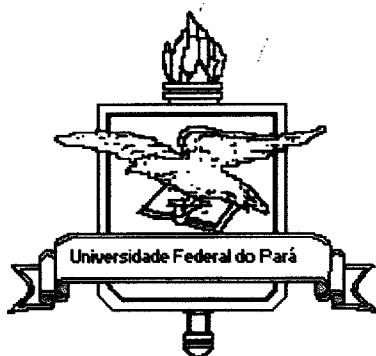




Universidade Federal do Pará
Centro de Geociências
Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**PETROLOGIA DE GRANITOS ALCALINOS COM ALTO FLÚOR
MINERALIZADOS EM METAIS RAROS: O EXEMPLO DO ALBITA-
GRANITO DA MINA PITINGA, AMAZONAS, BRASIL**

TESE APRESENTADA POR

HILTON TULIO COSTI

Como requisito parcial à obtenção do Grau de Doutor em
Ciências na Área de GEOQUÍMICA E PETROLOGIA, aprovada
com distinção.

Data de Aprovação: 23.11.2000

Comitê de Tese

ROBERTO DALL'AGNOL (Orientador)

NILSON FRANCISQUINI BOTELHO

JORGE SILVA BETTENCOURT

RAIMUNDO NETUNO NOBRE VILLAS

CANDIDO AUGUSTO VELOSO MOURA

***À minha esposa, Socorro, e às
minhas filhas Raquel e Luisa.***

AGRADECIMENTOS

A realização deste trabalho somente foi possível com o inestimável apoio do Roberto Dall'Agnol que, mais do que um orientador, foi um grande amigo.

Meu reconhecimento também ao geol. José Thadeu Teixeira, em nome do Grupo Paranapanema, pelo incentivo e pela autorização em desenvolver o trabalho de pesquisa enfocando o albita-granito. Do mesmo modo, ao José Maximino Ferron, Cláudio Barcelos, Orlando Minuzzi, Sebastião Brum, Fernando Garcia, Afonso Roque, Edésio Amorim, Marcus Popini, Roberto Barbosa e todos os auxiliares de campo e à equipe de sondagem da mina Pitinga. Ao Maximino, em especial, pelo incansável apoio e pelas discussões acerca da geologia do albita-granito.

Ao professor Cândido Augusto Veloso Moura, do PARA-ISO, pela direção na etapa de geocronologia. À Cléris Sachet e Valter Gama de Avelar, por informações essenciais na operação do espectrômetro de massa e montagem de zircões, e Vanderlucy P. De Melo pelo auxílio na preparação das amostras.

Aos amigos e colegas Adriana Horbe, Nilson Pinto Teixeira, Maria Telma Lins Faraco, Jean-Michel Lafon, Gary Lowell e O. T. Rämö pelas referências bibliográficas.

Ao professor José Carlos Gaspar, além do Nelson Fava e Onésio Rodrigues Nunes Filho, na obtenção dos dados de química mineral no laboratório de microsonda da UNB. Agradecimento especial ao prof. Gaspar, por suas valiosas sugestões acerca da química mineral das micas do albita-granito e por ter facilitado a obtenção das análises espectrográficas Mössbauer.

Ao Dr. Michel Pichavant, que gentilmente providenciou a execução das análises químicas em rocha no laboratório do CRPG. Ao Dr. O. T. Rämö pela realização das análises isotópicas Sm-Nd. Ao Dr. Marc Chaussidon e a Denis Mangin pelo acesso ao laboratório de microsonda iônica do CRPG, e pelo auxílio durante as análises das micas do albita-granito.

Ao Dr. Henrique Kahn, pela utilização do microscópio eletrônico de varredura da Escola Politécnica da USP.

Ao CNPQ pela concessão da bolsa de doutorado.

Aos funcionários, e em especial às bibliotecárias da Biblioteca do Centro de Geociências da UFPA, pela ajuda e colaboração irrestrita.

Aos meus colegas do Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides (Albano, Alex, Carlos Eduardo, Cláudio, Davis, José de Arimatéia, Marco Aurélio), pelo convívio extremamente fraternal e pelo incentivo. Sem eles o trabalho não teria a mesma graça.

Finalmente, um agradecimento todo especial e carinhoso à minha família.

APRESENTAÇÃO

A mina Pitinga é, atualmente, a maior produtora de estanho em operação no Brasil. Até o final dos anos 80, a principal fonte da cassiterita lá explorada eram os depósitos aluvionares formados ao longo das drenagens estabelecidas sobre e em torno de dois corpos graníticos, denominados Madeira e Água Boa. Por esse motivo, tais granitos foram o foco de intensa pesquisa, objetivando principalmente a busca das fontes primárias da mineralização e, como decorrência, da compreensão dos processos responsáveis por elas.

A descoberta, no Granito Madeira, de um corpo de albita-granito intensamente mineralizado em cassiterita, zircão e pirocloro, apresentando altos teores de flúor, revelou uma das principais fontes da mineralização da mina Pitinga. O aprofundamento das pesquisas no albita-granito levou à descoberta de importantes depósitos de criolita a ele associados.

O estudo petrológico do albita-granito do Granito Madeira, pela sua importância econômica e características petrográficas e geoquímicas particulares, foi, portanto, selecionado como o objetivo principal desta tese de doutorado. A parte inicial deste trabalho teve o apoio integral do Grupo Paranapanema, detentor dos direitos minerários da área, que autorizou a amostragem irrestrita de testemunhos de sondagem e a utilização de todos os dados obtidos pela sua equipe de geologia, da qual o autor desta tese fazia parte.

O produto final deste trabalho é aqui mostrado seguindo o modelo alternativo de apresentação de teses recentemente adotado pelo CPGG. Ela mescla artigos submetidos ou aceitos para publicação em revistas especializadas, com textos apresentados no estilo clássico de teses.

O capítulo inicial compreende a íntegra do texto submetido ao exame de qualificação ao doutorado do autor. Este texto, mostrado sem modificações por conter um grande volume de informações ainda não publicadas na forma de artigos, representa o estágio do conhecimento sobre a geologia da região que compreende a mina Pitinga, bem como sobre a geologia do Granito Madeira e do albita-granito, alcançado até meados de 1998. Portanto, várias idéias e interpretações lá expostas foram modificadas ou aprimoradas no decorrer do trabalho, estando consolidadas, em parte, nos artigos seguintes. No final deste item foi anexada uma reavaliação dos objetivos propostos no exame de qualificação e da metodologia utilizada para a sua execução.

O capítulo seguinte refere-se a um artigo aceito para publicação em "International Geology Review", onde é apresentada uma descrição atualizada da geologia da região da mina Pitinga, da geologia do Granito Madeira e, mais especificamente, um detalhamento da geologia do albita-granito e suas relações com as demais fácies do Granito Madeira. Este artigo

apresenta também os resultados das determinações geocronológicas Pb-Pb por evaporação em monocristais de zircão, efetuadas em rocha vulcânica encaixante do Granito Madeira, e de todas as fácies deste granito. O texto incluído neste volume é representado pelas provas de impressão do artigo, pois é a forma revista por W. G. Ernst, editor do periódico.

O próximo capítulo refere-se à química mineral do albita-granito. Este capítulo segue, na sua maior parte o estilo de apresentação clássico de textos de teses. Ele compreende o estudo pormenorizado da química mineral de feldspatos potássicos, albitas, micas litíferas do grupo da polilitionita e de micas litíferas ferríferas. O item final deste capítulo é apresentado sobre a forma de artigo submetido à Revista Brasileira de Geociências, que trata da química mineral das cassiteritas associadas ao albita-granito do Granito Madeira e sua comparação com aquelas associadas a greisens e epi-sienitos sódicos, presentes no Granito Água Boa.

O capítulo seguinte refere-se à geoquímica e petrologia do albita-granito. O texto é apresentado na forma de minuta preliminar, que se encontra em revisão pelos co-autores e se pretende submeter a um periódico internacional. Ele sintetiza os dados disponíveis sobre a petrografia e química mineral do albita-granito. Além disso, apresenta novos dados aprofundando a discussão sobre a litogeoquímica e geoquímica dos isótopos de Nd das fácies do Granito Madeira, sendo dada ênfase ao albita-granito. Com base na integração desses dados é proposto um modelo de evolução petrológica para o albita-granito do Granito Madeira.

O último capítulo contém as considerações finais, integrando as informações e os resultados obtidos nos tópicos anteriores.

Durante o desenvolvimento da presente tese foi efetuado ainda, em colaboração com R. M. K. Borges, um estudo sobre os epi-sienitos sódicos associados ao Granito Água Boa. Foi elaborado um artigo sobre o tema, que se encontra em fase de revisão, devendo ser submetido a um periódico internacional.

SUMÁRIO

Agradecimentos

Apresentação

RESUMO	1
ABSTRACT	3

Capítulo 1 - Petrologia de Granitos Alcalinos com Alto Flúor Mineralizados em Metais Raros: o Exemplo do Albita-Granito da Mina Pitinga, Amazonas, Brasil.	5
---	----------

RESUMO	6
1 - INTRODUÇÃO	7
2 - GEOLOGIA REGIONAL E CONTEXTO TECTÔNICO	9
3 - GEOLOGIA DA REGIÃO DE PITINGA	18
3.1 - Suite Intrusiva Água Branca (SIAB)	18
3.2 - Grupo Iricoumé (GI)	18
3.3 - Granitos Simão e Bom Futuro	20
3.4 - Formação Urupi	21
3.5 - Formação Quarenta Ilhas	22
3.6 - Granitos Alcalinos	22
3.6.1 - Granito Água Boa (GAB)	23
3.6.2 - Granito Madeira (GMD)	25
4 - ALBITA-GRANITO (ABG)	28
4.1 - Geologia	28
4.1.1- Feições mesoscópicas do ABG e relações de contato com as encaixantes na porção superior de ocorrência da fácies	29
4.1.2 - Feições mesoscópicas do ABG e relações com outras rochas com base em dados de subsuperfície	42
4.1.3 - Relações de contato entre as subfácies do ABG	48
5 - PETROGRAFIA	52
5.1 - Anfibólio-biotita-sienogranitos (ABSG)	52
5.1.1 - Aspectos macroscópicos	52
5.1.2 - Aspectos microscópicos	54
5.2 - Biotita-feldspato alcalino granito (BTG)	55
5.2.1 - Aspectos macroscópicos	55
5.2.2 - Aspectos microscópicos	55
5.3 - Feldspato alcalino-granito hipersolvus porfirítico (FAGHP) e rochas relacionadas	58
5.3.1 - Feldspato Alcalino-Granito Hipersolvus Porfirítico (FAGHP)	58
5.3.2-Feldspato Alcalino-Granito Hipersolvus Porfirítico (FAGHP) epi-sienitizado	59
5.3.3 - Feldspato alcalino-granito hipersolvus transformado da área de ocorrência do albita-granito	60
5.3.3.1 - Feldspato Alcalino-Granito Hipersolvus Albitizado (FAGHalb)	61
5.3.3.2 - Epi-sienitos e Feições Relacionadas	62
5.3.3.3 - Zona de Interação entre o FAGH e o ABG	63
5.4 - Rochas Vulcânicas ácidas (RVA) ao longo do contato basal do ABG	63
5.5 - Albita-granito	64
5.5.1 - Albita-granito de núcleo (ABGn)	70
5.5.1.1 - Aspectos estruturais e texturais	70
5.5.1.2 - Composição mineralógica	76

5.5.1.3 - Descrição dos minerais	77
5.5.1.3.1 - Albita	77
5.5.1.3.2 - Feldspato potássico	78
5.5.1.3.3 - Quartzo	79
5.5.1.3.4 - Criolita (Na_3AlF_6)	81
5.5.1.3.5 - Zircão ($\text{ZrSiO}_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$)	83
5.5.1.3.6 - Micas litíferas	83
5.5.1.3.7 - Micas escuras ricas em ferro	85
5.5.1.3.8 - Riebeckita	86
5.5.1.3.9 - Pirocloro ($(\text{Na,Ca,Ce})_2\text{Nb}_2\text{O}_6(\text{OH,F})$)	88
5.5.1.3.10 - Cassiterita (SnO_2)	88
5.5.1.3.11 - Torita (ThSiO_4)	90
5.5.1.3.12 - Opacos	90
5.5.1.3.13 - Catapleiita ($(\text{Na}_2,\text{Ca})\text{ZrSi}_3\text{O}_{11} \cdot n\text{H}_2\text{O}$)	92
5.5.2 - Albita-granito de borda (ABGb)	92
5.5.2.1- Aspectos estruturais e texturais	92
5.5.2.2 - Composição Mineralógica	94
5.5.2.3 - Descrição das fases	95
5.5.2.3.1 - Feldspato Potássico	95
5.5.2.3.2 - Quartzo	95
5.5.2.3.3 - Albita	97
5.5.2.3.4 - Zircão	97
5.5.2.3.5 - Cloritas	98
5.5.2.3.6 - Fluorita	98
5.5.2.3.7 - Cassiterita	98
5.5.2.3.8 - Micas incolores	99
5.5.2.3.9 - Torita	99
5.5.2.3.10 - Opacos	99
5.5.3 - Transição albita-granito de núcleo (ABGn)-albita-granito de borda (ABGb)	100
5.6 - Greisens	103
6 - EPI-SIENITOS (EPS) ASSOCIADOS AO GRANITO ÁGUA BOA	106
7 - BREVE DISCUSSÃO DOS PRINCIPAIS PROBLEMAS EXISTENTES	108
8 - OBJETIVOS	113
9 - METODOLOGIA	114
10 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	118
REAValiação DOS OBJETIVOS E DA METODOLOGIA	130

Capítulo 2 - Geology and Pb-Pb Geochronology of Paleoproterozoic Volcanic and Granitic Rocks of Pitinga Province, Amazonian Craton, Northern Brazil

Abstract	131
Introduction	131
Geology of the Pitinga Province	132
Regional setting	132
Geology of the Pitinga region	135
Geological aspects of the studied granitic plutons	135
Geochronology	138
Methodology	138
Results	139
Discussion	141
Emplacement of the albite granite and the hypersolvus granite	141

The Iricoumé volcanics and their relations with the Uatumã Supergroup and the Pitinga granites	141
Interpretation of the ages of the studied granites	142
Conclusions	144
Acknowledgements	145
References	145

Capítulo 3 - Química Mineral do Albita-Granito: Feldspatos Potássicos, Albitas, Polilitionitas, Micas Tetraferíferas e Cassiteritas

3.1 - INTRODUÇÃO	149
3.2 - FELDSPATOS	151
3.2.1 - Introdução	151
3.2.2 - Microscopia eletrônica de varredura (MEV)	152
3.2.3 - Análises químicas por microsonda eletrônica em feldspatos potássicos	154
3.2.3.1 - Conteúdos de Rb_2O	160
3.2.3.2 - Conteúdos de Fe_2O_3	163
3.2.3.3 - Acurácia das análises e substituições interelementares	167
3.2.4 - Análises químicas por microsonda eletrônica em albitas	172
3.2.4.1 - Apresentação dos resultados	172
3.2.4.2 - Teores de Fe_2O_3	180
3.2.4.2 - Composições próximas da albita pura: reequilíbrio ou feição primária?	182
3.3 - MICAS	184
3.3.1 - Introdução	184
3.3.2 - Microscopia eletrônica de varredura (MEV)	185
3.3.3 - Análises químicas	185
3.3.3.1 - Apresentação dos resultados	186
3.3.3.2 - Micas litíferas e polilitionitas	193
3.3.3.2.1 - Composições químicas	193
3.3.3.2.2 - Nomenclatura e processos de substituição interelementares	197
3.3.3.3 - Micas tetraferíferas litíferas (MTLs)	203
3.3.3.3.1 - Composições químicas	203
Teores de K_2O , Rb_2O e Cs_2O	207
Teores de FeO , ZnO , MnO e SnO_2	209
3.3.3.3.2 - Teores de F , Li_2O , processos de substituição e fórmulas químicas	212
3.3.3.4 - Discussão e implicações petrológicas	218
Relação das micas do ABGn com a série das Li-Fe-micas	218
Relações entre F e Fe nas micas estudadas	220
Ocupação do sítio aniônico, razões F/OH e distribuição de elementos	221
Domínios de estabilidade das micas estudadas	223
Condições de cristalização das micas do ABGn	225
Micas das zonas pegmatóides e micas disseminadas: implicações para a história de cristalização do albita-granito	227
Relações entre as composições das micas e a geoquímica do albita-granito	227
3.3.3.5 - Mineral chemistry of cassiterites from Pitinga Province, Amazonian Craton	228
Abstract	229
Introduction	229
Geological Setting	230
Petrography and Mineralogy of the Mineralized Rocks	231
Analytical Methods	232
Mineral Chemistry of Cassiterite	233
Conclusions	237
Acknowledgements	238
References	238
Table 1	240
Table 2	240

Table3	241
Table 4	242
Figure 1	243
Figure 2	244
Figure 3	245
3.3.3.6 - Referências Bibliográficas	246
Capítulo 4 - Geochemistry and Petrogenesis of the Paleoproterozoic, Peralkaline, Cryolite-Tin-Mineralized Albite Granite from Pitinga, Amazonian Craton, Brazil	253
Abstract	254
Introduction	254
Geological Setting	255
Geology of the Pitinga Region	255
Geological Aspects of the A-type Granite Plutons	255
Petrography	257
Amphibole Alkali Feldspar Granite (ABSG)	257
Biotite Alkali Feldspar Granite (BAFG)	257
Porphyritic Hypersolvus Alkali Feldspar Granite	257
Albite Granite	258
Magnetic Susceptibility of the Albite Granite	261
Mineral Chemistry of the Albite Granite	261
Litogeochemistry	264
Nd Isotope Geochemistry	267
Sampling	267
Nd Isotopic Results	268
Time-integrated Evolution of Nd Isotopes	269
Sm-Nd systematics of the Porphyritic Hypersolvus Granite - Albite Granite System	270
Discussion	270
Origin of the Albite Granite and Associated Porphyritic Hypersolvus Granite of the Madeira Pluton	271
The Role of Fluorine in the Evolution of the Madeira Albite Granite	272
Relationships Between the Madeira Albite Granite and Pegmatites	274
Magmatic Series and Magma Sources of the Madeira Albite Granite	275
Conclusions	276
Acknowledgements	278
Appendix	278
Analytical Methods	278
Nd Isotopes	278
References	279
Figure Captions	287
Figure 1	290
Figure 2a, 2b	291
Figure 3	292
Figure 4	293
Figure 5a, 5b	294
Figure 6	295
Figure 7	296
Figure 8, 9, 10	297
Figure 11	298
Figure 12	299
Figure 13	300
Figure 14	301
Figure 15	302
Table 1	303
Table 2	304
Table 3	305
Table 4	306

Table 5a	307
Table 5b	308
Table 6a	309
Table 6b	310
Table 7	311
Table 8	312
Capítulo 5 - Conclusões e Considerações Finais	313
Anexo 1 - Elementos analisados e padrões utilizados para a determinação da composição química de cassiteritas e micas do albita-granito	316
Anexo 2 - Análises químicas em micas tetraferíferas litíferas	317
Anexo 3 - Análises químicas em polilitionitas	322
Anexo 4 - Análises químicas em albitas	331
Anexo 5 - Análises químicas em feldspatos potássicos	340

RESUMO

Os depósitos minerais ocorrentes na mina Pitinga relacionam-se aos granitos Proterozóicos Água Boa e Madeira, os quais são intrusivos em rochas vulcânicas ácidas do Grupo Iricoumé, de idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 1888 ± 3 Ma. O granito Madeira é composto por quatro fácies. As fácies precoces são um anfibólio-biotita-sienogranito porfirítico metaluminoso, localmente com textura rapakivi, que mostra idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 1824 ± 2 Ma, e biotita-feldspato alcalino-granito equigranular peraluminoso, com idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 1822 ± 1 Ma. As fácies tardias são um feldspato alcalino-granito hipersolvus porfirítico (FAGHP) com afinidades peralcalinas e idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 1818 ± 2 Ma, e um albita-granito subsolvus. As relações de campo indicam que essas duas unidades interagiram e foram colocadas simultaneamente, admitindo-se para o albita-granito uma idade similar à do granito hipersolvus.

O albita-granito (ABG) é composto por duas fácies. A fácies predominante é de cor acinzentada, peralcalina, denominada albita-granito de núcleo (ABGn). O ABGn é composto essencialmente por albita, quartzo, feldspato potássico e, subordinadamente, por criolita, zircão, polilitionita, riebeckita, pirocloro, mica escura rica em Fe, cassiterita e magnetita. As proporções modais das fases essenciais são aproximadamente equivalentes, sugerindo a cristalização do ABGn a partir de um líquido de composição cotética ou mínima. A origem magmática também é indicada por texturas microscópicas do tipo *snowball*, pela presença local de texturas de fluxo e pela sua expressiva homogeneidade geoquímica. O ABGn transiciona para uma rocha avermelhada, geoquimicamente peraluminosa, definida como albita-granito de borda (ABGb), que ocorre ao longo dos contatos do ABG com as rochas encaixantes. O ABGb é formado essencialmente por quartzo, feldspato potássico e albita, com fluorita, zircão, clorita, cassiterita, hematita e columbita. As proporções modais das fases essenciais são dispersas, com crescimento, em relação ao ABGn, no conteúdo de quartzo e redução no de albita. O ABGb é interpretado como originado por autometassomatismo do ABGn, que teve a sua mineralogia peralcalina modificada por ação de fluidos residuais. Evidências texturais indicativas de dissolução de fases primárias, formando cavidades preenchidas por fases tardias, bem como a substituição de criolita, micas e pirocloro apoiam essa interpretação.

As análises por microsonda eletrônica indicam que as composições dos feldspatos do ABGn aproximam-se das dos termos finais albita e ortoclásio. Os feldspatos potássicos (Or ~98%) não são peritéticos e apresentam altos teores de Rb_2O (~2%) e Fe_2O_3 (~0,6%). As albitas (Ab ~99%) mostram teores anormalmente altos de Fe_2O_3 (~1%) e relativamente baixos de Al_2O_3 . Essas características composicionais indicam: (1) baixas temperaturas de cristalização para o ABGn, provavelmente inferiores a 500°C ; (2) deficiência em Al_2O_3 no líquido a partir do qual o ABGn cristalizou.

São reconhecidos dois tipos de micas no ABGb. As mais abundantes são Zn-Rb-polilitionitas, enquanto o segundo tipo é definido por micas com altos Fe, Zn, F, Rb e Li. Estas últimas apresentam Fe^{3+} como componente tetraédrico e baixos teores de Al_2O_3 , sendo provisoriamente classificadas como micas tetraferíferas litíferas (MTL). A ocorrência de mineralizações de Sn e metais raros e as composições químicas mostradas pelas micas e feldspatos, indicam que o líquido gerador do ABGn era geoquimicamente similar aos dos formadores de sistemas pegmatíticos portadores de metais raros. Os elevados teores de Fe_2O_3 dos feldspatos e MTLs, além da presença de magnetita, indicam que o ABG cristalizou sob condições de $f\text{O}^{2-}$ relativamente elevada ($\sim\text{NNO}$).

O ABGn apresenta teores muito elevados de F, Na_2O , Sn, Nb, Zr, U, Th, Zn, Li e Rb, além de teores muito baixos ou nulos de CaO , MgO , TiO_2 , P_2O_5 , Ba e Sr. Os valores extremos das razões K/Rb e Rb/Sr refletem o grau de fracionamento muito avançado do líquido a partir do qual o ABG cristalizou. Os padrões em "asa de gaivota" dos ETR, além das baixas razões $\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}$, indicam a forte influência do F durante a evolução magmática do ABGn. Os ETR mostram, internamente, se arranjam em "tetrads", indicando que seus mecanismos de fracionamento e distribuição foram controlados por processos similares aos ocorrentes em sistemas graníticos muito evoluídos.

Os isótopos de Nd indicam protólitos paleoproterozóicos crustais para as fácies precoces do granito Madeira, que apresentam valores de ϵNd ligeiramente negativos. As amostras do ABGn e uma amostra do FAGHP apresentam valores baixos, porém positivos de ϵNd . Estes dados podem ser interpretados como: (1) indicando que o ABG e o FAGHP têm fontes distintas daquelas das fácies precedentes; (2) que o sistema isotópico Sm-Nd do ABG e do FAGHP foi perturbado. Finalmente, um desvio no sentido de valores de ϵNd extremamente negativos é mostrado pelas amostras do ABGb e por uma amostra hidrotermalizada do FAGHP. Isso demonstra que os processos hidrotermais que afetaram o ABGb e, localmente, o FAGHP, causaram profundas perturbações no sistema isotópico Sm-Nd dessas rochas.

O modelo petrogenético adotado, baseado em experimentos realizados no sistema albíta-granito - H_2O - HF a 1 Kbar, sugere que o ABG foi originado a partir de líquidos residuais derivados de magmas inicialmente ricos em F e empobrecidos em MgO , TiO_2 e principalmente CaO . A concentração de F nos líquidos finais rebaixa fortemente a viscosidade, densidade e o *solidus* do sistema, causando uma também extrema diferenciação desses líquidos, que passam a ter uma composição similar a de pegmatitos enriquecidos em metais raros. O aumento do teor de H_2O com o avanço da cristalização leva a separação de fluídos aquosos, responsáveis pela formação das rochas dos níveis pegmatíticos no interior do ABG, enquanto a fase residual rica em F geraria os bolsões e veios de criolita maciça associados a eles.

ABSTRACT

The mineral deposits of the Pitinga mine are related to the Proterozoic Água Boa and Madeira granites. Both are intrusive in the 1888 ± 3 Ma old acid volcanic rocks of the Iricoumé Group. The Madeira Granite is composed by four facies, which emplacement sequence was inferred from its field relationships. The early facies is an 1824 ± 2 Ma old, porphyritic, metaluminous amphibole biotite syenogranite, which locally shows rapakivi texture. This facies is followed by an 1822 ± 1 Ma old, equigranular, peraluminous alkali feldspar biotite granite. The two late facies are an 1818 ± 2 Ma old porphyritic, hypersolvus, alkali feldspar granite and subsolvus albite granite. Contact relationships indicate that the liquids forming these two late phases coexisted during the magmatic stage. This implies that they were emplaced almost simultaneously and also that the albite granite and the hypersolvus granite have a similar age.

The albite granite is composed by two facies. The dominant is a gray, peralkaline core facies (CAbG), which is composed essentially by albite, quartz and K-feldspar, accompanied by cryolite, zircon, polyolithionite, riebeckite, Li-Fe mica, cassiterite, pyrochlore and magnetite. The modal proportions of the essential phases are similar, suggesting a magmatic origin for the CAbG and a cotectic or near minimum composition for its melt. Other features indicating a magmatic origin for the CAbG are: (1) the common occurrence of microscopic snowball textures; (2) its petrographic and geochemical homogeneous character; (3) local presence of associated rocks with fluidal or pegmatitic textures. The CAbG is transitional to a reddish, peraluminous border facies (BAbG), found along the contacts of the albite with the early facies of the Madeira Granite. The BAbG is composed by albite, quartz and K-feldspar, with subordinate amounts of fluorite, zircon, chlorite, cassiterite, hematite, and columbite. The BAbG modal proportions of the essential phases are more variable and it has higher quartz and lower albite modal contents compared with the CAbG. The BAbG was originated by the autometasomatic alteration of the CAbG. The fluids involved in this process had a strongly oxidizing character and associated chemical changes destabilized the peralkaline mineralogy of the CAbG as evidenced by the replacement of cryolite, micas, pyrochlore and riebeckite.

EMPA analyses indicate that the feldspars of the CAbG have near end-member compositions. The K-feldspars (Or ~98%) are not perthitic and show high contents of Rb_2O (~2%) and Fe_2O_3 (~0.6%), while the albites (Ab ~99%) show anomalously high Fe_2O_3 (~1%) and relatively low Al_2O_3 . These compositional characteristics indicate: a final crystallization temperature around 500°C or lower for the CAbG; the Al_2O_3 depleted character of the CAbG melt.

Two micas were identified in the CAbG, both showing extremely low K/Rb ratios and high contents of Fe, Zn e Li. The more abundant is a Zn-Rb-polyolithionite and the other is dark, Fe-Li

mica with high Zn, F and Rb contents. The latter is relatively impoverished in Al_2O_3 and has Fe in tetrahedral positions, being tentatively classified as a tetra-ferri-Li mica. The unusual chemical compositions of micas and feldspars, as well as the associated Sn, Nb, Zr, F, mineralization indicate that the CAbG derived from a melt that was geochemically similar to those forming fractionated, rare metal NYF pegmatites. The high Fe_2O_3 in feldspars and high $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ in the dark mica, besides the presence of magnetite in the CAbG, suggests that it crystallized under relatively oxidizing conditions ($\sim\text{NNO}$).

The CAbG shows very high contents of F, Na_2O , Sn, Nb, Zr, U, Th, Zn, Li and Rb, and low CaO, MgO, TiO_2 , P_2O_5 , Ba, and Sr. K/Rb and Rb/Sr ratios display extreme values, demonstrating the advanced fractionation of the liquid that originates the CAbG. The gullwing-shaped REE patterns and very low $\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}$ ratios indicate the strong influence of F during magmatic evolution. The REE are distributed as M-type tetrads, showing that the fractionation mechanisms and the distribution of the REE's were controlled by processes similar to those observed in rare metal-bearing, evolved granitic systems.

The Nd isotopes indicate crustal Paleoproterozoic protholiths for the two early facies of the Madeira Granite, which shows slightly negative ϵNd values. The CAbG and one sample of the hypersolvus granite show low, positive ϵNd values. These data can be interpreted as indicating that: (1) the albite granite and the hypersolvus granite have a protholith which is distinct from that of the earlier facies of the Madeira Granite; (2) both group of rocks derived from a same protholith but the Sm-Nd isotopic system of the albite granite and hypersolvus granite was disturbed. All analyzed samples of the BAbG and an oxidized sample of the hypersolvus granite shows strongly negative and scattered ϵNd values. This suggests that the hydrothermal processes that affected these rocks were able to strongly disturb their Nd isotopic system.

The adopted petrogenetic model, based on experiments on the system albite granite - H_2O - HF at 1 Kbar, suggests that the albite granite was originated from residual liquids derived from pristine F-rich, MgO-, TiO_2 -, CaO-depleted magmas. The very high F contents of the residual liquids strongly depressed the viscosity, density and the solidus of the system. This permitted a extreme fractionation of the melt, which evolved in a temperature interval coincident with those of pegmatitic processes. Due to the increase of the H_2O contents in the residual liquid in the inner portions of the albite granite, water saturation was attained and an aqueous fluids was segregated allowing the formation of pegmatitic rocks, while the F-rich residual melt phase generated the veins and pods of massive cryolite.

CAPÍTULO 1

PETROLOGIA DE GRANITOS ALCALINOS COM ALTO FLÚOR MINERALIZADOS EM METAIS RAROS: O EXEMPLO DO ALBITA-GRANITO DA MINA PITINGA, AMAZONAS, BRASIL

Hilton Tulio Costi

Íntegra do texto do Exame de Qualificação ao Doutorado, apresentado em
agosto de 1998

Universidade Federal do Pará
Centro de Geociências
Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica
Exame de Qualificação ao Doutorado

**"PETROLOGIA DE GRANITOS ALCALINOS COM ALTO
FLÚOR MINERALIZADOS EM METAIS RAROS: O EXEMPLO
DO ALBITA-GRANITO DA MINA PITINGA, AMAZONAS,
BRASIL"**

Candidato:
Hilton Tulio Costi

Orientador:
Roberto Dall'Agnol

Belém - Pará
1998

RESUMO

Os depósitos da mina Pitinga relacionam-se aos granitos Proterozóicos Água Boa e Madeira, os quais seccionam rochas vulcânicas ácidas com idade de 1.962 Ma. O Granito Madeira é constituído por um conjunto de rochas graníticas alcalinas compreendendo sienogranitos porfíricos localmente com textura rapakivi, biotita-sieno a feldspato alcalino-granitos, feldspato alcalino-granito porfírico hipersolvus e, como fase final, um *stock* de albita-granito (ABG) mineralizado em Sn, Zr, Nb-(Ta), Y, Li, REE e criolita, com idade U/Pb em zircão de 1.834 ± 6 Ma. O ABG possui carácter subsolvus, sendo composto por duas fácies petrográfica e geoquimicamente distintas. A fácies predominante é um ABG de cor acinzentada, geoquimicamente peralcalino, que ocupa a porção central do *stock*, denominado albita-granito de núcleo (ABGn). O ABGn é composto essencialmente por albita, quartzo e feldspato potássico, e subordinadamente por criolita, zircão, polilitionita, riebeckita, pirocloro, mica escura rica em ferro e cassiterita. As proporções modais das fases essenciais são similares na maior parte das amostras estudadas, sugerindo uma cristalização eutética ou cotética magmática para o ABGn. A origem magmática também é indicada pela ocorrência de texturas de fluxo, pela existência de bolsões pegmatóides compostos por feldspatos, criolita e micas, e por texturas microscópicas do tipo *snowball*. O ABGn transiciona para uma rocha de cor avermelhada, geoquimicamente peraluminosa, designada como albita-granito de borda (ABGb), em função de sua disposição ao longo dos contatos do ABG com as rochas encaixantes. O ABGb também é formado essencialmente por albita, quartzo e feldspato potássico, com fluorita, zircão, cloritas, cassiterita e opacos subordinados, mas as proporções modais das fases essenciais mostram uma ampla dispersão de valores, com crescimento, em relação ao ABGn, no conteúdo de quartzo e redução no de albita. O ABGb é interpretado preliminarmente como sendo originado por metassomatismo do ABGn, que teve parte de sua albita substituída por quartzo e sua mineralogia peralcalina transformada por ação de fluidos residuais, levando à formação de novas fases. Evidências texturais de dissolução de fases primárias, formando cavidades preenchidas por fases tardias, bem como de substituição de micas, pirocloro e criolita, apoiam esta interpretação. O estudo mineralógico, geoquímico e petrológico do albita-granito será o principal objetivo desta tese. Para a sua execução, além do mapeamento geológico em detalhe do corpo, será realizada a caracterização petrográfica e geoquímica detalhada das duas fácies e estudada a mineralogia diagnóstica de cada uma. Além disso buscar-se-á determinar a idade do ABG, a provável fonte do magma que o gerou e elaborar um modelo petrogenético para explicar a origem e evolução das duas fácies.

1 - INTRODUÇÃO

A gênese e evolução de granitos alcalinos com altos teores de flúor é um campo relativamente pouco explorado no estudo da petrologia e geoquímica de rochas ígneas.

Um dos fatores que contribuem para esta situação é o pequeno número de exemplos conhecidos e bem estudados. Outro fator são as limitações tecnológicas para a reprodução experimental das condições de formação e seqüência de cristalização de suas fases, pois os elevados conteúdos de voláteis de seus magmas produzem fusões com estruturas particulares, com baixos coeficientes de viscosidade e temperaturas do solidus fortemente rebaixadas quando comparadas às dos sistemas graníticos com teores normais de F. Nestas condições podem formar-se minerais raros - com coeficientes de partição para os elementos-traço em geral pobremente determinados - fazendo com que elementos de comportamento incompatível na maioria dos magmas ácidos tornem-se relativamente compatíveis sob estas condições.

A mina Pitinga, localizada na porção setentrional do estado do Amazonas (fig. 1), oferece boas condições para o estudo deste tipo de rocha, pois:

a) é uma mina em produção, com acesso fácil, onde existem afloramentos contínuos, tendo sido mapeada em escala de semi-detálhe ou de detalhe. Dispõe-se de mapas geológicos na escala 1:100.000 recobrimdo toda a região (folhas SA.20-X-D-III, SA.20-X-D-VI, SA.21-V-C-I e SA.21-V-C-IV), 1:25.000 nos corpos graníticos principais e 1:1.000 ou maior em áreas de lavra;

b) apresenta um raro exemplo a nível mundial (ver Pollard, 1995) de granito alcalino com uma fácies peralcalina, mineralizado economicamente em criolita (Na_3AlF_6) e Sn, sendo também muito rico em Nb-(Ta), Y, Zr, Li, U, Th e ETR;

c) a mineralização primária mencionada acima está associada a um corpo de albita-granito, atualmente em processo de lavra, com rocha sã exposta na maior parte de sua área de ocorrência. O albita-granito foi recoberto por uma malha de sondagem rotativa com espaçamento de 250 x 250 m, com testemunhagem contínua, adensada durante a etapa de desenvolvimento da mina para 100 x 100 m, perfazendo um total de aproximadamente 20.000 m de testemunhos.

O presente texto procura situar inicialmente o estágio atual do conhecimento da geologia do albita-granito com base tanto nas informações bibliográficas, quanto nos resultados obtidos nas primeiras etapas de desenvolvimento da nossa pesquisa. A partir daí, serão caracterizadas as principais questões ainda não esclarecidas em termos da evolução destas rochas e definidos os objetivos da tese e a metodologia a ser empregada para alcançá-los. Num primeiro capítulo será apresentada uma síntese da geologia regional e local, e mostrados os dados obtidos

durante o mapeamento de detalhe do corpo, abordando as relações de contato do albita-granito com as demais fácies do pluton Madeira, bem como entre as duas subfácies que o compõem. Serão discutidas no capítulo seguinte as características petrográficas destas duas subfácies e também das demais variedades de rochas que ocorrem associadas, enfatizando-se as fases minerais diagnósticas de cada uma delas, as suas histórias de cristalização e aspectos texturais particulares. No capítulo final será apresentada, com base na nossa visão dos problemas científicos ainda existentes, uma proposta para o desenvolvimento da presente tese de doutorado.

2 - GEOLOGIA REGIONAL E CONTEXTO TECTÔNICO

A mina Pitinga localiza-se no estado do Amazonas, a aproximadamente 300 km a norte da cidade de Manaus (fig. 1).

