, são do tipo zinnwaldita.

Em relação ao conteúdo de cassiterita, os greisens relacionados à fácies topázio-granito mostraram conteúdos modais mais elevados, seguidos, em ordem decrescente, pelos greisens associados ao granito rapakivi e, finalmente, por aqueles associados à fácies biotita-granito e epissienitos. Tal característica pode estar relacionada à atividade de F durante o período ativo do sistema hidrotermal que levou à formação dos greisens e a variações na fugacidade de oxigênio. Em relação ao sistema hidrotermal responsável pela formação dos epissienitos sódicos, ficou demonstrado pelos dados geoquímicos que o mesmo não foi produzido por fluidos com atividade intensa de flúor. Entretanto, constatou-se aumento acentuado da atividade do flúor nos greisens associados aos epissienitos (COSTI et al., 2002). Porém, como os greisens são francamente subordinados aos epissienitos sódicos naquela área, é provável que, globalmente, a atividade do flúor tenha sido mais reduzida na mesma, comparativamente aos domínios de greisens de Guinho-Baixão e Grota Rica.

A comparação dos dados geoquímicos entre os topázio-siderofilita-greisens associados ao topázio-granito e aqueles ao granito rapakivi revela: (1) conteúdos similares de SiO_2 , Al_2O_3 ; (2) teores mais elevados de K_2O , MnO e F e menores de Fe_2O_3 , Na_2O , CaO e Sn nos primeiros.

O maior conteúdo de F poderia estar relacionado em parte ao fato de que o topázio-granito, rocha encaixante dos greisens de Grota Rica, já possuía um teor apreciável de F, diferentemente do granito rapakivi que não apresenta minerais de F magmáticos. Entretanto, esta diferença pode ser devida também à composição dos fluidos residuais nos dois sistemas hidrotermais.

Como verificado na comparação dos resultados de análises modais (Figura 3.3), os greisens associados ao topázio-granito apresentam quantidades maiores de siderofilita, que

consome e fixa na rocha a maior parte do K_2O disponível. Por outro lado, nos greisens do setor Guinho-Baixão, associados ao granito rapakivi, grande parte do K_2O foi consumido pelos epissienitos potássicos, formados em condições restritas e associados espacialmente com os greisens com clorita e fengita, de baixa temperatura.

A menor quantidade de CaO nos greisens de Grota Rica reflete a composição da rocha hospedeira (topázio-granito), um álcali feldspato-granito muito pobre em CaO, diferentemente do granito rapakivi, que apresenta composição sienogranítica e conteúdo mais expressivo de CaO.

Globalmente, a formação dos topázio-siderofilita-greisens em Pitinga estaria condicionada a uma diminuição nos conteúdos de Na_2O , MgO , CO_2 , K_2O , Ba e Sr e aumento expressivo de Fe_2O_{3t} , F, Zn, Sn, S, Cu, Pb, Ta, Rb e U, com relativa imobilidade de SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , CaO e ETR, exceto Eu. Esta afirmativa baseia-se nos dados apresentados neste trabalho e no estudo de balanço de massas efetuado nos greisens análogos da área Guinho-Baixão (BORGES, 2002).

Os dados obtidos, somados ao estudo paragenético e a modelos desenvolvidos em trabalhos anteriores (BORGES, 2002), indicam que, após a formação do pluton, o fraturamento hidráulico provocou a formação de condutos acessíveis à circulação de fluidos residuais ricos em F, SiO_2 , Sn, S, que causaram o início da greisenização dos granitos encaixantes. O mais provável é que a greisenização tenha ocorrido primeiramente nas rochas mais próximas da cúpula e que os fluidos tardios, ao interagir com os granitos encaixantes, teriam gerado os greisens e sofrido uma diminuição progressiva da atividade de F, que levou ao final do processo.

O processo de transformação hidrotermal iniciou com o ataque por parte dos fluidos aos granitos encaixantes (topázio-granito, biotita-granito e granito rapakivi, conforme a área). Isto levou à substituição de minerais existentes e a dissolução de outros, possibilitando a formação de cavidades miarolíticas. Os granitos originais evoluíram para granitos greisenizados e, em seguida para greisens propriamente ditos, ricos em topázio e siderofilita, indicando a intensa atividade do flúor na fase fluida. O enriquecimento de Sn no fluido residual, devido à sua concentração durante o estágio magmático em magmas graníticos formados em condições reduzidas, somado ao aumento da fO_2 foi capaz de permitir a precipitação de cassiterita. Posteriormente fluidos residuais pobres em F e ricos em sílica geraram os veios de quartzo, que cortam os topázio-siderofilita-greisens. Finalmente, com a diminuição da temperatura e da fO_2 e com a saturação da fase fluida em S, Zn, Pb e Cu, houve a formação de sulfetos.

Na área Guinho-Baixão, a evolução do sistema hidrotermal foi bem mais complexa. Naquela área, além dos greisens com topázio e siderofilita, as rochas hidrotermais associadas ao granito rapakivi incluem, ainda, um conjunto de greisens altamente porosos e ricos em clorita e fengita, formados em mais baixa temperatura, por interação dos fluidos residuais com água meteórica. Tais greisens não estão presentes na área Grota Rica.

8 DISCUSSÃO E CONCLUSÕES FINAIS

Os greisens estudados da área Grotta Rica foram formados por alteração hidrotermal de um biotita-álcali feldspato-granito com topázio. Segundo Scherba (1970), os processos evolutivos finais de um maciço granitóide, após a sua colocação, seguem a seguinte seqüência: cristalização, fissuramento, geração de diques, formação de pegmatitos e autometassomatismo alcalino, greisenização, alterações hidrotermais e formação de veios.

Leucogranitos pegmatíticos portadores de cassiterita se formaram no estágio de transição entre os granitos e greisens. Para Hibbard (1995), a saturação em fluidos nos últimos estágios de cristalização pode provocar, ao longo de fraturas ou em zonas favoráveis de câmaras, a diminuição da taxa de nucleação e, conseqüentemente, o crescimento de grandes cristais.

Embora, vários autores (COSTI et al., 2002; DALL'AGNOL; TEIXEIRA; MAGALHÃES, 1993) reconheçam que a albitização seja um importante processo na formação da mineralização de metais raros, as evidências petrográficas mostram que, na área estudada, a albitização, representada principalmente por albita intergranular, em coroas trocadas, tanto nas rochas da fácies topázio granito quanto nos leucogranitos, é incipiente e não representa uma fase muito importante de alteração. Entretanto, foi observada localmente albitização expressiva nos topázio-granito encaixante dos greisens (Tabelas 3.1 e 4.1). Isto indica que fluidos ricos em Na, de mais alta temperatura que os fluidos formadores dos greisens, podem ter precedido os últimos, iniciando o processo de transformação dos granitos, ainda que de maneira não muito intensa.

Nos greisens, além da cassiterita, responsável pela mineralização de estanho e principal alvo metalogenético na área, há uma grande variedade de minerais de interesse metalogenético potencial, representados por monazita, anatásio, óxidos de ETR (?), zircão e sulfetos, incluindo esfalerita (mais abundante), pirita e galena.

O estudo por microscopia eletrônica, em cristais de zircão, mostrou que há duas tipologias deste mineral. A primeira corresponde a cristais euédricos, ocorrentes preferencialmente em cavidades miarolíticas, que apresentam alta razão Zr/Hf. O segundo tipo é representado por cristais anédricos no topázio-granito e greisens, com baixa razão Zr/Hf. Tal fato sugere que a formação deste mineral pode estar relacionada a dois processos de cristalização, envolvendo possivelmente recristalização e neoformação de zircão.

Globalmente, a greisenização foi responsável por aumento de cerca de 10% da massa original do granito, para um mesmo volume de rocha, o que justifica a maior densidade dos

greisens em relação ao granito. SiO_2 , TiO_2 e ETR foram, de modo geral, os elementos que apresentaram menor mobilidade, podendo, inclusive, ser considerados como imóveis. Entretanto, num dos pares topázio-granito/quartzo-topázio-siderofilita-greisen constatou-se comportamento diferente com indicação de imobilidade do Al_2O_3 . O comportamento imóvel de SiO_2 sugere que houve uma redistribuição de sílica no ambiente de formação do greisen.

Os componentes mais abundantes adicionados em quantidades expressivas foram, em ordem crescente de ganho em proporção, Fe_2O_{3t} , S, F e Zn. Por outro lado, Na_2O , MgO , CO_2 e K_2O foram, dentre os componentes principais, os que tiveram seus conteúdos mais reduzidos. A remoção quase total do Na_2O e um pouco menos acentuada de K_2O é uma das principais características do processo de formação de greisens. Este fato está intimamente relacionado à remoção de feldspato e a posterior formação de micas que fixa no greisen parte do K. O Rb é fortemente enriquecido no greisen devido à sua retenção na estrutura da siderofilita, enquanto que Ba e parte do Sr são removidos devido à desestabilização dos feldspatos. A relativa imobilidade de Ca pode estar relacionada à sua fixação na fluorita secundária.

Com exceção de Cu, Sn, Pb, Ta, Rb e U, que enriqueceram no sentido da greisenização, os demais elementos-traço empobreceram. O aumento de Cu e Pb estaria relacionado à formação de sulfetos. Os principais responsáveis pelo aumento de massa foram Fe_2O_{3t} , Sn, Zn, S, Cu e Pb, introduzidos nos sítios hidrotermais pelos fluidos.

Os elementos terras raras (ETR) revelaram pouca mobilidade e forneceram padrões muito similares aos dos granitos. De modo geral, constataram-se nos greisens teores semelhantes ou ligeiramente inferiores aos dos granitos. O maior empobrecimento de ETR ocorreu durante a formação do quartzo-topázio-siderofilita-greisen. No topázio-siderofilita-quartzo-greisen, os ETR leves diminuíram mais que os ETR pesados durante a greisenização.

Os dados de química mineral demonstraram que as micas dos greisens de Grota Rica são ricas em Li-Fe, tal com comumente se observa em micas relacionadas aos estágios residuais de fusões ricas em F, geradora de pegmatitos e greisens (BORGES; DALL'AGNOL; COSTI, 2003; HAAPALA, 1997; LOWELL; AHL, 2000). A mica marrom do topázio-granito foi classificada como annita transicionando para siderofilita; as micas dominantes nos greisens, como siderofilita e as micas pálidas tardias do greisen e veios de quartzo foram classificadas como zinnwaldita. A evolução destas micas deu-se com aumento nos teores de $^{\text{VI}}\text{Al}$, $^{\text{VI}}\square$, Li e Si.