Uma visão geral da geologia da região sul do Escudo das Gûianas foi obtida a partir dos trabalhos de mapeamento executados por Araújo *et al.* (1976) em escala 1:1.000.000 (folha SA.21); Araújo Neto & Moreira (1976), em escala 1:100.000 (folhas SA.20-V-A-III e IV); Veiga Jr. *et al.* (1979), em escala 1:100.000 (folhas SA.21-V-A-IV, V e VI e SA.21-V-C-I e II); Costi *et al.* (1984), em escala 1:250.000 (folha NA.21-Y-C) e Jorge João *et al.* (1984), em escala 1:250.000 (folha SA.21-V-B).

Excetuando-se os estudos realizados na região de Pitinga e algumas datações geocronológicas pontuais, discutidos adiante, só recentemente foram retomados os levantamentos básicos na região através da CPRM. Porém, a maioria dos dados obtidos pela mesma ainda não foram divulgados, tendo-se assim um quadro em mutação e, portanto, provisório da geologia regional.

A região estudada situa-se na porção sul do Escudo das Gûianas (fig. 1), parte integrante do Cráton Amazônico (Almeida *et al.*, 1981; Gibbs & Barron, 1983). Embora muitos autores tenham admitido aprioristicamente que a formação dessa região deu-se essencialmente no período Arqueano (p. ex., Hasui *et al.*, 1984; Teixeira *et al.*, 1989), não se tem até o momento nenhuma indicação concreta em termos geocronológicos de que efetivamente houve expressiva formação de crosta durante o Arqueano, não só na região em questão, como também no Estado de Roraima e na região do Alto Rio Negro (Gaudette *et al.*, 1985, 1996; Dall'Agnol & Macambira, 1992; Sato & Tassinari, 1997; Dall'Agnol *et al.*, no prelo). Os dados geocronológicos disponíveis apontam para uma evolução da região iniciando no Paleoproterozóico, relacionada ao ciclo Transamazônico (2.100 ± 100 Ma), e se estendendo até o Mesoproterozóico. O contexto tectônico em que se deu a formação das rochas mais antigas da região ainda é pobremente conhecido, da mesma forma que o papel desempenhado na evolução regional pelo Cinturão Guiana Central, situado a norte da região de Pitinga.

Esses aspectos são enfatizados para mostrar que as hipóteses relativas ao contexto tectônico dos diferentes granitos, incluindo-se aí aqueles estudados no presente trabalho, permanecem muito especulativas e devem ser consideradas com o devido cuidado. Em termos estratigráficos, pelo seu valor histórico, merece ser mencionada a classificação proposta por Santos (1982) para os granitos da porção sul do Escudo das Gûianas. Ele distinguiu três grandes grupos de associações granitóides: (1) granitóides considerados como anteriores ao vulcanismo Uatumã (pré-Uatumã), representados pela Suite Água Branca e tipos

correlatos; (2) granitos contemporâneos e associados ao vulcanismo Uatumã (sin-Uatumã), correspondendo à Suite Mapuera; (3) granitos mais jovens que o magmatismo Uatumã e as coberturas de plataforma tipo Roraima (pós-Uatumã), correlacionados ao Granito rapakivi Parguaza (datado em 1545 ± 20 Ma Ga; Gaudette *et al.*, 1978), representados na região em estudo pela Suite Abonari.

Uma coluna estratigráfica regional é mostrada na fig. 2. Ela reflete os estudos mais antigos e não incorpora as novas propostas em gestação por razões já expostas. De qualquer modo, ela permite uma abordagem mais sistematizada sobre a geologia e estratigrafia regionais. São apresentados igualmente na Tabela 1 os resultados geocronológicos disponíveis sobre as principais unidades geológicas da porção sul do Escudo das Guianas e regiões limítrofes, bem como sobre os granitos de outras regiões que podem interessar ao presente trabalho.

A unidade considerada mais antiga é representada por rochas metamórficas gnáissicas e "granitóides de anatexia", denominados genericamente de Complexo Guianense ou Complexo Anauá. São granitóides isótipos, gnaisses e milonitos derivados de rochas graníticas, com idades provavelmente mais antigas ou próximas a 2000 Ma, que mostram relações de contato localmente gradacionais com unidades graníticas aparentemente mais jovens. Formam as regiões topograficamente mais arrasadas e planas, aflorando descontinuamente na forma de matacões ou em lajedos ao longo das drenagens. É provável que parte das rochas estruturalmente anisótropas agrupadas nesta unidade correspondam a granitóides pós ou tardi-tectônicos mais jovens, com graus variados de deformação dúctil-rúptil.

Os dados disponíveis não permitem uma clara visualização das litologias e petrogênese destes complexos de embasamento, nem tampouco do seu significado tectônico e idade de formação. Tal como ocorreu com o Complexo Xingu na Amazônia Oriental (cf. Dall'Agnol *et al.*, 1997), eles deverão ser desdobrados em várias unidades a medida que avance o conhecimento geológico. As relações destes complexos com os granitóides mais antigos, como aqueles da Suite Água Branca, também permanece indefinida.

A unidade seguinte, na coluna estratigráfica da fig. 2, é formada por granitóides cálcico-alcalinos metaluminosos a fracamente peraluminosos, agrupados sob a denominação de Adamelito Água Branca (Veiga Jr. *et al.*, 1979) e redefinidos como Suite Intrusiva Água Branca (SIAB) por Oliveira *et al.* (1996). Determinações geocronológicas Rb-Sr indicam idades de 1951 (Santos & Reis Neto, 1982) a 1910 ± 47 Ma (Jorge João *et al.*, 1985a), enquanto datações Pb-Pb, por evaporação em monocristal de zircão, fornecem idades mínimas de cristalização entre 1960 ± 1 e 1938 ± 37 Ma (Almeida *et al.*, 1997) para esta unidade.

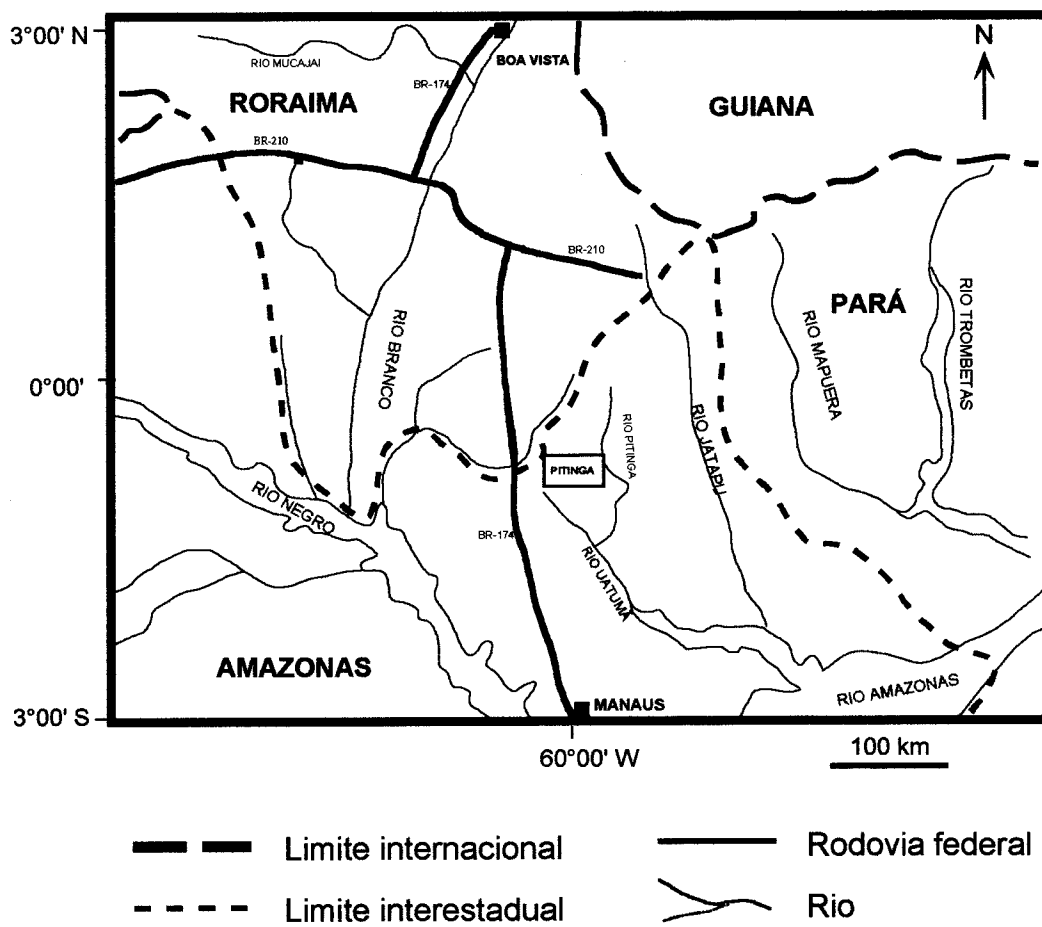


Figura 1 - Mapa de localização da mina Pitinga.

P R O T E R O Z Ó I C O	CENOZÓICO		Aluviões holocênicos Aluviões pleistocênicos Coberturas lateríticas	
	NEOPROTEROZÓICO		Formação Seringa	Basaltos alcalinos, diabásios, gabros
		MESOPROTEROZÓICO	Suite Intrusiva Abonari	Sienogranitos, feldspato alcalino-granitos, alasquitos, granitos rapakivi
			Formação Quarenta Ilhas	Diabásios, olivina-diabásios e rochas diferenciadas ácidas
			Formação Urupi	Quartzo-arenitos, arcóseos, siltitos, conglomerados, piroclásticas
	PALEOPROTEROZÓICO	Supergrupo Uatuma	Suite Intrusiva Mapuera	Sienogranitos, alasquitos, monzogranitos
			Grupo Iricoumé	Riodacitos, riolitos, dacitos, traquitos, ignimbritos, andesitos
			Suite Intrusiva Água Branca	Monzogranitos, biotita-monzogranitos, granodioritos, biotita-granodioritos, tonalitos
			Complexo Güianense	Granitóides foliados, gnaisses e milonitos derivados de rochas granitóides

Figura 2. Coluna estratigráfica regional, adaptada de Veiga Jr. et al. (1979) e Costi et al. 1984

Tabela 1 - Dados geocronológicos em rochas graníticas do Cráton Amazônico.

UNIDADE ESTRATIGRÁFICA	IDADE	MÉTODO	REFERÊNCIA
BLOCO ORIENTAL DO CRÁTON AMAZÔNICO			
Granito Cigano	1883 ± 2 Ma	U-Pb Zr	Machado <i>et al.</i> (1991)
Granito Serra dos Carajás	1880 ± 2 Ma	U-Pb Zr	Machado <i>et al.</i> (1991)
Granito Pojuca	1874 ± 2 Ma	U-Pb Zr	Machado <i>et al.</i> (1991)
Granito Musa	1883 ± 5/- 2 Ma	U-Pb Zr	Machado <i>et al.</i> (1991)
Granito Jamon	1885 ± 32 Ma	Pb-Pb Zr	Macambira & Dall'Agnol (1997)
Granito Seringa	1892 ± 30 Ma	Pb-Pb Zr	Avelar <i>et al.</i> (1994)
Granito Velho Guilherme	1873 ± 13 Ma	Pb-Pb rt	Rodrigues <i>et al.</i> (1992)
Granito Redenção	1870 ± 68 Ma	Pb-Pb rt	Barbosa <i>et al.</i> (1996)
Granito Antonio Vicente	1896 ± 9 Ma	Pb-Pb rt	N.P. Teixeira (unpubl.)
BLOCO CENTRAL DO CRÁTON AMAZÔNICO			
Adamelito Água Branca	1951 Ma	Rb-Sr ¹	Santos & Reis Neto (1982)
Adamelito Água Branca	1910 ± 47 Ma	Rb-Sr rt	Jorge João <i>et al.</i> (1985a)
Suite Intrusiva Água Branca	1960 ± 21 Ma	Pb-Pb Zr	Almeida <i>et al.</i> (1997)
Suite Intrusiva Água Branca	1938 ± 37 Ma	Pb-Pb Zr	Almeida <i>et al.</i> (1997)
Granito Madeira	1834 ± 6 Ma	U-Pb Zr	Fuck <i>et al.</i> (1993)
Granitos Madeira e Água Boa	1689 ± 19 Ma	Rb-Sr rt	Macambira <i>et al.</i> (1987)
Granito Serra do Acari	1750 ± 30 Ma	Rb-Sr rt	Jorge João <i>et al.</i> (1985b)
Grupo Iricoumé (Uatumã)	1962 ± 42/- 33 Ma	U-Pb Zr	Schobbenhaus <i>et al.</i> (1994)
Grupo Surumu (Uatumã)	1966 ± 9 Ma	U-Pb Zr	Schobbenhaus <i>et al.</i> (1994)
BLOCO NOROESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO			
Granito Parguaza	1545 ± 20 Ma	U-Pb Zr	Gaudette <i>et al.</i> (1978)
Granito Sucucucu	1583 Ma	Rb-Sr RI	Dall'Agnol <i>et al.</i> (1975)
Granito Mucajaí	1544 ± 42 Ma	U-Pb Zr	Gaudette <i>et al.</i> (1996)
Charnockito Serra da Prata	1564 ± 21 Ma	Pb-Pb Zr	Fraga <i>et al.</i> (1997)
BLOCO SUDOESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO			
Granito Teles Pires	1602 ± 30 Ma	Rb-Sr RI	Silva <i>et al.</i> (1980)
Granito Serra da Providência	1606 ± 24 Ma	U-Pb Zr	Tosdal <i>et al.</i> (1996)
"	1573 ± 15 Ma	U-Pb Zr	Bettencourt <i>et al.</i> (1995)
"	1566 ± 5 Ma	U-Pb Zr	Bettencourt <i>et al.</i> (1995)
"	1554 ± 47 Ma	U-Pb Zr	Tosdal <i>et al.</i> (1996)
"	1588 ± 16 Ma	U-Pb Zr ²	Tassinari <i>et al.</i> (1996a)
Charnockito Ouro Preto	ca. 1560 Ma	U-Pb Zr	Bettencourt <i>et al.</i> (1995)
Granito Santo Antonio	1406 ± 32 Ma	U-Pb Zr	Bettencourt <i>et al.</i> (1995)
Granito Teotônio	1387 ± 16 Ma	U-Pb Zr	Bettencourt <i>et al.</i> (1995)
Charnockito Jaru	1351 ± 8 Ma	U-Pb Zr	Bettencourt <i>et al.</i> (1995)
Granito São Lourenço	1314 ± 13 Ma	U-Pb Zr	Bettencourt <i>et al.</i> (1995)
Granito Caripunas	1309 ± 24 Ma	U-Pb Zr	Bettencourt <i>et al.</i> (1995)
Vulcânicas félsicas Caripunas	1312 ± 3 Ma	U-Pb Zr	Bettencourt <i>et al.</i> (1995)
Granito Oriente Novo	1080 ± 27 Ma	U-Pb Zr	Bettencourt <i>et al.</i> (1995)
Granito Santa Clara	1081 ± 50 Ma	U-Pb Zr	Bettencourt <i>et al.</i> (1995)
Granito Pedra Branca	998 ± 5 Ma	U-Pb Zr	Bettencourt <i>et al.</i> (1995)
Charnockito União	1048 ± 8 Ma	U-Pb Zr	Bettencourt <i>et al.</i> (1995)

rt: isócrona em rocha-total; RI: isócrona de referência; U-Pb Zr: U-Pb em zircão; Pb-Pb Zr: evaporação em zircão; ¹compilação de várias isócronas em rt; ²SHRIMP II

São rochas de granulação média a grossa, predominantemente monzograníticas a granodioríticas, mas formando uma série expandida desde termos intermediários até félsicos. Exibem geralmente marcante anisotropia, apresentando foliação definida pela orientação preferencial de minerais máficos. Mostram, de modo geral, características geoquímicas e petrográficas similares às dos granitóides de tipo "I" (White & Chappell, 1977; Hine *et al.*, 1978; Pitcher, 1987; Chappell & White 1992) e se enquadram, segundo Dall'Agnol *et al.* (1987, 1992), entre os granitóides da série com magnetita de Ishihara (1981).

Os granitóides da SIAB, segundo Veiga Jr. *et al.*, (1979) e Santos (1984), são cortados por rochas vulcânicas ácidas a intermediárias relacionadas ao Grupo Iricoumé do Supergrupo Uatumã. Essa evidência geológica posiciona estratigraficamente o Grupo Iricoumé acima da SIAB, mas não foi levada em conta na ocasião a possibilidade de recorrência das manifestações vulcânicas. Dados geocronológicos mais recentes não têm favorecido a interpretação de que as vulcânicas Uatumã sejam mais jovens do que a referida suíte. Na área da mina Pitinga, estas vulcânicas apresentam idades U-Pb em zircão de $1962 \pm 42\text{-}33$ Ma (Schobbenhaus *et al.*, 1994). Na região da vila Surumu, em Roraima, aproximadamente 500 km a norte de Pitinga, rochas vulcânicas interpretadas como também pertencentes ao Supergrupo Uatumã têm idade U-Pb de 1966 ± 9 Ma (Schobbenhaus *et al.*, 1994), sendo ali denominadas Grupo Surumu. Estes dados sugerem a contemporaneidade das duas seqüências vulcânicas (apesar do erro estatístico ser relativamente grande da idade das vulcânicas Iricoumé), bem como destas com a SIAB.

A questão central nesta discussão é a indefinição existente em termos do Supergrupo Uatumã sobre a sua natureza, idade real e relações com o plutonismo granitóide. Veiga Jr *et al.* (1979) e Santos (1984) propõem para o vulcanismo uma origem única, ligada a processos de reativação autônoma de plataforma, embora o último tenha mostrado evidências geoquímicas da existência de mais de uma série magmática nas seqüências vulcânicas. Dall'Agnol *et al.* (1987, 1994, no prelo) têm, entretanto, enfatizado as dificuldades existentes nessa área e a necessidade de uma melhor caracterização do Supergrupo Uatumã, o qual nos moldes amplos em que foi definido, seria, ao que tudo indica, formado por mais de uma série magmática, não obrigatoriamente contemporâneas. Ilustra essa dificuldade o fato de as rochas vulcânicas do Grupo Surumu serem cálcico-alcalinas (andesitos, dacitos e riodacitos), enquanto as vulcânicas Iricoumé aflorantes na região de Pitinga são provavelmente alcalinas (riolitos, traquitos, raros dacitos), indicando que a geração destas unidades ou ocorreu em ambientes tectônicos distintos ou está relacionada a fontes distintas. Dall'Agnol *et al.* (1987, 1994, no prelo) salientam que as características geoquímicas mostradas pelas vulcânicas cálcico-alcalinas as aproximam dos granitóides tipo Água Branca. Tal hipótese foi retomada por Reis & Fraga (1996) e Fraga *et*

al. (1997), a partir das determinações geocronológicas U-Pb e Pb-Pb apresentadas por Schobbenhaus *et al.* (1994) e Almeida *et al.* (1997). Os primeiros autores assumem que o vulcanismo Surumu está relacionado com os granitóides cálcico-alcalinos da Suíte Pedra Pintada (cerca de 2.0 Ga) e não com os granitos da Suíte Saracura (sin-Uatumã na nomenclatura de Santos, 1982).

Na porção sul do Escudo das Guianas, os granitóides considerados genericamente como anorogênicos, que ocorrem associados às vulcânicas Uatumã, são interpretados como seus equivalentes plutônicos e têm sido agrupados sob a denominação de Suíte Intrusiva Mapuera - SIM (Veiga Jr. *et al.*, 1979). A SIM é constituída por sienogranitos e, subordinadamente, monzogranitos. São rochas estruturalmente isotrópicas, tanto em escala de afloramento quanto a nível microscópico, mas localmente podem mostrar-se fortemente cataclasadas.

Mineralogicamente são compostas por feldspato potássico, plagioclásio e quartzo, tendo a biotita como principal fase máfica e, como acessórios, zircão, apatita, titanita e fluorita. Geoquimicamente são rochas alcalinas a subalcalinas. Jorge João *et al.* (1984, 1985b) realizaram estudos geocronológicos Rb-Sr no Granito Serra do Acari, correlacionado à SIM e ocorrente na folha SA.21-V-B, determinando para ele uma idade isocrônica Rb-Sr de 1750 ± 16 Ma. Esta é considerada a idade mínima deste evento na região, já que não foram realizadas determinações U-Pb ou Pb-Pb nestas rochas.

A unidade seguinte compreende uma seqüência de sedimentos flúvio-eólicos continentais e piroclásticas, que Veiga Jr. *et al.* (1979) denominaram de Formação Urupi. Segundo estes autores, a Formação Urupi é correlacionada informalmente ao Supergrupo Roraima, sendo composta por arenitos arcoseanos, quartzo-arenitos e siltitos, com intercalações de tufos finos na sua porção de topo. Seu posicionamento estratigráfico, é, portanto, baseado na correlação feita com seqüências de rochas similares, que apresentam relações de contato discordante com as rochas vulcânicas do Supergrupo Uatumã, como é o caso do Supergrupo Roraima. Porém, tais relações de contato não foram verificadas no caso da Formação Urupi na região.

Rochas básicas toleíticas da Formação Quarenta Ilhas - diabásios, gabros e diferenciados ácidos - não datadas na região, são intrusivas nas rochas sedimentares da Formação Urupi, sendo correlacionadas ao magmatismo básico Avanavero (Mesoproterozóico) por Veiga Jr. *et al.* (1979).

A unidade seguinte são granitóides alcalinos anorogênicos, meta a peraluminosos, raramente peralcalinos, denominados Granito Abonari por Araújo Neto e Moreira (1976) e redefinidos como Suíte Intrusiva Abonari (SIA) por Veiga Jr. *et al.* (1979). São sienos a feldspato

alcalino-granitos, com termos monzograníticos subordinados, equigranulares de granulação grossa a média ou porfíricos. O Granito Abonari foi correlacionado ao evento Parguaza por Araújo Neto & Moreira (1976) por ser intrusivo em granitóides atribuídos ao Supergrupo Uatumã, apresentar quimismo alcalino e ter idade de 1520 ± 47 Ma, em idade Rb-Sr modelo determinada em amostra obtida por esses autores, utilizando razão $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ de 0,705. Veiga Jr. *et al.* (1979) e Costi *et al.* (1984) mantiveram esta correlação, baseados adicionalmente na idade U-Pb em zircão de 1545 ± 20 Ma, determinada por Gaudette *et al.* (1978) para o Granito Parguaza, na Venezuela.

Por analogia, a SIA também foi considerada por Veiga Jr. *et al.* (1979) e Costi *et al.* (1984) como mais jovem do que a Formação Urupi, mesmo se, apenas ao longo do rio Jatapu, onde Costi *et al.* (1984) descrevem relações de contato intrusivo de rochas graníticas da SIA em quartzo-arenitos da Formação Urupi, que mostram evidências de metamorfismo térmico, foram registradas as suas relações de contato. De qualquer modo, esta interpretação envolve correlações, sempre algo problemáticas no atual estágio de conhecimento da região.

O último evento ígneo da região relaciona-se ao magmatismo básico alcalino potássico da Formação Seringa, do Neoproterozóico. São diabásios, basaltos e raros andesitos, formando derrames extensos, cuja gênese é relacionada a processos distensivos de escala crustal. Araújo Neto & Moreira (1976) apresentam idades K-Ar em hornblenda de 1079 ± 18 e 1090 ± 13 Ma para rochas desta unidade.

Embora situe-se dentro do contexto do Cinturão Guiana Central e, portanto, fora do domínio tectônico da região de Pitinga, merece ser mencionada a associação anortosito-mangerito-charnoquito-granito rapakivi que ocorre no sul do Estado de Roraima, na região de Mucajaí-Caracarái. Essa associação, descrita originalmente por Fraga *et al.* (1995, 1997a), engloba: (1) Suíte Mucajaí, datada em 1.544 ± 52 Ma (Gaudette *et al.*, 1997), formada por granitos rapakivíticos, ora isotrópicos, ora milonitizados e afetados por eventos pós-colocação; (2) Suíte Serra da Prata, com idade de 1564 ± 21 Ma (Fraga *et al.*, 1997b), constituída por séries charnoquíticas a mangeríticas; (3) Anortosito Repartimento, ainda não datado, mas considerado contemporâneo das unidades descritas anteriormente. Pelo que se conhece atualmente, essa associação AMCG (Emslie, 1991) não possui mineralizações estaníferas associadas. A Suíte Abonari, descrita na região de Pitinga, embora não datada, seria correlacionável à Suíte Mucajaí, dentro da atual visão da equipe da CPRM de Manaus (M.S.G. Faria e R. Luzardo, inf. verbal).

No oeste de Roraima, foi descrita a Suíte Surucucu (Dall'Agnol *et al.*, 1975; Pinheiro *et al.*, 1981), a qual também possui caráter rapakivítico e tem sido correlacionada às suítes

Mucajaí e Parguaza (cf. Dall'Agnol *et al.*, no prelo). Essa suíte distingue-se da Suíte Mucajaí, no entanto, por apresentar fortes evidências de mineralizações estaníferas.

3 - GEOLOGIA DA REGIÃO DE PITINGA

Excetuando o Complexo Güianense, todas as demais unidades citadas no item 2 ocorrem na área da mina Pitinga. A fig. 3 apresenta o mapa geológico dos granitos estaníferos e suas rochas encaixantes.

Devido ao maior detalhe do mapeamento realizado pelas equipes do Grupo Paranapanema após 1988, exigidos e dirigidos pelas atividades de lavra, e aos resultados das determinações geocronológicas publicados por Macambira *et al.* (1987), Fuck *et al.* (1993) e Schobbenhaus *et al.* (1994), o arranjo crono-estratigráfico e algumas interpretações sugeridas pelos trabalhos de escala regional não são inteiramente aplicáveis nesta área e devem ser revistos. As principais contradições dizem respeito às relações temporais entre as rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé e os granitos alcalinos da região de Pitinga. Outro aspecto refere-se ao fato dos últimos terem sido incluídos na Suite Intrusiva Abonari, cuja idade permanece indefinida e cuja caracterização petrogenética e geoquímica é muito limitada.

3.1 - SUITE INTRUSIVA ÁGUA BRANCA (SIAB)

A SIAB tem uma ocorrência bastante restrita, limitando-se a uma pequena área situada no limite oeste-noroeste da mina, ao longo da estrada de acesso à BR-174, onde acha-se adjacente às rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé. A topografia plana faz com que os afloramentos sejam esparsos e, em consequência, o contato não seja visível no campo, mas afloramentos de ambas as unidades encontram-se separados por apenas algumas centenas de metros. A SIAB é representada por biotita-monzogranitos esbranquiçados, estruturalmente isótipos e de granulação média a fina.

3.2 - Grupo Iricoumé (GI)

É a unidade de maior extensão em área dentro da mina Pitinga. É composta por lavas e piroclásticas ácidas, com composições predominantemente riolíticas a quartzo-traquíticas e raros riodacitos.

As rochas extrusivas apresentam estrutura cataclástica, sendo cortadas por vênulas e fissuras preenchidas por epidotos, cloritas, calcita e quartzo, evidenciando os intensos processos hidrotermais induzidos pelas intrusões graníticas ou por reativações dos aparelhos vulcânicos. Além do fraturamento, outra característica marcante nas rochas vulcânicas da região é a constante presença de enclaves de rochas vulcânicas básicas a intermediárias,

MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO DA MINA PITINGA

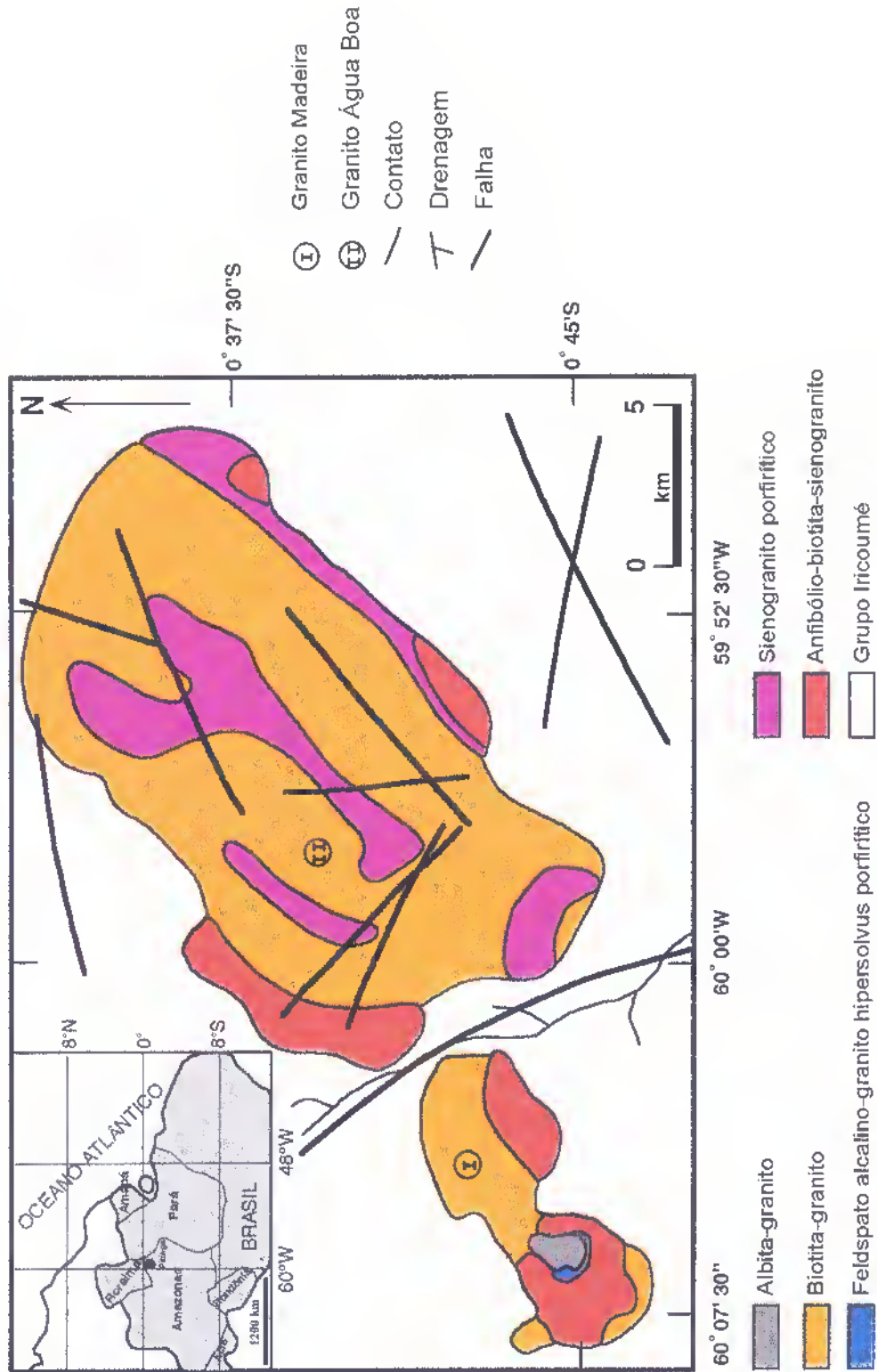


Figura 3. Mapa geológico da Mina Pitanga (modificado de Horbe et al., 1985; Daoud & Antonietto Jr., 1985).

interpretados como prováveis glóbulos de magma máfico, sugerindo o envolvimento de magmas básicos na história evolutiva do vulcanismo e indicando a atuação de processos de magma mingling. Os glóbulos são centimétricos, arredondados e mostram intensa formação de vesículas, preenchidas por quartzo, epidotos e cloritas.

As rochas piroclásticas são principalmente tufos de granulação fina, com estruturas de fluxo bem preservadas. As características deposicionais e a estreita associação com os derrames indicam serem tipos proximais ou ignimbritos ("ash flow tuffs" - Fischer & Schminke, 1984). Apresentam-se menos fraturados do que as vulcânicas e raramente mostram enclaves distinguíveis macroscopicamente.

A composição química destas rochas vulcânicas, devido às características descritas acima, não deve ser determinada sem, previamente, ser feita uma extensa e cuidadosa seleção das amostras a serem analisadas. Nos resultados disponíveis até o momento não foram levados em conta estes fatores e, portanto, não devem ser utilizados em pesquisas com objetivos petrogenéticos.

Considerando as composições mineralógicas, é possível que as vulcânicas mapeadas na região de Pitinga tenham um caráter alcalino e, portanto, não devam ser correlacionadas às séries vulcânicas cálcico-alcalinas já identificadas no Supergrupo Uatumã. Isso é reforçado, em certa medida, pela provável coexistência de magmas básicos e ácidos, sugerindo um magmatismo bimodal, bem como pela estreita associação das vulcânicas com os granitos. Por outro lado, o contraste entre as idades geocronológicas obtidas nas vulcânicas de Pitinga (Schobbenhaus *et al.*, 1994) e no Granito Madeira (Fuck *et al.*, 1993), não favorece a hipótese de que vulcânicas e granitos sejam contemporâneos. O esclarecimento destas questões extrapola, contudo, o objetivo deste trabalho, devendo ser feita no desenvolvimento de futuras pesquisas.

3.3 - GRANITOS SIMÃO E BOM FUTURO

Os granitos Simão e Bom Futuro têm sido tradicionalmente considerados como equivalentes plutônicos das rochas vulcânicas do Supergrupo Uatumã e agrupados na Suíte Intrusiva Mapuera (SIM) nos trabalhos de escala regional. Deve ser lembrado, porém, que os limitados dados disponíveis sobre eles não permitem estabelecer correlações ou definir seguramente o seu posicionamento estratigráfico.

O Granito Simão, situado a sul da mina Pitinga, é o mais extenso, constituindo um batolito de forma irregular, bordejado por largas zonas de falha de extensão regional. São sienos a monzogranitos, quimicamente subalcalinos, moderada a fortemente cataclásados. O Granito

Bom Futuro, situado a leste da mina Pitinga, corresponde a um pluton alongado na direção NW-SE, cortado pelo rio Pitinga.

Estes granitos foram considerados estéreis em Sn e por este motivo não foram estudados em detalhe pelas equipes da Paranapanema. Além deste aspecto, diferem também dos granitos estaníferos por serem mais afetados por processos de deformação.

3.4 - FORMAÇÃO URUPI

As rochas sedimentares da Formação Urupi foram mapeadas por Veiga Jr. *et al.* (1979) ao longo do rio Pitinga, situado no limite leste da área da mina Pitinga. Nesta região, os sedimentos ocorrem em uma ampla estrutura sinformal, classificada por Mandetta *et al.* (1974) e Veiga Jr. *et al.* (op. cit.) como braquissinclinal. As bordas desta estrutura são delimitadas por rochas básicas da Formação Quarenta Ilhas, que formariam um sill intrusivo em quartzarenitos. Entretanto, Montalvão (1975) e Araújo *et al.* (1976) interpretam esta estrutura como sendo formada por colapso de aparelho vulcânico ou caldeira, já que em seu interior são encontradas rochas piroclásticas associadas aos sedimentos clásticos. Consideram, ainda, que as rochas básicas da Formação Quarenta Ilhas corresponderiam a um dique anelar.

Os mapeamentos posteriores, realizados em torno dos corpos graníticos mineralizados, identificaram, a leste do Granito Água Boa, uma seqüência de rochas finas e estratificadas, mas completamente saprolitizadas, que foi correlacionada à Formação Urupi por Daoud & Antonietto Jr. (1985). Como o Granito Água Boa apresenta enclaves destas rochas, ele e, por extensão, o Granito Madeira, foram considerados intrusivos nas mesmas e mapeados como pertencentes à Suite Abonari, tendo em vista a correlação entre a Formação Urupi e o Grupo Roraima, feita anteriormente (ver item 2).

Entretanto, trabalhos de mapeamento geológico mais recentes (Costi & Popini, 1994), realizados para a abertura de frentes de lavra, identificaram afloramentos não saprolitizados das rochas finas da suposta Formação Urupi. As seções delgadas e as características mesoscópicas indicaram tratar-se de rochas piroclásticas finas (tufos cineríticos e ignimbritos), que, quando alterados, dificilmente distinguem-se de rochas sedimentares clásticas finas.

Portanto, ficou caracterizada a relação intrusiva dos granitos em rochas piroclásticas. Estas provavelmente pertencem ao Grupo Iricoumé, já que não foram registradas, em volta dos granitos, rochas sedimentares clásticas que justifiquem uma correlação da seqüência com a Formação Urupi. Com base no fato de não existirem evidências de que a Formação Urupi ocorre em torno dos granitos alcalinos estaníferos, modificou-se o mapa apresentado por

Daoud & Antonietto Jr (1985) e Horbe *et al.* (1985, 1991), assumindo-se que as encaixantes dos mesmos limitam-se às vulcânicas da Formação Iricoumé (fig. 3).

3.5 - FORMAÇÃO QUARENTA ILHAS

Esta unidade é representada por basaltos e diabásios toleíticos, além de seus diferenciados intermediários a ácidos, os últimos bastante subordinados. Silva Jr. (1992) faz uma descrição detalhada das características petrográficas destas rochas, amostradas na margem do rio Pitinga, ao longo da borda da estrutura sinformal denominada Sinclinal do Pitinga. As rochas da Formação Quarenta Ilhas ocorrem na forma de um corpo extenso e estreito, formando, segundo Veiga Jr *et al.* (1979), uma intrusão concordante (sill), ou, segundo Montalvão (1975), um corpo discordante, que preenche falhas anelares originadas por colapso de caldeira.

3.6 - GRANITOS ALCALINOS

Na área da mina Pitinga foram delimitados três corpos graníticos alcalinos. O de maior extensão superficial é o pluton Água Boa, seguido pelos plutons Europa e Madeira, todos correlacionados por Horbe *et al.* (1985), Daoud & Antonietto Jr. (1985) e Daoud (1988) à Suite Intrusiva Abonari (SIA). Todavia, as determinações geocronológicas efetuadas por Macambira *et al.* (1987) e Fuck *et al.* (1993), indicando, respectivamente, idades de 1689 ± 19 Ma (Rb-Sr) e 1834 ± 6 Ma (U-Pb em zircão), para os granitos Madeira e Água Boa (Tab. 1), juntamente com os novos dados de campo referentes às relações entre o Granito Água Boa e a Formação Urupi, demonstraram que esta hipótese de trabalho não é mais válida, devendo ser reavaliada.