A fase potássica predominante dos feldspatos alcalinos do topázio-granito e leucogranito pegmatóide é $\text{Or}_{93-98}\text{Ab}_{7-2}$. As lamelas de albita das pertitas e a albita intergranular exibem composições de $\text{Ab}_{95-99}\text{Or}_{0-5}\text{An}_{0-0,4}$.

As cassiteritas exibem cristais euédricos a subédricos, maclados, zonados e com forte pleocroísmo, com composições muito puras e baixos conteúdos de Nb e Ta, fortalecendo a hipótese de sua formação em condições hidrotermais.

Em linhas gerais, os processos de formação dos greisens em estudo são similares aqueles de formação dos greisens com topázio e siderofilita (tipo Gs 1; BORGES, 2002), com formação de condutos acessíveis à circulação de fluidos residuais ricos em F, SiO_2 , Sn, S, entre outros, que comandaram o processo de greisenização, nas diferentes variedades de granito do corpo Água Boa (topázio granito, biotita granito e granito rapakivi). Fluidos residuais do granito, pobres em F e ricos em sílica, geraram os veios de quartzo, que cortam os greisens.

REFERÊNCIAS

- ALMEIDA F.F.M., HASUI Y., BRITO NEVES B.B., FUCK R.A. Brazilian structural Provinces: An introduction. *Earth Sciences Reviews*, v.17, p. 1-29, 1981.
- ALMEIDA, M.E. *Evolução Geológica da porção centro-sul do escudo das Guianas com base no estudo Geoquímico, Geocronológico (Evaporação de b e U-Pb ID-TIMS em zircão) e isotópico (Nd-P) dos granitóides Paleoproterozóicos do sudeste de Roraima*. 2006. 227p. Tese de Doutorado - Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Belém, 2006.
- ALMEIDA, M.E.; MACAMBIRA, M.J.B.; FARIA, M.S.G. A granitogênese Paleoproterozóica do sul de Roraima. In: SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41, 2002. João Pessoa, *Anais*, 2002, p. 434.
- ARAÚJO NETO, H.; MOREIRA, H.L. *Projeto Estanho Abonari*: Relatório final. Manaus: DNPM; CPRM. v. 2, 1976.
- BASTOS NETO, A.C.; PEREIRA, V.P.; LIMA, E.F.; FERRON, J.M.T.; MINUZZI, O.R.R.; PRADO, M.; RONCHI, L.H.; FLORES, J.A.; FRANTZ, J.C.; PIRES, A.; PIEROSAN, R.; HOFF, R.; BOTELHO, N.F.; ROLIM, S.B.; ROCHA, F.; ULMAN, L. 2006. A Jazida de criolita da Mina Pitinga (Amazonas). In: MARINI, O.J.; QUEIROZ, E.T.; RAMOS, B.W. (orgs.). *Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia*. DNPM; CT-mineral FINEP; ADIMB. 1ªed. Brasília, 2005, p. 477-552.
- BORGES, R.M.K. *Petrografia e química mineral dos greisens associados ao Granito Água Boa - mina Pitinga (AM): Um estudo dos processos de formação de greisens*. 1997, 190 p. Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Petrologia) - Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Belém, 1997.
- BORGES, R.M.K. *Greisens e epissienitos potássicos associados ao Granito Água Boa, Pitinga (AM): um estudo dos processos hidrotermais geradores de mineralizações estaníferas*. 2002, 383p. Tese de Doutorado - Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Belém, 2002.
- BORGES, R.M.K.; DALL'AGNOL, R.; COSTI, H.T. Geologia, petrografia e química mineral das micas dos greisens estaníferos associados ao pluton Água Boa, Pitinga (Am). *Rev. Bras. Geoc*, v. 33, n.1, p. 51-62, 2003.

BOTELHO, N.F. Les ensembles granitiques subalcalins a perlaumineux mineralisés en Sn et In de la Sous-Province Parana, État de Goiás, Brésil. 1992, 344p. Tese (Doutorado em Geologia) - Université de Paris VI, Paris, 1992.

CERNÝ, P.; BURT, D.M. Paragenesis, crystallochemical characteristics, and geochemical evolution of micas in granite pegmatites. *In*: BAILEY, S.W. (Ed.) *Micas*. Blacksburg: Mineralogical Society of American, 1984. p. 257-298. (*Reviews in mineralogy*,13).

CESBRON, F.P. *Lanthanides, Tantalum and Niobium*. *In*: Möller R., Cerný P., Saupé F. (Ed.). *Mineralogy of the Rare Earth Elements*. Berlin, Springer-Verlag, 1989. p. 3-26.

COLLINS, W.J.; BEAMS, S.D.; WHITE, A.J.R.; CHAPPELL, B.W. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v.80, n.2, p.189-200, 1982.

COSTI, H.T. *Petrologia de granitos alcalinos com alto flúor mineralizados em metais raros: O exemplo do albita-granito da Mina Pitinga, Amazonas, Brasil*. 2000, 345p. Tese de Doutorado - Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Belém, 2000.

COSTI, H.T.; BORGES, R.M.K.; DALL'AGNOL, R. Primary mineralizations of the Pitinga Tin Province, Amazonian Craton, north Brazil. *In*: SGM, SECOND INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS, 2, *Extended Abstracts*. Salvador: [s.n.], 1997. p. 44-45.

COSTI, H.T.; BORGES, R.M.K.; DALL'AGNOL, R. Depósitos de estanho da Mina Pitinga, Estado do Amazonas. *In*: MARINI, O.J.; QUEIROZ, E.T.; RAMOS, B.W. (orgs.). *Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia*. DNPM;CT-mineral FINEP; ADIMB. 1ªed. Brasília, 2005, p. 391-475.

COSTI, H.T.; DALL'AGNOL, R.; BORGES, R.M.K.; MINUZZI, O.R.R.; TEIXEIRA, J.T. Tin-Bearing Sodic Episyenites Associated with the Proterozoic, A-Type Água Boa Granite, Pitinga Mine, Amazonian Craton, Brazil. *Gond. Res.*, v. 5, p. 435-451, 2002.

COSTI, H.T.; DALL'AGNOL, R.; MINUZZI, O.R.R.; TEIXEIRA, J.T. Tin-bearing sodic metasomatic episyenites associated with Água Boa Granite, Pitinga, Amazonian Craton, Brazil. *In*: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON RAPA-KIVI GRANITES AND RELATED ROCKS, 7, *Abstract*. Helsinki: [s.n.], 1996a, p.16.

COSTI, H.T.; DALL'AGNOL, R.; MINUZZI, O.R.R.; TEIXEIRA, J.T. Epissienitos sódicos mineralizados em estanho associados ao Granito Água Boa, Mina Pitinga, Amazonas. *In*: SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, *Anais*. Salvador: [s.n], 1996b, v. 6, p. 372-374.

COSTI, H.T.; DALL'AGNOL, R.; MOURA, C.A.V. Geology and Pb-Pb Geochronology of Paleoproterozoic Volcanic and Granitic rocks of Pitinga Province, Amazonian Craton, Northern Brazil. *Intern. Geol. Rev.*, v.42, p. 832-849, 2000.

COSTI, H.T.; HORBE, A.M.C.; BORGES, R.M.K.; DALL'AGNOL, R.; ROSSI, O.R.R.; SIGHNOLFI, G.P. Mineral chemistry of cassiterites from Pitinga Province, Amazonian Craton, Brazil. *Rev. Bras.Geoc.*, v. 30, p. 775-782, 2000.

DALL'AGNOL, R.; COSTI, H.T.; LEITE, A.A.S.; MAGALHÃES, M.S.; TEIXEIRA, N.P. Rapakivi granites from Brazil and Adjacent Areas. *Prec. Res.*, v. 95, p. 9-39, 1999.

DALL'AGNOL, R.; LAFON, J.M.; MACAMBIRA, M.J.B; Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian craton: Geochronological, Petrological and Geochemical Aspects. *Mineral. Petrol.*, v. 50, p. 113-138, 1994.

DALL'AGNOL, R.; TEIXEIRA, N.P.; MAGALHÃES, M.S. Diagnostic features of the Tin-specialized anorogenic granites of the Eastern Amazonian Region. *Anais Acad. Bras. Cienc.*, v.65, p. 33-50, 1993.

DAOUD W.K. *Granitos Estaníferos de Pitinga, Amazonas: Contexto Geológico e Depósitos Mineraiis Associados*. 1988, 194p. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Universidade de Brasília, Departamento de Geociências, Brasília, 1988.

DAOUD, W.K.; ANTONIETTO JR., A. Geologia do Granito Água Boa, Pitinga, AM. *In*: SBG, SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2, *Anais*. Belém: [s.n], 1985, v. 3, p. 17-33.

DYMEK, R.F. Titanium, aluminum and interlayer cation substitutions in biotite from high-grade gneisses, West Greenland. *American Mineralogist*, v.68, p. 880-899, 1983.

EVENSEN, N.M.; HAMILTON, P.J.; O'NIONS, R.K. Rare-earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 42, n.8, p. 1199-1212, 1978.

FARIA, M.S.G., LUZARDO, R.; PINHEIRO, S.S.; SILVA, L.C. Litoquímica e petrogênese do Granito Igarapé Azul – sudeste de Roraima. In: SBG, SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6, Manaus, *Boletim de resumos expandidos*, 1999, p. 577-580.

FEIO, G.R.L. *Caracterização petrográfica e mineralógica de epissienitos sódicos e greisens mineralizados em estanho associados ao granito Água Boa - Mina Pitinga/AM*. 2005, 65p. Trabalho de Conclusão de Curso (Geologia) - Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Belém, 2005.

FERRON, J.M.T.M. *Geologia regional, Geoquímica e Geocronologia Pb-Pb de rochas graníticas e vulcânicas paleoproterozóicas da Província Pitiga, Cráton Amazônico*. 2006, 331p. Tese (Doutorado em Geociências) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Porto Alegre, 2006.

FERRON, J.M.T.M.; NETO, A.C.B.; LIMA, E.F.; NARDI, L.V.S.; COSTI, H.T.; PIEROSAN, R.; PRADO, M. (SUBMETIDO). Petrology, Geochemistry and Geochronology of Paleoproterozoic volcanic and granitic rocks (1.89 to 1.88 Ga) of the Pitinga Province, Amazonas, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 2006.

FOSTER, M.D. Layer charge relations in the dioctahedral and trioctahedral micas. *Am. Mineral.*, v. 45, p. 383-398, 1960a.

FOSTER, M.D. Interpretation of the composition of lithium micas. Washington, *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 36p, 1960b.