O fato dos granitos Água Boa e Madeira não serem contemporâneos ao Granito Parguaza invalida a correlação entre eles. Outro pressuposto da correlação, o fato de os granitos destas unidades serem mais jovens do que as coberturas plataformais tipo Roraima e Urupi, não está demonstrado no caso da área da Mina Pitinga, onde a Formação Urupi necessita ser melhor estudada. Finalmente, a pobre caracterização geoquímica e geocronológica do Granito Abonari em sua área-tipo debilita a definição da suite, tornando pouco consistente qualquer tentativa de correlação. Os dados disponíveis no momento deixam antever duas possibilidades:

(1) novos dados geocronológicos e geoquímicos poderão vir a permitir uma clara definição da Suite Abonari, permitindo situá-la no tempo. Neste caso, sendo a sua idade e afinidades geoquímicas coincidentes com às das suites Parguaza e Mucajaí, estaria justificada

a correlação, assim como a individualização da Suíte Abonari na região. Caso a coincidência não se verifique, estaria invalidada a correlação, mas seria talvez justificada a manutenção da Suíte Abonari;

(2) As características geoquímicas, petrogenéticas e a idade dos granitos tidos como representativos da Suíte Abonari podem não justificar a individualização de uma suíte. Neste caso, o termo estratigráfico Suíte Abonari deveria ser abandonado.

Pelo exposto fica claro que a inclusão dos granitos Madeira e Água Boa na Suíte Abonari não se justifica, pois eles não se enquadram em diversos pressupostos que nortearam a definição dessa suíte na região. Além disso, dispondo-se de um nível de conhecimento muito mais aprofundado sobre os primeiros, seria em torno dos mesmos que caberia a possível definição de uma suíte.

O Granito Europa situa-se a noroeste da área da mina, em uma região tornada reserva indígena, atualmente inacessível. O nível de conhecimento sobre este granito é apenas incipiente, sabendo-se basicamente que é um batolito semicircular, composto por feldspato alcalino-granitos contendo biotita e riebeckita, portanto peralcalinos. Não foram encontradas mineralizações de Sn associadas a este granito.

Tanto o Granito Água Boa quanto o Granito Madeira são fortemente mineralizados em Sn (Horbe *et al.*, 1985, 1991; Daoud & Antonietto Jr., 1985; Daoud, 1988; Daoud & Antonietto Jr., 1988; Daoud & Fuck, 1990; Teixeira *et al.*, 1992), detalhando-se a seguir a sua geologia.

3.6.1 - Granito Água Boa (GAB)

O GAB tem uma forma aproximadamente elíptica, alongada segundo a direção NE-SW e acha-se encaixado em rochas vulcânicas e piroclásticas (fig. 3). Daoud & Antonietto Jr. (1985), Daoud (1988), Horbe *et al.* (1991) e Lenharo *et al.* (1997) apresentam as principais características petrográficas e geoquímicas deste batolito, a seguir resumidas.

O GAB é constituído por 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 batolito, 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, designado historicamente por Daoud & Antonietto Jr. (1985) como granito rapakivi. É composto mineralogicamente por feldspato potássico perfitico, 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. Francois Mountains (EUA).

A fácies colocada a seguir é um 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 (fig. 3). É uma rocha de tendência alasquítica, 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 tardi-magmáticos de albitização dos feldspatos primários, além de cloritização da rara biotita.

A seguir, deu-se a colocação da fácies de maior extensão superficial do corpo, que é um biotita-feldspato alcalino-granito equigranular, composto essencialmente por feldspato potássico intensamente pertítico (mesopertita) 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 as hospedeiras das principais mineralizações estaníferas neste batólito.

A última fácies é representada por um topázio-granito porfirítico, situado em uma zona alongada na porção central do corpo. É composto por fenocristais de quartzo e feldspato potássico em matriz de granulação fina rica em albita e topázio (Lenharo *et al.*, 1997). Os máficos são representados por rara biotita e os acessórios zircão, fluorita e opacos. O topázio ocorre tanto como fase magmática primária como em agregados intersticiais, aparentemente formados por substituição de feldspatos.

A mineralização primária de Sn no GAB ocorre em três estilos: (1) em quartzo-greissens com cassiterita, alojados ao longo de falhas que cortam o biotita-feldspato alcalino-granito; (2) em topázio-siderofilita-greissens e fengita-clorita-greissens desenvolvidos no granito rapakivi, próximo ao contato do mesmo com as rochas vulcânicas (Borges, 1997); (3) em zonas metassomaticamente alteradas dentro do biotita-granito, onde são formados epi-sienitos sódicos fortemente enriquecidos em Sn (Costi *et al.*, 1996a, b; 1997).

Geoquimicamente, as rochas do GAB são alcalinas, variando de metaluminosas a peraluminosas (Horbe *et al.*, 1991), plotando no campo dos granitos tipo "A" de Whalen *et al.* (1987) e no de granitos intraplacas nos diagramas discriminatórios de Pearce *et al.* (1984).

3.6.2- Granito Madeira (GMD)

O GMD é um *stock* alongado na direção SW-NE, tendo sido mapeado como um corpo separado do GAB por uma faixa de rochas vulcânicas, sendo, portanto, totalmente envolvido

por elas. Com as atividades de lavra alcançando esta área de contato, verificou-se que a ocorrência de rochas vulcânicas neste setor é mais estreita e descontínua do que o registrado nos primeiros mapas geológicos. Aparentemente os dois corpos graníticos fazem parte de uma única estrutura, separados apenas por uma falha de extensão regional, de direção NW-SE (fig. 3), como é mostrado pelas imagens de satélite da região.

O GMD apresenta quatro fácies (fig. 4), distintas em termos petrográficos, geoquímicos e metalogenéticos. As relações temporais/espaciais entre as fácies, tal como no GAB, foram determinadas principalmente com base em dados de campo, apoiadas por dados adicionais obtidos durante a extensa etapa de sondagem realizada no GMD.

A fácies precoce é um anfibólio-biotita-sienogranito (ABSG) equigranular a porfíritico, ocorrendo ao longo das bordas noroeste, nordeste e sudeste do *stock*. Estas rochas, desde os trabalhos iniciais executados no GMD (Carvalho Filho *et al.*, 1984; Horbe *et al.*, 1985), têm sido historicamente agrupadas sob a denominação de "granito rapakivi". Propõe-se neste trabalho, todavia, utilizar para esta fácies a denominação "anfibólio-biotita-sienogranito", por não trazer consigo as implicações petrológicas e geoquímicas implícitas no nome "granito rapakivi", além de ser um termo petrograficamente mais rigoroso, que fornece uma idéia precisa da composição da rocha.

Nas proximidades das bordas do corpo Madeira o ABSG apresenta enclaves arredondados, centimétricos a decimétricos, de rochas vulcânicas porfíriticas. Geralmente os enclaves mostram contatos nítidos com o granito encaixante, evidenciando um contraste de viscosidade relativamente elevado com o magma granítico. Porém, em certos casos, os contatos dos enclaves vulcânicos com o granito hospedeiro são gradacionais, sugerindo a contemporaneidade destes magmas.

O ABSG é composto essencialmente por feldspato potássico perítico, quartzo e plagioclásio, com biotita, hornblenda, zircão, fluorita e opacos como acessórios. Tal como no GAB, esta rocha também apresenta fenocristais ou cristais de feldspato potássico envolvidos por uma coroa de plagioclásio, em um arranjo tipo rapakivi bastante característico, muito mais comum do que no GAB. Nos tipos porfíriticos a matriz apresenta abundantes intercrescimentos micrográficos, sendo também comuns os intercrescimentos simplectíticos entre biotita e anfibólio. Por estas características texturais, indicativas de cristalização a níveis crustais relativamente rasos, é provável que também esta fácies represente uma intrusão anelar, posicionada em zonas de fraturas originadas por subsidência de caldeira (fig. 4).

A fase seguinte é um biotita-feldspato alcalino-granito (BTG) equigranular ou, localmente, porfíritico, de granulação média ou grossa, composto essencialmente por feldspato potássico intensamente perítico e quartzo, com proporções reduzidas ou nulas de plagioclásio,

conferindo à rocha um caráter hipersolvus. A biotita é o único varietal presente, sendo um termo rico em ferro, provavelmente annita. As fases acessórias são fluorita, opacos, zircão e topázio. O BTG é intrusivo no anfibólio-biotita-sienogranito, apresentando enclaves de dimensões centimétricas a métricas deste último.

Geoquimicamente, tanto o ABSG quanto o BTG são alcalinos, com o primeiro sendo metaluminoso e o segundo variando de meta a peraluminoso.

Seguindo o BTG, foi identificada uma rocha porfírica de coloração róseo-avermelhada, que, pelas características petrográficas adiante descritas, foi classificada como feldspato alcalino-granito hipersolvus porfírico (FAGHP). As relações de contato desta rocha com as rochas das fácies precedentes não foram visualizadas em campo, já que a maior parte de sua ocorrência foi registrada apenas através de sondagem. Esta rocha ocorre em volta da fácies albita-granito, tendo sido inicialmente identificada por Teixeira *et al.* (1992) como biotita-granito, texturalmente modificado por ação da colocação do albita-granito. A caracterização geoquímica desta fácies ainda não foi realizada.

A última fase do GMD é o albita-granito (ABG), anteriormente referida por Horbe *et al.* (1985, 1991) e Teixeira *et al.* (1992) como apogranito, em analogia à denominação dada por Beus *et al.* (1962, 1982) para rochas fortemente albitizadas mineralizadas em metais raros. O estudo do ABG é o objetivo central deste trabalho, sendo feito a seguir o detalhamento das relações de campo e petrografia desta fácies.

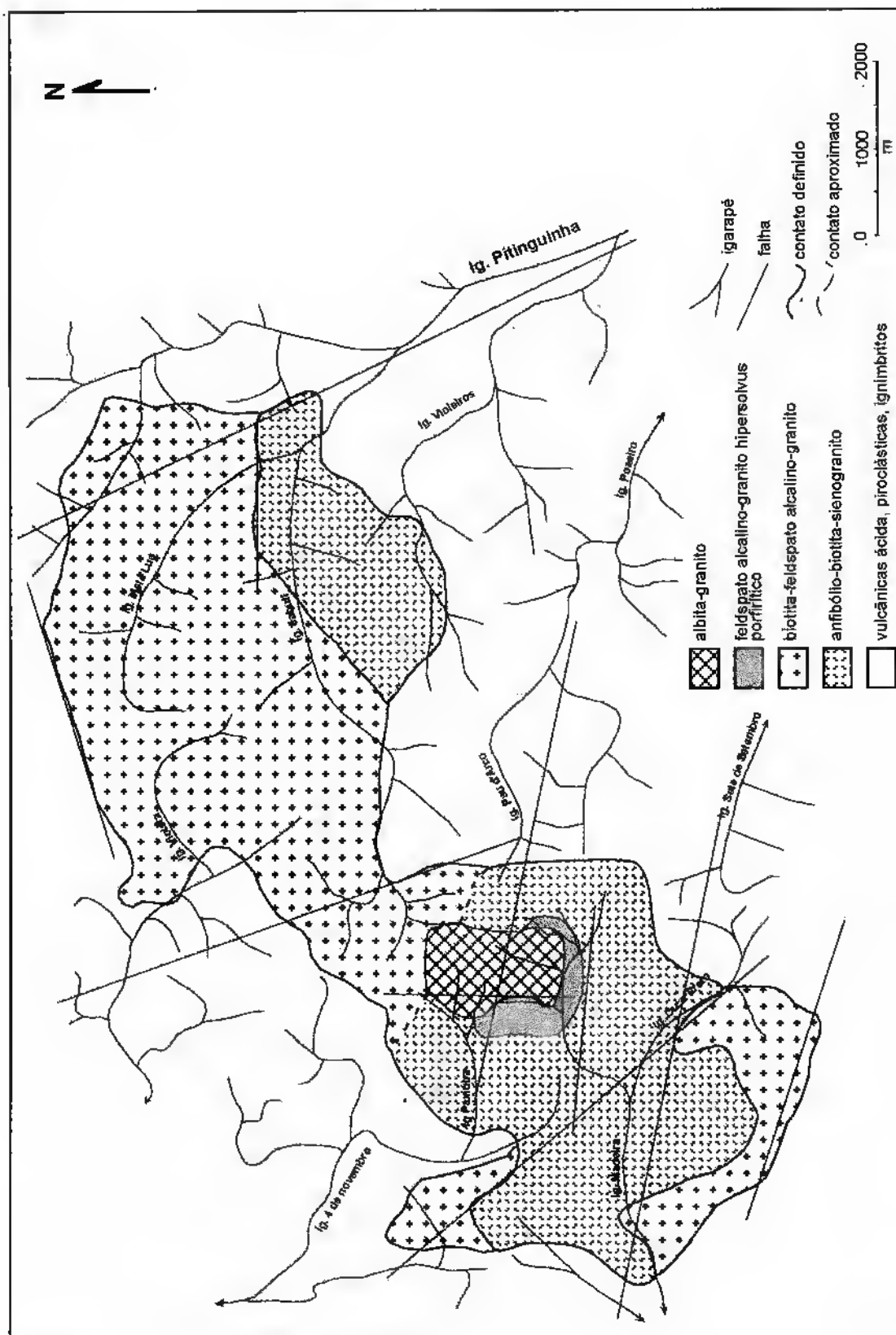


Figura 4. Mapa geológico do Granito Madeira

4 - ALBITA-GRANITO (ABG)

4.1 - GEOLOGIA

O ABG ocupa a parte central do corpo Madeira. Apresenta em planta uma forma aproximadamente ovalada, com eixo maior próximo de norte-sul, medindo cerca de 2 km, e eixo menor, leste-oeste, em torno de 1,5 km. As áreas de cotas mais elevadas dessa fácies situam-se no quadrante nordeste do corpo e se estendem para oeste, formando cristas estreitas e planas que assumem geomorfologicamente a forma de um "Y" disposto aproximadamente na direção leste-oeste.

O ABG foi dividido por Horbe *et al.* (1991) em subfácies de núcleo e subfácies de borda, em função das diferenças petrográficas, geoquímicas e metalogenéticas mostradas por estas rochas. As duas subfácies apresentam em planta áreas de distribuição semelhantes, mas a subfácies de núcleo ocupa, de acordo com dados obtidos nas sondagens, maior volume, perfazendo aproximadamente 70% do ABG. Espacialmente, como o nome indica, a subfácies de borda envolve a subfácies de núcleo, de modo que, excetuando áreas muito restritas a nordeste e sudeste, a quase totalidade dos contatos do albita-granito com as demais fácies do corpo se dão através da subfácies de borda (fig. 5a, 5b).

Ambas subfácies têm grande importância metalogenética, por conterem mineralização disseminada, principalmente de estanho, mas também de nióbio, tório e terras raras (Teixeira *et al.*, 1992; Costi *et al.*, 1997). A subfácies de núcleo contém, além dos elementos citados, mineralizações de criolita, expressivas pelo seu volume e raridade.

O mapeamento inicial do albita-granito foi baseado em amostragem de solo e em amostras de testemunhos do programa de sondagem pioneiro executado pelo Grupo Paranapanema, já que toda a sua superfície era recoberta por um perfil saprolítico-laterítico com espessura média de 30 m (Horbe, 1991; Horbe & Costa, 1989, 1990), não existindo afloramentos de suas rochas não saprolitizadas. Em 1990, após o início da lavra neste setor, foi possível observar diretamente as relações de contato do albita-granito com as encaixantes, ao mesmo tempo em que eram atingidas as primeiras exposições de rocha não intemperizada. O programa de sondagem executado a partir desta época definiu o perfil vertical do ABG, alcançando os seus contatos basais, e identificou duas zonas mineralizadas em criolita, na forma de bolsões e veios, que ocorrem no núcleo do albita-granito, associadas à subfácies de núcleo (fig. 6).

Em meados de 1996, período em que foi realizado o mapeamento de detalhe do albita-granito, com a participação direta do autor, o avanço da frente de lavra e conseqüente remoção

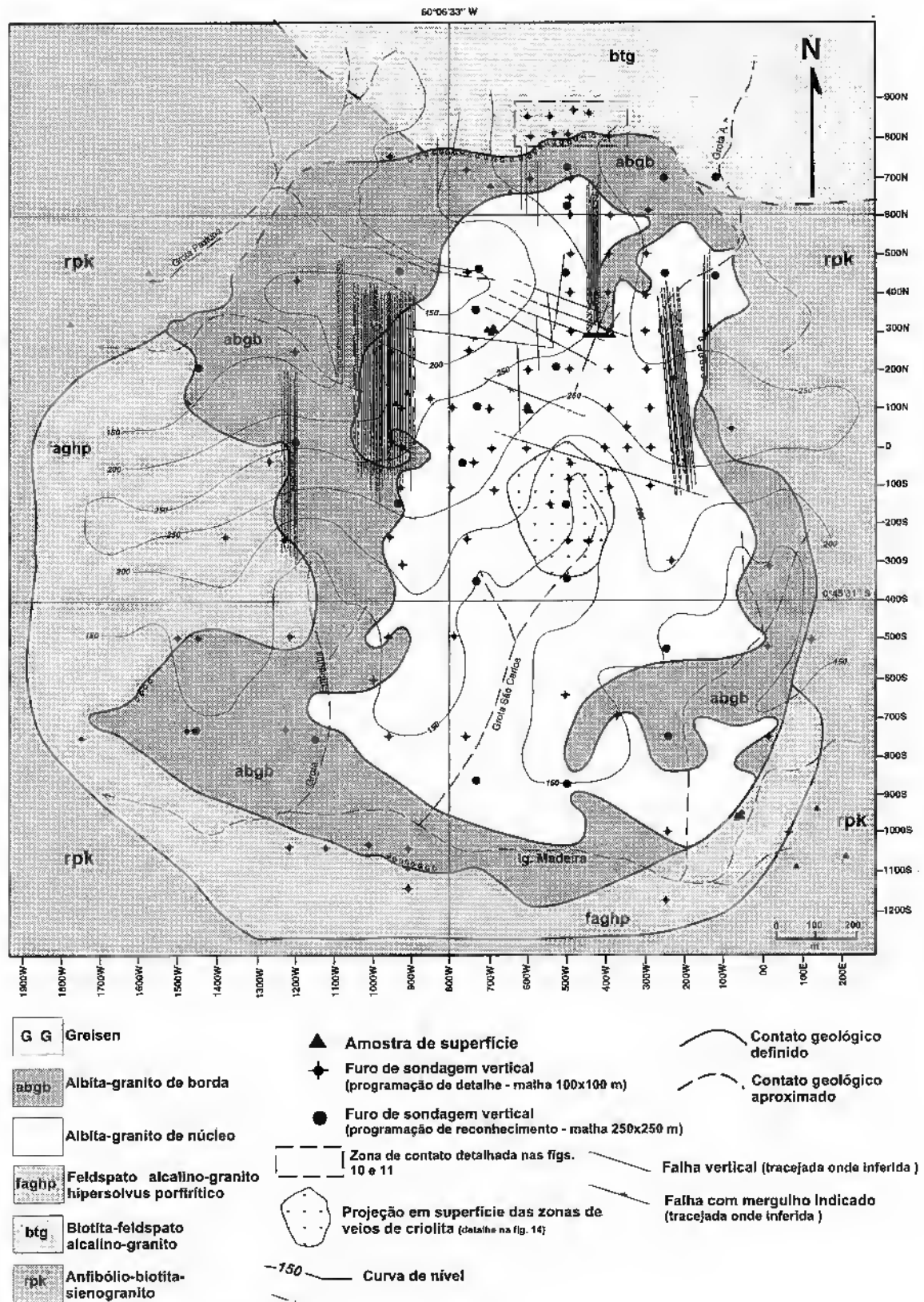


Figura 5a - Mapa geológico do albita-granito

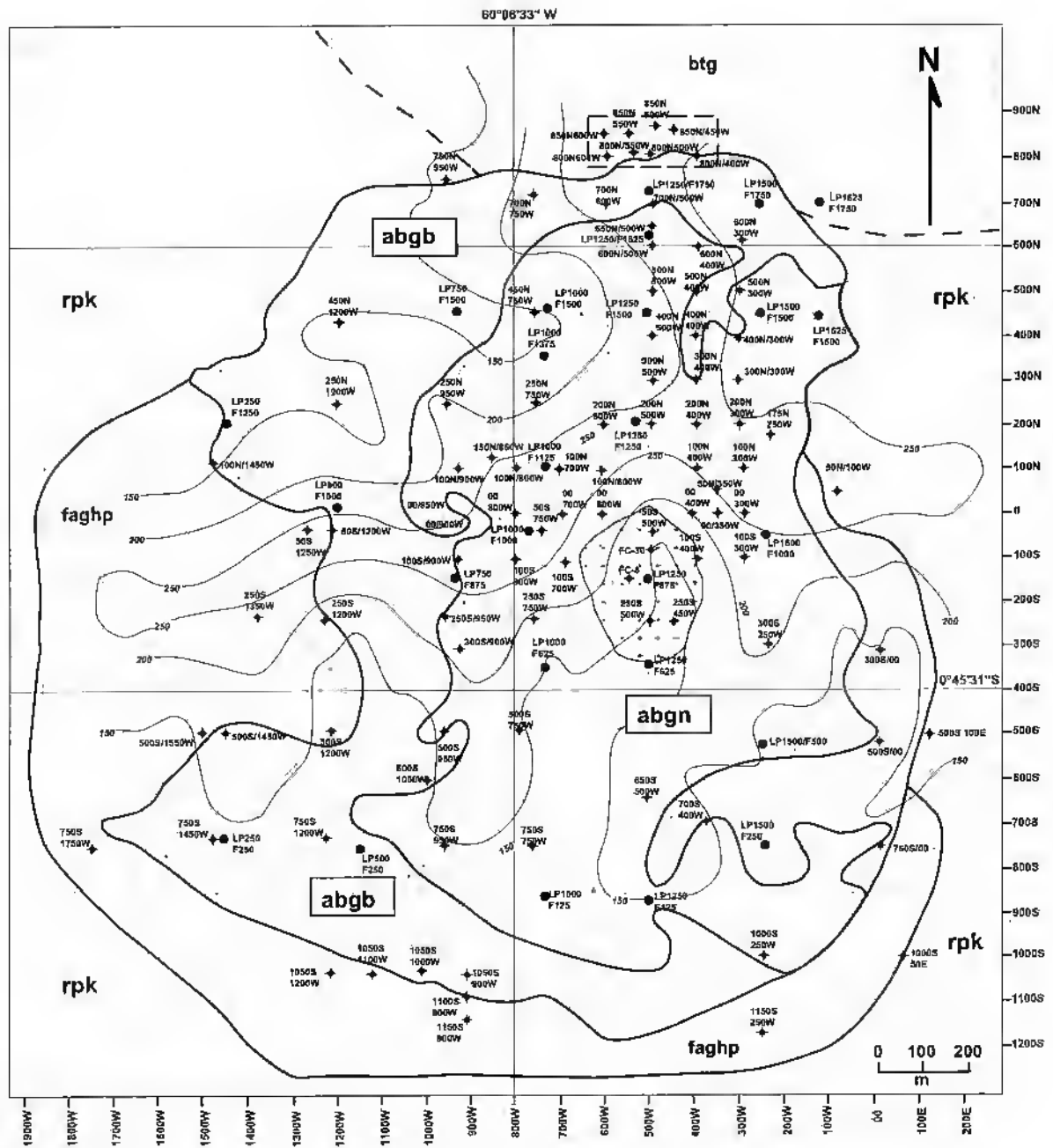


Figura 5b. Localização dos furos de sonda e amostras de superfície no ABG. Legenda na fig. 5a

da cobertura saprolítica, fez com que aproximadamente 60% da superfície do albita-granito passasse a ser constituída por rocha sã. Deste modo, os contatos mútuos entre suas duas fácies e os contatos do ABG com as rochas encaixantes (biotita-granito e anfibólio-biotita-sienogranito) passaram a ser excepcionalmente expostos no campo. Nesta etapa o ABG foi mapeado na escala 1:500 e os contatos foram locados em planta através de levantamento topográfico de detalhe. Os contatos externos foram mapeados e situados com precisão ao longo das bordas norte, leste e oeste do ABG, locais topograficamente mais elevados. Nas bordas sul, sudeste e sudoeste, setores ainda não totalmente modificados pela lavra, os contatos com o feldspato alcalino-granito hipersolvus porfírico encaixante, ocultos por cobertura laterítica e colúvios, foram locados com base em furos de sondagem. Nas bordas nordeste e noroeste estão parcialmente encobertos por rejeitos e lagos originados pela lavra.

Em sub-superfície, foram observados contatos entre as subfácies do ABG e rochas encaixantes nas porções finais dos furos profundos (>250 m) realizados no centro do corpo e em furos rasos (± 100 m) executados próximos às bordas.

4.1.1- Feições mesoscópicas do ABG e relações de contato com as encaixantes na porção superior de ocorrência da fácies

O ABGn, cuja descrição petrográfica detalhada será apresentada adiante, é uma rocha de coloração acinzentada com pontuações pretas, que varia de porfírica a equigranular, onde se destacam cristais de quartzo de granulação grossa, bem como de minerais máficos (micas, anfibólios, torita, zircão, pirocloro) de granulação fina a média. O saprolito derivado desta rocha é argiloso e esbranquiçado, com pontuações pretas ou ferruginosas. O ABGb é texturalmente similar ao ABGn, apresentando, porém, uma coloração avermelhada a castanho avermelhado escuro e seu saprolito é de cor avermelhada clara a vermelho escuro, também argiloso. Estas características foram utilizadas como critérios básicos para o mapeamento de superfície destas unidades, servindo para distingui-las dos saprolitos derivados do biotita-granito e do granito rapakivi, ambos em geral com uma fração areno-argilosa mais abundante e apresentando cores mescladas em tons avermelhados claros e amarelados.

Os contatos do ABG com as fácies biotita-granito e hornblenda-biotita-sienogranito, colocadas anteriormente, ocorrem quase que exclusivamente através da fácies de borda (fig. 6). Os contatos são bruscos e inclinados, sem fraturamento apreciável, mostrando superfícies planas com mergulhos centrífugos que variam entre 20 e 40° (fig. 6). O albita-granito situa-se no centro do corpo e as evidências fornecidas pelos seus contatos indicam que tanto o ABG quanto as demais fácies possuem uma forma abaulada no topo, pois os contatos dispõem-se

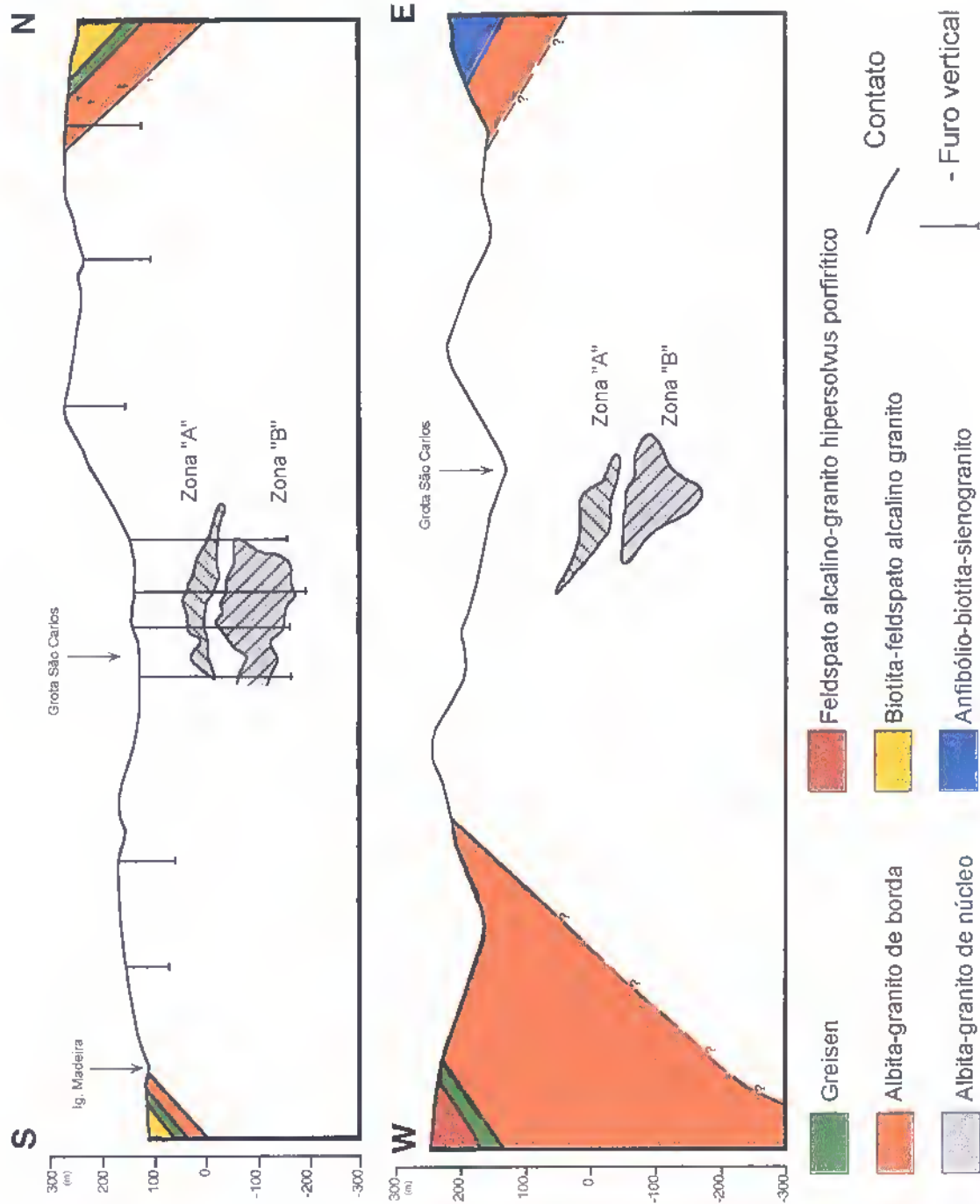


Figura 6. Seções esquemáticas ao longo do albita-granito

de modo centrífugo e mergulham para as bordas do corpo. Isso demonstra que as diferentes fácies do granito assumem a disposição geralmente observada em complexos anelares, tal como descrito nos clássicos exemplos da província dos Younger Granites da Nigéria (Jacobson *et al.*, 1958; MacLeod *et al.*, 1971; Bowden & Turner, 1974; Bowden & Kinnaird, 1984) e do Niger (Moreau *et al.* 1994), bem como nos exemplos proterozóicos de St Francois Mountains, nos Estados Unidos (Kisvarsaniy, 1981; Lowell, 1991).

Como os contatos são inclinados, a sua projeção em direção ao topo da estrutura permite estimar que aproximadamente 180 metros da seção superior do albita-granito foi removida por erosão. Isto equivale a um volume aproximado de 1,5 km³ de material enriquecido em Sn, Nb e Zr, que foi transportado e acumulado nos aluviões que circundam a Serra do Madeira. Embora outras fontes primárias não possam ser inteiramente descartadas, isso sugere que, provavelmente, o albita-granito foi a fonte das mineralizações secundárias relacionadas ao Granito Madeira

Ao longo da borda norte do corpo, o contato entre o albita-granito e o biotita-granito pôde ser muito bem controlado. Ele mostra uma inclinação aparente que varia entre 30° e 40°, mergulhando para norte, sendo observado em um talude de 20 m de altura escavado ao longo do perfil saprolítico/laterítico desenvolvido sobre a rocha sã (fig. 7) e também ao longo de diversos furos de sondagem realizados na zona de contato.

A parte superior deste talude é representada pelo saprolito derivado do biotita-granito, consistindo em um material areno-argiloso de coloração róseo-avermelhada com manchas amareladas, coberto por um nível de solo arenoso, com aproximadamente 1 m de espessura, contendo nódulos lateríticos de cor vermelho escuro e granulação média a grossa ($5 < \phi < 12$ mm). Em direção à base do perfil, o saprolito róseo-avermelhado apresenta vênulas estreitas, com espessuras centimétricas, preenchidas por material caulínico esbranquiçado ou por agregados de micas, quartzo, fluorita, galena e pirita, que tornam-se mais freqüentes e mais espessas conforme aproxima-se o contato com o albita-granito.

O contato ocorre dentro de uma faixa de poucos milímetros de espessura, sendo marcado pela mudança brusca para um saprolito arenoso de cor vermelha escura, com aproximadamente 1,5 metro de espessura, derivado de greisen (fig. 8). O topo do greisen mostra uma banda de cor preta a vermelha escura, com dez a quinze centímetros de espessura, composta por quartzo, torita, xenotímio e zircão, todos de granulação grossa, fortemente impregnada por óxidos de ferro. Abaixo desta banda o greisen saprolitizado tem coloração avermelhada escura e as proporções e a granulometria da torita e do xenotímio decrescem. O contato do greisen com o albita-granito de borda é gradual, com o saprolito

assumindo uma coloração avermelhada média e mostrando um caráter areno-argiloso, com destaque para os grãos de quartzo de granulação média a grossa.

Este tipo de contato, marcado pelo desenvolvimento de greisens, é observado ao longo de praticamente toda a borda norte do ABG, sendo mapeado em uma seção longitudinal com aproximadamente 350 metros de extensão. Devido ao forte enriquecimento em xenotímio que ocorre ao longo da zona de contato, a sua continuidade para norte, dentro da rocha sã, foi estudada em detalhe através da execução de uma malha de sondagem rotativa composta por 16 furos verticais (fig. 9). A configuração é semelhante à registrada no perfil saprolítico, mas, provavelmente por não sofrer os efeitos do intemperismo, é registrada uma maior espessura de rocha greisenizada em profundidade (fig. 10, 11).

O perfil deste contato, como observado ao longo de um furo realizado na extremidade norte da malha, apresentou uma espessura de 4,5 metros (fig. 12), sendo composto, do topo para a base, por rochas de origem hidrotermal e faixas pegmatóides. O BTG, situado acima do contato, apresenta cor acinzentada com manchas difusas avermelhadas claras e vênulas pegmatóides estreitas, com espessuras entre cinco e vinte milímetros, preenchidas por quartzo, feldspatos, fluorita, micas, zircão, xenotímio e sulfetos, além de raros cristais aciculares longos, provavelmente de catapleiita. Ao aproximar-se do contato, a coloração do BTG muda gradualmente para tonalidades avermelhadas claras e passa a mostrar fraturas milimétricas preenchidas por quartzo leitoso, cloritas, fluorita e galena.

O contato é brusco, ocorrendo sem transição, colocando o BTG em contato com uma banda de aproximadamente 20 cm de espessura, composta por quartzo-greisen de granulação grossa com disseminações de zircão, xenotímio, fluorita, pirita e galena. O greisen transiciona para um nível de 60 cm de espessura formado por quartzo leitoso fraturado, com disseminações de galena, pirita, cloritas, fluorita e zircão, abaixo do qual observa-se uma zona pegmatóide (*stockscheider* ?), com 70 cm de espessura, composta por quartzo, feldspatos, fluorita, xenotímio, zircão, torita e catapleiita de granulação grossa. Abaixo observa-se novo nível de quartzo leitoso fraturado, com disseminações de micas, pirita, galena e fluorita e com cavidades miarolíticas preenchidas por carbonatos. Este segundo nível de quartzo leitoso transiciona, em poucos centímetros, para um quartzo-greisen esverdeado e muito fraturado, com aproximadamente um metro de espessura, que apresenta disseminações de fluorita, xenotímio, zircão, hematita, torita, galena e esfalerita. Abaixo do quartzo-greisen, em contato brusco, observa-se um nível de ABGb fortemente greisenizado, de cor avermelhada escura, que mostra cristais de quartzo de granulação grossa e concentrações de forma arredondada de cloritas. Esta rocha mostra contato brusco com nova zona pegmatóide, com 45 cm de espessura, textural e composicionalmente similar ao nível que ocorre acima. Abaixo da rocha



Figura 7 - Contato entre o albita-granito e o biotita-granito na porção norte do corpo (ver detalhes nas figura seguintes). A seta marca o contato.



Figura 8 - Detalhe do contato mostrado na Fig. 7. Greisen avermelhado no topo do albita-granito de borda, em contato com o biotita-granito de coloração amarelada.

pegmatóide observa-se um novo nível de quartzo-greisen, com 30 cm de espessura, com disseminações de xenotímio, fluorita e cloritas. O greisen transiciona, novamente em um intervalo de poucos milímetros, para o ABGb, que mostra-se intensamente afetado por greisenização nas proximidades do contato. A partir do contato com o greisen, o ABGb passa a apresentar teores significativos de SnO_2 , que saltam de valores menores do que o limite de detecção para o padrão analítico empregado (150 ppm) para teores de até 4000 ppm, refletindo a presença de cassiterita, que ocorre associada a cloritas, zircão, xenotímio, fluorita, torita e opacos. Com o aumento da profundidade os efeitos da alteração tornam-se mais brandos e a rocha retoma o seu aspecto característico, mostrando decréscimo em seus teores de Y_2O_3 e SnO_2 em direção ao final do furo.

Deslocando-se em direção noroeste, o greisen tem a sua espessura diminuída e uma inclinação aparente mais acentuada, por volta de 40° . Neste setor é afetado por falhas verticais a subverticais de direção N-S, observando-se o desenvolvimento, no ABGb, de silicificação tardia na forma de vênulas lenticulares com aproximadamente dez centímetros de comprimento orientadas segundo a direção das falhas. Prosseguindo-se em direção oeste a espessura do greisen diminui ainda mais, até ele reduzir-se a uma faixa centimétrica ao longo do contato do albita-granito com o granito rapakivi. Na direção leste o greisen também se adelgaça, chegando a desaparecer em certos pontos do contato. Apesar da descontinuidade e das variações de espessura da zona de greisenização presente ao longo dos contatos do ABG com as fácies encaixantes, pode-se afirmar (cf. mapa geológico, fig. 5a) que a formação de greisens constitui-se numa das feições mais marcantes desses contatos.

Ao longo da borda oeste o contato entre o ABGb e o FAGHP é igualmente marcado, porém de modo bem mais localizado, pelo desenvolvimento de uma zona ou faixa greisenizada no topo do ABGb. Esta faixa, onde identificada, tem espessura média de cinquenta centímetros, mergulhando entre 25 e 30° para W-NW, e nela o ABGb é silicificado e fortemente oxidado, apresentando bolsões ou vesículas preenchidas por quartzo e vênulas pegmatóides centimétricas preenchidas por quartzo, feldspato potássico, pirita, fluorita, hematita e ametista. Em direção sul a faixa greisenizada torna-se mais espessa, tendo sido identificada em testemunhos de sondagem obtidos no perfil saprolítico.

A borda leste do ABG apresenta-se em contato com rochas da fácies rapakivi. O relevo menos acidentado nesta área não propicia exposições contínuas ao longo de taludes, dificultando a visualização do comportamento espacial do contato entre as fácies. Quando observados, os contatos mostram inclinação em torno de 25° em direção E-NE. Localmente e de modo muito excepcional, tem-se um contato direto entre o ABGn com o granito rapakivi. Nesses locais, o primeiro mostra um estágio avançado de alteração hidrotermal e constata-se o

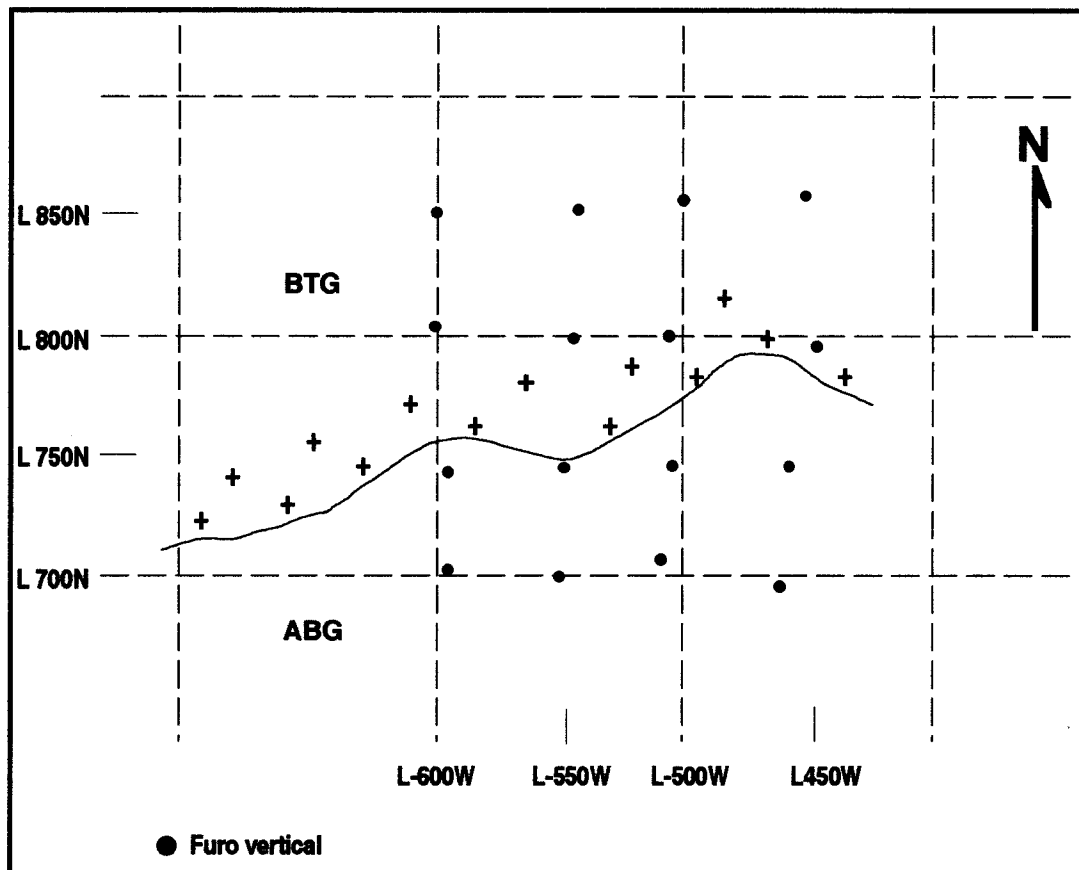


Figura 9 - Planta de localização dos furos realizados na borda norte do albita-granito (ABG), ao longo do contato com o biotita-granito (BTG). Os perfis das linhas de sondagem estão representados nas fig. 10 e 11.

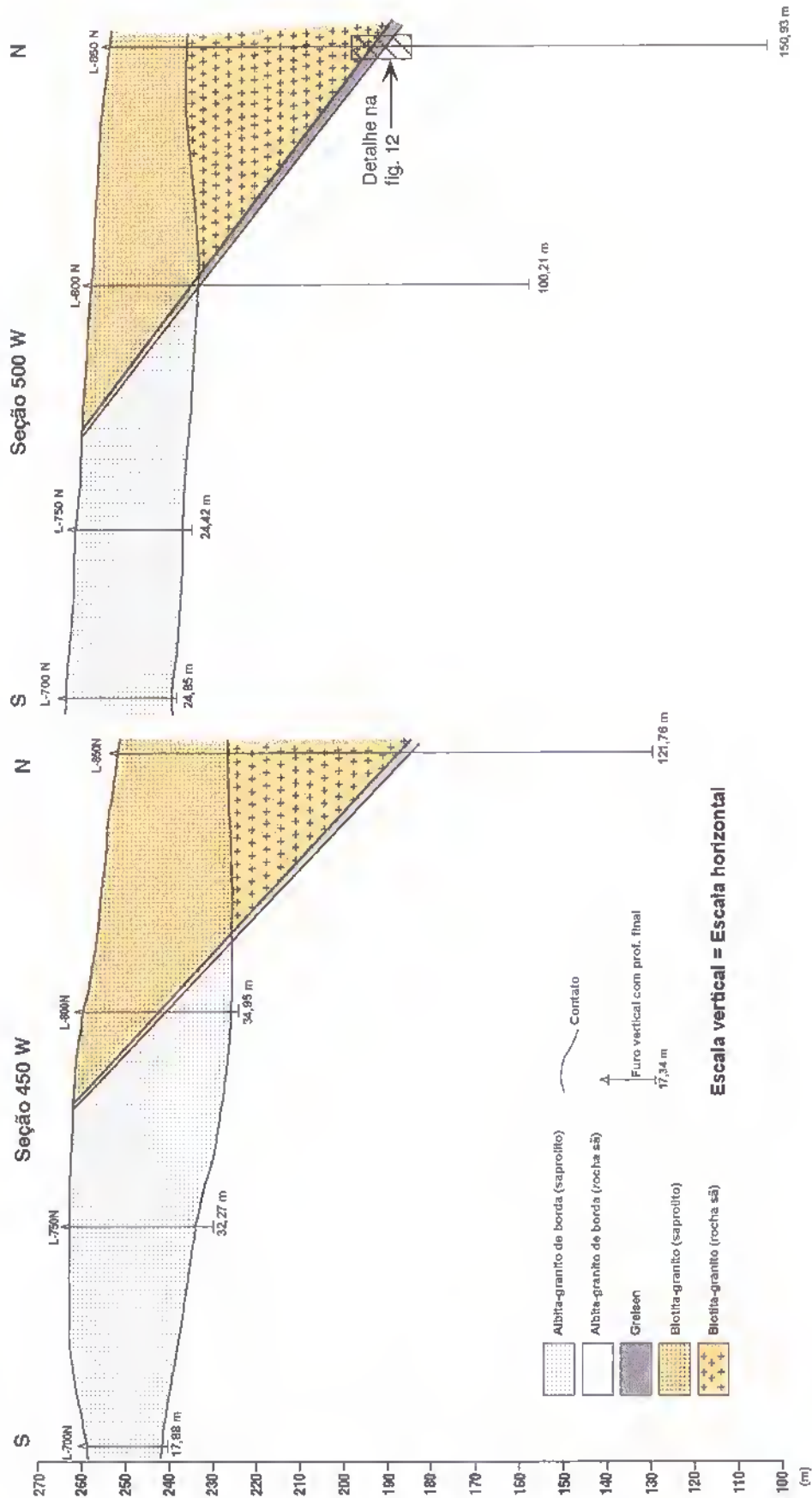


Figura 10 - Diagrama esquemático das seções transversais das linhas de sondagem 450W e 500W, mostrando as relações de contato do albíta-granito de borda e o biotíta-granito encaixante.

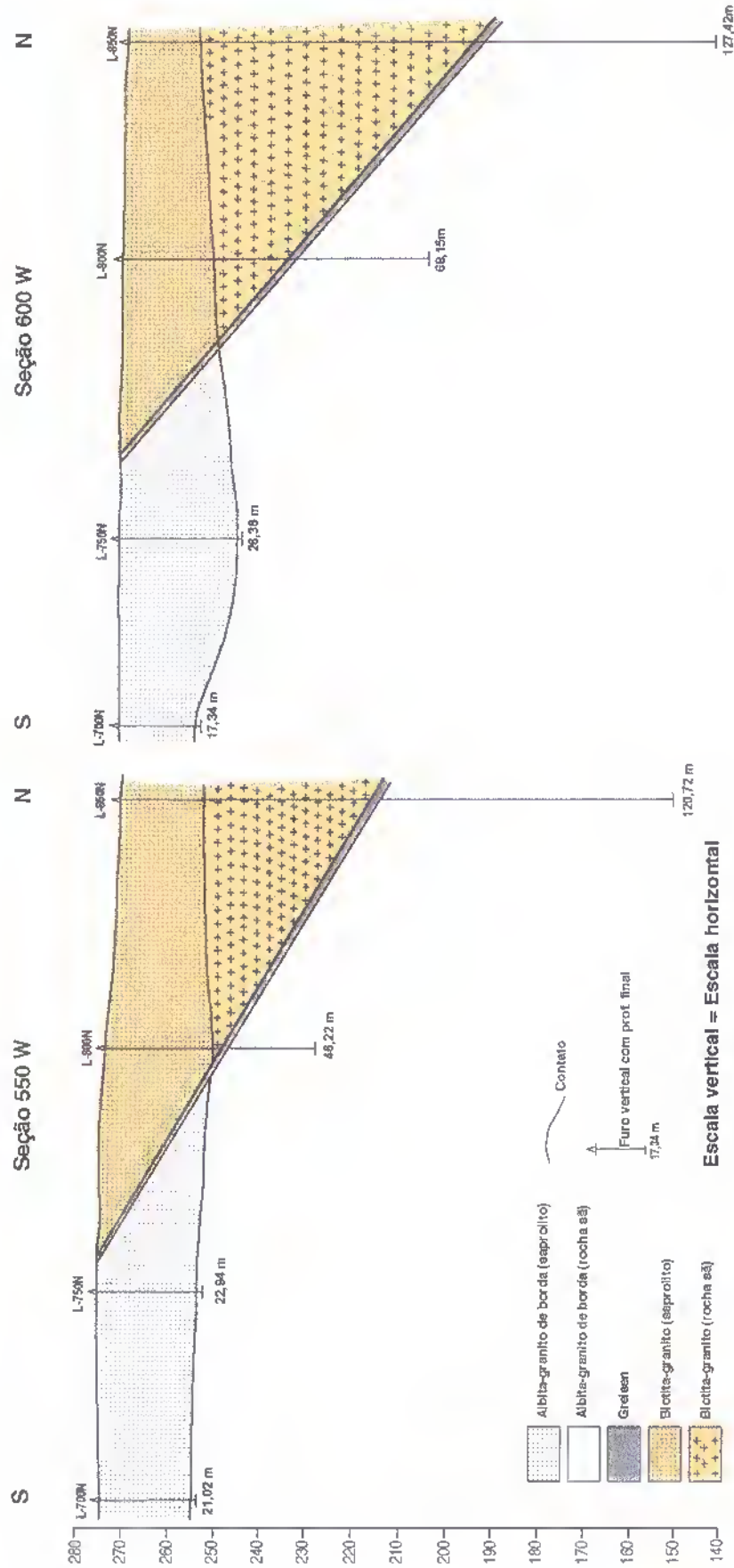


Figura 11- Diagrama esquemático das seções transversais das linhas de sondagem 550W e 600W, mostrando as relações de contato do albita-granito de borda e o biotita-granito encaixante.

Perfil esquemático de parte do furo 850N/500W

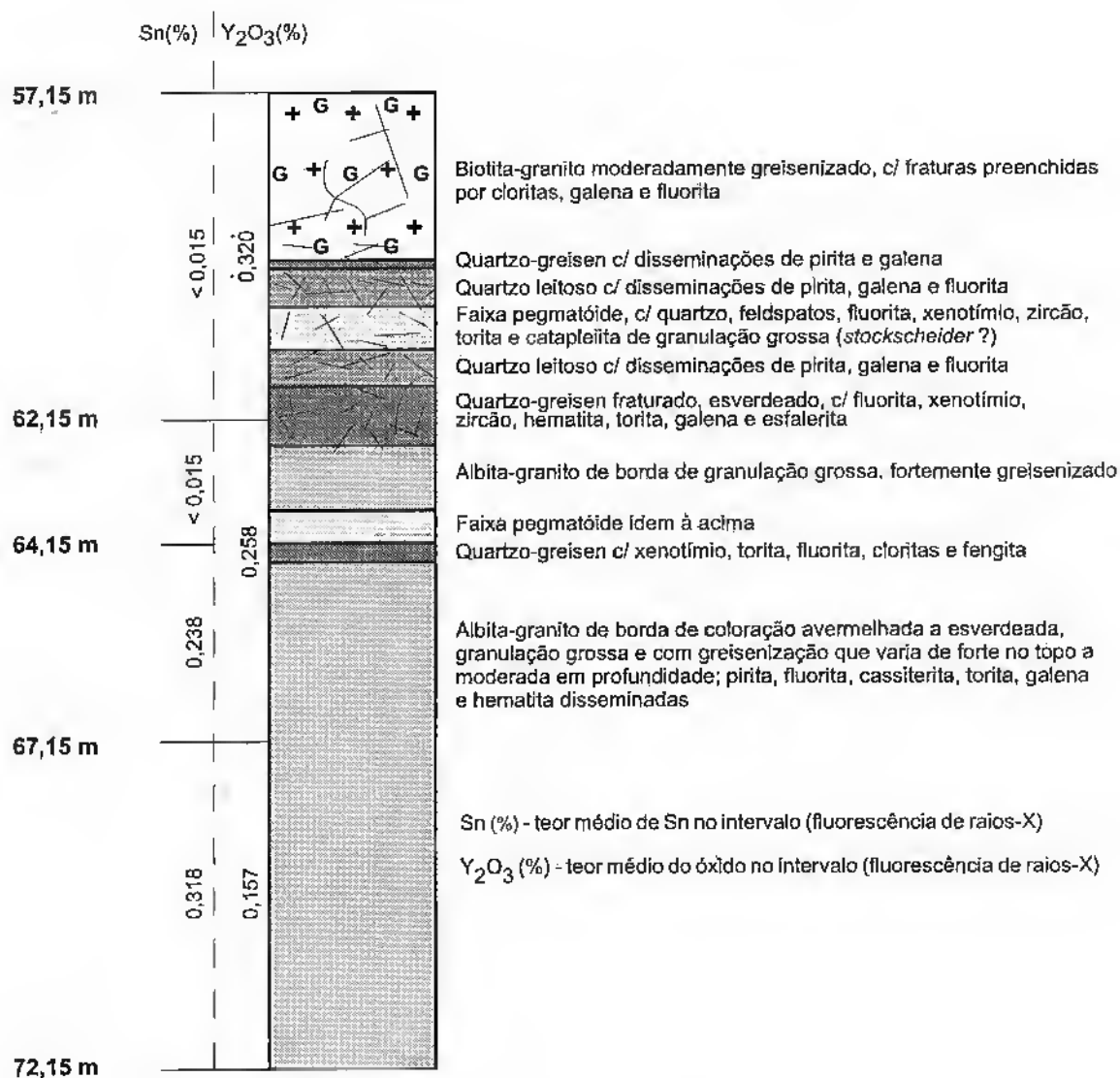


Figura 12. Detalhe da zona de contato entre o albita-granito de borda e o biotita-granito, verificado ao longo do furo 850N/500W.

desenvolvimento de faixas de greisen descontínuas com espessuras entre trinta e quarenta centímetros. Todo este setor está afetado por falhas de direção N-S, subverticais, ao longo das quais o ABGn é intensamente alterado e greisenizado, mostrando características transicionais para o ABGb.

Os contatos nas bordas sul, sudeste e sudoeste estão encobertos. Os perfis definidos com base em sondagem rotativa, poços e trincheiras mostram um comportamento semelhante ao observado no restante do corpo, com contatos centrífugos e marcados pelo desenvolvimento de uma faixa de greisen na interface ABGb/rocha encaixante.

4.1.2 - Feições mesoscópicas do ABG e relações com outras rochas com base em dados de subsuperfície

As relações entre o ABG e outros tipos de rochas são muito distintas nas zonas de topo, intermediária e basal de ocorrência dessa subfácies.

Zona de topo: a situação é muito similar àquela descrita anteriormente, com base nas relações de superfície e em informações obtidas em furos de sondagem rasos, realizados ao longo das bordas do corpo. O perfil típico é caracterizado pela seqüência vertical rocha encaixante - greisen - albita-granito de borda - albita-granito de núcleo. Os contatos entre as encaixantes e as faixas de greisen desenvolvidas no topo do ABGb são bruscos e inclinados, enquanto a passagem do ABGn para o ABGb é transicional, conforme descrito no item 4.1.3, a seguir.

Zona intermediária: a zona intermediária do ABG, localizada em sua porção mais central e representada no mapa da fig. 5a através de sua projeção em superfície, é caracterizada pelo desenvolvimento de expressiva mineralização de criolita. A mineralização de criolita tem um caráter pegmatóide e ocorre em veios e bolsões formando dois conjuntos, denominados "zona A" e "zona B", que são separados por uma faixa de rocha granítica albitizada (fig. 13). O estudo e delimitação deste depósito foi realizado através de 56 furos profundos (fig. 14), sendo mostrado na fig. 15 um perfil representativo do seu conjunto, que servirá de referência para a descrição mais detalhada feita a seguir.

Os corpos ricos em criolita mostram uma forma aproximadamente amendoada ou lenticular. A porção superior do conjunto de veios e bolsões, na maior parte representada pela zona "A", é marcada, de modo descontínuo, por concentrações pegmatóides maciças compostas por feldspato perítico, micas escuras e quartzo, desenvolvidas ao longo do contato com o ABGn encaixante. A espessura destas concentrações varia desde poucos centímetros nas partes centrais da ocorrência, até alguns metros nas proximidades de suas bordas, onde

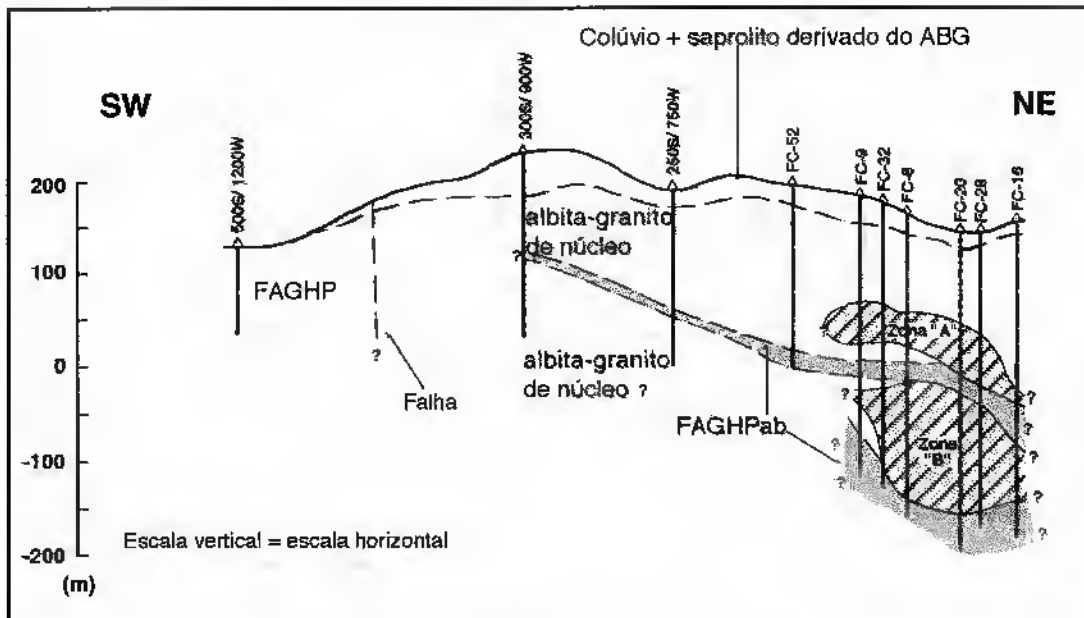


Figura 13 - Perfil transversal mostrando a disposição das zonas mineralizadas em criolita e a ocorrência de rochas porfíricas albitizadas (FAGHPab) entre as zonas e ao longo de seu contato basal.

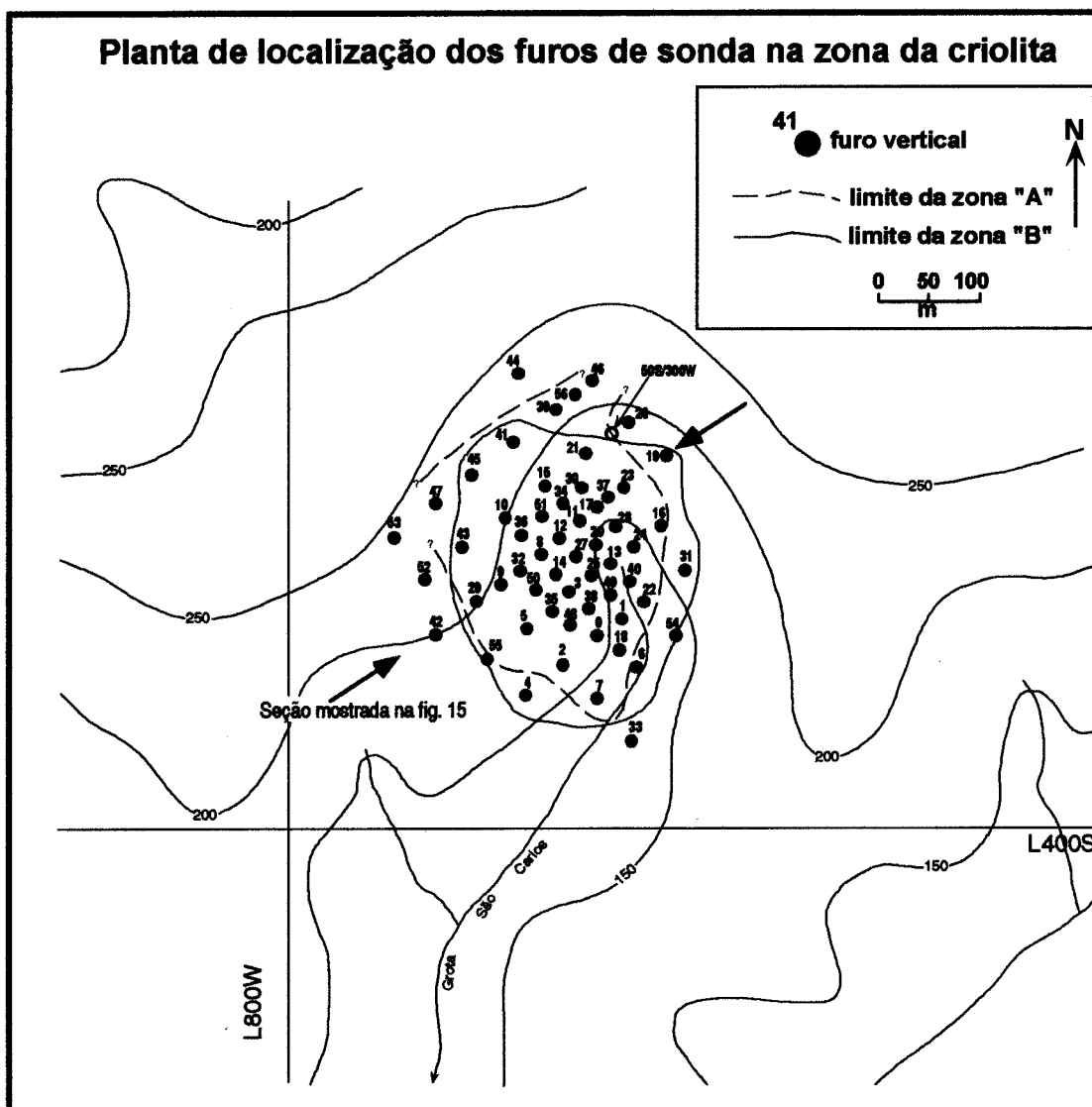


Figura 14. Localização dos furos de sondagem realizados na região de ocorrência da mineralização de criolita em veios e bolsões.

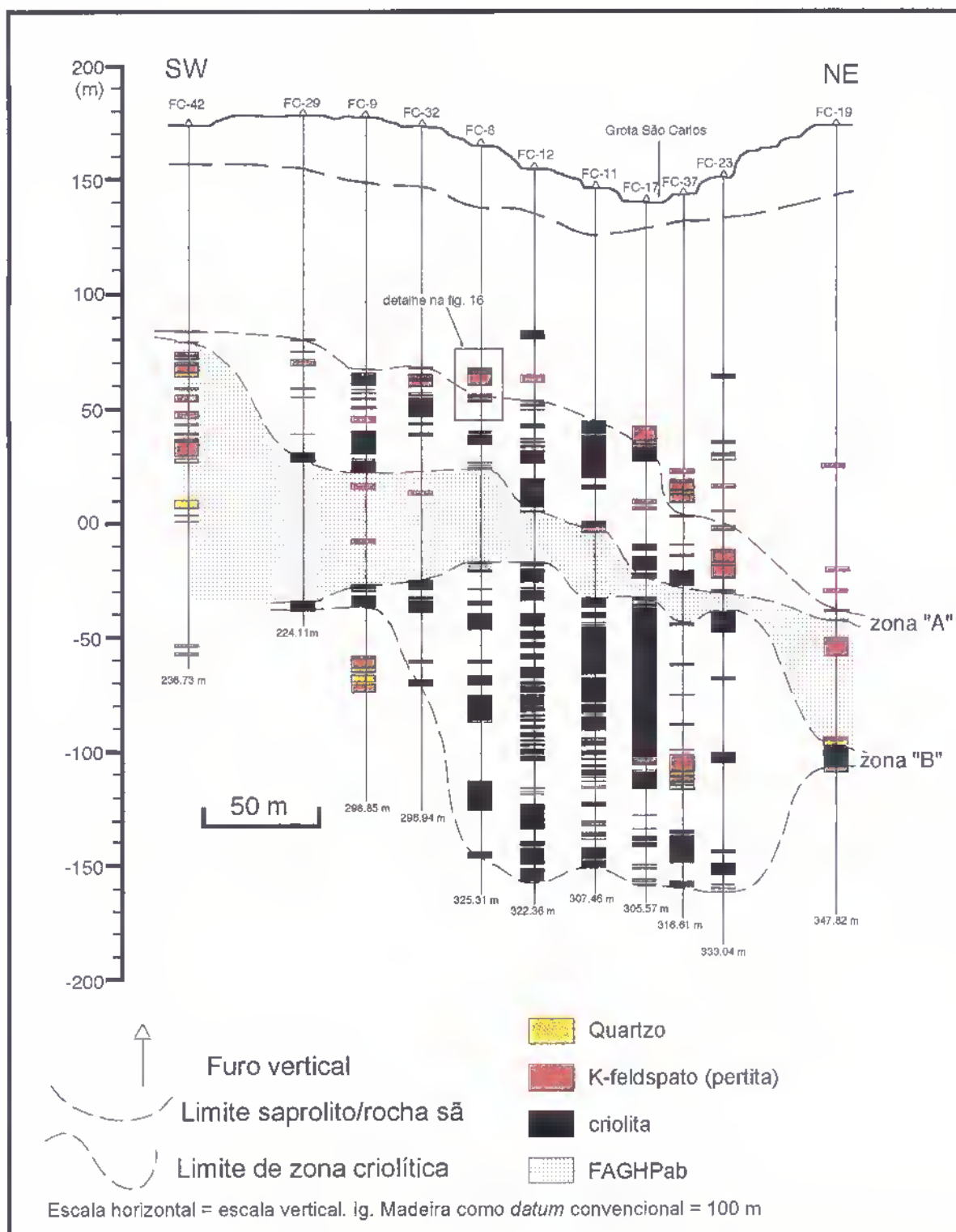


Figura 15. Seção transversal na parte central do ABGn, mostrando as zonas mineralizadas em criolita e a disposição do FAGHPab.

assinalam os limites externos das duas zonas. Em vários furos, porém, não foi constatada a presença destas concentrações.

A fig. 16 mostra um detalhe do furo FC-08, destacando o contato superior da zona "A" neste furo, disposto em um arranjo que pode ser generalizado para todo o depósito. A aproximadamente 10 m acima do contato com a zona pegmatóide o ABGn apresenta um fraturamento discreto e moderada oxidação, que torna-se mais intensa em direção ao fundo do furo. A passagem do ABGn para a zona pegmatóide, tal como observado nos demais furos, é brusca e marcada por uma alternância de níveis maciços compostos por micas escuras com outros formados por massas de feldspato mesopertítico. Neste furo, os pacotes de mica apresentam espessura de até 0,65 m, enquanto os de feldspato formam intervalos contínuos de até 1,80 m.

Abaixo desta interface, que apresenta uma espessura total de 3,5 m no furo FC-08, ocorrem os primeiros níveis ricos em criolita. Dentro destes veios, a criolita é a fase predominante, ocorrendo em percentuais que variam tanto verticalmente, dentro de um mesmo furo, quanto lateralmente, de um furo para outro. Os teores médios situam-se entre um mínimo de 16% e um máximo de 97%, com os demais constituintes sendo representados por feldspato potássico, quartzo, micas litiníferas, zircão, thomsenolita, opacos, mica rica em Fe e pirocloro. Todas estas fases ocorrem como cristais isolados, disseminados no interior da criolita. Os feldspatos potássicos, quartzo e micas são de granulação fina ou média (entre 0.8 e 4 mm), enquanto que os demais são de granulação fina a média (<1 a 2 mm).

O ABGn situado entre estes veios ou bolsões é textural e composicionalmente semelhante ao descrito no restante do furo, mas geralmente apresenta coloração avermelhada clara a rosada e é mais fraturado.

Separando as duas zonas de bolsões de criolita ocorrem rochas graníticas porfíricas de coloração avermelhada clara, com fenocristais de feldspato potássico de granulação grossa. Estas rochas porfíricas formam uma faixa lenticular, contínua, porém de espessura variada. Os contatos entre o ABGn e a rocha porfírica em geral são bruscos, com a rocha porfírica apresentando fraturas estreitas preenchidas por criolita ou quartzo. Frequentemente, porém, o ABGn e o granito porfírico mostram contatos interdigitados, sendo comum nestas zonas a ocorrência de enclaves arredondados do granito porfírico no interior do ABGn. Os granitos porfíricos são distintos petrograficamente do ABGn, assemelhando-se aos FAGHP albitizados encontrados no contato basal do albita-granito. Abaixo do granito porfírico, também em contatos geralmente bruscos, retorna o ABGn e inicia a ocorrência de novo conjunto de bolsões e veios de criolita, que formam a zona "B".

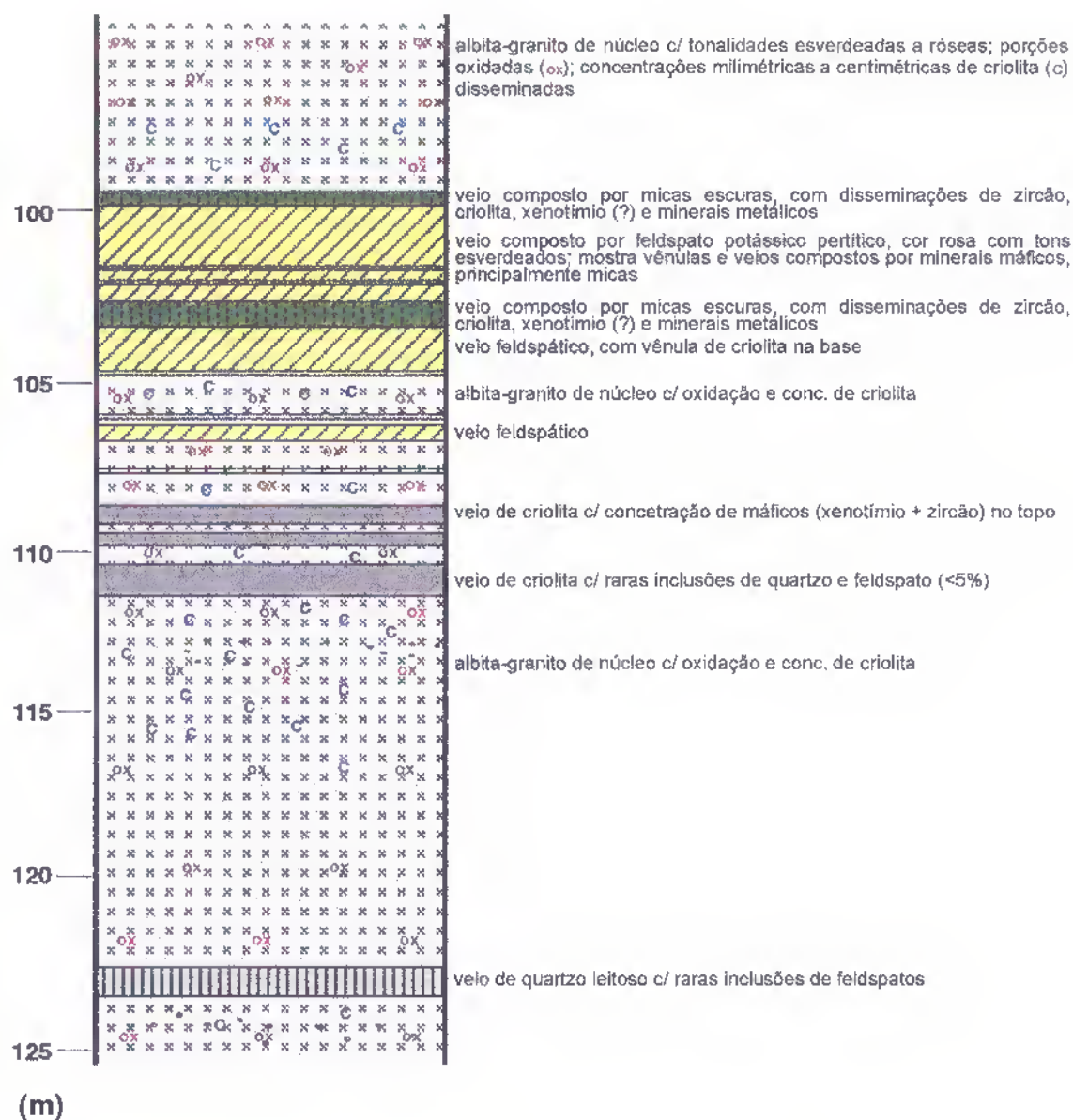


Figura 16 - Detalhe da parte intermediária do furo FC-08, mostrando o topo da zona criolítica "A", definida pela ocorrência de bolsões feldspáticos e micáceos maciços, veios de criolita e oxidação do ABGn.

Zona basal: O contato inferior do ABG, abaixo da zona "B", ocorre com granitos, que variam de porfiríticos, com matriz fina a média, a equigranulares de granulação grossa, ou com rochas porfiríticas de matriz muito fina, texturalmente similares a rochas vulcânicas. Tanto as rochas graníticas quanto as vulcânicas são petrográfica, química e metalogeneticamente distintas do ABG, sendo interpretadas como pertencentes às demais fácies do corpo ou, eventualmente, de suas encaixantes (granito hipersolvus porfirítico e rochas vulcânicas).

Os contatos são bruscos e irregulares, ocorrendo em faixas cuja espessura varia de alguns centímetros até dezenas de metros. Dentro destas faixas observa-se, em testemunhos de sondagem, intervalos centimétricos a métricos compostos pelo granito porfirítico intercalados com o albita-granito. A fig. 17 mostra o perfil da porção final do furo FC-30, exemplificando estas relações de contato, que em geral podem ser mais complexas do que as ali mostradas.

Ao longo dos contatos o albita-granito apresenta greisenização incipiente e localmente desenvolve concentrações de xenotímio, torita e minerais máficos (anfíbólios, micas), formando bandas com espessuras entre cinco e vinte centímetros. A rocha em contato com o ABG também apresenta graus variados de greisenização. Com o aumento da profundidade as rochas em contato com o albita-granito, principalmente os granitos porfiríticos, rapidamente passam a predominar sobre o mesmo. São comuns nestas zonas níveis fraturados contendo vênulas de criolita ou fraturas preenchidas por material pegmatítico à base de quartzo, feldspatos, micas e criolita.

4.1.3 - Relações de contato entre as subfácies do ABG

Os contatos entre o ABGn e o ABGb são transicionais, ocorrendo a passagem de um tipo ao outro ao longo de faixas centimétricas a métricas. Em superfície, nas proximidades das zonas de contato observa-se a rápida mudança na coloração do ABGn. Inicialmente a rocha adquire tonalidades cinza amareladas com manchas avermelhadas, evidenciando um estágio inicial de oxidação e alteração hidrotermal; a seguir assume cores esverdeadas a verde amareladas, também com manchas avermelhadas, refletindo a ocorrência de greisenização incipiente a moderada; finalmente a oxidação aumenta de intensidade, chegando-se ao ABGb, de cor avermelhada (fig. 18).