FUCK, R.A.; PIMENTEL, M.M.; MACHADO, N.; DAOUD, W.K. Idade U-Pb do Granito Madeira, Pitinga (AM). In: SBGq, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, *Volume de Resumos Expandidos*, p. 246-249, 1993.

GIBBS, A. K.; BARRON, C. The Guiana shield reviewed. *Episodes*, v. 6, p. 7-14, 1983.

GRANT, J.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. 47-65, 1967.

GUIDOTTI, C.V. Micas in Metamorphic rocks. In: BAILEY, S.W. (Ed). *Micas*. Blacksburg: Mineralogical Society of American, 1984. p. 357-467 (*Reviews in Mineralogy*,13).

HAAPALA, I. Magmatic and postmagmatic processes in tin-mineralized granites: topaz bearing leucogranite in the Eurajoki Rapakivi Granite stock, Finland. *Jour. Petrol.*, v. 12, p. 1645-1649, 1997.

HIBBARD, M.J. *Petrography to Petrogenesis*. Prentice Hall, New Jersey. 1995, 587p.

HORBE, M.A.; HORBE, A.C.; COSTI, H.T.; TEIXEIRA, J.T. Geochemical characteristics of cryolite-tin-bearing granites from Pitinga Mine, northwestern Brazil - A review. *J. Geochem. Explor.*, v. 40, p. 227-249, 1991.

KRETZ, R. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, v. 68, p. 277-279, 1983.

KUHNE, R.; WASTERNAK, J.; SCHULZE, H. Post-magmatische Metasomatose im Endo-Exokontakt der jüngeren postkinematischen Granite des Erzgebirges. *Geologie*, v. 21, p. 494-520, 1972.

LAMARÃO, C.N.; DALL'AGNOL, R.; SOLEDADE, G.L.; BARRETO, C.J.S. Um estudo preliminar de variações composicionais de zircão em granitóides do Cráton Amazônico e suas aplicações. In: SBG, SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, *Cdrom*, 2006.

LEITE JR., W.B. A Suíte Intrusiva Santa Clara (RO) e a mineralização primária polimetálica (Sn, W, Nb, Ta, Zn, Cu e Pb) associada. 2002, 305p. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, São Paulo, 2002.

LENHARO, S.L.R. *Evolução magmática e modelo metalogenético dos granitos mineralizados da região de Pitinga, Amazonas, Brasil*. 1998, 290p. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, Escola Politécnica, São Paulo, 1998.

LENHARO, S.L.R.; MOURA, M.A.; BOTELHO, N.F. Petrogenetic and mineralization processes in Paleo to Mesoproterozoic rapakivi granites: examples from Pitinga and Goiás, Brazil. *Precambrian Research*, v. 119, p. 277-299, 2002.

LENHARO, S.L.R.; POLLARD, P.J.; BORN, H. Petrology and textural evolution of granites associated with tin and rare-metals mineralization at the Pitinga mine, Amazonas, Brazil. *Lithos*, v. 66, p. 37-61, 2003.

LENHARO, S.L.R.; POLLARD, P.J.; BORN, H.; COSTI, H.T. Topaz-bearing porphyritic phases within the Água Boa granite, Pitinga tin mine, Amazonas, north Brazil. *In: SGM, SECOND INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATES MINERALIZATIONS, Extended Abstracts*, p. 60-61, 1997.

LENTZ, D.R.; GREGOIRE, C. Petrology and mass-balance constraints on major, trace, and rare-earth-element mobility in porphyrygreisen alteration associated with the epizonal True Hill granite, southwestern New Brunswick, Canada. *Journal of Geochemical Exploration*, v. 52, p. 303-33, 1995.

LIMA, M.I.C.; MONTALVÃO, R.M.G.; ISSLER, R.S.; OLIVEIRA, A. DE S.; BASEI, M.A.S.; ARAÚJO, H.J.T. de; SILVA, G.G. *Folha NA/NB 22 Macapá*. Rio de Janeiro: MME; DNPM. v. 6, 1974.

LOISELLE, M.C.; WONES, D.R. Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geol. Soc. Am. Abst. Prog.*, v. 11, p. 468, 1979.

LOWELL, G.R. The Butler Hill Caldera: a mid-Proterozoic ignimbrite-granite complex. *Prec. Res.*, v. 51, p. 245-263, 1991.

LOWELL, G.R.; AHL, M. Chemistry of dark zinnwaldite from Bom Futuro tin mine, Rondônia, Brazil. *Mineralogical Magazine*; v. 64, n. 4, p. 699-709, 2000.

MACHADO, F.B.; MOREIRA, C.A.; ZANARDO, A.; ANDRE, A.C.; GODOY, A.M.; FERREIRA, J. A.; GALEMBECK, T.; NARDY, A.J.R.; ARTUR, A.C.; OLIVEIRA, M.A.F.de. Enciclopédia Multimídia de Minerais e Atlas de Rochas. [on-line]. Disponível na Internet via WWW. URL: <http://www.rc.unesp.br/museudpm>. Arquivo capturado em 25 de abril de 2007.

MACKENZIE, W.S.; DONALDSON, C.H.; GUILFORD, C. Atlas of igneous rocks and their textures. *Logman Scientific and Technical.*, New York, John Wiley and Sons, 148p, 1982.

MINUZZI, O.R.R. *Gênese e Evolução da mineralização de criolita, pirocloro e columbita da subfácies albita-granito de núcleo, Mina Pitinga, Amazonas, Brasil*. 2005. 181p. Tese

(Doutorado em Geociências), Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Porto Alegre, 2005.

MONIER, G.; ROBERT, J. Evolution of the miscibility gap between muscovite and biotite solid solutions with increased lithium content: An experimental study in the system $K_2O-Li_2O-MgO-FeO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-HF$ at $600^\circ C$, 2Kbar PH_2O : Comparison with natural lithium micas. *Mineral. Mag.*, v. 50; p. 641-651, 1986.

MOURA, M.A. *A Zona Greisenizada Principal do Maciço Estanífero Mangabeira (Go): Geologia, Petrologia e Ocorrência de Índio (In)*. 1993, 320p. Dissertação (Mestrado), Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, Brasília, 1993.

MOURA, M.A.; BOTELHO, N.F. Estudo de micas litínicas e sua importância para a caracterização das rochas da zona greisenizada principal do Maciço Estanífero de Mangabeira, GO. *Boletim de Geociências do Centro-oeste*, v.17, p. 39-48, 1994.

NACHIT, H. *Contribution à la typologie des granitoides, Petrogenèse et pétrologie structurale du batholite Panafricain du cercle de Tafrouste (boutonnière de Kerdous, Anti-Atlas occidental, Maroc)*. 1994, 465p. Thèse d'Etat, Université Ibhou Zohor, Agadir, 1994.

NOCKOLDS, S.R. The relation between chemical composition and paragenesis in the biotite micas of igneous rocks. *Am. Jour. Sci.*, v. 245, n. 7, p. 401-420, 1947.

OLIVEIRA, M.J.R.; ALMEIDA, M.E.; LUZARDO, R.; FARIA, M.S.G. Litogeoquímica da Suíte Intrusiva Água Branca – SE de Roraima. In: SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, *Anais*, v. 2, p. 213-216, 1996.

OLIVEIRA, A.S.; FERNANDES, C.S.C.; ISSLER, R.S.; MONTALVÃO, R.M.G. DE, TEIXEIRA, W. *Geologia da folha NA 21 – Tumucumaque e parte da folha NB 21*. Rio de Janeiro: MME; DNPM. v. 9, p. 21-118, 1975.

RIEDER, M.; CAVAZZINI, G.; D'YAKONOV, Y.S.; FRANK-KAMENETSKII, V.A.; GOTTARDI, G.; GUGGENHEIM, S.; KOVAL, P.; MÜLLER, G.; NEIVA, A.M.R.; RADOSLOVICH, E.W.; ROBERT, J.L.; SASSI, F.P.; TAKEDA, H.; WEISS, Z.; WONES, D.R. Nomenclature of the micas. *The Canadian Mineralogist*, v. 36, p. 905-912, 1998.

ROLLINSON, H. *Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation*. [s.l.]: Longman group UK Ltd., 351 p, 1993.

SANTOS, J.O.S.; HARTMANN, L.A.; MCNAUGHTON, N.J.; FLETCHER, I.R. Timing of mafic magmatism in the Tapajós Province (Brazil) and implications for the evolution of the Amazon Craton: Evidence from baddeleyite and zircon U-Pb SHRIMP geochronology. *Jour.South Am. Ear. Sci.*, v. 15, p. 409-429, 2002.

SCHERBA, G.N. Greisens. *Int. Geol. Rev.*, v. 12, p. 114-150, 239-259, 1970.

SMITH, J.V.; BROWN, W.L. *Feldspar minerals*. 2^a ed., Springer- Berlin/Verlag, 828p, 1988.

SOLEDADE, G.L. *Estudo através de Microscopia Eletrônica de Varredura em zircões de Granitóides e rochas hidrotermalizadas mineralizados a cassiterita, Província Estanífera de Pitinga - AM*. Relatório de Iniciação Científica, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, em preparação.

STEMPROK, M. Greisenization (a review). *Geol. Rund.*, v. 76, n.1, p. 169-175, 1987.

STONE, M.; EXLEY, C.S.; GEORGE, M.C. Compositions of troctahedral micas in the Cornubian batholith. *Mineral. Mag.*, v. 52, p. 175-182, 1988.

STRECKEISEN, A. To each plutonic rocks its proper name. *Earth Sci. Rev.*, v.12, p.1-33, 1976.

SUN, S.; YU, J. Fe-Li micas: a new approach to the substitution series. *Mineral. Mag.* v. 63, n.6, p. 933-945, 1999.

TASSINARI, C.C.G.; MACAMBIRA, M.A. Evolução Tectônica do Craton Amazônico. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO NEVES, B.B. de. (Org.). *Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da obra de F.F.M. de Almeida*. São Paulo: BECA, 2004, p. 471-486.

TAYLOR, R.G. *Geology of tin deposits*. Amsterdam: Elsevier, 1979, 543p.

TAYLOR, R.P.; FRYER, B.J. Rare-earth lithogeochemistry of granitoid mineral deposits. *CIM Bull.*, v. 76, p. 74-84, 1983.

TEIXEIRA, N.P. *Contribuição ao estudo das rochas granitóides e mineralizações associadas da Suite Intrusiva Velho Guilherme, Província Estanífera do Sul do Pará*. 1999, 508p. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, São Paulo, 1999.

TINDLE, A.G.; WEBB, P.C. Estimation of lithium contents in trioctahedral micas using microprobe data: application to micas from granitic rocks. *European Journal of Mineralogy*, v. 2, p. 595-610, 1990.