Nas porções centrais do corpo, devido à disposição sub-horizontal do contato entre as subfácies e, conseqüentemente, da zona de transição, as faixas alteradas são largas o suficiente para serem representadas em mapa, sendo então designadas como albita-granito transicional. Em direção aos bordos do corpo a faixa transicional tende a seguir a disposição dos contatos com as encaixantes, mostrando, porém, espessuras mais reduzidas.

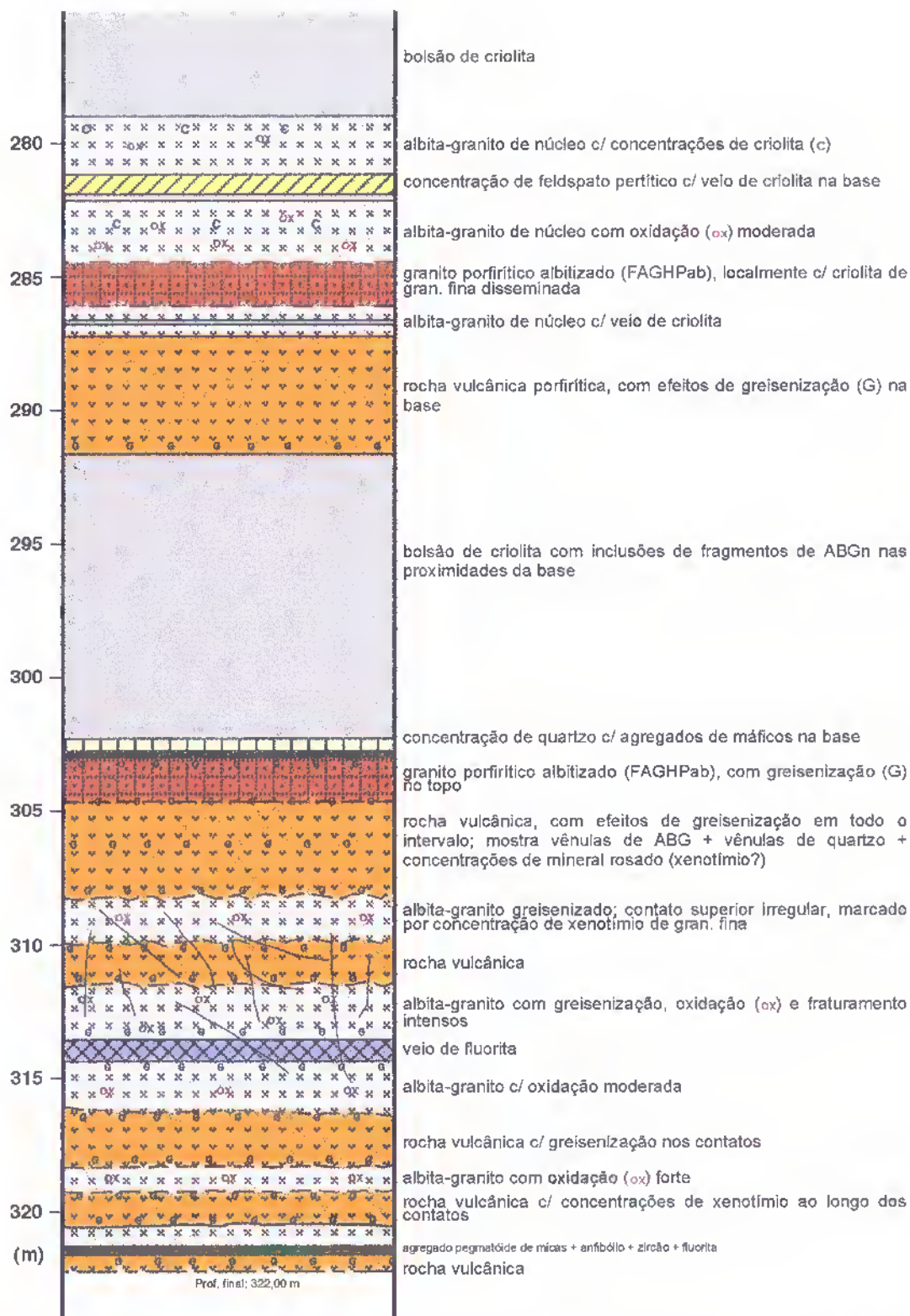


Figura 17 - Parte final do furo FC-30, mostrando os bolsões de criolita e intercalações entre albita-granito, granitos albitizados e rochas vulcânicas



Figura 18 - Zona de transição entre o albita-granito de núcleo (à esquerda do martelo) e o albita-granito de borda (à direita). O ABGn mostra cor cinza-esverdeado e o ABGb é avermelhado.

As transformações mineralógicas e texturais que ocorrem no ABGn, dentro destas faixas, serão discutidas no capítulo relativo à petrografia das unidades.

Em furos rasos, perfurados nas proximidades dos contatos com as encaixantes, constata-se que a transição entre as duas fácies se dá de modo similar à observada em superfície. O ABGn apresenta alteração hidrotermal, revelada pela mudança na sua coloração para tons de cinza amarelado e pelo desenvolvimento de manchas avermelhadas, alaranjadas ou pretas (fig. 18). De um modo geral, os processos de oxidação são evidenciados macroscopicamente pela desestabilização de cristais aciculares de torita, provocando a formação de uma espessa auréola marrom avermelhado em volta de seus cristais. A oxidação também é evidenciada pelas micas, que são alteradas e substituídas por agregados terrosos compostos principalmente por óxidos de ferro. A lixiviação dos óxidos de ferro forma cavidades, que facilitam a percolação de fluidos e aceleram a alteração da rocha.

Na zona inferior do albita-granito, a transição entre o ABGn e o ABGb foi observada em furos de sondagem profundos, um realizado no setor norte do corpo e outros cinco no setor sul. Nestes furos, o perfil da seção próxima à sua base mostra a transição do ABGn para o ABGb, em uma configuração similar à verificada em superfície, sugerindo que o ABGb envolve o ABGn. A ocorrência do ABGb nesta região é, entretanto, irregular, descontínua e, onde registrada, a sua espessura acha-se reduzida a faixas da ordem de poucos metros, ao contrário do verificado em superfície.

5 - PETROGRAFIA

Neste capítulo são descritos os aspectos macro e microscópicos e a composição mineralógica das fácies albita-granito de núcleo e albita-granito de borda (Tabela 1), bem como das diferentes variedades de rochas que ocorrem diretamente associadas a elas. As duas fácies do albita-granito são discutidas em maior detalhe, mas também são abordadas as fácies do *stock* Madeira encaixantes dos albita-granitos, assim como as variedades transicionais entre estes e outros tipos de rocha de ocorrência localizada no domínio dos albita-granitos.

5.1 - ANFIBÓLIO-BIOTITA-SIENOGRAFITOS (ABSG)

5.1.1- Aspectos macroscópicos

Macroscopicamente, os ABSG, designados historicamente como fácies rapakivi, são rochas isótropas que mostram texturas que variam de porfiríticas a seriadas, com colorações em tons de castanho avermelhado escuro com manchas pretas ou verde escuro (fig. 19). A matriz possui granulação fina ou caráter afanítico e engloba fenocristais arredondados ou angulares de feldspato potássico de granulação grossa (5 a 10 mm), e agregados de minerais máficos anédricos. De modo geral, o aspecto dessa fácies corresponde ao de um granito pórfiro.

Os fenocristais de feldspato potássico que apresentam manteamento, mostram esta textura desenvolvida em dois tipos distintos. O tipo mais freqüente é de coloração esbranquiçada, contínuo e exibe um padrão textural similar ao dos wiborgitos (Sederholm, 1928; Rämö & Haapala, 1995). Ocorrem também mantos duplos ou composicionalmente complexos, definidos pela alternância de camadas formadas por grânulos máficos com camadas esbranquiçadas compostas por plagioclásio, dispostas em torno de um núcleo de feldspato potássico.

A presença de enclaves de composição granítica é uma característica comumente observada nestas rochas. Os enclaves são de dimensões centimétricas, apresentando bordos difusos e formas em geral arredondadas. O tipo mais freqüentemente observado é uma rocha porfirítica de coloração avermelhada clara e matriz de granulação muito fina ou afanítica, envolvendo cristais arredondados e disseminados de quartzo de granulação fina, bem como formas anédricas esbranquiçadas, também de granulação fina, que provavelmente representam cristais de feldspato potássico. São observados também enclaves porfiríticos com colorações

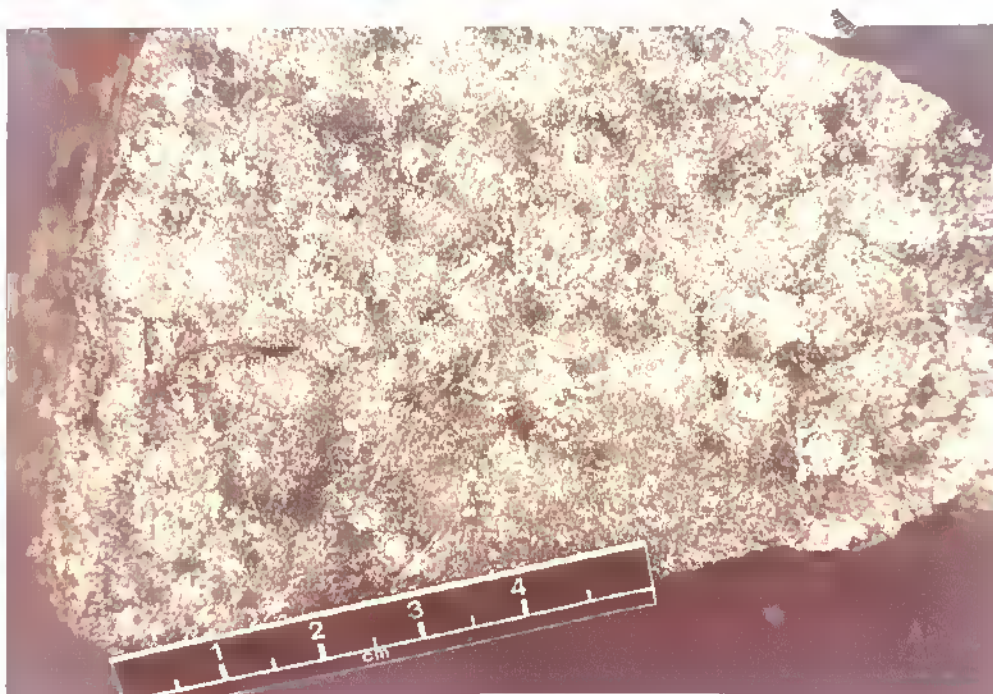


Figura 19 - Aspecto macroscópico do anfibólio-biotita-sienogranito

esverdeadas, compostos por feldspatos, quartzo e epidotos, provavelmente derivados de rocha vulcânica intermediária.

5.1.2-Aspectos microscópicos

As rochas do ABSG do Granito Madeira são constituídas essencialmente por feldspato potássico (60-75%), quartzo (20-30%) e plagioclásio (em torno de 10%), mostrando biotita e anfibólio como fases varietais, e clinopiroxênio, zircão, fluorita, opacos, titanita e apatita como acessórios.

A sua textura oscila entre seriada e porfírica, sendo definida por uma fração quartzo-feldspática de granulação fina a média, em geral com abundantes intercrescimentos micrográficos de granulação fina, que envolve cristais de feldspato potássico de granulação média a grossa, cristais anédricos de quartzo, lamelas de biotita e cristais prismáticos de anfibólio. O desenvolvimento de mantos de plagioclásio sódico em torno de cristais de feldspato potássico é característica nestas rochas. O manto de plagioclásio geralmente é irregular em espessura, freqüentemente descontínuo, distinguindo-se do feldspato potássico por apresentar aspecto turvo. O feldspato potássico também apresenta manteamento por agregados micrográficos que se distribuem irregular e descontinuamente ao longo de suas bordas, e transicionam em termos de granulação para a matriz. Biotita e anfibólio, juntamente com opacos, zircão, apatita, titanita e fluorita, constituem agregados em forma de ninhos onde são comuns intercrescimentos simplectíticos.

O feldspato alcalino - designado a partir daqui, para evitar confusão com a albita, como feldspato potássico -, corresponde a uma pertita (Smith & Brown, 1988) que se apresenta em cristais anédricos, de contornos irregulares e bordas difusas. As lamelas sódicas são espessas, em forma de fitas, veios ou, raramente, manchas (patches). As maclas albita-periclina são pouco nítidas ou mesmo ausentes. Freqüentemente forma agregados de vários indivíduos e seus contatos com as demais fases são pouco nítidos. Além do manteamento por plagioclásio ou por intercrescimentos gráficos, o feldspato potássico mostra inclusões de quartzo goticular e de cristais anédricos de plagioclásio de granulação fina.

O quartzo ocorre como cristais de contornos arredondados ou anédricos angulosos, exibindo extinção ondulante moderada a ausente. Sua granulação varia de fina a média, mas a maior parte de seus indivíduos concentra-se na fração de granulação mais fina da rocha.

O plagioclásio é comparativamente escasso, desenvolvendo cristais subédricos, tabulares curtos de bordos irregulares e difusos, ou indivíduos anédricos, intersticiais aos feldspatos potássicos. Encontra-se sempre intensamente sericitizado.

A biotita apresenta-se como cristais lamelares curtos, de cor marrom escuro a marrom esverdeado e com incipiente substituição por cloritas e opacos.

O anfibólio forma cristais subédricos a anédricos curtos e exibe, em geral, tonalidades verde claro a verde azulado, sendo provavelmente uma variedade rica em Fe da família das hornblendas. Normalmente apresenta zonação, com o núcleo do cristal mostrando cores mais claras e os bordos mais escuras. Localmente o anfibólio apresenta-se como coroas de hábito quelifítico, em torno de um núcleo de clinopiroxênio com características óticas semelhantes às da augita ou egrina-augita (fig. 20). O anfibólio também mostra formas poiquilíticas, englobando cristais finos de zircão, apatita e opacos. Localmente estas inclusões são muito abundantes e o anfibólio exibe textura em peneira.

As fases acessórias são representadas por zircão, apatita, fluorita, e titanita, todas de granulação fina. Zircão, apatita e titanita desenvolvem formas euédricas, ao passo que a fluorita é anédrica, intersticial e, geralmente, incolor.

5.2- BIOTITA-FELDSPATO ALCALINO GRANITO (BTG)

5.2.1- Aspectos macroscópicos

O BTG presente no *stock* Madeira é uma rocha leucocrática de aspecto maciço e isótropo, equigranular com granulação média ou, menos comumente, grossa, com os tipos porfíricos sendo volumetricamente subordinados (fig. 21). A sua coloração predominante é avermelhada clara com pontuações pretas disseminadas, apresentando variações para tonalidades róseas amareladas ou acinzentadas. É composta essencialmente por feldspato potássico e quartzo, contendo proporções subordinadas de biotita, único mineral máfico identificável macroscopicamente.

Estruturalmente mostra-se moderadamente afetada por fraturamento rúptil, que é mais evidente nas proximidades dos contatos com o albita-granito. As fraturas são estreitas, subverticais e ao longo delas o BTG mostra efeitos de alteração hidrotermal, indicados pela formação de estreitas vênulas greisenizadas, cloritização da biotita e preenchimento por material de aspecto terroso avermelhado.

5.2.2- Aspectos microscópicos

O BTG é composto por feldspato potássico perítico (55-60%), quartzo (30-35%), plagioclásio (0-10%) e biotita (1-5%), contendo, ainda, proporções acessórias de albita, fluorita,

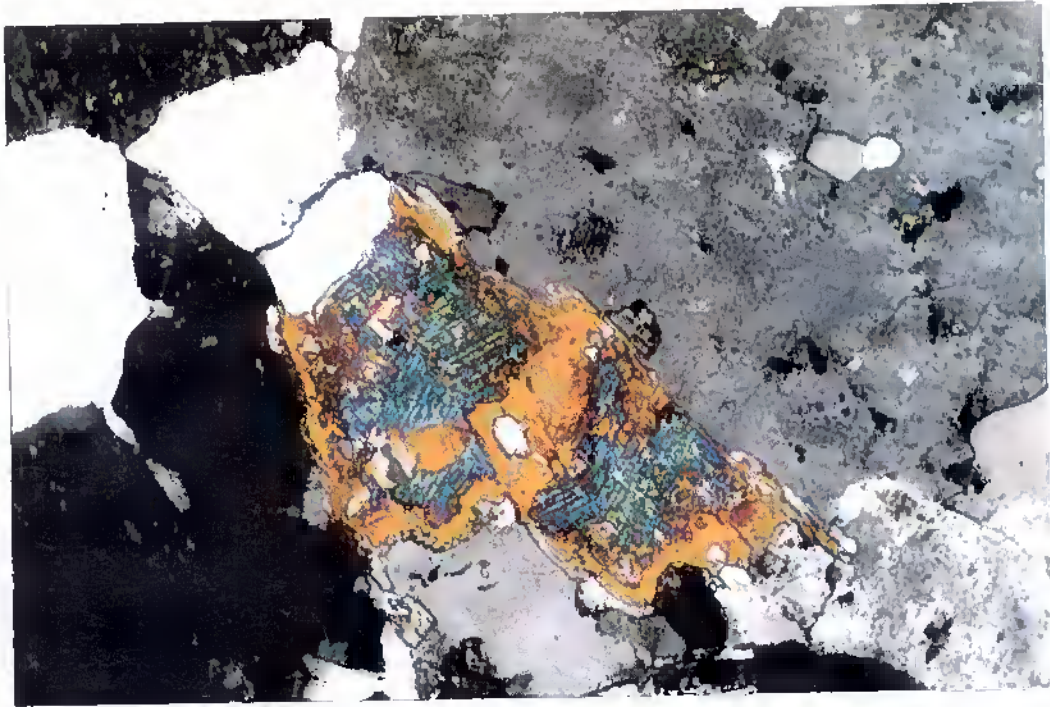


Figura 20 - Desenvolvimento de coroa quelítica de anfibólio em clinopiroxênio em amostra do anfibólio-biotita-sienogranito (nicóis cruzados; largura da foto: 1 mm).

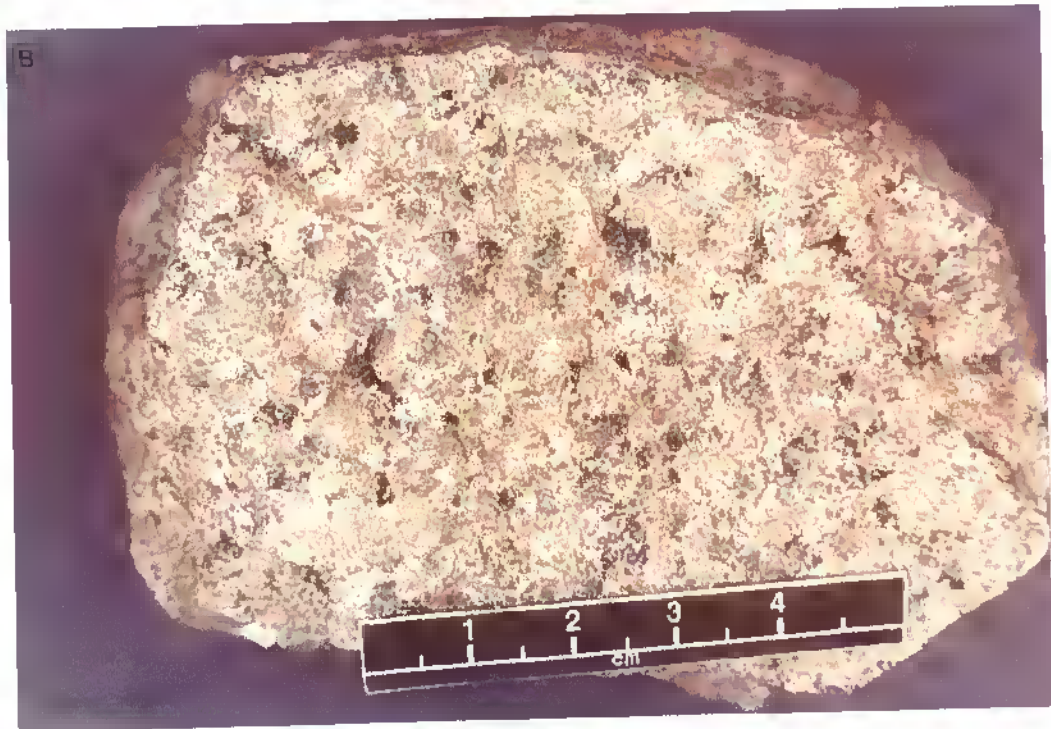


Figura 21 - Aspecto macroscópico do biotita-feldspato alcalino-granito

zircão, opacos, topázio e anatásio. Os conteúdos de plagioclásio são muito variáveis, raramente ultrapassando 10% da rocha e havendo um número significativo de amostras onde encontra-se ausente ou ocorre em proporções inferiores a 5%.

O arranjo textural é granular hipidiomórfico, dominado por cristais anédricos a subédricos de feldspato potássico e quartzo de granulação média, com o feldspato potássico apresentando dimensões entre 1 e 3 mm ou, localmente, maiores do que 5 mm. As rochas porfíriticas apresentam a matriz composta por cristais anédricos de feldspato potássico e quartzo, de granulação fina (0,2 a 0,5 mm), envolvendo fenocristais de feldspato potássico e quartzo de granulação média a grossa (entre 2 e 4 mm, raramente maiores do que 6 mm). Os feldspatos potássicos apresentam aspecto turvo, acham-se, em geral, densamente impregnados por fases microgranulares e desenvolvem microfissuras e microcavidades (poros) secundárias (Worden *et al.*, 1990), utilizadas como canais pelos fluidos tardios.

Os feldspatos alcalinos são a fase dominante nesta fácies, tratando-se de mesopertitas (Smith & Brown, 1988), designadas a seguir de modo simplificado como feldspatos potássicos. Ocorrem tanto em cristais isolados quanto em agregados formados pela justaposição de vários indivíduos. Os cristais isolados são anédricos a subédricos, sempre ricos em lamelas sódicas bem desenvolvidas, na forma de fitas, ribbons ou em patches. Localmente as lamelas sódicas apresentam-se espessadas, assumindo um padrão *chessboard* e evoluindo até ocuparem a totalidade da superfície do cristal original. Maclas do tipo Carlsbad são observadas com freqüência, enquanto que maclas conjugadas albita-periclina são esparsas e difusas. Os seus contatos com o quartzo são nítidos, retilíneos ou côncavo-convexos bilaterais, ao passo que os contatos mútuos entre cristais de feldspato potássico são difusos e quase que invariavelmente marcados pelo desenvolvimento de albita intergranular, sendo muito comum a formação de coroas trocadas (Ramberg, 1962; Peng, 1970; Smith, 1974; Haapala, 1977; Dall'Agnol, 1980).

O quartzo apresenta-se como cristais de granulação fina a média, com dimensões geralmente entre 0,8 e 2 mm. Os seus contornos são sempre determinados pelos feldspatos potássicos, em relação aos quais o quartzo coloca-se de modo intersticial, comumente desenvolvendo formas cúspides. Apresenta extinção ondulante moderada a fraca, observando-se muitas fraturas recuperadas, marcadas por trilhas de inclusões fluidas secundárias, as quais fornecem às seções um aspecto turvo.

O plagioclásio desenvolve cristais tabulares curtos, de granulação fina a média (entre 0,6 e 2 mm), ocorrendo na forma de indivíduos parcialmente túrbidos devido à substituição por sericita e pela presença de um grande número de inclusões microgranulares, que se espalham por todo o cristal. As suas maclas, quando observáveis, são sempre difusas, impedindo as determinações óticas do seu conteúdo de anortita, mas, considerando o tipo de alteração

apresentada pelos seus cristais, é provável serem plagioclásios sódicos, de composição oligoclásica. Seus contatos com o feldspato potássico são difusos ou embaiados e freqüentemente observam-se cristais irregulares ou corroídos de plagioclásio envolvidos por um manto ou franja de feldspato potássico pertítico.

A biotita apresenta-se como cristais lamelares curtos (<2 mm) e com pleocroísmo variando de marrom avermelhado a marrom amarelado ou marrom esverdeado, sugerindo ser uma variedade rica em ferro, provavelmente annita. Mostra intensidades variáveis de substituição por cloritas e, localmente, por opacos e fluorita, desenvolvidos preferencialmente ao longo de suas clivagens. Seus cristais comumente arranjam-se em agregados, aos quais juntam-se opacos, fluorita, raro zircão e um mineral de cor azul metálico escuro e relevo muito elevado, possivelmente anatásio.

A fluorita forma cristais anédricos intersticiais, geralmente incolores ou com leves tonalidades violáceas, e mostra um grande número de inclusões fluidas. A granulação de seus cristais é fina a média, com dimensões variando entre 0,2 e 1,5 mm.

O zircão é muito raro, ocorrendo como cristais prismáticos curtos e largos, incolores ou levemente amarronzados.

5.3- FELDSPATO ALCALINO-GRANITO HIPERSOLVUS PORFIRÍTICO (FAGHP) E ROCHAS RELACIONADAS

5.3.1- Feldspato Alcalino-Granito Hipsolvus Porfirítico (FAGHP)

O feldspato alcalino-granito hipsolvus é uma rocha de cor cinza claro a cinza rosado claro com pontuações pretas, aspecto maciço, muitas vezes mostrando fraturas estreitas preenchidas por material de coloração avermelhada escura, provavelmente óxidos ou hidróxidos de ferro. Sua textura é porfirítica com fenocristais de feldspato potássico de granulação média a grossa ($2-3 \text{ mm} < \varnothing < 5-8 \text{ mm}$) e matriz de granulação fina a média, composta essencialmente por feldspato potássico e quartzo. O plagioclásio presente resume-se à albita, que ocorre na forma de pertitas desenvolvidas no feldspato potássico ou como albita intergranular de origem tardia. Estas características composicionais permitem classificar esta rocha como um feldspato alcalino-granito hipsolvus porfirítico (FAGHP). Ele contém proporções acessórias de biotita, fluorita, zircão e opacos e, freqüentemente, apresenta modificações texturais e mineralógicas causadas por processos metassomáticos de albitização e epi-sienitização.

É composto essencialmente por feldspato potássico pertítico e quartzo, com proporções acessórias de biotita, fluorita, opacos e zircão. Em algumas amostras foi observada a presença de raros cristais de pirocloro e/ou de anfibólio sódico, provavelmente do grupo da riebeckita.

Observam-se, por vezes, os contornos automorfos de cristais de feldspato potássico precoces, sendo envoltos pelo feldspato potássico mais tardio e menos automorfo, ambos mostrando continuidade ótica. Tem-se também no interior do feldspato alcalino formas difusas e moderadamente alteradas, com contatos irregulares, interpretadas como representando restos de cristais de plagioclásio parcialmente absorvidos. Tal feição, comum em granitos e sienitos hipersolvus, pode traduzir um início da cristalização do líquido no domínio de estabilidade do plagioclásio, passando com o abaixamento da temperatura, ao domínio da solução sólida dos feldspatos alcalinos, quando haveria tendência de reabsorção do plagioclásio, a qual nem sempre é completa (Tuttle & Bowen, 1958; Dall'Agnol *et al.*, 1980).

O quartzo forma fenocristais euédricos com faces bem desenvolvidas, extinção plana e aspecto límpido, ocorrendo isolados ou formando agregados. Frequentemente mostra evidências de dissolução parcial, com a formação de embaiamentos ou reentrâncias em forma de meio círculo.

A matriz é de granulação fina ou, mais raramente, fina a média, sendo composta principalmente por grãos anédricos de feldspato potássico e quartzo, localmente desenvolvendo incipientes intercrescimentos micrográficos. O feldspato é pertítico, mostrando pertitas largas, em forma de ribbons, ou pertitas finas dispostas em densos arranjos em forma de teia ou, ainda, pertitas em remendos com aspecto similar ao da albita *chessboard*. O quartzo mostra extinção plana, contornos angulares e aspecto límpido. Na matriz também ocorrem cristais de mica escura, provavelmente da família da annita, em agregados de lamelas curtas. Sua cor é marrom com tons avermelhados quando são. Normalmente, porém, as micas estão intensamente alteradas e substituídas por cloritas, fluorita e opacos. Às concentrações de mica juntam-se cristais anédricos finos de fluorita incolor, cristais de zircão de granulação fina. Em algumas lâminas, raros cristais euédricos de pirocloro e cristais prismáticos alongados de anfibólio sódico também foram observados.

5.3.2- Feldspato Alcalino-Granito Hipersolvus Porfíritico (FAGHP) epi-sienitizado

Costi *et al.* (1996, 1997) descreveram pela primeira vez na região de Pitinga epi-sienitos associados ao Granito Água Boa. O FAGHP afetado por processos metassomáticos de epi-sienitização foi identificado nas proximidades da borda oeste do ABG, no furo executado nas coordenadas 250S/1200W. A parte inicial do furo apresenta o FAGHP moderadamente alterado

e greisenizado, que é seguido por um nível de quartzo-greisen. Após o greisen inicia a ocorrência de uma rocha vermelha escura, de granulação fina a média, aspecto maciço, na qual macroscopicamente não se observa quartzo, classificada petrograficamente como epi-sienito.

Todas as lâminas delgadas observadas mostram uma forte impregnação por microgrânulos avermelhados, possivelmente óxidos de ferro, que lhes confere um aspecto turvo. A rocha apresenta uma textura granular fina ou média, com pouca variação na granulação, sendo composta essencialmente por feldspato potássico, que perfaz em média 90% da rocha. Quartzo, fluorita, cloritas, opacos e cassiterita ocorrem em proporções subordinadas. O quartzo é de origem tardia, preenchendo cavidades formadas por dissolução do quartzo e, possivelmente, de outras fases primárias do FAGHP.

O feldspato potássico é subédrico a anédrico, em geral com bordos arredondados, sempre com forte turbidez, sem evidências claras de pertitização ou inclusões. Localmente apresenta substituição por sericita. Alguns cristais desenvolvem-se a partir das bordas de cavidades, crescendo em direção ao seu centro e apresentando formas euédricas.

Os cristais de quartzo apresentam contornos muito irregulares, freqüentemente amebóides, ou exibem bordos com extremidades agudas, aspecto límpido e extinção normal.

A fluorita é um acessório freqüente, apresentando-se em cristais violáceos a incolores, anédricos, ora preenchendo cavidades, ora disseminada junto aos feldspatos. As cloritas são subordinadas, apresentando-se em agregados em leque ou irregulares. A cassiterita é escassa, subédrica a anédrica, mostrando zonação marcada por alternância de faixas em tons de vermelho escuro e vermelho amarelado claro.

5.3.3- Feldspato alcalino-granito hipersolvus transformado da área de ocorrência do albita-granito

Um feldspato alcalino-granito hipersolvus intensamente albitizado (FAGHalb) foi identificado sistematicamente nos furos de sondagem. Essa rocha está presente na zona dos contatos basais do ABG e, subordinadamente, intercalada aos bolsões de criolita. As suas características petrográficas e composicionais são muito semelhantes às dos FAGHP, sendo, em razão disso, interpretadas como derivadas dos FAGHP encaixantes afetados por processos metassomáticos induzidos durante a colocação do ABG.

A albitização dos feldspatos potássicos primários é o processo metassomático mais evidente e generalizado. Porém, feições texturais originadas por dissolução de fases primárias tais como quartzo, micas e feldspatos, relacionadas, em geral, com processos de epi-sienitização desenvolvidos em diferentes intensidades, semelhantes aos registrados no Granito

Água Boa (Costi *et al.*, 1996a, 1996b, 1997), também são relativamente comuns. Finalmente, tem-se muitas vezes nessas rochas evidências de interação com o albita-granito, que se reflete igualmente em modificações texturais e mineralógicas no FAGH.

Em função dos processos de epi-sienitização, as proporções modais das fases essenciais variam muito rapidamente em intervalos curtos, observando-se desde feldspato alcalino-granitos, onde o percentual de quartzo pode chegar a 30-35%, até amostras que modalmente podem ser classificadas como sienitos.

As texturas são complexas em função da ação isolada ou conjugada dos processos de albitização e epi-sienitização, que levam a diferentes graus de transformação das texturas primárias. Um fator adicional de complicação se apresenta quando a interação do FAGH com fluidos derivados do ABG é mais intensa. Isso leva à introdução no FAGH original de fases que são típicas do albita-granito, resultando rochas com características texturais e mineralógicas mistas entre eles.

5.3.3.1 - Feldspato Alcalino-Granito Hipersolvus Albitizado (FAGHalb)

Essa rochas apresentam um aspecto macroscópico distinto daquele mostrado pelo albita-granito. Elas variam de porfiríticas a equigranulares com cores desde cinza clara a avermelhado claro, aspecto maciço e fraturamento incipiente a moderado. As variedades porfiríticas exibem fenocristais de feldspato potássico de granulação média a grossa, com dimensões desde 2-3 mm até próximas a 10 mm. Além do feldspato potássico, esporadicamente o quartzo também forma fenocristais. As demais fases identificadas macroscopicamente são minerais máficos, que constituem agregados arredondados de granulação fina a média. As fraturas, quando evidentes, localmente mostram preenchimento por quartzo, fluorita ou, mais raramente, nas zonas de interação com o ABG, por criolita e zircão de granulação grossa.

Além de feldspato potássico e quartzo, seus únicos constituintes essenciais, destaca-se a albita intergranular, de origem secundária. As fases acessórias são micas escuras, provavelmente do grupo da siderofilita, apresentando graus variáveis de substituição e alteração, zircão, fluorita e opacos. De ocorrência muito localizada tem-se o topázio e, relacionados à interação com o ABG, criolita, esfalerita e minerais do grupo do pirocloro.

O FAGHalb apresenta fenocristais de feldspato potássico subédricos com contornos aproximadamente arredondados ou anédricos alongados, freqüentemente exibindo maclas Carlsbad e, em geral, amplamente substituídos por albita *chessboard*. Ao longo das bordas dos cristais ocorre a formação de uma franja de espessura irregular de albita, que localmente

oblitera completamente os contatos com os demais cristais de feldspato. Esta franja freqüentemente expande-se para o interior do feldspato potássico, mostrando continuidade com as pertitas do cristal, que geralmente mostram espessamento subsolidus e aspecto semelhante à albita *chessboard*. Os cristais de feldspato com esta feição textural são mais freqüentes em amostras provenientes da zona intermediária aos bolsões de criolita e daquelas mais próximas ao contato inferior do ABG. Localmente são identificados também cristais de feldspato potássico de granulação grossa, pertíticos e com inclusões granulares finas de micas claras, micas escuras, fluorita e quartzo drop-like. Estes cristais são anédricos a amebóides, com bordas irregulares, geralmente desenvolvendo contatos denteados ou embaiados com o quartzo ou com outros feldspatos, indicando a sua origem tardia.

O quartzo apresenta-se em cristais arredondados ou alongados, isolados ou formando agregados. Seus cristais são límpidos, com extinção ondulante incipiente a moderada, raramente apresentando evidências de deformação ou fraturamento.

Os minerais máficos ocorrem em agregados policristalinos de granulação fina a média, semelhantes aos desenvolvidos nas rochas porfíricas com textura rapakivi, a base de biotita, zircão, opacos e fluorita. As micas apresentam-se em lamelas curtas de cor marrom escuro com tons esverdeados ou verde amarronzado a verde claro, exibindo inclusões de zircão de granulação fina, fluorita e opacos. Mostram graus variáveis de substituição por cloritas, fluorita e óxidos de ferro. O topázio apresenta-se como cristais de granulação fina, subédricos, sempre alterados para agregados de sericita.

Há, ainda, tipos equigranulares, com cristais de feldspato potássico subédricos a anédricos, em geral com formas arredondadas, mostrando dimensões entre 2 e 4 mm, enquanto o quartzo oscila entre 1 e 5 mm. As feições de albitização são semelhantes às registradas nos tipos porfíricos, porém o desenvolvimento de albitas intergranulares, mostrando feições de coroas trocadas, é mais marcante.

5.3.3.2 - Epi-sienitos e Feições Relacionadas

Os processos de epi-sienitização são evidenciados, em ambos os tipos texturais mencionados anteriormente, pela formação de cavidades produzidas por dissolução de fases primárias, que provavelmente eram feldspatos e quartzo. As cavidades são arredondadas ou mostram contornos irregulares, além de dimensões muito variáveis. Observa-se mais comumente a formação de cloritas ou opacos ao longo de suas paredes, sendo a parte central ocupada por agregados de quartzo anédrico e prismas curtos de albita de aspecto límpido. O quartzo é a fase que preferencialmente preenche cavidades, ocorrendo então como cristais de

extinção plana, granulação grossa e formas anédricas com contornos muito irregulares, sempre mostrando apêndices ou ramificações que ocupam espaços intersticiais aos feldspatos.

5.3.3.3 - Zona de Interação entre o FAGH e o ABG

Nas amostras contendo as fases típicas do ABG, tais como zircão (malacon) de granulação média, criolita, laths de albita, etc., a textura do FAGH modifica-se notavelmente, identificando-se zonas onde predomina o arranjo textural típico do ABG e zonas de textura equigranular com feldspato albitizado, similares ao FAGH. A passagem de um tipo para o outro se dá normalmente através de faixas estreitas, marcadas por fraturas ou fissuras paralelas ao contato, preenchidas por material terroso avermelhado escuro, provavelmente óxidos de ferro. Todavia também são comuns locais onde a interação entre os dois tipos de rochas tende a ser mais intenso, não verificando-se, nas seções delgadas analisadas, fraturas ou contatos bruscos. Nestes tipos, em geral a textura é seriada e observa-se uma fração mais fina, constituída por laths de albita, acompanhada por zircão, criolita e micas azuladas, envolvendo uma fração mais grossa, onde predominam cristais de feldspato potássico parcial ou inteiramente substituídos por albita *chessboard*.