TISCHENDORF, G. Geochemical and Petrographic characteristics of silic magmatic rocks associated with rare-elements mineralization. In: STEMPROK, M.S.; BURNOL, L.; TISCHENDORF, G. (Eds.) Metallization associated with acid magmatism. Inter. Geol. Corr. Program., Prague, 1977, 2, p. 41-96.

TISCHENDORF, G.; GOTTESMANN, B.; FORSTER, H.J.; TRUMBULL, R.B. On Li-bearing micas: Estimating Li from electron microprobe analysis and an improved diagram for graphical representation. *Mineralogical Magazine*, v. 61, p. 809-834, 1997.

TISCHENDORF, G.; RIEDER, M.; FORSTER, H.J.; GOTTESMANN, B.; GUIDOTTI, C.V. A new graphical presentation and subdivision of potassic micas. *Mineral. Rev.* v. 68, n. 4, p. 649-667, 2004.

TUTTLE, O.F.; BOWEN, N.L. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. [s.l:s.n], 153p, 1958 (*Geol. Soc. Amer.*, Memoir, 74).

VALÉRIO, C. da S. *Magmatismo Paleoproterozóico do extremo sul do Escudo das Guianas, Município de Presidente Figueiredo (AM): geologia, geoquímica e geocronologia Pb-Pb*. 2006, 215p. Dissertação (Mestrado em Geociências), Universidade Federal do Amazonas, Manaus, 2006.

VEIGA JR., J.P.; NUNES, A.C.B.; SOUZA, E.C.D.; SANTOS, J.O.S.; AMARAL, J.E. de; PESSOA, M.R.; SOUZA, S.A.S. *Projeto Sulfetos de Uatumã: Relatório final*. Manaus. In: MME; DNPM, v. 2, 1979.

WHALEN, 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.

WILLIAMS, H.; TURNER, F.J.; GILBERT, C.H. *Petrography: An Introduction to the study of rocks in thin section*. 2^a ed., San Francisco, W.H. Freeman and Company, 406p. 1982.

ANEXOS

Tabela anexo 6.2 - Análises químicas representativas de siderofilita dos greisens, da área Grota Rica do pluton Água Boa

Amostra	GrR-24,30	GrR-24,30	GrR-24,30	GrR-40,40	GrR-40,40	GrR-40,40	GrR-40,40	GrR-40,40	GrR-40,40	GrR-40,40	GrR-40,40	GrR-40,40	GrR-43,93	GrR-43,93	GrR-43,93	GrR-43,93	GrR-43,93	GrR-43,93	GrR-43,93
	1(1)	1(4)	4(1)	5(1)	5(2)	6(1)	8(1)	8(2)	8(3)	9(1)	9(2)	9(3)	3(1)	1(2)	1(3)	1(4)	2(1)	2(2)	2(3)
SiO ₂	38,80	37,85	38,88	37,53	37,99	39,92	39,44	37,60	37,01	38,04	37,75	37,43	39,43	38,47	39,54	38,44	39,16	39,23	38,84
TiO ₂	0,16	0,30	0,18	0,19	0,16	0,20	0,17	0,16	0,18	0,20	0,23	0,25	0,39	0,32	0,21	0,20	0,26	0,18	0,17
Al ₂ O ₃	21,24	21,24	20,94	20,24	20,50	21,02	20,77	20,44	20,01	20,73	20,63	20,32	20,97	21,03	20,89	21,11	21,18	21,13	21,28
FeO	20,21	22,11	20,07	23,07	22,20	19,56	20,91	22,71	23,89	22,35	23,42	23,52	19,49	21,84	19,00	21,55	19,64	20,50	20,56
MnO	1,38	1,35	1,23	1,06	1,06	0,95	0,94	0,99	1,00	0,91	1,04	0,97	1,36	1,50	1,49	1,65	1,63	1,65	1,58
MgO	0,07	0,09	0,08	0,06	0,06	0,07	0,08	0,06	0,08	0,09	0,09	0,10	0,12	0,10	0,11	0,10	0,11	0,10	0,07
CaO	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01
Na ₂ O	0,02	0,11	0,10	0,06	0,13	0,10	0,01	0,09	0,09	0,10	0,13	0,03	0,08	0,14	0,20	0,09	0,10	0,13	0,11
K ₂ O	9,65	9,58	9,37	9,52	9,39	9,75	9,55	9,42	9,26	9,60	9,62	9,51	9,73	10,04	9,99	9,73	9,41	9,84	9,68
F	2,82	2,91	2,71	3,06	2,52	3,43	3,53	2,90	2,82	2,85	3,28	2,33	2,80	2,68	3,56	3,46	3,18	3,16	3,37
Li ₂ O	1,58	1,31	1,61	1,22	1,35	1,91	1,77	1,24	1,07	1,36	1,28	1,19	1,77	1,49	1,80	1,48	1,69	1,71	1,60
Cl	0,05	0,06	0,06	0,12	0,10	0,06	0,09	0,14	0,13	0,09	0,12	0,13	0,03	0,05	0,03	0,05	0,04	0,03	0,07
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,05	0,00	0,04	0,00	0,05	0,03	0,00	0,06	0,06	0,03	0,00
ZnO	0,24	0,04	0,06	0,32	0,29	0,24	0,27	0,25	0,29	0,25	0,29	0,32	0,41	0,23	0,12	0,17	0,19	0,13	0,06
Total	96,21	96,94	95,28	96,47	95,75	97,20	97,50	96,00	95,85	96,56	97,92	96,08	96,63	97,92	96,94	98,08	96,66	97,80	97,41
O ≡ F	1,19	1,23	1,14	1,29	1,06	1,44	1,49	1,22	1,19	1,20	1,38	0,98	1,18	1,13	1,50	1,45	1,34	1,33	1,42
O ≡ Cl	0,01	0,01	0,01	0,03	0,02	0,01	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
TOTAL	95,01	95,71	94,12	95,16	94,67	95,74	95,99	94,75	94,64	95,34	96,51	95,07	95,45	96,78	95,43	96,61	95,31	96,47	95,97
Fórmula estrutural calculada com base em 22 átomos de oxigênio																			
Si	5,96	5,85	6,01	5,88	5,92	6,06	6,02	5,89	5,85	5,90	5,84	5,85	6,01	5,87	6,04	5,89	5,99	5,96	5,94
^{IV} Al	2,04	2,15	1,99	2,12	2,08	1,94	1,98	2,11	2,15	2,10	2,16	2,15	1,99	2,13	1,96	2,11	2,01	2,04	2,06
Sítio Tetr.	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	8,00	8,00	8,00
Ti	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,04	0,04	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02
^{VI} Al	1,81	1,71	1,82	1,62	1,68	1,82	1,75	1,66	1,58	1,68	1,60	1,60	1,78	1,66	1,81	1,70	1,81	1,75	1,77
Fe	2,60	2,86	2,59	3,02	2,89	2,48	2,67	2,97	3,16	2,90	3,03	3,07	2,48	2,79	2,43	2,76	2,51	2,61	2,63
Zn	0,03	0,00	0,01	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,05	0,03	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01
Mn	0,18	0,18	0,16	0,14	0,14	0,12	0,12	0,13	0,13	0,12	0,14	0,13	0,18	0,19	0,19	0,21	0,21	0,21	0,21
Mg	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Li	0,98	0,81	1,00	0,77	0,85	1,16	1,08	0,78	0,68	0,85	0,80	0,75	1,08	0,91	1,10	0,91	1,04	1,04	0,98
Sítio Oct.	5,62	5,62	5,61	5,62	5,62	5,65	5,69	5,60	5,62	5,62	5,65	5,64	5,63	5,64	5,59	5,66	5,64	5,67	5,63
Vacância VI	0,38	0,38	0,39	0,38	0,38	0,35	0,31	0,40	0,38	0,38	0,35	0,36	0,37	0,36	0,41	0,34	0,36	0,33	0,37
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	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,03	0,03	0,02	0,04	0,03	0,00	0,03	0,03	0,03	0,04	0,01	0,02	0,04	0,06	0,03	0,03	0,04	0,03
K	1,89	1,89	1,85	1,90	1,87	1,89	1,86	1,88	1,87	1,90	1,90	1,90	1,89	1,96	1,95	1,90	1,84	1,91	1,89
Ba	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	0,00	0,00	0,00
Sítio A	1,90	1,92	1,88	1,92	1,91	1,92	1,86	1,91	1,90	1,93	1,94	1,90	1,92	2,00	2,01	1,93	1,87	1,95	1,92
Vacância A	0,10	0,08	0,12	0,08	0,09	0,08	0,14	0,09	0,10	0,07	0,06	0,10	0,08	0,00	-0,01	0,07	0,13	0,05	0,08
F	1,37	1,42	1,32	1,51	1,24	1,64	1,70	1,44	1,41	1,40	1,61	1,15	1,35	1,30	1,72	1,67	1,54	1,52	1,63
Cl	0,01	0,01	0,01	0,03	0,03	0,01	0,02	0,04	0,03	0,02	0,03	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
total	1,39	1,44	1,34	1,55	1,27	1,66	1,72	1,48	1,44	1,42	1,64	1,18	1,36	1,31	1,73	1,69	1,55	1,52	1,65
OH	0,61	0,56	0,66	0,45	0,73	0,34	0,28	0,52	0,56	0,58	0,36	0,82	0,64	0,69	0,27	0,31	0,45	0,48	0,35
Total	16,91	16,98	16,83	17,09	16,80	17,22	17,27	16,99	16,98	16,98	17,22	16,72	16,91	16,95	17,33	17,28	17,06	17,14	17,20
O ≡ F	0,58	0,60	0,56	0,64	0,52	0,69	0,72	0,61	0,59	0,59	0,68	0,48	0,57	0,55	0,72	0,71	0,65	0,64	0,69
O ≡ Cl	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	16,33	16,38	16,27	16,45	16,28	16,53	16,56	16,38	16,37	16,39	16,55	16,24	16,34	16,40	16,60	16,57	16,41	16,50	16,52
Al	3,85	3,87	3,81	3,74	3,76	3,76	3,73	3,77	3,73	3,79	3,76	3,74	3,77	3,78	3,76	3,81	3,82	3,78	3,83
Fe/(Fe+Mg)	0,99	0,99	0,99	1,00	1,00	0,99	0,99	1,00	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99

* Cálculo de Li₂O segundo a equação Li₂O=(0,287*SiO₂)-9,552 (Tindle & Webb 1990) para as micas trioctáedricas.