Zircão, criolita, esfalerita, e os minerais do grupo do pirocloro ocorrem disseminados e mostram a mesma morfologia que exibem no ABG. A criolita é rara, ocorrendo associada a fraturas ou em preenchimento de cavidades. Seus cristais são anédricos com contornos angulares e freqüentemente mostram-se substituídos por outros aluminofluoretos. O zircão apresenta-se como cristais de granulação média a fina, moderada a fortemente turvos e zonados. A esfalerita mostra formas anédricas, compondo massas de cor acinzentada escura associadas ao preenchimento de cavidades junto ao quartzo e albita. Os minerais do grupo do pirocloro são muito raros, mostrando cristais de granulação muito fina, euédricos, geralmente inclusos em quartzo.

5.4 - ROCHAS VULCÂNICAS ÁCIDAS (RVA) AO LONGO DO CONTATO BASAL DO ABG

Na região situada ao longo do contato basal do ABG, abaixo dos corpos de criolita e estendendo-se em direção à porção centro-sudoeste do "stock", foram identificados dois tipos de rochas. O tipo com maior expressão volumétrica é um feldspato alcalino-granito hipersolvus porfíritico (FAGHP), similar ao que ocorre nos contatos sul e oeste do albita-granito, já tendo sido descrito anteriormente. O segundo tipo de rocha aí identificado restringe-se, de modo geral, à zona situada abaixo dos bolsões de criolita. É uma rocha afanítica ou de granulação

muito fina, apresentando raros fenocristais de granulação fina, classificada petrograficamente como vulcânica ácida. A descrição textural e mineralógica dessa rocha será feita a seguir.

As RVA restringem-se às porções finais de alguns furos mais profundos, realizados na região dos bolsões de criolita, sugerindo que a sua distribuição areal é limitada.

São rochas pórfiras de cor preta a cinza escuro, aspecto maciço e sempre exibindo fraturas estreitas. Macroscopicamente seu arranjo textural compreende raros fenocristais de granulação fina em uma matriz de granulação muito fina a afanítica.

Ao microscópio, em algumas amostras os fenocristais originais são de feldspato potássico, ocorrendo em formas anédricas e muito irregulares, mostrando evidências de recristalização sob condições de temperatura elevada, com a sua substituição parcial por agregados de finos grãos também de feldspato potássico, mostrando textura em mosaico. Noutras, a alteração dos fenocristais para saussurita e/ou sericita indica tratar-se de plagioclásios, os quais também podem mostrar-se recristalizados, mas menos intensamente que nas rochas ricas em feldspato potássico. Os fenocristais de quartzo são raros em ambas as rochas, apresentando aspecto arredondado, possivelmente devido à sua corrosão.

A matriz é composta por cristais equidimensionais de feldspato potássico e quartzo, com a predominância do primeiro, além de proporções subordinadas de micas amarronzadas a esverdeadas. Os cristais de quartzo da matriz mostram formas alongadas a aciculares, comumente desenvolvendo intercrescimentos micrográficos muito finos com o feldspato potássico. Em várias amostras os cristais da matriz mostram contatos intergranulares serrilhados ou denteados, sendo muito comuns agregados de finas lamelas de mica, indicando que a rocha foi submetida a processos de recristalização térmica.

A predominância nos fenocristais de feldspato potássico e/ou plagioclásio sobre o quartzo, sugere uma composição quartzo-traquítica ou dacítica para estas rochas.

5.5 - ALBITA-GRANITO

Conforme assinalado anteriormente, a fácies albita-granito foi subdividida nas subfácies albita-granito de núcleo (ABGn) e albita-granito de borda (ABGb), identificando-se, ainda, rochas transicionais entre ambas. As principais características dessas duas subfácies estão sumariadas na Tabela 2. Análises modais constam das tabelas 3 e 4 e um diagrama quartzo - albita - feldspato potássico, elaborado com base nos conteúdos modais desses minerais nas duas subfácies, é apresentado na fig. 22.

As duas subfácies têm em comum o fato de serem feldspato alcalino-granitos de caráter subsolvus (Tuttle & Bowen, 1958), tendo como constituintes essenciais quartzo (Qz), albita (Ab)

e feldspato potássico (FK). Elas apresentam também diversas analogias texturais que serão destacadas adiante e são ambas fortemente mineralizadas em estanho. Divergem, porém, em uma série de aspectos significativos (Tabelas 2, 3 e 4; fig. 22):

(1) O ABGn apresenta conteúdos modais médios de Qz, Ab e FK próximos entre si, correspondendo cada um deles a aproximadamente 30% do total da rocha. Já no ABGb, observa-se um apreciável aumento no Qz modal, compensado pela diminuição da Ab, resultando em razões Ab/Qz comparativamente menores (<1). Esse contraste composicional fica muito evidente no diagrama Qz-Ab-FK (fig. 22), onde os ABGn concentram-se notavelmente no centro do diagrama, ao passo que os ABGb deslocam-se em direção à aresta Qz-FK, em função de seu empobrecimento relativo em albita. Há algumas amostras associadas ao ABGn excepcionalmente enriquecidas em Ab, as quais também fogem do conjunto, porém deslocando-se em sentido oposto. Embora a comparação entre dados modais e normativos não permita conclusões definitivas, é interessante notar o paralelismo existente entre as variações modais observadas no ABGn e as composições dos pontos mínimos e eutéticos obtidos experimentalmente para sistemas graníticos contendo apenas H₂O (Tuttle & Bowen, 1958; Luth *et al.*, 1964; Johannes, 1985) ou ainda diferentes conteúdos de F (Manning, 1981, 1982; Pichavant & Manning, 1984). Tal não se verifica no caso do ABGb, que se afasta dessas composições.

(2) O mineral de flúor típico dos ABGn é a criolita (média modal de 5,73%), fase formada essencialmente, além do F, por sódio e alumínio, enquanto que nos ABGb é a fluorita (conteúdo médio de 2,09%), um fluoreto de cálcio.

(3) A polilitionita e uma mica escura rica em ferro, ainda não classificada, são fases importantes no ABGn (em média 2,30 e 1,59%, respectivamente); já no ABGb, a mica escura encontra-se ausente, a polilitionita ocorre apenas em algumas amostras e sempre em proporções reduzidas e a clorita aparece em muitas amostras como uma fase relativamente importante.

(4) O anfibólio sódico, por vezes com egirina associada, perfaz em média 1,45% dos ABGn. Tais fases, juntamente com o pirocloro, típicas de associações peralcalinas, estão sempre ausentes no ABGb, onde a fase rica em nióbio é a columbita.

(5) O zircão é uma fase importante nas duas subfácies, porém seus conteúdos médios são mais elevados no ABGb (1,73%) do que no ABGn (1,05%).

(6) Torita e cassiterita estão presentes em ambas subfácies, sendo a última comparativamente mais freqüente.

TABELA 2. Características mineralógicas e texturais das subfácies do albita-granito

	ALBITA-GRANITO DE NÚCLEO	ALBITA-GRANITO DE BORDA
Coloração	Cor cinza com pontuações e manchas pretas quando são; cinza clara com tons amarelados nas proximidades de contatos.	Marrom avermelhada escura quando são; vermelho escuro com manchas pretas quando moderadamente alterada.
Textura	Equigranular grossa ou média; seriada ou porfírica; isótropa	Equigranular grossa ou média; seriada ou porfírica; isótropa
Fases essenciais	K-feldspato, albita, quartzo. O teor de feldspatos+quartzo varia entre 76 e 92%.	Quartzo, K-feldspato, albita. A proporção de feldspatos+quartzo varia entre 87 e 98%.
Fases varietais	Criolita, zircão, polilitionita, mica escura, pirocloro, opacos, riebeckita.	Cassiterita, fluorita, zircão, hematita, cloritas, columbita, opacos, xenotímio.
Fases acessórias	Carbonatos, cassiterita, esfalerita, aegirina, catapleita, ghentelvita, prosopita, thomsenolita e outros aluminofluoretos	Carbonatos, galena, esfalerita, catapleita.
Aspecto microscópico	Seções com aspecto límpido; texturas ígneas de fluxo e "snowball" são muito frequentes; fenocristais de quartzo euédricos a subédricos.	Intensa pigmentação por óxidos de ferro em todas as fases; sobrecrecimentos em fenocristais de quartzo; desequilíbrio da Ab; desestabilização de fases peralcalinas do ABGn.

Tabela 3. Análises modais no albíta-granito de núcleo (% em volume)

AMOSTRA	Ab	Kf	Qz	Fe-mica	Li-mica	Criol	Zir	Prcl	Opc	Tor	Rbck	Cass	QAP*	Obs
PHR-82a	25,99	36,47	26,88	0	1,84	5,63	0,89	0,37	0,34	0	1,53	0,06	89,34	
PHR-83	23,78	24,64	35,21	0,21	6,26	6,92	1,42	0,43	0,79	0	0,23	0,13	83,63	
PHR-120a	22,91	28,48	25,46	1,17	2,71	9,48	2,14	0,57	0,14	0	6,74	0,17	76,85	
PHR-127.1	46,20	30,25	10,70	5,99	1,76	2,24	0,57	0,79	0,23	0,11	0,28	0,20	87,15	1
PHR-127.2	38,95	31,56	15,95	4,41	2,07	3,44	0,68	0,74	0,26	0	1,34	0,11	86,46	2
PHR-130	32,43	32,23	20,31	0,64	3,08	6,65	0,56	0,76	0,25	0,22	1,74	0	84,97	3
PHR-135	28,02	31,60	31,94	0,51	1,70	3,75	0,51	0,31	0,28	0,06	0,74	0,03	91,56	4
PHR-136	43,37	37,63	11,97	2,37	1,63	1,91	0,28	0,57	0,14	0,06	0	0,06	92,97	5
PHR-137	31,14	24,80	25,00	3,40	2,97	7,08	2,60	0,37	0,20	0	2,43	0	80,94	
PHR-138	26,84	21,88	33,17	4,48	2,85	6,76	1,80	0,23	0,03	0	1,80	0	81,89	6
PHR-142	27,26	32,50	29,74	0,05	1,97	5,40	0,32	0,78	0,16	0	1,80	0	89,50	
PHR-142a	31,83	31,42	26,12	1,50	2,16	4,47	0,44	0,28	0,36	0,22	0,83	0,11	89,37	7
PHR-143	28,25	28,06	35,07	0,56	1,60	5,41	0,28	0,22	0,17	0	0,36	0	91,38	
PHR-158	29,59	32,30	23,74	0	1,41	7,34	2,11	0,50	1,81	0,30	0,70	0,20	85,63	
PHR-159	31,53	34,14	25,90	0,20	1,30	4,40	1,10	0,40	0,50	0	0,50	0	91,57	
PHR-160	20,20	34,24	27,56	0,57	4,65	4,28	1,23	1,14	0,11	0	5,53	0,34	82,00	8
PHR-161	29,35	28,90	18,10	0,17	2,39	14,79	1,68	0,68	2,59	0	0,97	0	76,35	9
PHR-162	24,86	34,63	31,43	2,06	1,83	3,43	0,31	0,51	0,26	0	0,60	0,08	90,92	10
PHR-163	30,50	31,37	30,04	1,06	0,81	3,43	0,51	0,16	0,73	0	0,97	0,05	91,91	11
PHR-165	24,16	31,96	30,28	2,44	1,00	7,84	1,52	0,60	0,20	0	0	0	86,40	
Média	29,86	30,95	25,73	1,59	2,30	5,73	1,05	0,52	0,48	-	1,45	-	86,54	

Ab - albíta **Kf** - feldspato potássico **Qz** - quartzo **Fe-mica** - mica escura ferrífera **Li-mica** - mica litínifera incolor a azulada **Criol** - criolita **Zir** - zircão **Prcl** - pirocloro **Opc** - opaco **Tor** - torita **Rbck** - riebeckita **Cass** - cassiterita **QAP*** - quartzo+feldspato potássico+albíta

1. Esfalerita - 0.25%; Carbonato - 0.42% 2. 1,25% da mica escura substituída p/ clorita 3. Óxidos/hidróxidos de Fe - 0.84%; mica escura alterada - 0.36% 4. Kf tardio (adulária?) - 0.26%; óxidos/hidróxidos de Fe - 0.23%; egirina - 0.03%; carbonato (?) - 0.03% 5. Seção não homogênea, com banda félsica (albitito) 6. Qz. de gran. grossa; MNI (alt. criolita) - 0.17%; tr. de cassiterita 7. Egirina - 0.25% 8. Egirina - 0.14% 9. MNI - 0.26% 10. 35% dos cristais de micas escura estão alterados 11. Cloritas - 0.35%

Tabela 4. Análises modais no albita-granito de borda (% em volume)

AMOSTRA	Ab	Kf	Qz	Clf	Li-mica	Flt	Zir	Fngt	Opc	Tor	Cass	QAP*	Obs
PHR-93a	18,66	28,90	40,39	6,65	0	2,11	2,20	0	0,61	0,17	0,19	87,95	1-3
PHR-134	40,72	34,28	19,87	0,46	0	0	0,81	1,70	1,59	0,05	0,35	94,87	2
PHR-139	23,97	34,26	32,25	4,55	0	1,51	3,25	0	0,21	0	0	90,48	3
PHR-139a	26,56	25,86	40,64	1,90	0	2,42	2,23	0	0,08	0,05	0,24	92,06	4-3
PHR-140	24,63	27,20	44,46	0,06	0,11	0,26	2,46	0	0,80	0	0,03	96,29	5
PHR-141	15,97	13,60	43,90	0	tr	9,82	0,30	15,59	0,65	0	0	73,47	6
PHR-146	21,67	36,52	24,97	0	tr	3,57	3,76	2,68	4,41	0,04	0,04	83,16	7
PHR-147	15,91	34,94	43,03	0	0	0,61	1,18	0,87	0,30	0	0,08	93,88	8
PHR-150	24,78	47,66	25,90	0,60	0	0,23	0,23	0,07	0,54	0	0	98,34	9-3
PHR-151	21,12	36,06	38,97	1,62	0	0,13	0,84	0	0,65	0	0,39	96,15	10-3
Média	23,30	31,93	35,38	-	-	2,09	1,73	-	0,98	-	0,13	90,66	

Ab - albita **Kf** - feldspato potássico **Qz** - quartzo **Clf** - clorita **Li-mica** - mica litinífera incolor **Flt** - fluorita **Zir** - zircão **Fngt** - fengita **Opc** - opaco **Tor** - torita **Cass** - cassiterita **QAP*** - quartzo+feldspato potássico+albita

1.Esfalerita - 0,11% 2.Opacos como óxidos/hidróxidos de Fe, provavelmente secundários; pirocloro incluso em Qz - 0,16% 3.Mica escura total ou parcialmente substituída por cloritas 4.Fluorita inclusa em zircão; pirocloro inalterado incluso em quartzo 5.Opacos como impregnação de cor avermelhada ou em agregados esponjosos (óxidos/hidróxidos de Fe) 6. Mica branca como agregados incolores de granulação fina, com raros cristais de polilitionita de cor azulada entremeados; opacos em agregados terrosos (óxidos/hidróxidos de Fe) com cores avermelhadas escuras; criolita inalterada inclusa em quartzo - 0,15% 7.Agregados de óxidos de Fe + micas brancas - 0,19%; total de opacos incluem 1,96% de óxidos de Fe em agregados pulverulentos avermelhados e 0,19% de hematita acicular marrom avermelhado 8.Opacos incluem 1,94% de hematita acicular e 0,34% de óxidos/hidróxidos de Fe em agregados esponjosos; esfalerita - 0,04%; mica escura rica em Fe - 0,80% 9. Kf aparentemente homogêneo, com raras inclusões de albita em *laths*, ocorrendo junto a Kf com pertitas largas; opacos com formas alongadas, localmente translúcidas avermelhadas (hematita); toda a seção mostra intensa impregnação por opacos microgranulares 10.Seção fortemente impregnada por opacos microgranulares; esfalerita - 0,19%; quartzo com inclusões de hematita acicular ou em lamelas estreitas; Kf pertítico juntamente a Kf aparentemente homogêneo.

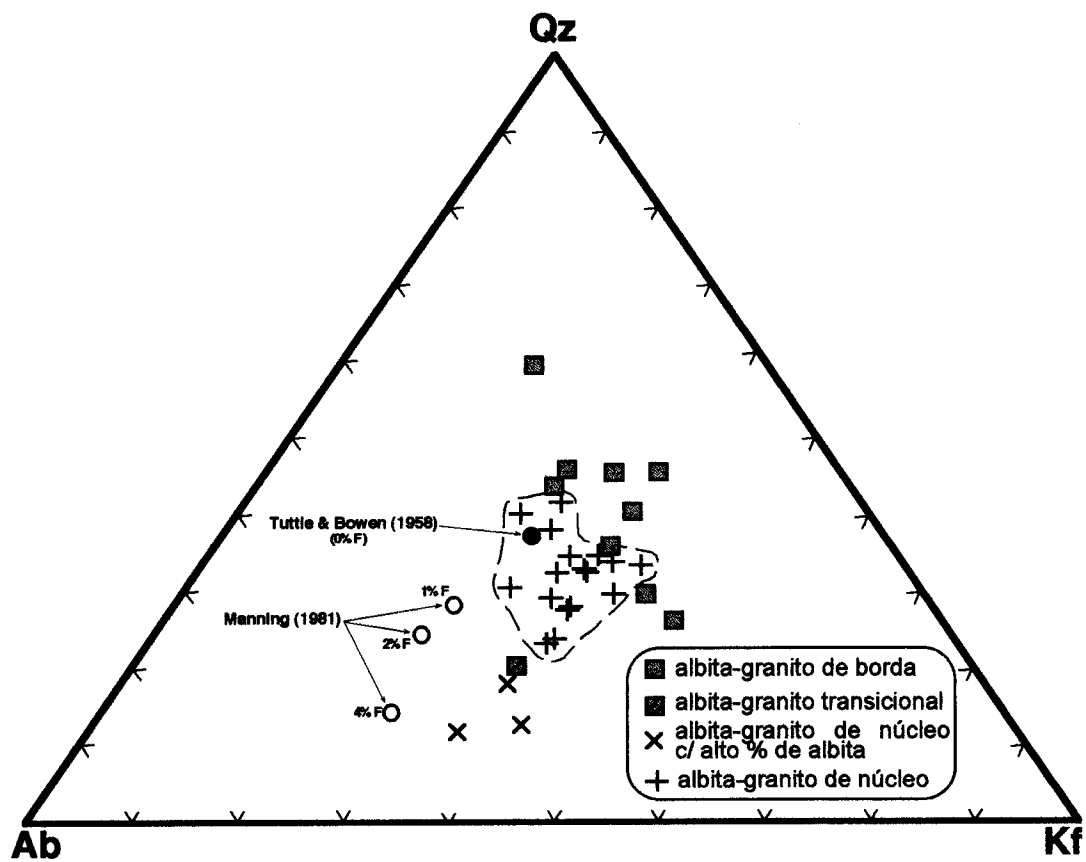


Figura 22. Proporções modais em amostras do albita-granito

(7) As proporções de opacos são mais elevadas no ABGb (0,98%), onde predominam, ao que tudo indica, cristais de hematita, os quais traduzem a forte oxidação sofrida pela rocha. No ABGn tem-se em média 0,48% de minerais opacos, cuja natureza ainda precisa ser melhor investigada.

5.5.1 - Albita-granito de núcleo (ABGn)

5.5.1.1 - Aspectos estruturais e texturais

Macroscopicamente o ABGn é uma rocha holocristalina inequigranular de cor cinza médio com pontuações e manchas pretas, em geral isótropa (fig. 23). Os arranjos texturais exibidos pelo ABGn são, entretanto, diversificados. Texturas de fluxo, reveladas pela forte orientação de laths de albita, lamelas de micas e prismas de anfibólio, foram observadas localmente, em diferentes pontos do *stock*, tanto em afloramentos, quanto em testemunhos de sondagem (fig.24). Elas são marcantes sobretudo nas variedades de ABGn enriquecidas em albita. Também é freqüente a ocorrência de bolsões ou porções pegmatóides, de dimensões centimétricas a métricas, compostos por quartzo, feldspatos, micas, criolita e anfibólios (fig. 25). Em superfície as porções pegmatóides geralmente ocorrem preenchendo falhas e fraturas subverticais (fig. 26).

O ABGn foi afetado por fraturamento rúptil de caráter não penetrativo, relacionado a sistemas de fraturas estreitas, predominantemente subverticais, geralmente recuperadas e preenchidas por material pegmatóide ou fases hidrotermais. O estabelecimento deste sistema de fraturas é interpretado como relacionado a processos de alívio de pressão ocorrentes quando do unroofing do *stock*. Esporadicamente observam-se faixas estreitas, de poucos centímetros de largura, apresentando evidências de deformação rúptil/dúctil.

Ao microscópio, o arranjo textural predominante no ABGn oscila entre seriado e porfirítico, havendo passagem transicional de um tipo para outro, em intervalos muito estreitos e alternâncias entre eles ao longo do perfil de um mesmo furo. As rochas com textura seriada apresentam granulação variando de fina a média, sendo a fração mais fina composta por albita, criolita e várias fases acessórias, enquanto a fração de granulação média compreende quartzo e feldspato potássico (fig. 27). As rochas porfíricas apresentam fenocristais de quartzo de granulação média a grossa, com dimensões variando de dois a seis milímetros, e uma matriz fina composta principalmente por albita, feldspato potássico, criolita, polilitionita, mica escura, zircão e anfibólio sódico.



Figura 23 - Aspecto macroscópico do albita-granito de núcleo.



Figura 24 - Textura de fluxo em albita-granito de núcleo



Figura 25 - Porção pegmatóide em albita-granito de núcleo, composta por quartzo, feldspatos e criolita.



Figura 26 - Falhas verticais de direção N-S, preenchidas por fração pegmatóide

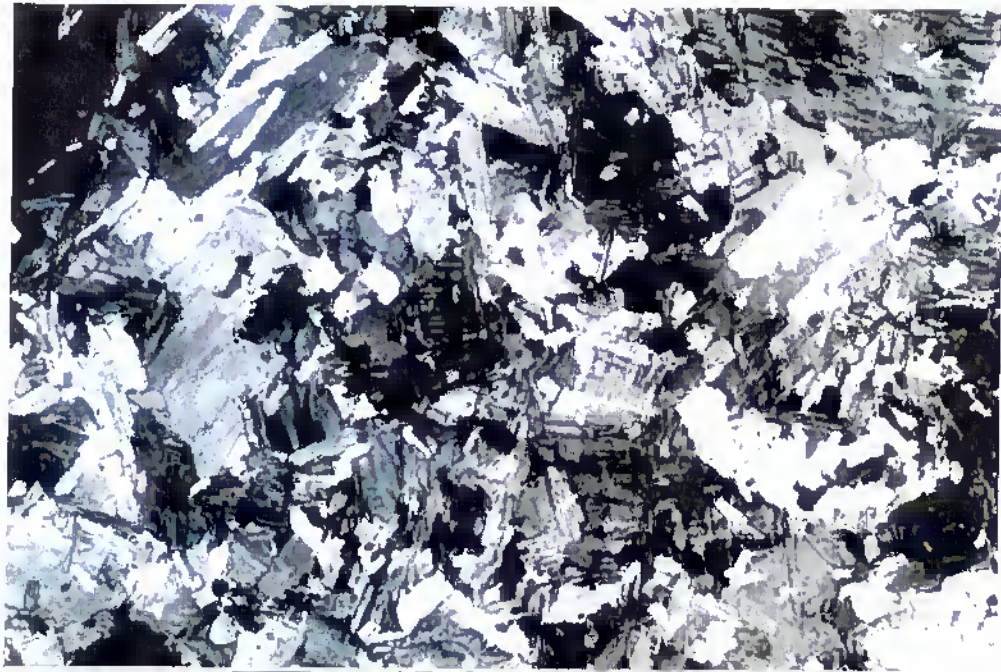
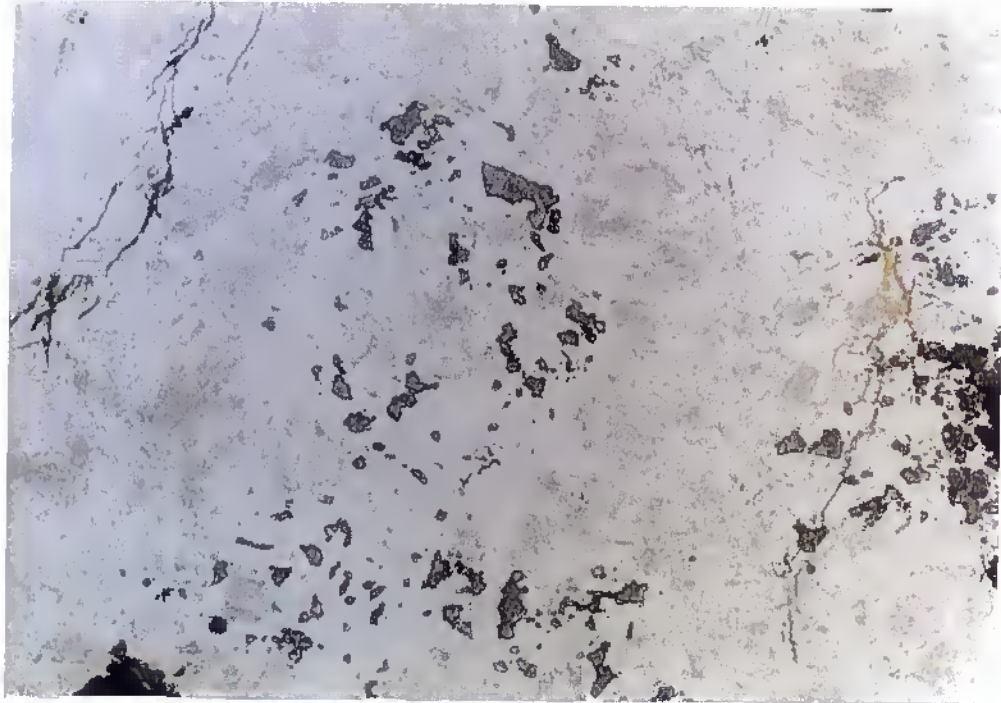


Figura 27 - Aspecto textural do ABGn, com criolita de granulação fina disseminada e albita em laths curtos (nicóis paralelos - NP- acima e nicóis cruzados - NC - abaixo; largura da foto: 4,20 mm)

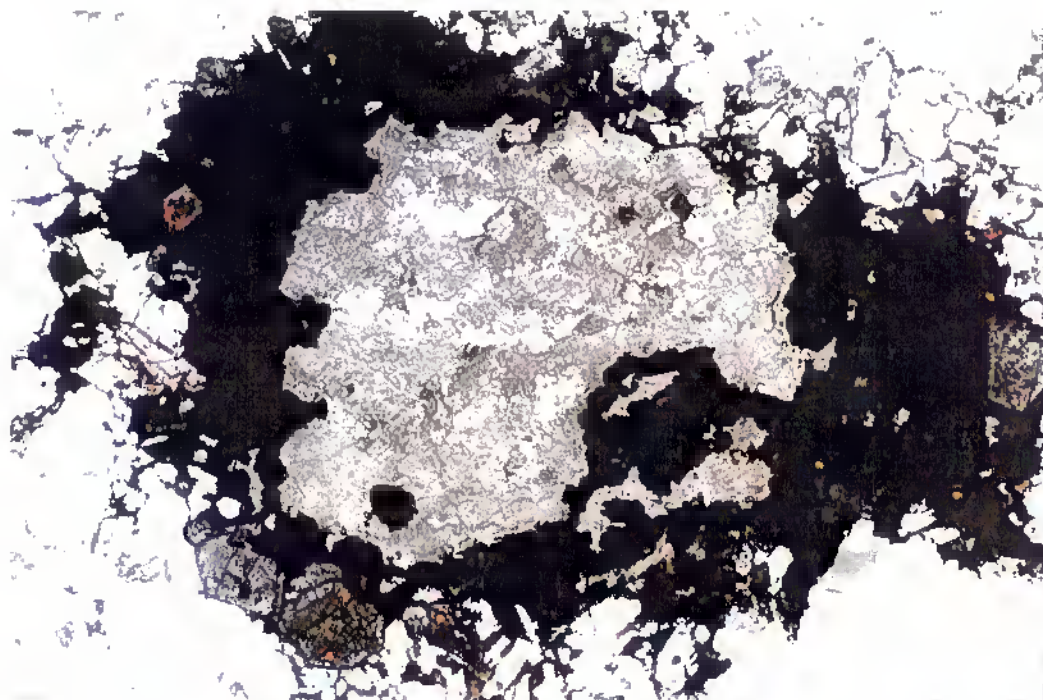


Figura 28 - Aspecto microtextural do ABGn, com criolita de granulação grossa preenchendo cavidade juntamente com opacos (NP; largura da foto: 4,20 mm)

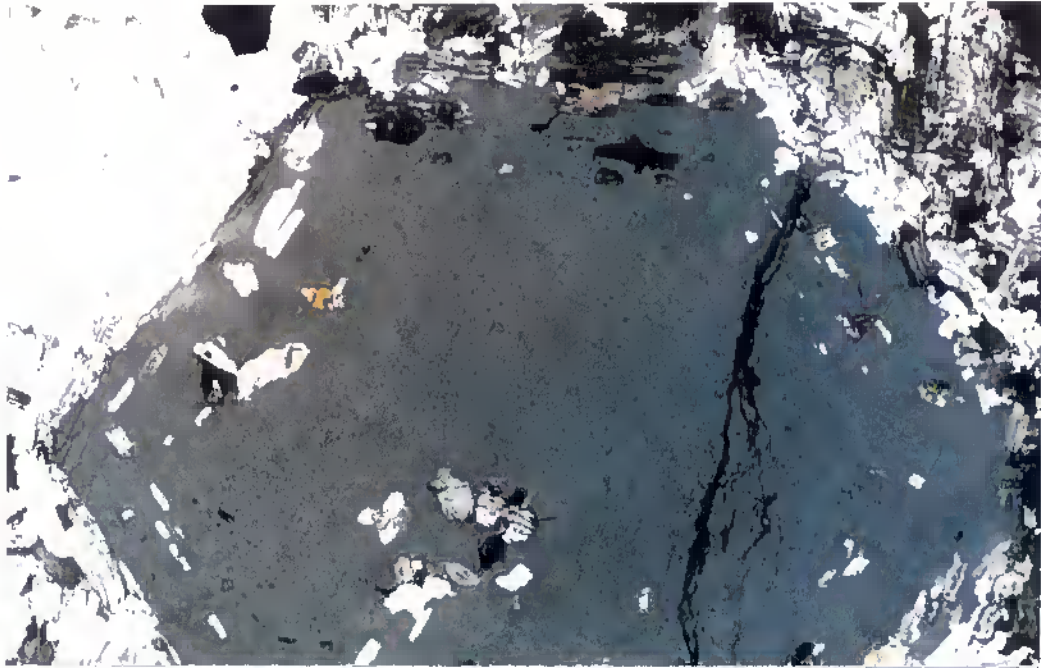


Figura 29 - Aspecto microtextural do ABGn, observando-se quartzo com textura *snowball*, definida por inclusões de *laths* de albite ao longo de suas bordas (NC; largura da foto: 4,20 mm)

São bastante comuns nas diferentes variedades texturais de ABGn agregados minerais cuja natureza e arranjo textural indicam serem relacionados com o preenchimento de cavidades ou amígdalas. Nestes agregados destacam-se criolita, zircão e polilitionita, aos quais podem associar-se albita, anfibólios alcalinos, opacos, cassiterita e, eventualmente, outras fases. A origem desses agregados não parece relacionada diretamente com a dissolução de minerais preexistentes, podendo ser talvez relacionada com a formação de bolhas de voláteis durante a cristalização do ABG (fig. 28).

Outro aspecto textural marcante do ABGn é a presença freqüente de textura do tipo *snowball* (Beus, 1982; Pollard, 1989; Schwartz, 1992; Helba *et al.*; 1997). Tal textura é exibida mais comumente pelos fenocristais ou cristais mais desenvolvidos de quartzo, sendo definida pela inclusão de laths de albita dispostas paralelamente às faces do cristal de quartzo e desenvolvendo padrões espiralados no seu interior (fig. 29). Muito menos comumente, fenocristais isolados ou cristais mais desenvolvidos de feldspato potássico também apresentam textura *snowball*, englobando múltiplas inclusões de laths de albita com o arranjo característico. Essa feição textural indica que quartzo e, pelo menos localmente, feldspato potássico englobaram a albita durante o seu processo de crescimento e cristalização. É importante assinalar também que a presença em albita-granitos de texturas do tipo *snowball* tem sido interpretada como uma evidência de origem magmática para esse tipo de rocha (Pollard, 1989).

5.5.1.2 - Composição mineralógica

Mineralogicamente, o ABGn é composto essencialmente por feldspato potássico, albita e quartzo. As fases varietais compreendem criolita, zircão, mica litinífera incolor a azulada, da família da polilitionita, mica escura rica em ferro e anfibólio sódico do grupo da riebeckita. Entre os minerais acessórios tem-se pirocloro e fases associadas, cassiterita, torita e opacos. Ocorrem, ainda, esporadicamente, thomsenolita, prosopita e outros aluminofluoretos produzidos por alteração ou substituição da criolita, egirina, xenotímio, catapleiita, genthelvita, cerussita, siderita, esfalerita, óxidos de ferro (possivelmente magnetita), ilmenita, galena e uraninita, além de alguns minerais não identificados. A determinação de várias destas fases acidentais, principalmente opacos e carbonatos, foi realizada através da interpretação conjunta de suas características óticas e de seus espectros de raios-X obtidos por EDS acoplado a microscópio eletrônico de varredura (MEV).

Os minerais cuja identificação não é definitiva pertencem a duas famílias principais. Uma é a dos minerais a base de aluminofluoretos, entre os quais se destaca a criolita. Neste grupo todas as fases são incolores, possuindo índices de refração muito baixos e próximos uns dos

outros, tornando praticamente impossível distingui-los opticamente. A criolita, como é a mais abundante, pôde ser separada mecanicamente e identificada através de difração de raios-X, obtendo-se então os parâmetros necessários para o seu reconhecimento em lâmina delgada. Este procedimento não pôde ser repetido para as demais fases deste grupo, pois as mesmas são de natureza secundária, ocorrem localizadamente, em baixas proporções e geralmente intimamente associadas a outras fases, o que dificulta a sua separação. A segunda família engloba os minerais cúbicos do grupo do pirocloro, os quais possuem índices de refração elevados e granulação fina. Tais minerais apresentam-se quase sempre zonados, com colorações variáveis desde tons amarelados a vermelho escuro, o que impede a separação de frações puras para análise por difração de raios-X. As suas fórmulas químicas complexas não podem ser definidas apenas com o emprego de EDS e MEV, embora chegue-se a um conhecimento dos principais elementos presentes na estrutura do mineral, nas suas diferentes zonas.

5.5.1.3 - Descrição dos minerais

5.5.1.3.1- Albita

A albita compõe sempre a fração de granulação fina do ABGn. Ocorre principalmente em seções longas e estreitas (ripas ou laths) com comprimento máximo de 0,5 mm, aspecto límpido, bordas nítidas, raramente apresentando maclas polissintéticas bem definidas. Os seus cristais ocorrem preferencialmente isolados e sem orientação nítida. São, entretanto, observados em algumas amostras agregados de albita, formando feixes compostos por aglutinação de várias laths, onde os seus cristais dispõem-se segundo uma orientação preferencial, indicando a ocorrência de fluxo durante a cristalização da rocha. Localmente, percebe-se também uma orientação preferencial definida por vários cristais isolados de albita.

Além das laths, a albita se apresenta também em cristais subédricos a anédricos mais desenvolvidos, com maclamentos polissintéticos em padrões complexos, característicos da variedade textural de albita em tabuleiro de xadrez (*chessboard albite* ; Smith, 1974; Smith & Brown, 1988). A ocorrência desta forma de albita é mais freqüente nas regiões mais internas e profundas do corpo de ABG, sendo observada sobretudo nas porções finais de furos que aproximam-se da região do contato basal do ABGn. A formação da albita *chessboard* normalmente dá-se nos estágios pós-magmáticos, sendo em geral relacionada a processos de substituição subsolidus (Smith & Brown, 1988).

Localmente a albita desenvolve também cristais tabulares largos ou retangulares de granulação fina, límpidos e com maclas difusas, cujas características texturais sugerem uma cristalização tardia.

5.5.1.3.2- Feldspato potássico

O feldspato potássico apresenta cristais com formas euédricas a subédricas e aspecto variando de límpido a moderadamente turvo. Caracteriza-se, de modo geral, por apresentar uma granulação dominante inferior àquela dos grãos de quartzo e nitidamente superior à das laths de albita. Seus grãos possuem em sua grande maioria granulação média (1 a 3mm), podendo muito localmente apresentar um desenvolvimento excepcional e chegar a formar fenocristais euédricos.

As maclas albita-periclina podem ser visualizadas na maioria dos seus indivíduos, embora com nitidez variável. De uma maneira geral, observa-se que os feldspatos potássicos das rochas ocorrentes nas cotas mais elevadas do ABGn apresentam as maclas albita-periclina mais nítidas.

Seus cristais são ora desprovidos de lamelas sódicas, exibindo aspecto homogêneo, ora ligeiramente pertitizados, contendo uma pequena proporção em volume de lamelas sódicas em forma de finos filmes esparsos. Mais raramente as lamelas sódicas são do tipo ribbon ou patch, sendo que, neste último caso, o feldspato potássico geralmente tende a evoluir para albitas *chessboard*.

A densidade das lamelas sódicas no feldspato potássico varia verticalmente, com as rochas mais próximas ao teto da intrusão apresentando os feldspatos potássicos mais homogêneos, ou com pertitização menos desenvolvida, enquanto os feldspatos potássicos ocorrentes nas rochas de cotas mais baixas e mais internas ao corpo (níveis inferiores dos furos de sondagem) apresentam uma maior densidade de lamelas sódicas.

As relações texturais entre os feldspatos não indicam a existência de processos de albitização expressivos do feldspato potássico, sendo notável a ausência ou escassez de grãos de albita intergranular e de feições de coroas trocadas ao longo dos contatos entre diferentes cristais de feldspato potássico. Esse aspecto distingue vivamente o ABG das demais fácies do corpo Madeira. Os contatos entre o feldspato potássico e a albita são denteados ou lobados e, por vezes, os cristais mais desenvolvidos de feldspato potássico apresentam inclusões de albita alinhadas, caracterizando a textura *snowball* e indicando que, nestes casos, o feldspato potássico englobou a albita durante o seu processo de crescimento e cristalização. Além de

albita, o feldspato potássico ocasionalmente também apresenta em seu interior lamelas finas de micas incolores, possivelmente de origem secundária.

5.5.1.3.3- Quartzo

O quartzo comumente apresenta-se como fenocristais de granulação grossa e contornos euédricos, ocorrendo, com menor frequência, em agregados policristalinos irregulares. As suas seções têm sempre um aspecto límpido, com extinção ondulante que varia de moderada a fraca e uma forte tendência a recuperar completamente toda e qualquer fratura ocorrente nos estágios tardi ou pós-magmáticos. Estas fraturas e fissuras ficam assinaladas nos cristais por trilhas formadas por inclusões fluidas secundárias e grânulos de prováveis minerais opacos.

Os fenocristais de quartzo exibem formas variadas de ocorrência. Nas rochas onde a criolita é expressiva, os fenocristais de quartzo comumente desenvolvem texturas em peneira, caracterizadas pela presença de diversas inclusões arredondadas de criolita de granulação fina a média dispostas aleatoriamente no interior do quartzo. Como já foi mencionado, texturas do tipo *snowball*, também são muito freqüentes no quartzo, constituindo-se numa feição marcante desse mineral e da rocha.

O quartzo também ocorre como agregados policristalinos, formados pela aglutinação ou coalescência de dois ou mais indivíduos (fig. 30). A evolução destes aglomerados em geral culmina com a formação de um único cristal euédrico bipiramidal, observando-se este processo em todos os seus estágios intermediários. Durante a formação e crescimento destes agregados são englobadas laths de albita, cristais de criolita, pirocloro, etc., que se distribuem de maneira aleatória no interior do quartzo. Com menor frequência, o quartzo se apresenta como fenocristais anédricos, arredondados e de granulação grossa, ou como cristais intersticiais, aparentemente tardios, exibindo formas anédricas e aspecto límpido.

5.5.1.3.4 - Criolita (Na_3AlF_6)

A criolita, excetuando os feldspatos e o quartzo, é a fase modalmente mais abundante no ABGn (Tab. 3). Forma cristais anédricos, incolores, com birrefringência e índices de refração ($\alpha=1,3382$; $\beta=1,3383$; $\gamma=1,3392$; Pauly, 1977) extremamente baixos, os menores dentre todos os minerais transparentes, superando apenas a villiaumita (NaF). A sua simetria é monoclinica, mas a baixa birrefringência faz com que seus cristais aparentem ser isotrópicos e apenas em indivíduos mais desenvolvidos pode-se constatar o seu caráter biaxial positivo e os vários sistemas de maclas polissintéticas (Pauly, 1978), típicos deste mineral (fig. 31).

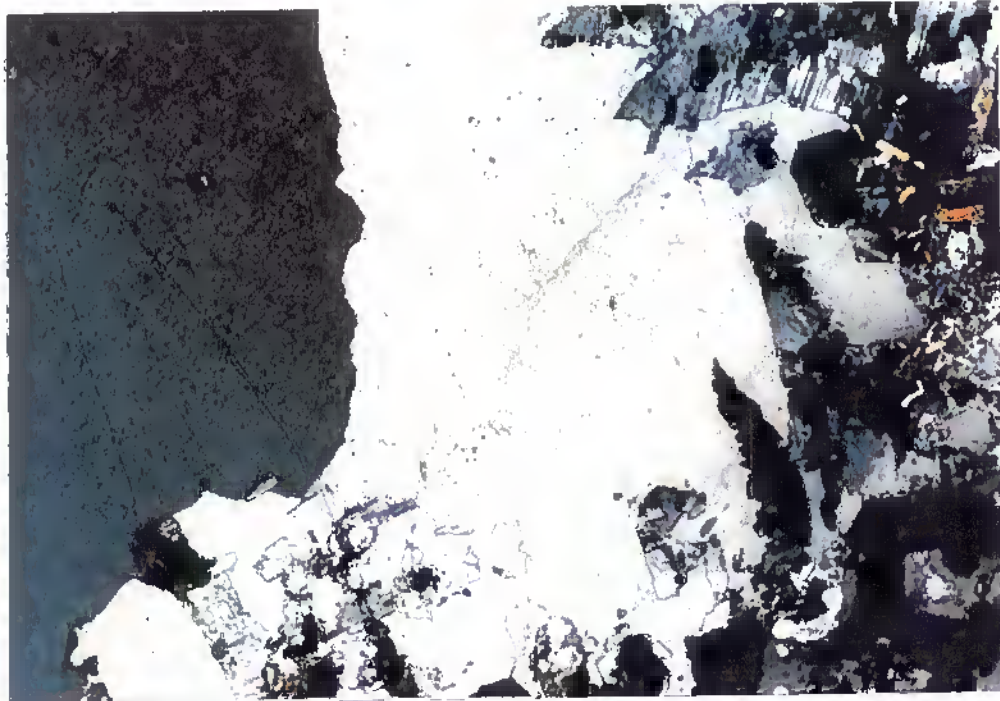


Figura 30 - Aspecto microtextural do ABGn, observando-se agregados de cristais de quartzo, formados por sobrecrecimento tardio em torno de cristal euédrico, em extinção (NC; largura da foto: 4,20 mm)

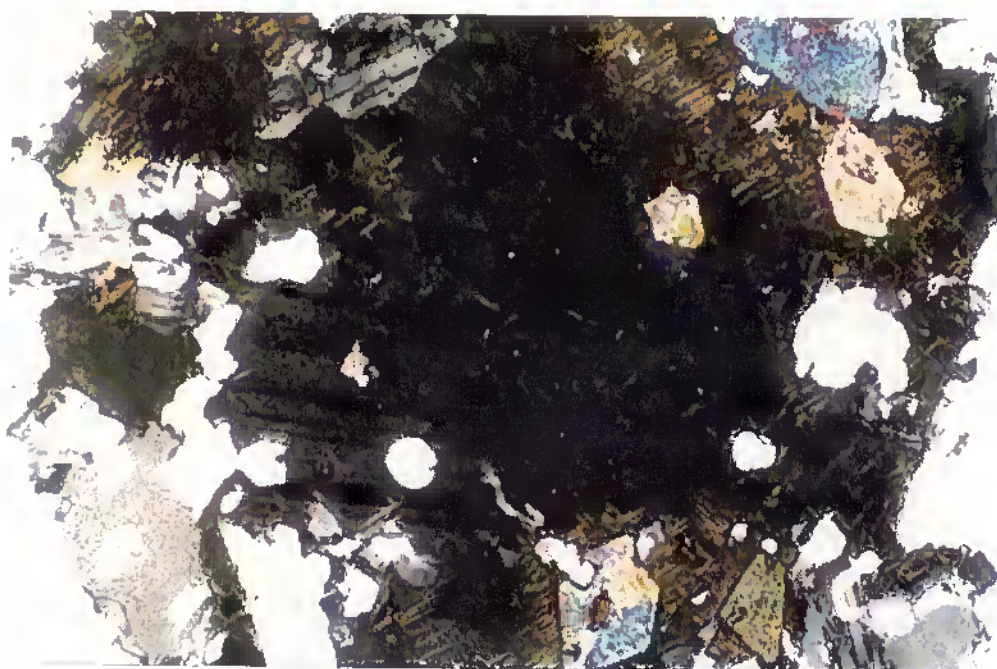
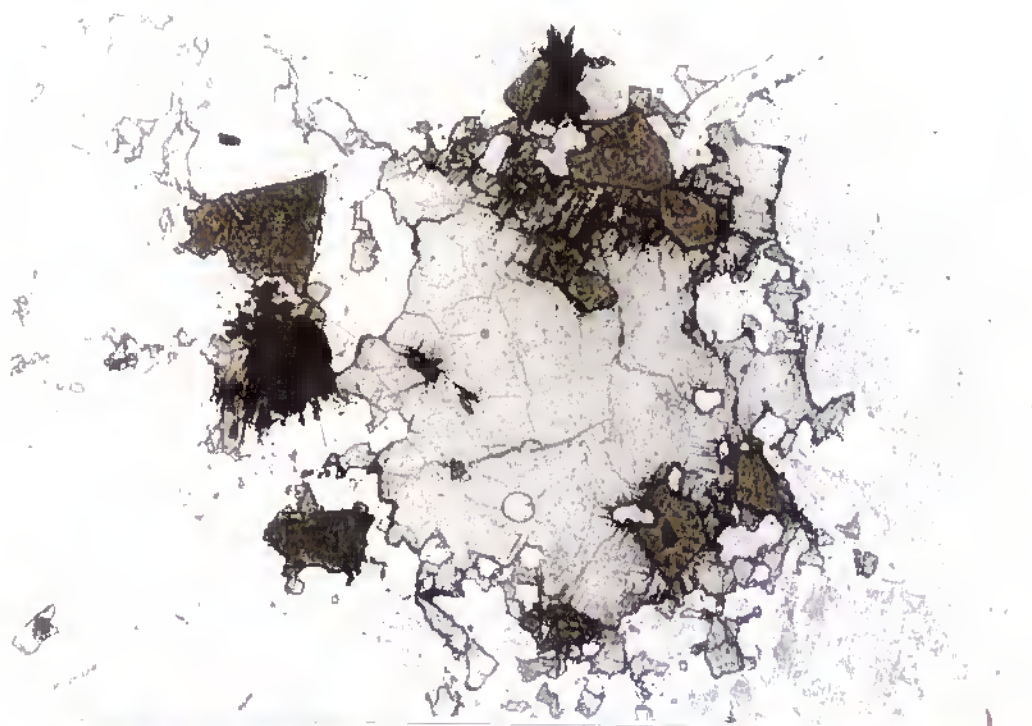


Figura 31 - Aspecto microscópico da criolita do ABGn, observando-se suas maclas complexas e inclusões de quartzo e polilitionita (NP acima e NC abaixo; largura da foto: 4,20 mm acima e 2,7 mm abaixo)

No ABGn a criolita ocorre sob formas variadas. A mais freqüente é como cristais de granulação fina a média, anédricos e arredondados, disseminados na matriz das rochas porfíricas ou entremeados à albita na fração de granulação mais fina das rochas de textura seriada. Seus contatos com a albita e o feldspato potássico são retilíneos a côncavo-convexos, evidenciando a sua cristalização precoce e sua estabilidade dentro da paragênese.

A criolita ocorre também como cristais isolados ou formando agregados irregulares a arredondados de granulação média a grossa, aos quais se juntam zircão, cassiterita, torita, micas da família da polilitonita, opacos e, ocasionalmente, riebeckita. Em amostras de mão, estes aglomerados apresentam tonalidades escuras e podem ser distinguidos, pois atingem dimensões apreciáveis. A sua formação, devido às características texturais, é relacionada aos estágios finais de cristalização, sugerindo-se duas possibilidades para a sua origem: a) representarem cavidades formadas por dissolução, preenchidas por fluidos tardi-magmáticos intersticiais; b) representarem bolhas de fluidos ricos em F, Zr, Rb, Nb, U, Sn, Th, REE, segregados a partir do líquido que originou o ABGn.

Associados à criolita ocorrem, localmente, outros aluminofluoretos, originados principalmente por sua substituição ou alteração hidrotermal. Bailey (1980) relaciona onze espécies de aluminofluoretos que podem ocorrer junto à criolita em Ivigtut (Groenlândia), dos quais apenas a prosopita $[\text{CaAl}_2(\text{F},\text{OH})_6]$ foi seguramente identificada até o momento no ABGn (OUTOKUMPU, 1992). A prosopita é incolor e apresenta formas maciças e granulação fina, ocorrendo sempre nas zonas onde a criolita está alterada.

Outra espécie de aluminofluoreto presente no ABGn exibe índices de refração e birrefringência um pouco mais elevados do que os da criolita, ocorre ao longo de fraturas que cortam cristais ou agregados de criolita e ocasionalmente mostra leves tonalidades róseas, tendo sido classificada com dúvidas como thomsenolita ($\text{NaCaAlF}_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$), pois tais características não são exclusivas deste aluminofluoreto. Outro provável aluminofluoreto associado à criolita no ABGn é a chiolita ($\text{Na}_5\text{Al}_3\text{F}_{14}$). A sua presença é sugerida em função da ocorrência de cristais incolores entremeados a agregados maciços de criolita, que apresentam índices de refração mais elevados do que os da criolita e inferiores aos da thomsenolita, além de serem uniaxiais negativos.

.i.5.5.1.3.5 - Zircão ($\text{ZrSiO}_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$)

O zircão é um mineral de presença constante no ABGn, exibindo proporções médias de 1%. Ocorre como cristais de granulação fina a média, com dimensões entre 0,2 a > 1mm e formas euédricas a subédricas (fig. 32). Seus cristais são invariavelmente turvos, com um

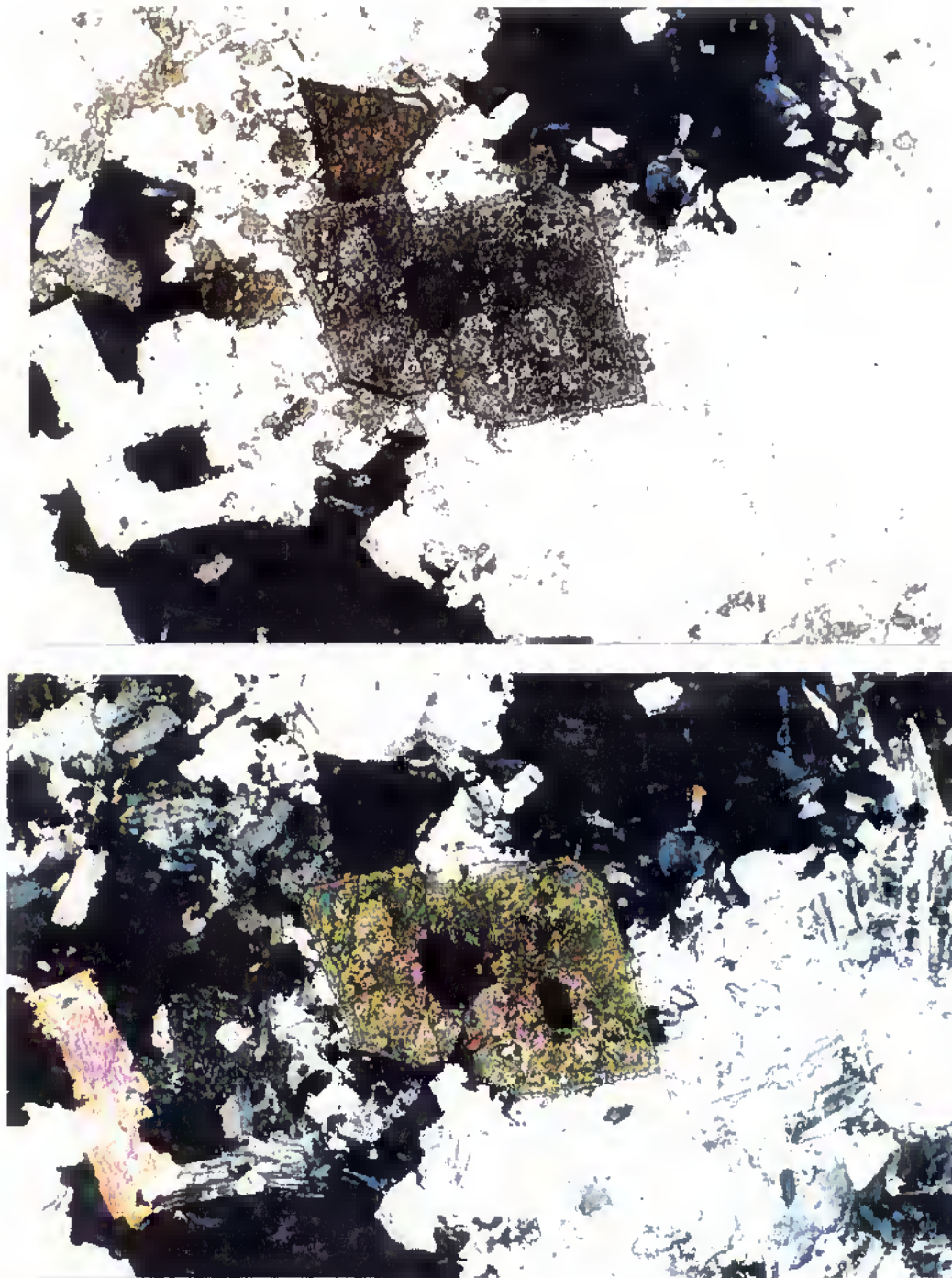


Figura 32 - Aspecto microscópico de zircão euédrico do ABGn, observando-se inclusões de opacos e desenvolvimento de zonação (NP acima e NC abaixo; (largura da foto: 2,7 mm)

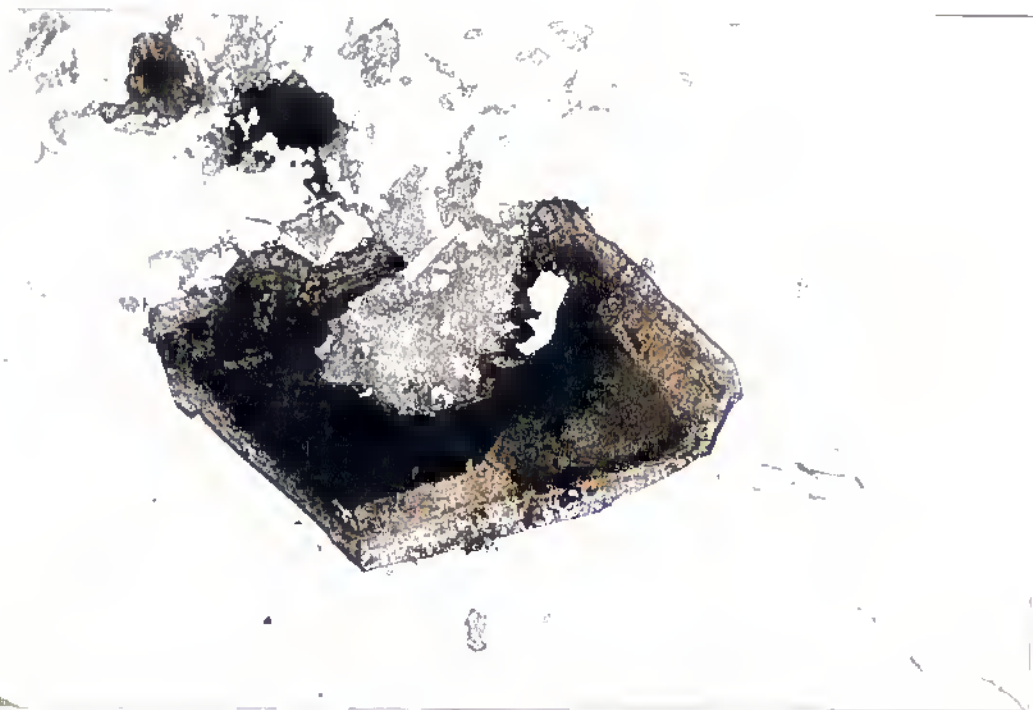


Figura 33 - Cristal de zircão do ABGn, mostrando núcleo fortemente impregnado por inclusões de opacos e corrosão de suas bordas. Os minerais incluídos na cavidade são criolita e *laths* de albita (NP; largura da foto: 2,70 mm)

aspecto superficial esponjoso devido à ocorrência em toda a sua superfície de abundantes inclusões microgranulares opacas. Além disso, comumente apresentam inclusões de laths de albita, grânulos de criolita, opacos, micas, torita e fluorita (fig.33). Estas características texturais indicam a sua cristalização bastante tardia, refletindo o caráter peralcalino do líquido que originou o ABGn. Este tipo de zircão é referido na literatura como malacom ou cyrtolita, em virtude de ser hidratado e parcialmente alterado (Dana & Ford, 1932).

Os cristais de zircão freqüentemente são afetados por processos de reabsorção ou de dissolução moderados, mostrando bordos embaiados ou reentrâncias irregulares, desenvolvidos principalmente quando em contato com a albita (fig. 33). É comum também a presença de indivíduos zonados, que exibem um núcleo fortemente impregnado por inclusões microgranulares e uma borda neoformada relativamente espessa, de aspecto límpido ou com menor densidade de inclusões do que o núcleo, apresentando, em geral, uma clivagem grosseira.

5.5.1.3.6 - Micas litiníferas

As micas litiníferas são da família da polilitionita. Sua ocorrência no ABGn é praticamente constante, sendo registrada em todas as amostras submetidas à análise modal (Tab. 3) e na quase totalidade das lâminas das demais amostras descritas. Apresentam-se como cristais subédricos a euédricos com relevo moderado e pleocroísmo fraco a moderado, variando de incolor a azul claro. São relativamente freqüentes em um mesmo cristal variações de incolor a cinza claro ou azul pálido, sugerindo um certo zoneamento. As dimensões de seus cristais variam desde lamelas muito finas até àquelas com mais de 2 mm. Suas seções são límpidas, não apresentando evidências de alteração ou de substituição por outras fases.

As relações de contato entre a polilitionita e os feldspatos e quartzo refletem o equilíbrio composicional da associação, com a mica exibindo bordos retilíneos e podendo, localmente, incluir poiquiliticamente laths de albita. Freqüentemente forma agregados com riebeckita e criolita.

5.5.1.3.7 - Micas escuras ricas em ferro

As micas escuras são tipos ricos em ferro, ocorrendo em cristais lamelares estreitos, alongados segundo [001]. Apresentam indivíduos de pleocroísmo forte a moderado, variando em tons de verde escuro a marrom esverdeado ou marrom amarelado claro a marrom

alaranjado, com as tonalidades distintas refletindo provavelmente diferentes estágios de alteração pós-magmática para cloritas ou outras fases.

Seus cristais habitualmente são anédricos, com bordos irregulares devido a reações que acontecem principalmente ao longo de seus contatos com a albita, sugerindo reequilíbrio nos estágios finais de cristalização ou mesmo no estágio pós-magmático. Estas reações são observadas em diferentes estágios e culminam com a corrosão e dissolução parcial da mica, que mostra então bordos denteados, escalonados ou embaiados.

Os processos de alteração da mica escura são bastante expressivos, podendo-se distinguir: (1) formação de pseudomorfos de clorita; (2) substituição por outras fases ou associações de fases. A transformação para clorita desenvolve-se de modo não homogêneo, iniciando ao longo das clivagens ou a partir das bordas do cristal, avançando para o restante do cristal e podendo substituí-lo inteiramente. Em geral, as lamelas da mica primária apresentam zonas irregulares com diferentes intensidades de cloritização. No segundo caso, as principais fases que substituem a mica escura são polilitonita, riebeckita, opacos, criolita, egirina e fluorita. A substituição por criolita ocorre principalmente nos planos de clivagem da mica, ao longo dos quais a criolita desenvolve grãos ou massas fusiformes (fig.34). Nos estágios mais avançados, a mica escura é completamente pseudomorfizada por agregados compostos por criolita, opacos, riebeckita e egirina.

5.5.1.3.8 - Riebeckita

A riebeckita é uma das fases características do ABGn, evidenciando o caráter moderadamente peralcalino da rocha. A forma mais comum de ocorrência da riebeckita é como cristais prismáticos alongados, invariavelmente apresentando a coloração característica deste mineral, com intenso pleocroísmo desde azul índigo ou azul esverdeado claro a azul escuro profundo. Sob esta forma a riebeckita apresenta-se associada à criolita ou às micas litiníferas, formando agregados policristalinos ou preenchendo possíveis cavidades ou amígdalas. A riebeckita ocorre também como cristais fibrosos capilares, compondo agregados de contornos aproximadamente circulares, em forma de ninhos. Apresenta-se ainda como cristais poiquilíticos, localmente com dimensões superiores a 10 mm, que englobam feldspatos, quartzo, criolita, zircão, pirocloro, opacos e micas, indicando a sua cristalização muito tardia.

A riebeckita, por vezes, mostra substituição parcial por cristais granulares anédricos ou aciculares ou por agregados maciços de egirina. A substituição acontece preferencialmente ao longo dos planos de clivagem do anfibólio, sendo observada também nas suas bordas ou distribuindo-se em zonas no interior do cristal de anfibólio.



Figura 34 - Cristal de mica escura rica em Fe do ABGn, sendo substituída por criolita (incolor) e riebeckita (preta) (NP; largura da foto: 2,70 mm)

5.5.1.3.9 - Pirocloro ((Na,Ca,Ce)₂Nb₂O₆(OH,F))

Os minerais da família do pirocloro apresentam-se em cristais euédricos a anédricos de granulação fina, com cores variando de amarelo limão claro a amarelo escuro com tonalidades avermelhadas ou vermelho escuro, os quais ocasionalmente apresentam clivagens esparsas e descontínuas.

Ocorrem sempre na fração de granulação mais fina da rocha, disseminados em meio à albita e aos demais minerais acessórios ou inclusos no quartzo e, eventualmente, feldspatos. As suas características óticas e texturais mais evidentes são os elevados índices de refração, o caráter isotrópico e a constante presença de uma borda ou franja de reação desenvolvida ao longo dos seus contatos com albita ou feldspato potássico. Esta franja de reação é estreita e contínua, sendo observada na maioria das seções delgadas. Dois tipos puderam ser distinguidos: o primeiro tipo é composto por um mineral incolor, provavelmente criolita, desenvolvendo-se ao longo do contato de grãos avermelhados de pirocloro com feldspatos (fig. 35). A franja do segundo tipo em geral é mais delgada e ocorre em indivíduos com tonalidades mais amareladas, sendo formada por minerais opacos, provavelmente columbita (fig. 36). Nos cristais de pirocloro inclusos no quartzo, a forma euédrica dos seus cristais é geralmente melhor preservada e constata-se a ausência das franjas descritas anteriormente ou o seu desenvolvimento muito incipiente, sugerindo que o quartzo isolou os cristais de pirocloro protegendo-os das reações tardi a pós-magmáticas que tenderam a desequilibrá-lo.

É comum também a substituição parcial do pirocloro por minerais opacos desenvolvidos ao longo de fraturas que cortam os seus cristais. Num desses exemplos, o mineral opaco foi identificado ao MEV como sendo columbita [(Fe,Mn)(Nb,Ta)2O6], cuja formação é reflexo da desestabilização do pirocloro nos estágios subseqüentes à sua cristalização (Lumpkin & Ewing, 1995). Frequentemente é observada também a formação de uma auréola metamíctica ao longo do contato dos grãos de pirocloro com cristais de mica, indicando a presença de componentes radioativos em sua estrutura.

A variação na coloração, a existência de cristais apresentando clivagens junto a outros maciços, os tipos distintos de bordas de reação e a presença ou não de auréola metamíctica são evidências que apontam para a ocorrência de mais de uma fase de minerais da família do pirocloro no ABGn.

.i.5.5.1.3.10 - Cassiterita (SnO₂)

A cassiterita apresenta cristais com granulometria muito variável, desde muito fina até grossa, predominando os cristais de granulação fina a média. Suas formas geralmente são

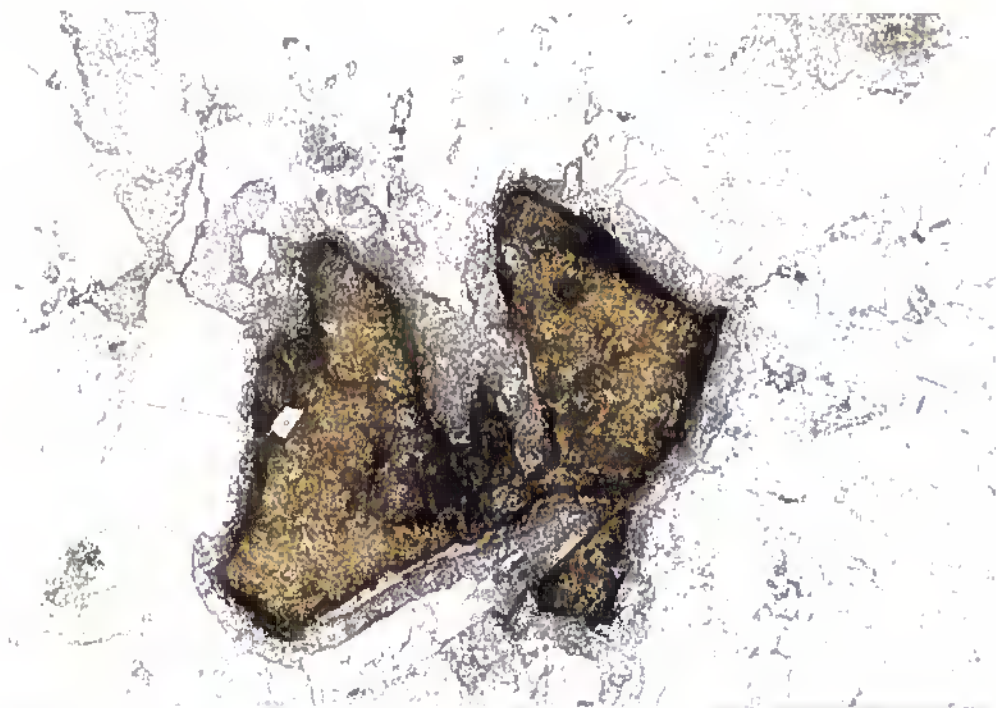


Figura 35 - Desenvolvimento de coroa de criolita em cristal de pirocloro (NP; largura da foto: 1 mm).

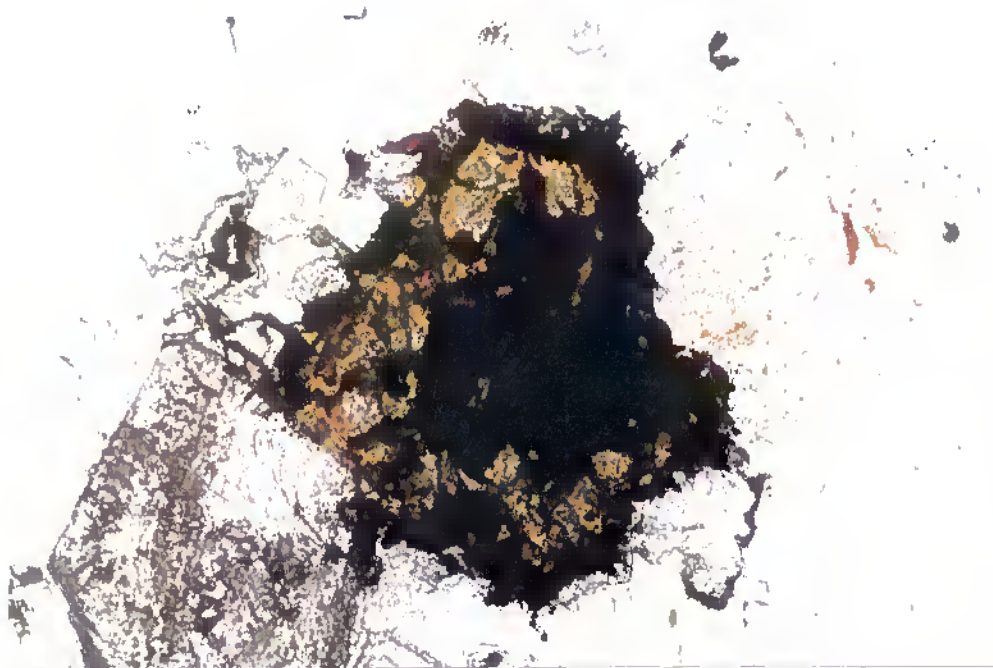


Figura 36 - Desenvolvimento de coroa de opacos em cristal de pirocloro (NP; largura da foto: 1 mm).

subédricas, sempre mostrando uma intensa zonação definida pela alternância de faixas irregulares de coloração vermelho amarelado e vermelho escuro. A cassiterita geralmente ocorre em grãos isolados entre os demais constituintes da fração de granulação fina do ABGn, mas algumas vezes forma agregados juntamente com criolita, zircão, riebeckita, polilitionita e mica escura.

Seu conteúdo modal é muito variável (Tab. 3), sendo as proporções mais elevadas registrados nas amostras provenientes de porções do ABGn situadas nas cotas mais elevadas do *stock*.

5.5.1.3.11 - Torita (ThSiO_4)

A torita exhibe cristais subédricos a euédricos de granulação fina, ocorrendo sempre disseminada na matriz ou na fração de granulação mais fina do ABGn. Seus cristais apresentam formas bipiramidais, fornecendo seções prismáticas alongadas, normalmente fortemente metamictizadas e substituídas pseudomorficamente por agregados maciços compostos por minerais opacos ou massas terrosas de cor vermelho escuro. São, portanto, total ou parcialmente opacos e só muito raramente observam-se indivíduos anisótropos com colorações em tons de vermelho alaranjado ou laranja amarelado.

Uma feição característica associada à torita é o estabelecimento de um sistema de fraturas ou fissuras, preenchidas por massas de minerais opacos, que irradia-se a partir das extremidades de seus cristais e desenvolve-se em forma de leque (fig. 37). A formação do sistema de fraturas é relacionado à metamictização da torita, que nesse processo aparentemente passa por um estágio de expansão ao longo do eixo cristalográfico "c", fazendo com que as fraturas propaguem-se radialmente em direção aos minerais vizinhos, em um padrão similar ao induzido por fraturamento hidráulico.

5.5.1.3.12 - Opacos

Os opacos são relativamente escassos no ABGn. Ocorrem preferencialmente como cristais granulares anédricos de granulação fina a média, raramente apresentando um bom desenvolvimento de suas faces. Entretanto, também se observam cristais euédricos de hábito cúbico, apresentando formas quadráticas, tendo sido vários deles identificados ao MEV como galena. Alguns raros cristais de óxidos de Fe, possivelmente magnetita, também foram identificados através de espectros de EDS obtidos ao MEV.



Figura 37 - Cristais de torita amplamente metamictizados. Observar o fraturamento desenvolvido a partir das extremidades dos cristais (NP; largura da foto: 4,20 mm)

Os opacos ocorrem também na forma de cristais framboidais associados aos agregados maciços de criolita.

.i.5.5.1.3.13 - Catapleiita ((Na₂,Ca)ZrSi₃O₁₁.nH₂O)

A catapleiita é um mineral de ocorrência bastante localizada no ABGn. Forma cristais euédricos prismáticos estreitos, incolores, de granulação fina a média (até 2 mm de comprimento por 0,5 mm de largura). Apresenta, em maior ou menor grau, uma tendência a desenvolver-se sempre de modo poiquilítico, englobando feldspatos, quartzo, criolita e micas, o que reflete a sua cristalização tardia.

5.5.2 - Albita-granito de borda (ABGb)

5.5.2.1- Aspectos estruturais e texturais

Macroscopicamente o ABGb é uma rocha holocristalina inequigranular, com tonalidades variando desde marrom avermelhado a castanho avermelhado escuro ou vermelho escuro, sempre mostrando manchas e pontuações pretas ou verde escuro (fig. 38). Estruturalmente é uma rocha isótropa e de aspecto maciço.

Sua textura é predominantemente porfirítica, evidenciada pela ocorrência de uma matriz fina envolvendo uma fração percentualmente subordinada, de granulação média a grossa, composta por fenocristais de quartzo, geralmente arredondados, e concentrações de minerais máficos. O fraturamento, quando observado, é de caráter rúptil e representado por fraturas estreitas, verticais a subverticais, preenchidas por minerais tardios (quartzo, fluorita, cloritas e sulfetos).

O ABGb apresenta, ao microscópio, um arranjo textural predominantemente porfirítico, com fenocristais de quartzo de granulação média a grossa, com dimensões variando de dois a maiores do que cinco milímetros, englobados por uma matriz de granulação fina a média, composta predominantemente por feldspato potássico, albita, zircão, fluorita e opacos (fig. 39). As lâminas delgadas exibem, em geral, aspecto turvo, com todas as fases, exceto o quartzo, apresentando um grau variável de impregnação ou recobrimento por uma película formada de grânulos submicroscópicos, provavelmente de óxidos e/ou hidróxidos de ferro, que lhes confere uma tonalidade avermelhada muito característica.