Tabela anexo 6.3 - Análises químicas representativas de siderofilita dos greisens, da área Grota Rica do pluton Água Boa

Amostra	GrR-43,93	GrR-43,93	GrR-43,93	GrR-49,93	GrR-49,93	GrR-49,93	GrR-49,93	GrR-49,93	GrR-54,31	GrR-54,31	GrR-54,31	GrR-54,31	GrR-54,31	GrR-54,31	GrR-54,31	GrR-54,31	GrR-54,31	GrR-54,31	GrR-54,31
	4(3)	6(1)	6(2)	4(1)	8(1)	10(1)	10(2)	10(3)	2(2)	3(1)	3(2)	3(3)	3(4)	3(5)	5(1)	5(2)	6(1)	6(2)	6(3)
SiO ₂	39,08	38,73	39,58	38,98	38,09	38,18	38,05	37,34	37,94	38,24	37,84	39,51	37,93	38,00	38,89	38,11	37,70	39,60	39,17
TiO ₂	0,23	0,22	0,22	0,32	0,46	0,41	0,37	0,39	0,26	0,34	0,36	0,16	0,30	0,28	0,36	0,29	0,41	0,35	0,18
Al ₂ O ₃	21,04	21,22	21,33	20,56	20,64	20,35	20,47	20,41	20,64	20,71	20,47	20,79	20,69	20,54	20,79	20,61	20,74	21,17	21,07
FeO	20,81	21,05	19,74	20,24	22,31	23,58	21,99	23,44	22,71	22,30	23,58	19,91	22,69	22,71	21,63	23,33	22,81	21,23	20,99
MnO	1,63	1,63	1,60	1,11	0,99	1,16	1,09	1,14	1,30	1,37	1,24	1,17	1,34	1,37	1,35	1,38	1,23	1,32	1,21
MgO	0,11	0,08	0,11	0,13	0,16	0,16	0,15	0,15	0,08	0,09	0,08	0,07	0,08	0,10	0,09	0,10	0,08	0,11	0,07
CaO	0,00	0,02	0,02	0,01	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Na ₂ O	0,04	0,15	0,19	0,07	0,11	0,12	0,01	0,13	0,15	0,13	0,09	0,04	0,10	0,11	0,13	0,11	0,09	0,12	0,11
K ₂ O	9,82	9,77	9,66	9,68	9,57	9,48	9,36	9,51	9,59	9,76	9,55	9,67	9,50	9,57	9,73	9,64	9,54	9,77	9,64
F	3,07	3,09	3,86	3,61	2,36	2,52	2,74	2,67	2,77	2,63	2,71	3,01	3,03	3,32	2,82	2,85	2,74	2,82	3,35
Li ₂ O	1,66	1,56	1,81	1,64	1,38	1,40	1,37	1,17	1,34	1,42	1,31	1,79	1,33	1,35	1,61	1,39	1,27	1,81	1,69
Cl	0,06	0,03	0,02	0,06	0,06	0,11	0,09	0,10	0,07	0,09	0,10	0,07	0,08	0,10	0,07	0,10	0,10	0,07	0,06
BaO	0,01	0,05	0,00	0,06	0,00	0,03	0,00	0,03	0,00	0,08	0,00	0,00	0,09	0,00	0,09	0,00	0,01	0,10	0,07
ZnO	0,25	0,12	0,17	0,19	0,14	0,33	0,40	0,51	0,15	0,09	0,06	0,04	0,20	0,23	0,17	0,15	0,05	0,07	0,09
Total	97,81	97,70	98,30	96,65	96,26	97,82	96,12	96,98	96,98	97,25	97,40	96,22	97,36	97,67	97,72	98,05	96,77	98,54	97,69
O ≡ F	1,29	1,30	1,62	1,52	0,99	1,06	1,15	1,12	1,16	1,11	1,14	1,27	1,28	1,40	1,19	1,20	1,15	1,19	1,41
O ≡ Cl	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01
TOTAL	96,51	96,40	96,67	95,12	95,25	96,73	94,95	95,83	95,80	96,12	96,23	94,94	96,07	96,25	96,51	96,83	95,60	97,34	96,27
Fórmula estrutural calculada com base em 22 átomos de oxigênio																			
Si	5,95	5,91	5,99	6,01	5,89	5,86	5,91	5,82	5,87	5,88	5,85	6,05	5,87	5,88	5,93	5,85	5,85	5,95	5,97
^{IV} Al	2,05	2,09	2,01	1,99	2,11	2,14	2,09	2,18	2,13	2,12	2,15	1,95	2,13	2,12	2,07	2,15	2,15	2,05	2,03
Sítio Tetr.	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	8,00	8,00	8,00
Ti	0,03	0,02	0,02	0,04	0,05	0,05	0,04	0,05	0,03	0,04	0,04	0,02	0,03	0,03	0,04	0,03	0,05	0,04	0,02
^{VI} Al	1,72	1,73	1,79	1,75	1,65	1,54	1,66	1,56	1,64	1,64	1,58	1,80	1,64	1,62	1,67	1,58	1,64	1,70	1,75
Fe	2,65	2,69	2,50	2,61	2,88	3,03	2,86	3,05	2,94	2,87	3,05	2,55	2,93	2,94	2,76	3,00	2,96	2,67	2,68
Zn	0,03	0,01	0,02	0,02	0,02	0,04	0,05	0,06	0,02	0,01	0,01	0,00	0,02	0,03	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01
Mn	0,21	0,21	0,21	0,14	0,13	0,15	0,14	0,15	0,17	0,18	0,16	0,15	0,18	0,18	0,17	0,18	0,16	0,17	0,16
Mg	0,02	0,02	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02
Li	1,02	0,96	1,10	1,01	0,86	0,87	0,86	0,73	0,83	0,88	0,81	1,10	0,83	0,84	0,99	0,86	0,79	1,10	1,04
Sítio Oct.	5,68	5,64	5,67	5,61	5,63	5,71	5,64	5,64	5,65	5,63	5,67	5,64	5,65	5,66	5,67	5,69	5,62	5,71	5,66
Vacância VI	0,32	0,36	0,33	0,39	0,37	0,29	0,36	0,36	0,35	0,37	0,33	0,36	0,35	0,34	0,33	0,31	0,38	0,29	0,34
Ca	0,00	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	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,01	0,04	0,06	0,02	0,03	0,03	0,00	0,04	0,04	0,04	0,03	0,01	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,04	0,03
K	1,91	1,90	1,86	1,90	1,89	1,86	1,85	1,89	1,89	1,91	1,88	1,89	1,87	1,89	1,89	1,89	1,89	1,87	1,87
Ba	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	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Sítio A	1,92	1,95	1,92	1,93	1,92	1,89	1,86	1,93	1,94	1,96	1,91	1,90	1,91	1,92	1,93	1,92	1,92	1,91	1,91
Vacância A	0,08	0,05	0,08	0,07	0,08	0,11	0,14	0,07	0,06	0,04	0,09	0,10	0,09	0,08	0,07	0,08	0,08	0,09	0,09
F	1,48	1,49	1,85	1,76	1,15	1,22	1,35	1,31	1,35	1,28	1,33	1,46	1,48	1,62	1,36	1,38	1,34	1,34	1,62
Cl	0,01	0,01	0,00	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02
total	1,49	1,50	1,85	1,78	1,17	1,25	1,37	1,34	1,37	1,30	1,35	1,48	1,50	1,65	1,38	1,41	1,37	1,36	1,63
OH	0,51	0,50	0,15	0,22	0,83	0,75	0,63	0,66	0,63	0,70	0,65	0,52	0,50	0,35	0,62	0,59	0,63	0,64	0,37
Total	17,09	17,10	17,44	17,31	16,72	16,85	16,88	16,91	16,95	16,90	16,93	17,02	17,06	17,23	16,98	17,02	16,91	16,98	17,20
O ≡ F	0,62	0,63	0,78	0,74	0,49	0,51	0,57	0,55	0,54	0,56	0,61	0,62	0,68	0,57	0,58	0,57	0,56	0,68	
O ≡ Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	
TOTAL	16,46	16,47	16,66	16,57	16,23	16,34	16,31	16,35	16,38	16,36	16,37	16,40	16,44	16,54	16,40	16,44	16,34	16,41	16,52
Al	3,77	3,82	3,80	3,74	3,76	3,68	3,75	3,75	3,77	3,76	3,73	3,75	3,77	3,74	3,74	3,73	3,79	3,75	3,78
Fe/(Fe+Mg)	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99

* Cálculo de Li₂O segundo a equação $Li_2O = (0,287 * SiO_2) - 9,552$ (Tindle & Webb 1990) para as micas trioctaédricas.

Tabela anexo 6.4 - Análises químicas representativas de siderofilita dos greisens, da área Grota Rica do pluton Água Boa

Amostra	GrR-54,31	GrR-54,31	GrR-54,31	GrR-54,31	GrR-54,31	GrR-54,31	GrR-54,31	GrR-54,31	GrR-54,31	GrR-54,31	GrR-54,31	GrR-54,31	GrR-54,47	GrR-54,47	GrR-54,47	GrR-54,47	GrR-54,47	GrR-54,47	GrR-54,47
	6(4)	6(6)	7(1)	7(2)	7(3)	7(4)	8(1)	8(2)	8(3)	8(4)	8(5)	8(6)	2(1)	2(2)	2(3)	2(4)	3(1)	3(2)	3(3)
SiO ₂	38,16	38,37	37,79	38,01	37,78	37,63	36,53	37,98	37,71	37,54	37,22	37,48	38,53	38,46	36,26	37,91	38,07	39,51	37,42
TiO ₂	0,26	0,14	0,31	0,44	0,34	0,36	0,48	0,43	0,47	0,48	0,41	0,49	0,24	0,17	0,22	0,23	0,26	0,20	0,36
Al ₂ O ₃	20,82	21,16	20,36	20,78	20,58	20,46	20,62	20,76	20,49	20,83	20,66	20,12	20,33	20,53	19,99	20,14	20,55	20,70	20,33
FeO	23,07	22,15	23,93	22,39	23,47	24,28	23,67	24,03	24,01	23,30	23,63	24,44	20,37	20,44	23,63	21,41	20,78	19,99	22,68
MnO	1,30	1,38	1,28	1,21	1,37	1,23	1,24	1,21	1,30	1,17	1,29	0,93	1,15	1,16	1,20	1,16	1,11	1,11	1,15
MgO	0,08	0,11	0,10	0,07	0,08	0,07	0,06	0,09	0,08	0,10	0,09	0,08	0,09	0,10	0,08	0,09	0,08	0,09	0,10
CaO	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,01	0,08	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,11	0,09	0,15	0,13	0,11	0,16	0,09	0,08	0,08	0,09	0,05	0,12	0,09	0,04	0,14	0,06	0,07	0,15	0,14
K ₂ O	9,68	9,73	9,50	9,59	9,71	9,29	9,60	9,76	9,75	9,81	9,50	9,60	9,42	9,54	9,10	9,45	9,31	9,49	9,26
F	2,92	3,00	2,50	2,86	2,76	2,63	2,84	2,82	2,45	2,12	2,94	2,52	2,89	2,72	2,46	3,13	3,24	3,20	2,90
LiO ₂	1,40	1,46	1,29	1,36	1,29	1,25	0,93	1,35	1,27	1,22	1,13	1,20	1,51	1,49	0,85	1,33	1,37	1,79	1,19
Cl	0,09	0,06	0,10	0,10	0,10	0,10	0,09	0,11	0,09	0,08	0,08	0,08	0,05	0,08	0,12	0,10	0,04	0,72	0,10
BaO	0,13	0,02	0,02	0,02	0,09	0,09	0,04	0,09	0,07	0,12	0,16	0,04	0,05	0,00	0,06	0,07	0,00	0,07	0,03
ZnO	0,13	0,25	0,15	0,21	0,10	0,03	0,16	0,23	0,28	0,10	0,18	0,05	0,16	0,06	0,16	0,07	0,07	0,15	0,11
Total	98,15	97,91	97,46	97,15	97,78	97,64	96,34	98,94	98,06	97,02	97,34	97,16	94,88	94,79	94,27	95,14	94,95	97,16	95,76
O ≡ F	1,23	1,26	1,05	1,20	1,16	1,11	1,19	1,19	1,03	0,89	1,24	1,06	1,22	1,15	1,03	1,32	1,37	1,35	1,22
O ≡ Cl	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,03	0,02	0,01	0,16	0,02
TOTAL	96,90	96,63	96,39	95,93	96,60	96,50	95,13	97,73	97,01	96,11	96,08	96,08	93,65	93,62	93,20	93,80	93,57	95,65	94,51
Fórmula estrutural calculada com base em 22 átomos de oxigênio																			
Si	5,85	5,87	5,84	5,87	5,83	5,82	5,76	5,80	5,81	5,80	5,80	5,83	6,02	6,00	5,82	5,97	5,98	6,00	5,88
^{IV} Al	2,15	2,13	2,16	2,13	2,17	2,18	2,24	2,20	2,19	2,20	2,20	2,17	1,98	2,00	2,18	2,03	2,02	2,00	2,12
Sítio Tetr.	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	8,00	8,00	8,00
Ti	0,03	0,02	0,04	0,05	0,04	0,04	0,06	0,05	0,05	0,06	0,05	0,06	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02	0,04
^{VI} Al	1,62	1,69	1,55	1,64	1,58	1,55	1,59	1,54	1,52	1,59	1,59	1,52	1,76	1,78	1,60	1,70	1,78	1,71	1,64
Fe	2,96	2,84	3,09	2,89	3,03	3,14	3,12	3,07	3,09	3,01	3,08	3,18	2,66	2,67	3,17	2,82	2,73	2,54	2,98
Zn	0,01	0,03	0,02	0,02	0,01	0,00	0,02	0,03	0,03	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01
Mn	0,17	0,18	0,17	0,16	0,18	0,16	0,17	0,16	0,17	0,15	0,17	0,12	0,15	0,15	0,16	0,16	0,15	0,14	0,15
Mg	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Li	0,86	0,90	0,80	0,84	0,80	0,78	0,59	0,83	0,79	0,76	0,71	0,75	0,95	0,93	0,55	0,84	0,87	1,09	0,75
Sítio Oct.	5,67	5,67	5,69	5,62	5,65	5,68	5,56	5,70	5,68	5,61	5,63	5,65	5,59	5,58	5,55	5,57	5,57	5,54	5,60
Vacância VI	0,33	0,33	0,31	0,38	0,35	0,32	0,44	0,30	0,32	0,39	0,37	0,35	0,41	0,42	0,45	0,43	0,43	0,46	0,40
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03	0,05	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,04	0,03	0,01	0,04	0,02	0,02	0,04	0,04
K	1,89	1,90	1,87	1,89	1,91	1,83	1,93	1,90	1,92	1,93	1,89	1,90	1,88	1,90	1,86	1,90	1,86	1,84	1,86
Ba	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sítio A	1,93	1,93	1,92	1,93	1,95	1,89	1,96	1,93	1,94	1,98	1,91	1,94	1,91	1,91	1,91	1,92	1,89	1,89	1,90
Vacância A	0,07	0,07	0,08	0,07	0,05	0,11	0,04	0,07	0,06	0,02	0,09	0,06	0,09	0,09	0,09	0,08	0,11	0,11	0,10
F	1,42	1,45	1,22	1,39	1,34	1,29	1,41	1,36	1,19	1,03	1,45	1,24	1,43	1,34	1,25	1,56	1,61	1,54	1,44
Cl	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,03	0,03	0,01	0,19	0,03
total	1,44	1,47	1,25	1,42	1,37	1,31	1,44	1,39	1,22	1,05	1,47	1,26	1,44	1,37	1,28	1,59	1,62	1,72	1,47
OH	0,56	0,53	0,75	0,58	0,63	0,69	0,56	0,61	0,78	0,95	0,53	0,74	0,56	0,63	0,72	0,41	0,38	0,28	0,53
Total	17,05	17,06	16,85	16,97	16,98	16,89	16,96	17,02	16,84	16,64	17,01	16,86	16,94	16,86	16,74	17,08	17,08	17,15	16,97
O ≡ F	0,60	0,61	0,51	0,59	0,57	0,54	0,60	0,57	0,50	0,44	0,61	0,52	0,60	0,57	0,66	0,68	0,65	0,61	0,61
O ≡ Cl	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,04	0,01
TOTAL	16,45	16,45	16,34	16,39	16,41	16,35	16,36	16,44	16,34	16,20	16,40	16,34	16,34	16,29	16,21	16,42	16,40	16,50	16,36
Al	3,76	3,82	3,71	3,78	3,74	3,73	3,83	3,74	3,72	3,79	3,79	3,69	3,74	3,78	3,78	3,74	3,80	3,71	3,76
Fe/(Fe+Mg)	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99

* Cálculo de Li₂O segundo a equação Li₂O=(0,287*SiO₂)-9,552 (Tindle & Webb 1990) para as micas trioctaédricas.

Tabela anexo 6.5 - Análises químicas representativas de siderofilita dos greisens, da área Grota Rica do pluton Água Boa

Amostra	GrR-54,47	GrR-54,47	GrR-54,47	GrR-54,47	GrR-54,47	GrR-57,50	GrR-57,50	GrR-57,50	GrR-57,50	GrR-57,50	GrR-57,50	GrR-57,50	GrR-57,50	GrR-57,50	GrR-57,50	GrR-57,50	GrR-57,50	GrR-62,82	GrR-62,82	GrR-62,82
	5(1)	5(2)	5(3)	5(4)	5(5)	1(1)	2(1)	2(2)	2(3)	2(4)	3(2)	3(3)	3(4)	4(1)	4(2)	4(3)	4(4)	8(1)	8(3)	8(4)
SiO ₂	38,41	38,13	37,60	37,51	37,97	39,46	37,91	38,34	37,43	37,18	38,62	38,11	37,81	38,67	39,47	37,98	38,14	38,97	38,99	39,02
TiO ₂	0,26	0,28	0,23	0,23	0,29	0,06	0,25	0,31	0,29	0,30	0,19	0,25	0,29	0,24	0,17	0,26	0,29	0,23	0,19	0,18
Al ₂ O ₃	20,77	20,56	20,71	20,60	20,43	21,50	20,62	20,83	20,48	20,54	20,72	20,58	20,55	21,28	20,94	20,77	20,75	21,04	21,16	21,12
FeO	20,86	21,98	22,12	22,00	22,20	20,78	23,45	22,31	24,38	24,36	22,92	23,36	22,63	22,28	21,30	23,29	22,73	22,13	22,08	21,53
MnO	1,25	1,26	1,23	1,27	1,12	0,92	1,14	1,10	1,10	1,10	0,98	1,04	1,07	1,13	1,06	1,05	1,00	1,24	1,27	1,20
MgO	0,10	0,11	0,11	0,10	0,07	0,13	0,12	0,10	0,11	0,12	0,12	0,09	0,12	0,09	0,12	0,10	0,09	0,11	0,13	0,11
CaO	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,13	0,10	0,10	0,01	0,08	0,13	0,14	0,11	0,06	0,05	0,12	0,09	0,15	0,07	0,05	0,05	0,13	0,13	0,06	0,09
K ₂ O	9,47	9,18	9,44	9,24	9,45	9,88	9,67	9,44	9,63	9,47	9,56	9,52	9,21	9,67	9,83	9,44	9,45	9,52	9,56	9,50
F	2,79	2,71	3,16	2,94	2,73	3,55	2,95	2,94	2,67	3,12	3,07	3,35	2,78	3,69	2,47	2,99	2,69	2,62	3,13	3,04
LiO ₂	1,47	1,39	1,24	1,21	1,35	1,77	1,33	1,45	1,19	1,12	1,53	1,39	1,30	1,55	1,77	1,35	1,39	1,63	1,64	1,65
Cl	0,07	0,08	0,09	0,10	0,12	0,04	0,09	0,06	0,13	0,13	0,11	0,12	0,10	0,07	0,08	0,13	0,09	0,09	0,09	0,07
BaO	0,00	0,01	0,02	0,01	0,03	0,04	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,07	0,11	0,00	0,04	0,04	0,04	0,02	0,00
ZnO	0,14	0,19	0,14	0,06	0,07	0,32	0,17	0,12	0,10	0,11	0,12	0,16	0,07	0,13	0,13	0,04	0,14	0,06	0,20	0,21
Total	95,72	96,00	96,17	95,27	95,89	98,58	97,84	97,12	97,67	97,61	98,07	98,05	96,21	99,03	97,38	97,45	96,92	97,80	98,51	97,70
O ≡ F	1,17	1,14	1,33	1,24	1,15	1,50	1,24	1,24	1,12	1,32	1,29	1,41	1,17	1,55	1,04	1,26	1,13	1,10	1,32	1,28
O ≡ Cl	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,01	0,02	0,01	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02
TOTAL	94,53	94,84	94,82	94,01	94,71	97,07	96,58	95,86	96,52	96,26	96,75	96,61	95,02	97,46	96,33	96,16	95,77	96,68	97,18	96,40
Fórmula estrutural calculada com base em 22 átomos de oxigênio																				
Si	5,95	5,92	5,88	5,90	5,92	5,96	5,85	5,90	5,80	5,79	5,90	5,87	5,88	5,88	5,98	5,86	5,88	5,92	5,91	5,94
^{IV} Al	2,05	2,08	2,12	2,10	2,08	2,04	2,15	2,10	2,20	2,21	2,10	2,13	2,12	2,12	2,02	2,14	2,12	2,08	2,09	2,06
Sítio Tetr.	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	8,00	8,00	8,00	8,00
Ti	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,01	0,03	0,04	0,03	0,04	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02
^{VI} Al	1,75	1,68	1,69	1,71	1,67	1,79	1,59	1,68	1,54	1,56	1,64	1,61	1,65	1,69	1,72	1,63	1,66	1,68	1,69	1,73
Fe	2,70	2,85	2,89	2,89	2,89	2,62	3,02	2,87	3,16	3,17	2,93	3,01	2,95	2,83	2,70	3,00	2,93	2,81	2,80	2,74
Zn	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,04	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,00	0,02	0,01	0,02	0,02
Mn	0,16	0,17	0,16	0,17	0,15	0,12	0,15	0,14	0,14	0,15	0,13	0,14	0,14	0,15	0,14	0,14	0,13	0,16	0,16	0,15
Mg	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02
Li	0,92	0,87	0,78	0,77	0,84	1,08	0,82	0,90	0,74	0,70	0,94	0,86	0,81	0,95	1,08	0,84	0,86	1,00	1,00	1,01
Sítio Oct.	5,60	5,65	5,59	5,60	5,61	5,68	5,67	5,66	5,66	5,66	5,70	5,68	5,62	5,68	5,70	5,67	5,65	5,71	5,72	5,70
Vacância VI	0,40	0,35	0,41	0,40	0,39	0,32	0,33	0,34	0,34	0,34	0,30	0,32	0,38	0,32	0,30	0,33	0,35	0,29	0,28	0,30
Ca	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	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,04	0,03	0,03	0,00	0,02	0,04	0,04	0,03	0,02	0,02	0,04	0,03	0,04	0,02	0,01	0,01	0,04	0,04	0,02	0,03
K	1,87	1,82	1,88	1,85	1,88	1,90	1,90	1,85	1,90	1,88	1,87	1,87	1,83	1,88	1,90	1,86	1,86	1,84	1,85	1,84
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sítio A	1,91	1,85	1,91	1,86	1,90	1,94	1,94	1,89	1,93	1,90	1,90	1,90	1,89	1,91	1,91	1,87	1,90	1,88	1,87	1,87
Vacância A	0,09	0,15	0,09	0,14	0,10	0,06	0,06	0,11	0,07	0,10	0,10	0,10	0,11	0,09	0,09	0,13	0,10	0,12	0,13	0,13
F	1,37	1,33	1,56	1,46	1,35	1,70	1,44	1,43	1,31	1,54	1,48	1,63	1,37	1,78	1,18	1,46	1,31	1,26	1,50	1,46
Cl	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,01	0,02	0,02	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02
total	1,39	1,35	1,59	1,49	1,38	1,71	1,46	1,45	1,34	1,57	1,51	1,66	1,39	1,79	1,20	1,49	1,34	1,28	1,52	1,48
OH	0,61	0,65	0,41	0,51	0,62	0,29	0,54	0,55	0,66	0,43	0,49	0,34	0,61	0,21	0,80	0,51	0,66	0,72	0,48	0,52
Total	16,90	16,86	17,09	16,94	16,89	17,33	17,07	17,00	16,93	17,13	17,11	17,24	16,91	17,38	16,81	17,03	16,89	16,87	17,11	17,05
O ≡ F	0,58	0,56	0,66	0,62	0,57	0,71	0,61	0,60	0,55	0,62	0,69	0,58	0,75	0,50	0,61	0,55	0,53	0,63	0,62	0,62
O ≡ Cl	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
TOTAL	16,32	16,30	16,44	16,33	16,33	16,61	16,47	16,40	16,38	16,48	16,49	16,55	16,33	16,64	16,31	16,42	16,34	16,34	16,48	16,43
Al	3,79	3,76	3,82	3,82	3,75	3,83	3,75	3,78	3,74	3,77	3,73	3,74	3,77	3,81	3,74	3,78	3,77	3,77	3,78	3,79
Fe/(Fe+Mg)	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99

* Cálculo de Li₂O segundo a equação Li₂O=(0,287*SiO₂)-9,552 (Tindle & Webb 1990) para as micas trioctaédricas.

Tabela anexo 6.6 - Análises químicas representativas de zinnwaldita dos greisens e veios de quartzo associados.

Rocha	Veio de quartzo								Greisens												
	GrR-24,25	GrR-24,25	GrR-24,25	GrR-24,25	GrR-24,25	GrR-24,25	GrR-24,25	GrR-24,25	GrR-49,93	GrR-49,93	GrR-49,93	GrR-49,93	GrR-54,31	GrR-54,31	GrR-57,50	GrR-57,50	GrR-59,60	GrR-62,82	GrR-62,82	GrR-62,82	GrR-62,82
Amostra	1(2)	2(1)	2(2)	2(3)	4(2)	3(1)	3(2)	3(2)	1(1)	4(1)	4(2)	8(2)	4(2)	3(6)	2(1)	1(2)	8(2)	2(1)	2(2)	3(1)	
SiO ₂	46,39	45,85	48,18	45,23	43,22	46,18	44,02	42,92	46,71	43,07	44,77	45,65	45,14	46,42	46,17	46,32	44,19	46,37	46,75	45,39	
TiO ₂	0,18	0,12	0,05	0,11	0,12	0,12	0,15	0,25	0,03	0,42	0,33	0,14	0,02	0,14	0,11	0,04	0,07	0,07	0,04	0,17	
Al ₂ O ₃	22,48	22,61	23,14	21,18	21,81	22,06	20,66	20,57	23,66	21,11	21,94	23,02	21,92	23,18	23,29	19,98	20,79	22,40	21,52	23,55	
FeO	12,42	12,49	10,28	14,18	14,91	11,91	14,36	16,36	10,64	16,00	13,79	12,81	12,61	12,44	11,07	14,71	16,10	12,82	13,40	12,05	
MnO	0,80	0,83	0,58	0,93	0,96	0,67	0,94	1,26	0,84	1,25	1,07	0,71	0,67	0,63	0,65	0,71	0,81	0,66	0,57	0,65	
MgO	0,12	0,08	0,10	0,08	0,10	0,09	0,08	0,09	0,09	0,11	0,10	0,10	0,11	0,12	0,12	0,12	0,12	0,13	0,13	0,11	
CaO	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	
Na ₂ O	0,06	0,07	0,05	0,05	0,07	0,07	0,06	0,05	0,04	0,09	0,04	0,02	0,08	0,05	0,05	0,03	0,05	0,00	0,05	0,02	
K ₂ O	10,50	10,42	10,64	10,26	10,02	10,11	9,97	10,20	10,41	10,18	10,28	10,52	10,35	10,41	10,45	10,27	10,11	10,50	10,10	10,53	
F	3,17	2,65	2,11	3,13	2,88	2,92	3,09	3,77	2,72	4,12	3,54	2,45	2,75	3,14	2,21	3,82	3,86	3,23	3,56	2,68	
Li ₂ O	3,76	3,61	4,28	3,43	2,85	3,70	3,08	2,77	3,85	2,81	3,30	3,55	3,40	3,77	3,70	3,74	3,13	3,76	3,86	3,48	
Cl	0,07	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	
BaO	0,04	0,02	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,08	0,00	0,00	0,07	0,00	0,05	0,04	0,05	0,02	0,06	0,01	0,06	
ZnO	0,06	0,30	0,79	0,56	0,30	0,21	0,09	0,10	0,46	0,04	0,04	0,34	0,03	0,03	0,55	0,26	0,05	0,37	0,34	0,04	
Total	98,11	96,88	97,01	97,50	96,02	96,01	95,16	97,88	97,15	98,97	98,02	97,15	95,18	98,42	95,82	98,63	98,53	98,49	98,57	96,74	
O ≡ F	1,33	1,12	0,89	1,32	1,21	1,23	1,30	1,59	1,14	1,73	1,49	1,03	1,16	1,32	0,93	1,61	1,63	1,36	1,50	1,13	
O ≡ Cl	0,02	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	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
TOTAL	96,76	95,77	96,12	96,18	94,80	94,78	93,86	96,29	96,01	97,24	96,53	96,12	94,02	97,09	94,89	97,02	96,91	97,12	97,08	95,61	
Fórmula estrutural calculada com base em 22 átomos de oxigênio																					
Si	6,44	6,41	6,52	6,43	6,29	6,50	6,44	6,31	6,43	6,28	6,37	6,36	6,45	6,40	6,42	6,56	6,38	6,44	6,51	6,35	
^{IV} Al	1,56	1,59	1,48	1,57	1,71	1,50	1,56	1,69	1,57	1,72	1,63	1,64	1,55	1,60	1,58	1,44	1,62	1,56	1,49	1,65	
Sítio Tetr.	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	8,00	8,00	8,00	8,00	
Ti	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	0,00	0,05	0,03	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	
^{VI} Al	2,11	2,14	2,21	1,98	2,04	2,16	2,00	1,87	2,27	1,90	2,04	2,14	2,15	2,17	2,24	1,89	1,92	2,10	2,04	2,23	
Fe	1,44	1,46	1,16	1,69	1,82	1,40	1,76	2,01	1,22	1,95	1,64	1,49	1,51	1,44	1,29	1,74	1,94	1,49	1,56	1,41	
Zn	0,01	0,03	0,08	0,06	0,03	0,02	0,01	0,01	0,05	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,06	0,03	0,00	0,04	0,03	0,00	
Mn	0,09	0,10	0,07	0,11	0,12	0,08	0,12	0,16	0,10	0,15	0,13	0,08	0,08	0,07	0,08	0,08	0,10	0,08	0,07	0,08	
Mg	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02	
Li	2,10	2,03	2,33	1,96	1,67	2,09	1,81	1,63	2,13	1,65	1,89	1,99	1,96	2,09	2,07	2,13	1,82	2,10	2,16	1,96	
Sítio Oct.	5,80	5,79	5,87	5,83	5,71	5,78	5,73	5,73	5,79	5,73	5,76	5,78	5,72	5,81	5,76	5,90	5,81	5,84	5,90	5,72	
Vac. VI	0,20	0,21	0,13	0,17	0,29	0,22	0,27	0,27	0,21	0,27	0,24	0,22	0,28	0,19	0,24	0,10	0,19	0,16	0,10	0,28	
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	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Na	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	
K	1,86	1,86	1,84	1,86	1,86	1,81	1,86	1,91	1,83	1,89	1,87	1,87	1,89	1,83	1,85	1,86	1,86	1,86	1,79	1,88	
Ba	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	0,00	0,00	0,00	0,00	
Sítio A	1,88	1,88	1,85	1,87	1,88	1,84	1,88	1,93	1,84	1,92	1,88	1,88	1,91	1,85	1,87	1,87	1,88	1,86	1,81	1,89	
Vac. A	0,12	0,12	0,15	0,13	0,12	0,16	0,12	0,07	0,16	0,08	0,12	0,12	0,09	0,15	0,13	0,13	0,12	0,14	0,19	0,11	
F	1,39	1,17	0,90	1,41	1,33	1,30	1,43	1,75	1,18	1,90	1,59	1,08	1,24	1,37	0,97	1,71	1,76	1,42	1,57	1,19	
Cl	0,02	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	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
total	1,41	1,17	0,91	1,41	1,33	1,30	1,43	1,75	1,18	1,90	1,59	1,08	1,24	1,37	0,97	1,71	1,76	1,42	1,57	1,19	
OH	0,59	0,83	1,09	0,59	0,67	0,70	0,57	0,25	0,82	0,10	0,41	0,92	0,76	0,63	1,03	0,29	0,24	0,58	0,43	0,81	
Total	17,08	16,84	16,62	17,11	16,92	16,92	17,04	17,42	16,82	17,54	17,23	16,75	16,88	17,03	16,60	17,48	17,45	17,12	17,27	16,80	
O ≡ F	0,58	0,49	0,38	0,59	0,56	0,55	0,60	0,74	0,50	0,80	0,67	0,45	0,52	0,58	0,41	0,72	0,74	0,60	0,66	0,50	
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	0,00	0,00	0,00	0,00	
TOTAL	16,50	16,34	16,24	16,52	16,36	16,38	16,43	16,68	16,32	16,75	16,56	16,29	16,35	16,46	16,19	16,76	16,71	16,52	16,61	16,30	
Al	3,68	3,73	3,69	3,55	3,74	3,66	3,56	3,56	3,84	3,63	3,68	3,78	3,69	3,77	3,82	3,33	3,54	3,66	3,53	3,88	
Fe/(Fe+Mg)	0,98	0,99	0,98	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,98	0,99	0,99	0,99	0,98	0,98	0,98	0,99	0,99	0,98	0,98	0,98	

* Cálculo de Li₂O segundo a equação Li₂O=(0,287*SiO₂)-9,552 (Tindle & Webb 1990) para as micas trioctáedricas.

Tabela anexo 6.7 - Análises químicas representativas dos feldspatos do topázio-granito e leucogranito pegmatítico da área Grota Rica do pluton Água Boa.

Amostra	Topázio-granito						Leucogranito pegmatítico									
	GrR-26,58 2(4)	GrR-26,58 1(2)	GrR-26,58 2(1)	GrR-26,58 2(2)	GrR-26,58 2(3)	GrR-26,58 1(1)	GrR-49,60 1(2)	GrR-49,60 2(1)	GrR-49,60 2(3)	GrR-49,60 2(4)	GrR-49,60 2(5)	GrR-49,60 2(6)	GrR-49,60 2(7)	GrR-49,60 4(2)	GrR-49,60 4(1)	GrR-49,60 4(3)
SiO ₂	64,48	63,99	68,32	69,06	68,26	68,67	62,22	63,17	63,73	63,72	63,56	64,03	63,52	63,73	68,33	68,69
Al ₂ O ₃	18,43	18,17	19,46	19,66	19,41	19,40	15,59	18,01	17,88	18,22	17,82	17,91	17,84	17,93	19,31	19,29
TiO ₂	0,00	0,05	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	17,82	0,03	0,00	0,04	0,01	0,02
Fe ₂ O ₃	0,02	0,02	0,06	0,05	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,04
MnO	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,13	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01
MgO	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
CaO	0,00	0,00	0,02	0,08	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,27	0,28	11,73	12,19	11,53	11,81	0,18	0,19	0,22	0,20	0,14	0,77	0,20	0,20	11,41	11,89
K ₂ O	16,57	16,52	0,25	0,10	0,87	0,93	16,54	16,51	16,65	16,64	16,58	15,69	16,06	16,32	0,82	0,07
BaO	0,02	0,08	0,03	0,04	0,00	0,04	0,00	0,02	0,13	0,13	0,00	0,08	0,00	0,05	0,03	0,00
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	99,79	99,11	99,89	101,23	100,17	100,88	94,56	97,93	98,66	98,92	116,05	98,53	97,62	98,28	99,96	100,00
Fórmula estrutural baseada em 32 átomos de oxigênio																
Si	11,97	11,97	11,97	11,95	11,96	11,96	11,85	11,97	11,99	11,96	12,00	12,01	12,03	12,01	11,98	12,00
Al	4,03	4,01	4,02	4,01	4,01	3,98	4,17	4,02	3,97	4,03	3,96	3,96	3,98	3,98	3,99	3,97
Ti	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	0,01	0,00	0,00
Fe	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	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	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,02	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	0,10	0,10	3,98	4,09	3,92	3,99	0,06	0,07	0,08	0,07	0,05	0,28	0,07	0,07	3,88	4,03
K	3,92	3,94	0,06	0,02	0,19	0,21	4,02	3,99	4,00	3,98	3,99	3,76	3,88	3,92	0,18	0,15
Ba	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Sr	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
Membro final																
Ab	2,40	2,50	98,50	99,10	95,00	95,10	1,60	1,70	2,00	1,80	1,30	7,00	1,90	1,90	95,50	99,60
An	0,00	0,00	0,10	0,40	0,30	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Or	97,60	97,50	1,40	0,50	4,70	4,90	98,40	98,30	98,00	98,20	98,70	93,00	98,10	98,10	4,50	0,40

Tabela anexo 6.8 - Análises químicas representativas das cassiteritas dos greisens da área Grota Rica do pluton Água Boa.

Amostra	GrR-56,47 6(1)	GrR-56,47 6(2)	GrR-56,47 6(3)	GrR-56,47 6(4)	GrR-56,47 6(5)	GrR-62,82 8(1)
Nb ₂ O ₅	0,35	0,49	0,20	0,07	0,06	0,38
Ta ₂ O ₅	0,03	0,32	0,00	0,03	0,09	0,01
TiO ₂	0,16	0,16	0,07	0,14	0,14	0,05
SnO ₂	99,51	99,67	102,59	101,37	101,08	102,53
Y ₂ O ₃	0,04	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02
FeO	0,25	0,19	0,06	0,18	0,28	0,11
Total	100,34	100,83	102,91	101,80	101,66	103,10
Fórmula calculada com base em 2 átomos de oxigênio						
Nb	0,0039	0,0055	0,0022	0,0008	0,0007	0,0042
Ta	0,0002	0,0022	0,0000	0,0002	0,0006	0,0001
Ti	0,0030	0,0029	0,0013	0,0025	0,0025	0,0010
Sn	0,9889	0,9855	0,9955	0,9943	0,9928	0,9924
Y	0,0005	0,0000	0,0000	0,0000	0,0003	0,0003
Fe	0,0052	0,0040	0,0012	0,0037	0,0058	0,0022
Total	1,0017	1,0001	1,0002	1,0015	1,0027	1,0002

Tabela anexo 6.9 - Análises semiquantitativas expressas em conteúdo catiônico de zircão do topázio-granito, greisens e cavidades miarolíticas da área Grotta Rica, pluton Água Boa.

Rocha	Granito					Greisen		Granito	Greisen	Cavidades miarolíticas em granito							
Forma	Cristais anédricos							Cristais euédricos		Cristais euédricos							
Amostra	GrR-12,15 7 (1)	GrR-12,15 7 (2)	GrR-12,15 7 (3)	GrR-12,15 10 (3)	GrR-73,89 6 (1)	GrR-40,40 1 (4)	GrR-40,40 4 (1)	GrR-73,89 5 (5)	GrR-62,82 2 (2)	GrR-34,97 1(1)	GrR-34,97 1(2)	GrR-34,97 1(3)	GrR-34,97 1(5)	GrR-34,97 5(3)	GrR-85,65 1(2)	GrR-85,65 1(4)	
O	6,18	7,62	7,42	5,23	5,40	6,32	6,23	5,23	5,12	5,03	5,62	4,72	4,91	5,33	5,21	5,18	
Si	13,61	17,28	14,09	13,75	14,17	14,34	14,33	14,31	14,64	14,64	14,65	14,69	14,93	14,66	14,58	14,68	
Ca	0,32	0,32	0,67	0,15	0,00	0,71	0,43	0,27	0,09	0,20	0,06	0,08	0,17	0,16	0,10	0,06	
Mn	0,47	0,51	1,04	1,23	0,68	0,34	0,43	0,40	0,05	0,05	0,05	0,09	0,10	0,08	0,12	0,10	
Fe	3,31	5,13	2,08	1,38	2,17	0,42	1,30	1,96	0,13	0,12	0,08	0,17	0,42	0,16	0,14	0,10	
Y	5,31	1,78	4,04	5,46	1,41	0,96	0,74	0,83	1,85	1,21	1,19	1,30	0,43	1,59	1,16	1,13	
Zr	62,33	61,17	48,58	64,33	67,21	68,67	67,96	70,50	73,61	73,74	73,11	74,00	74,11	73,07	72,25	73,16	
Nb	2,87	1,17	2,14	2,46	1,64	1,48	1,37	1,37	1,63	1,96	2,13	1,94	1,75	1,76	2,00	2,03	
Ba	0,32	0,32	0,50	1,91	0,18	0,56	0,33	0,56	0,19	0,39	0,49	0,32	0,29	0,24	1,01	0,25	
Ce	0,31	0,22	0,36	0,00	0,52	0,65	0,49	0,19	0,30	0,37	0,12	0,35	0,23	0,40	0,00	0,24	
Hf	3,79	3,60	2,23	3,57	6,28	4,87	5,66	3,77	1,91	1,91	1,96	1,89	2,23	2,12	2,99	2,58	
Th	0,48	0,34	7,19	0,19	0,08	0,24	0,07	0,14	0,29	0,16	0,24	0,24	0,18	0,34	0,28	0,10	
U	0,70	0,55	9,67	0,35	0,27	0,46	0,66	0,48	0,19	0,23	0,31	0,23	0,26	0,08	0,18	0,39	
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	
Zr/Hf	16,44	17,00	21,76	18,01	10,71	14,11	12,00	18,71	38,48	38,61	37,39	39,13	33,29	34,42	24,20	28,33	