Outro aspecto textural notável é a freqüente presença de sobrecrecimentos nos cristais de quartzo, os quais tendem a invadir e substituir diferentes fases minerais em contato com



Figura 38 - Aspecto macroscópico do albita-granito de borda

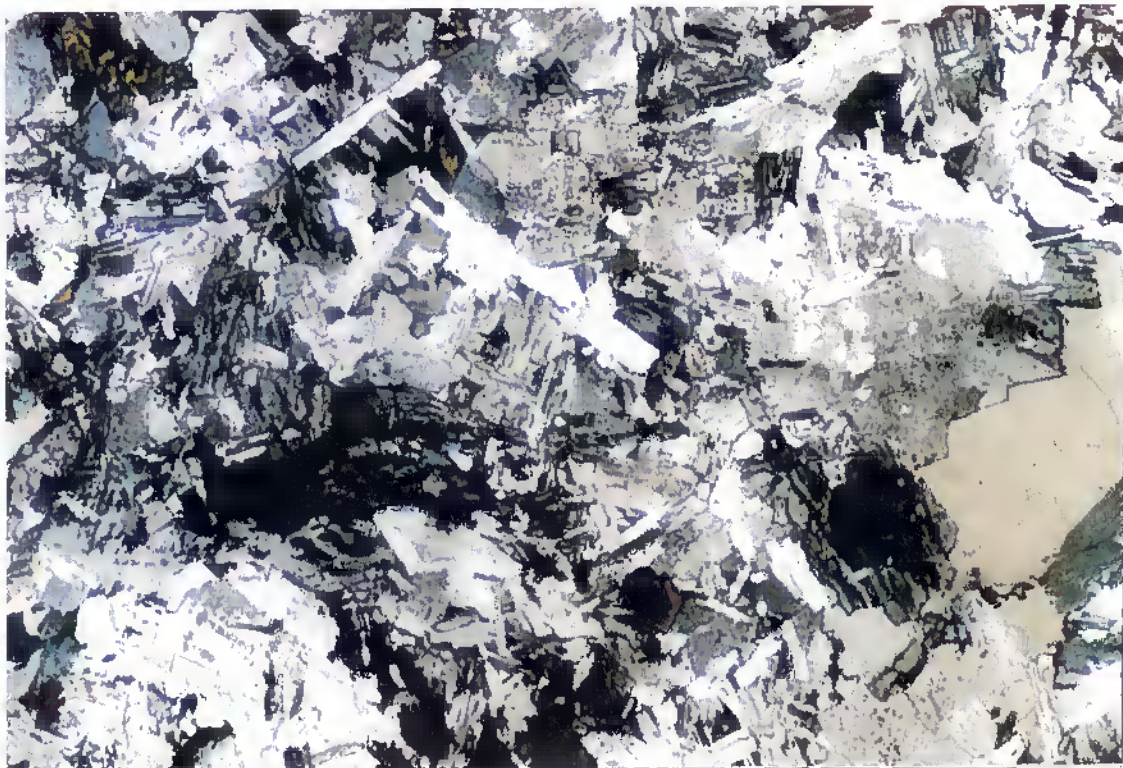


Figura 39 - Textura do albita-granito de borda.

esse mineral ou nele inclusas (fig. 40). Há claras evidências texturais de reabsorção parcial de cristais de albita em contato com grãos de quartzo, os quais tendem a ocupar o espaço deixado pela albita. Também é comum o desenvolvimento de grãos de quartzo, em geral associados a outras fases, substituindo pseudomorficamente seções alongadas de micas ricas em ferro.

Observam-se também com frequência feições texturais relacionadas à dissolução de fases primárias, formando cavidades irregulares que são preenchidas por quartzo secundário, albita, clorita e, eventualmente, fluorita e opacos.

Processos de substituição envolvendo as micas ricas em ferro são marcantes nos ABGb, onde esta fase encontra-se inteiramente desestabilizada e substituída por clorita ou por ao menos dois tipos de associações polifásicas, o primeiro tipo composto por quartzo e hematita e o segundo por albita, fluorita e hematita. Constata-se, de modo geral, uma intensa oxidação da mica rica em ferro.

Evidências de greisenização incipiente, reveladas pela presença de micas fengíticas, em geral substituindo os feldspatos, assim como pelo desenvolvimento de clorita e quartzo secundários, também são relativamente freqüentes no ABGb.

Em termos texturais, há fortes analogias entre o ABGb e o ABGn, sobretudo em termos dos minerais félsicos essenciais. Constatam-se, no entanto, diferenças expressivas em aspectos de detalhe, os quais já foram mencionados acima.

5.5.2.2 - Composição Mineralógica

Mineralogicamente, o ABGb é composto essencialmente por quartzo, feldspato potássico e albita (Tab. 4). Zircão, fluorita e opacos apresentam conteúdos modais expressivos em todas as amostras analisadas e as cloritas na maioria delas. Micas incolores fengíticas, comumente com restos de lamelas de polilitonita associadas, também são abundantes em certas amostras. Cassiterita, torita e columbita são fases acessórias bastante freqüentes, ao passo que xenotímio, galena, esfalerita e uraninita são mais raras. A identificação de columbita, galena e uraninita foi realizada através da interpretação de seus espectros de raios-X, obtidos por EDS acoplado a microscópio eletrônico de varredura (MEV). Uma comparação entre os constituintes mineralógicos do ABGb com os do ABGn é apresentada na Tabela 2.

5.5.2.3 - Descrição das fases

5.5.2.3.1 - Feldspato Potássico

O feldspato potássico exibe cristais de formas subédricas a anédricas, granulação fina a média e um aspecto incipiente a moderadamente turvo devido à impregnação por opacos microcristalinos e, possivelmente, argilo-minerais. Também é comum a sua substituição parcial por lamelas de micas brancas ou de sericita. Seus cristais apresentam maclamento albita-periclina difuso e, em geral, uma pertitização pouco desenvolvida, observando-se apenas lamelas sódicas muito finas, em forma de filmes ou filamentos dispersos. Raramente apresentam inclusões dispersas e não orientadas de laths de albita.

Uma proporção significativa dos cristais de feldspato potássico não mostra lamelas sódicas óticamente distingüíveis, resultando um aspecto homogêneo, quebrado apenas pela presença freqüente de uma borda delgada de tonalidade mais clara do que a do núcleo, sugerindo uma incipiente zonação, cuja causa não foi ainda determinada. A distribuição deste tipo de feldspato potássico é aleatória ao longo dos perfis dos furos analisados, não tendo sido reconhecido um padrão textural ou composicional que controle a sua formação.

5.5.2.3.2 - Quartzo

O quartzo ocorre como fenocristais de granulação grossa a média, de contornos subédricos a anédricos, apresentando indivíduos com extinção ondulante moderada a forte. Localmente, há o desenvolvimento generalizado de subgrãos, sugerindo que os processos de deformação dútil foram mais acentuados nesta fácies. As fraturas mostram uma baixa taxa de recuperação, com os cristais de quartzo de granulação mais grossa apresentando aspecto em mosaico. Outra feição importante, já mencionada, diz respeito ao sobrecrecimento dos grãos de quartzo, perceptível ao longo de seus contatos.

A ocorrência de inclusões de albita é menos freqüente nos fenocristais de quartzo do ABGb, do que nos do ABGn. Quando presentes, as inclusões de albita distribuem-se de modo não orientado no interior do quartzo, de modo que as texturas tipo *snowball* são, além de raras, pouco típicas.

O quartzo apresenta-se também como cristais irregulares, com terminações agudas ou em cúspides e sem deformação aparente, desenvolvendo uma extinção plana a fracamente ondulante (fig. 40). Este tipo de cristais de quartzo é expressivo no ABGb, ocorrendo no preenchimento de cavidades originadas por dissolução de fases precoces, na recuperação de

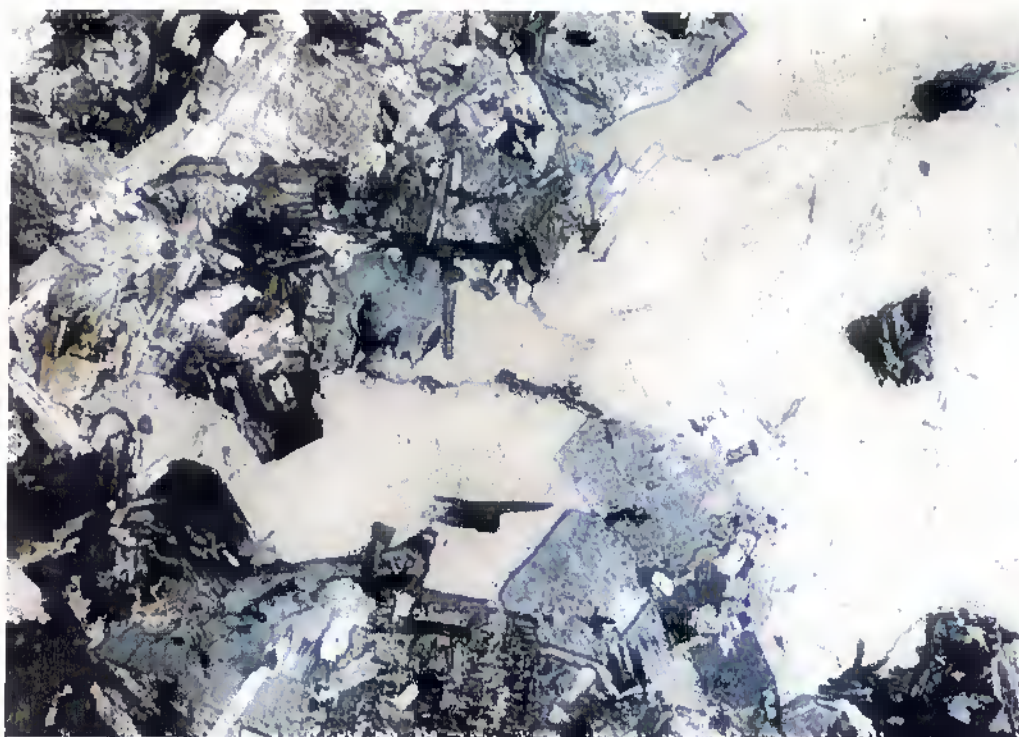


Figura 40 - Aspecto do quartzo do ABGb, com formas anédricas e terminações agudas (NP; largura da foto: 4,20 mm)

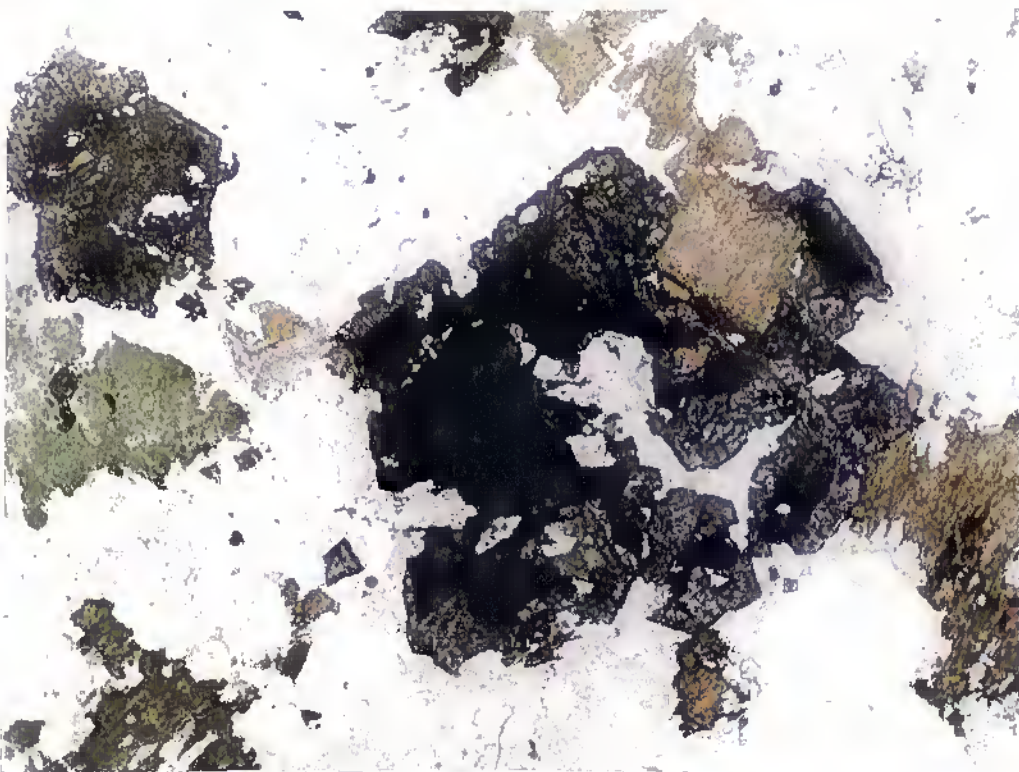


Figura 41 - Zircão do ABGb, mostrando intensa corrosão de suas faces (NP; largura da foto: 4,20 mm).

fraturas ou disseminado na matriz. Sua granulação é fina a média e forma preferencialmente agregados ou massas intersticiais.

5.5.2.3.3 - Albita

A albita ocorre na fração de granulação fina do ABGb, apresentando formas semelhantes às da albita do ABGn, ocorrendo principalmente como ripas (*laths*) com comprimento máximo de 0,5 mm e raramente apresentando as maclas polissintéticas bem definidas. As bordas de seus cristais costumam ser nítidas, exceto quando em contato com o quartzo, onde mostram-se extremamente irregulares, em função da reabsorção parcial da albita e do sobre crescimento dos grãos de quartzo.

A albita apresenta também indivíduos com maclamentos polissintéticos em padrões complexos, em estilo *chessboard* (Smith, 1974; Smith & Brown, 1988), cuja formação está relacionada a processos de substituição subsolidus do feldspato potássico (Smith, 1974). A distribuição deste tipo de albita é aleatória dentro dos perfis dos furos onde ela foi identificada, não apresentando um padrão que permita a delimitação de intervalos preferenciais para a sua ocorrência. Esse aspecto dificulta a compreensão do processo que deu origem a este tipo de albita.

Localmente a albita desenvolve cristais tabulares de granulação fina, com bordos arredondados ou retangulares, límpidos e com maclas difusas. Este tipo de cristal de albita normalmente apresenta-se associado ao quartzo secundário, preenchendo cavidades formadas por dissolução de fases precoces, e suas características texturais sugerem uma cristalização tardia.

5.5.2.3.4 - Zircão

O zircão, tal como no ABGn, também é uma fase marcante, estando presente em praticamente todas as amostras do ABGb. Apresenta-se como cristais de granulação fina a média, anédricos a subédricos, sempre com aspecto fortemente túrbido, devido à intensa impregnação por grânulos de minerais opacos e abundantes inclusões de diversas fases precoces (torita, opacos, micas, fluorita, feldspatos, cassiterita, etc.).

Os seus cristais freqüentemente apresentam bordos embaiados quando em contato com os feldspatos, com aparente desequilíbrio e reação. Há casos extremos onde o zircão é quase que totalmente destruído, restando apenas fragmentos das bordas dos cristais primitivos (fig.

41). Quando em contato com o quartzo seus bordos são retilíneos. É comum, também, a presença em alguns cristais mais desenvolvidos de uma borda límpida, em geral descontínua.

5.5.2.3.5 - Cloritas

As cloritas são um acessório comum no ABGb, apesar da inconstância de sua presença. Ocorrem comumente como agregados de lamelas, de cor verde escura a verde amarelado claro, sempre com opacos microgranulares associados, formando feixes ou ninhos. Estes agregados apresentam freqüentemente fragmentos de micas escuras substituídas pseudomorficamente em seu interior, revelando a origem secundária das cloritas. A clorita também está presente no preenchimento de cavidades produzidas por dissolução de fases precoces.

5.5.2.3.6 - Fluorita

A fluorita também é uma fase marcante no ABGb, sendo registrada em praticamente todas as amostras submetidas à contagem modal. Apresenta-se em agregados maciços de cristais de granulação média a grossa ou em cristais anédricos intersticiais, incolores a fortemente coloridos em tons de púrpura, com a coloração freqüentemente distribuindo-se em zonas concêntricas no cristal.

A fluorita comumente forma-se a partir da mica escura rica em ferro, com a substituição iniciando ao longo dos planos de clivagem da mica e progredindo até a completa desestabilização do cristal primário, que, no estágio final, é transformado em um agregado composto por fluorita, cloritas e opacos.

5.5.2.3.7 - Cassiterita

A cassiterita se apresenta em cristais subédricos de granulação fina, sempre fortemente coloridos em tons de vermelho escuro a vermelho amarelado escuro. Ocorre disseminada na fração fina da rocha, em cristais isolados, ou em agregados junto com fluorita, albita, cloritas e quartzo tardio, preenchendo prováveis cavidades formadas por dissolução de fases primárias.

5.5.2.3.8 - Micas incolores

As micas incolores, provavelmente fengíticas, ocorrem formando feixes ou agregados de granulação fina, disseminados na matriz do ABGb, aos quais ocasionalmente juntam-se lamelas de micas incolores a azuladas, oticamente similares à polilitonita. Nos intervalos afetados por um estágio inicial de greisenização, tais micas apresentam-se em finas lamelas que recobrem parcialmente o feldspato potássico.

5.5.2.3.9 - Torita

A torita ocorre apenas esporadicamente nas seções submetidas à análise modal. Sua principal zona de ocorrência localiza-se nas rochas greisenizadas que se desenvolvem ao longo do contato de topo do ABGb. Forma cristais alongados de contornos anédricos a subédricos, em geral completamente metamictizados e substituídos por uma massa terrosa, translúcida em tons de vermelho escuro, provavelmente composta por uma mistura de vários minerais secundários associados com óxidos ou hidróxidos de ferro.

Como no ABGn, aqui também ela apresenta o desenvolvimento de fraturas que se propagam radialmente a partir das suas extremidades em direção aos minerais encaixantes. Estas fraturas são sempre preenchidas por minerais opacos ou translúcidos em tons de vermelho escuro profundo.

5.5.2.3.10 - Opacos

Os minerais opacos são representados principalmente por columbita, galena e óxidos de ferro, provavelmente hematita.

A columbita e a galena exibem formas anédricas, granulação fina e ocorrem disseminadas na matriz. A columbita pode apresentar inclusões translúcidas e isotrópicas, oticamente semelhantes ao pirocloro, observando-se contatos difusos a transicionais entre ambas as fases.

A galena, onde identificada, desenvolve cristais anédricos dispostos intersticialmente a agregados de quartzo secundário. Frequentemente apresenta-se associada à esfalerita, que forma grãos anédricos, isotrópicos, de cor amarelo escuro a caramelo e granulação fina.

O óxido de ferro apresenta-se tanto como cristais lamelares a aciculares (hematita?), com até 0,5 mm (maior dimensão), quanto como indivíduos granulares finos a

submicroscópicos. Os cristais lamelares ou aciculares formam feixes ou leques ou ocorrem intersticialmente ao quartzo secundário.

5.5.3 - Transição albita-granito de núcleo (ABGn) - albita-granito de borda (ABGb)

As transformações que caracterizam a zona de transição entre o ABGn e o ABGb são definidos mineralógica e petrograficamente por:

1. desestabilização da criolita, principal fase portadora de F no ABGn, substituída inicialmente por outros aluminofluoretos, e evoluindo até a formação de fluorita no ABGb;
2. desestabilização dos minerais do grupo do pirocloro, fases portadoras de Nb no ABGn, até a formação de columbita no ABGb;
3. desestabilização das micas escuras ricas em ferro do ABGn e sua progressiva substituição por riebeckita, mica litinífera, criolita e opacos e, posteriormente, por cloritas + fluorita ou quartzo + opacos, fases estáveis no ABGb;
4. pigmentação da rocha por microgrânulos opacos, que se espalham por toda a superfície da seção, que adquire então um aspecto turvo.

Estes processos são graduais ao longo das zonas de transição, ocorrendo em diferentes estágios, identificáveis macroscopicamente tanto em amostras de superfície quanto em testemunhos de furos de sondagem. Macroscopicamente são evidenciados pela mudança na coloração do ABGn, que passa inicialmente a apresentar cores acinzentadas mais claras, tendendo para tons amarelados a dourados. Com a progressão do processo, a rocha começa a exibir pontuações e manchas avermelhadas claras até tomar uma coloração francamente avermelhada no seu final.

Microscopicamente, o estágio precoce da transição é indicado pela desestabilização da criolita. Nas etapas iniciais do processo o aspecto do mineral permanece em grande parte inalterado, com os seus cristais continuando incolores, com relevo baixo e de aspecto rugoso. Todavia, passam a apresentar birrefringência um pouco mais elevada e vários de seus cristais acusam caráter ótico biaxial negativo, indicando o início da substituição por outros aluminofluoretos, provavelmente thomsenolita, visto ser o único aluminofluoreto biaxial negativo, ou, eventualmente, pachnolita. Com o avanço do processo desaparecem as maclas características da criolita e a fase que a substitui apresenta cristais com relevo e birrefringência cada vez mais elevados e aspecto superficial liso (fig. 42). Nos estágios mais avançados da substituição da criolita observa-se o início da estabilização da fluorita, cuja abundância cresce progressivamente, até tornar-se a única fase portadora de F ocorrente na rocha.

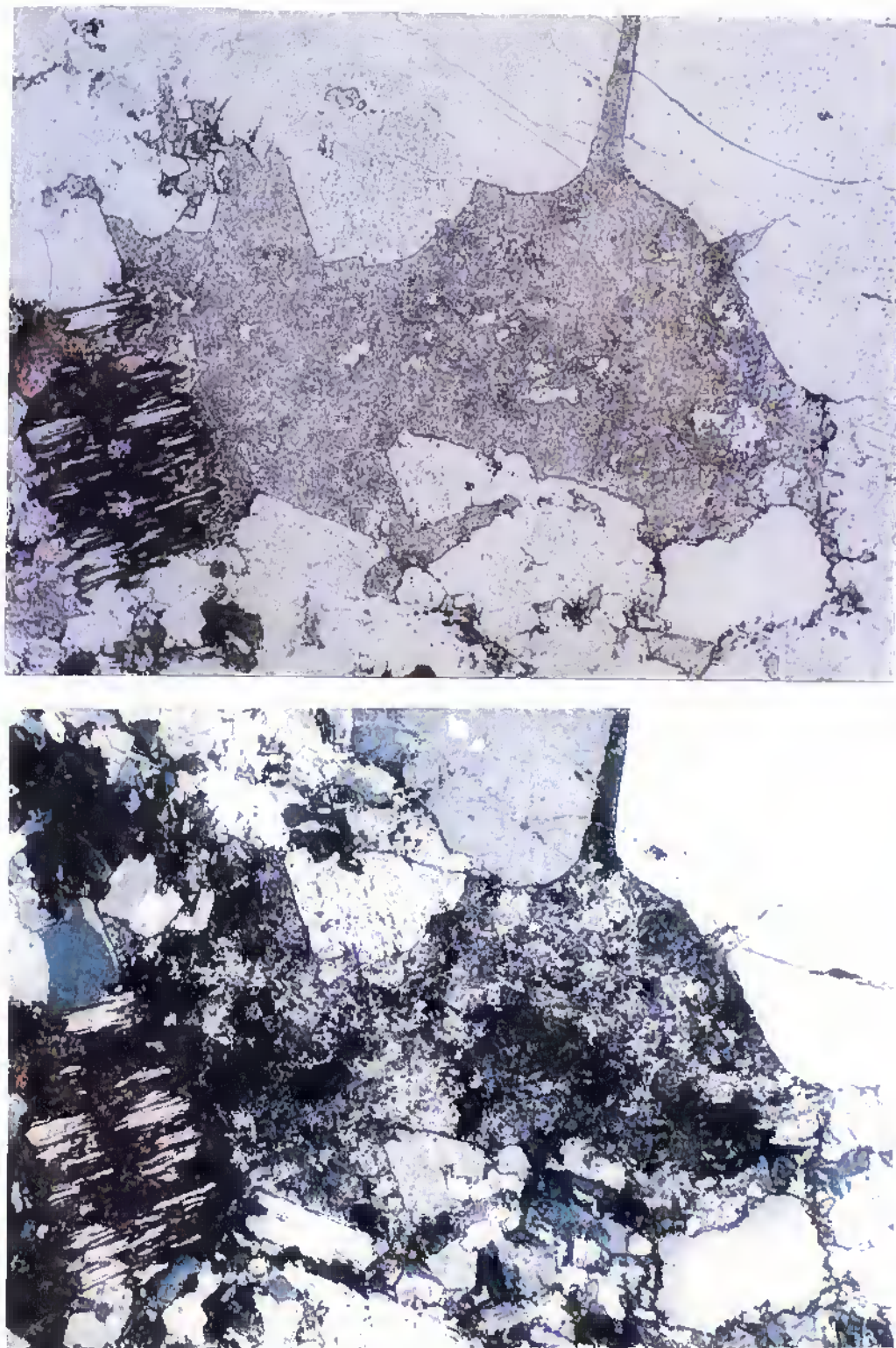


Figura 42 - Aspecto microscópico do estágio inicial de alteração da criolita, na zona de transição entre as subfácies do albita-granito (NP acima e NC abaixo; largura das fotos: 2,7 mm)

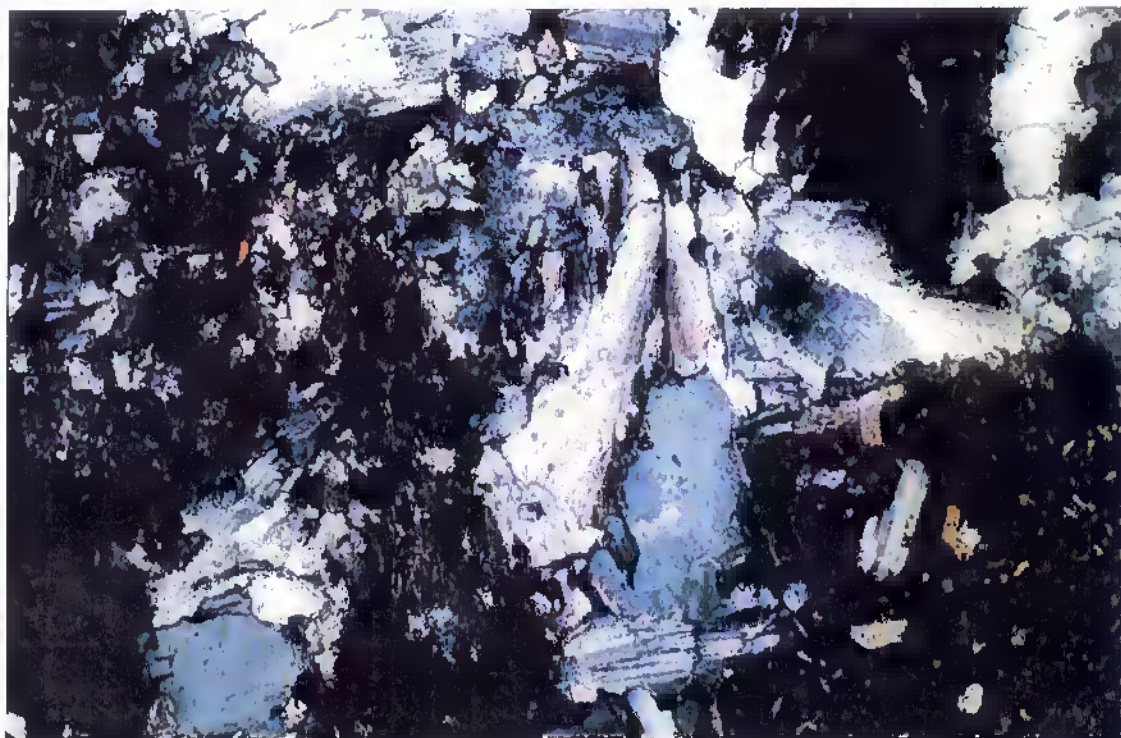
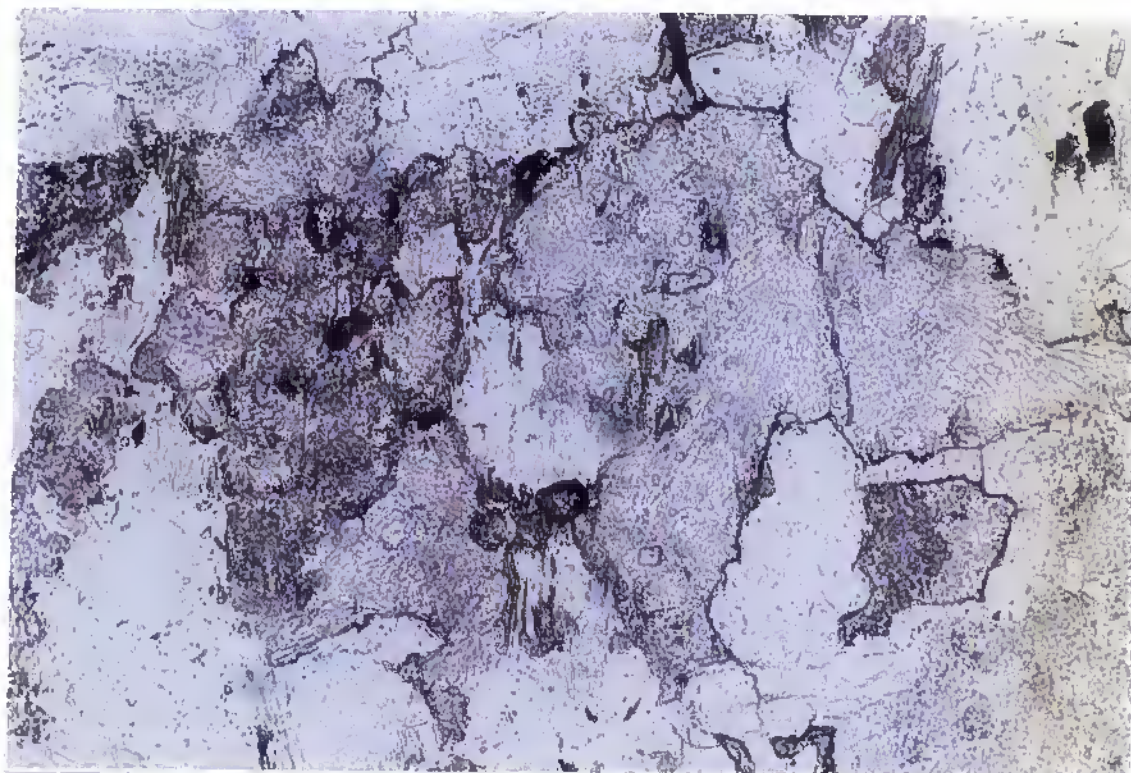


Figura 43 - Aspecto microscópico do estágio avançado de alteração da criolita na zona de transição entre as subfácies do albita-granito (NP acima e NC abaixo; largura das fotos: 2,7 mm)

Quando o conjunto acima é intemperizado ou afetado por fluidos provavelmente de origem meteórica, os minerais de substituição da criolita são alterados e pseudomorfizados por massas compostas por minerais zeolíticos, que arranjam-se em agregados granulares incolores ou levemente amarelados (fig. 43). Dentro destes agregados os minerais zeolíticos dispõem-se em forma de leques característicos, podendo, por sua vez, serem substituídos por argilominerais.

Concomitante aos estágios intermediários de substituição da criolita ocorre também a desestabilização dos minerais do grupo do pirocloro. Na sua fase inicial, o processo é ressaltado pelo incremento na espessura da borda de reação desenvolvida no contato entre os niobatos e os feldspatos. Essa borda é formada por um mineral incolor (criolita?) ou por grânulos opacos. No prosseguimento do processo a franja incolor é totalmente eliminada, ao passo que os niobatos desenvolvem a franja opaca, que avança para o interior dos cristais através de clivagens e fraturas. O estágio final mostra a substituição total dos minerais do grupo do pirocloro por columbita.

As micas escuras ricas em ferro aparentam ser bastante suscetíveis à ação dos processos atuantes na zona de transição. Nas proximidades dessas zonas, os cristais da mica mudam a sua coloração, passando a apresentar a predominância de tons esverdeados em sua fórmula pleocróica e uma substituição parcial por riebeckita, preferencialmente ao longo de planos de clivagem. Com o avanço do processo a mica escura é substituída também por criolita, opacos e, eventualmente, albita e quartzo, resultando agregados pseudomórficos, em geral com uma borda constituída por mica litínifera incolor a levemente azulada. O avanço da substituição é marcado pela destruição completa da mica escura e sua substituição total por cloritas, fluorita e quartzo, uma paragênese típica dos ABGb.

5.6 - GREISENS

Os greisen investigados petrograficamente são os situados na borda norte do albita-granito, dispostos ao longo do contato entre o ABGb e o BTG encaixante, associados com veios de quartzo e rochas pegmatóides (fig. 12). Nesta área, os greisens apresentam menor grau de intemperismo e maior espessura, enquanto que os que ocorrem nos demais setores do ABG, no atual nível de exposição, encontram-se saprolitizados e desagregam-se facilmente em uma fração predominantemente arenosa de granulometria grossa, mostrando baixo teor em minerais argilosos. As demais características macroscópicas e a forma de ocorrência são similares às apresentadas pelos greisens da borda norte.

São rochas de coloração avermelhada escura, maciças, compostas essencialmente por cristais de quartzo de granulação grossa. Microscopicamente foram identificados torita, xenotímio, fluorita, zircão, micas incolores, cloritas, pirita, galena, catapleiita e óxidos de ferro. Os greisens que ocorrem na borda norte são caracterizados por apresentarem teores baixos ou nulos de cassiterita e elevadas concentrações de zircão, xenotímio e torita.

O quartzo é o principal componente destas rochas, representando entre 85 e 95% de seu volume. Ocorre como agregados maciços ou em cristais anédricos de granulação grossa, com aspecto turvo devido a abundantes microinclusões. Normalmente estão intensamente fraturados, desenvolvendo extinção ondulante ou em mosaico. Ao longo das fraturas não recuperadas observa-se a formação de uma película avermelhada ou opaca, composta por óxidos ou hidróxidos de ferro.

A torita ocorre como cristais de granulação fina a média (1 a 4 mm) com formas euédricas a subédricas bastante características. Seus cristais estão completamente metamictizados e substituídos por uma massa opaca ou de cor avermelhada muito escura.

O xenotímio (YPO_4) apresenta-se como cristais de granulação média a grossa (3 a 6 mm), subédricos a euédricos, sempre com formas quadráticas e baixa birrefringência. Seus cristais, em geral túrbidos, exibem duas clivagens sub-ortogonais e, localmente, mostram corrosão de suas faces.

O zircão também mostra formas euédricas a subédricas e granulação média a grossa. Seus cristais são turvos, apresentando sempre evidências de corrosão e bordas fortemente embaiadas.

A fluorita apresenta-se como cristais anédricos a subédricos, incolores a levemente violáceos, mostrando abundantes inclusões fluidas

As micas ocorrem como cristais lamelares finos, isolados ou formando agregados arredondados, grossos a médios. Em geral são incolores, mas localmente podem mostrar tonalidades amareladas pálidas ou acinzentadas. A sua birrefringência é relativamente baixa, em tons amarelados, sugerindo ser um tipo fengítico similar ao ocorrente nos greisens descritos no Granito Água Boa por Borges (1997). Associados às micas brancas comumente observam-se cristais lamelares ou agregados radiais de cloritas esverdeadas, que geralmente mostram zonas de birrefringência elevada, sugerindo que as cloritas originaram-se a partir de substituição de micas escuras primárias.

Os sulfetos mostram formas euédricas e granulação média, ocorrendo disseminados ou em concentrações junto às cloritas e micas brancas.

A catapleiita ($(\text{Na}_2,\text{Ca})\text{ZrSi}_3\text{O}_{11} \cdot n\text{H}_2\text{O}$) exibe cristais euédricos com formas prismáticas alongadas, localmente com até dois a três cm de comprimento. Seus cristais são incolores, com

uma clivagem bem desenvolvida e birrefringência alta, localizando-se preferencialmente nas zonas de tendência pegmatítica.

6. EPI-SIENITOS (EPS) ASSOCIADOS AO GRANITO ÁGUA BOA

As principais características do Granito Água Boa estão descritas no item 3.6.1. As mineralizações em estanho reconhecidas no mesmo estavam condicionadas a zonas de falhas e fraturas desenvolvidas preferencialmente nas proximidades das bordas do corpo (Daoud 1988). Tais zonas foram geralmente intensamente afetadas por processos hidrotermais, sendo então gerados greisens com teores elevados de cassiterita.

No entanto, pesquisas geológicas nesse granito, realizadas posteriormente pelo Grupo Paranapanema, através de mapeamento geológico de detalhe, prospecção geoquímica de solo e sondagem rotativa, permitiram delimitar zonas de rocha "granítica" não intemperizada com teores elevados de Sn, associadas a greisens que mostram valores muito baixos para esse elemento, indicando que a mineralização, neste caso específico, não foi controlada pelo processo de greisenização.

As rochas com teores anômalos de Sn são, na realidade, biotita-granitos submetidos a intensa alteração metassomática/hidrotermal, que consiste na dissolução do quartzo de origem magmática, substituição dos feldspatos e cloritização das micas, caracterizando um processo denominado de epi-sienitização (Sarcia & Sarcia 1962; Leroy 1978, 1984; Cathelineau 1986, 1987; Charoy & Pollard, 1989), geralmente observado em rochas graníticas associadas a mineralizações de estanho-tungstênio ou urânio.

Os Eps (s.l.) associados ao Granito Água Boa, identificados até o momento na mina Pitinga, formam uma faixa estreita com alto ângulo de mergulho, aproximadamente 40m de extensão e espessura média de 6 metros, inteiramente definida através de sondagem (Costi *et al.* 1996a, 1996b, 1997). A disposição espacial desta zona aparentemente é controlada por fraturas, sendo restrita ao corpo granítico e apresentando disposição análoga à relatada por Cheilletz & Giuliani (1982).

A alteração dos feldspatos, no caso do GAB, consiste na substituição dos feldspatos primários por albita ou por feldspato potássico tardios. Os tipos litológicos resultantes do processo de albitização, onde a albita ocorre tanto em forma de *chessboard* (Smith, 1974) quanto em *laths* isolados, são classificados como epi-sienitos sódicos; quando no processo de alteração predomina a substituição por feldspato potássico, são classificados como epi-sienitos potássicos (Costi *et al.*, 1996a, 1996b). No GAB, os Eps potássicos são muito subordinados em relação aos Eps sódicos. O processo de epi-sienitização tem, porém, como modificação mais marcante, a dissolução do quartzo primário, propiciando a formação de cavidades que são preenchidas por fases hidrotermais tais como albita, cloritas, cassiterita e sericita, além de quartzo secundário e fluorita.

Os Eps sódicos são rochas de cor avermelhada com manchas pretas, em geral mostrando cristais de granulação média a grossa. Sua composição mineralógica apresenta essencialmente cristais subédricos de feldspato, constituídos por albita *chessboard*, e agregados formados por cloritas, opacos, muscovita, provavelmente fengítica, fluorita e cassiterita, que preenchem cavidades ou substituem a biotita. Cristais de quartzo anédricos, isentos de deformação, límpidos, com contornos irregulares ou amebóides e terminações agudas, de origem tardia, também são relativamente comuns nas cavidades, juntamente com *laths* de albita.

O objetivo deste tópico é esboçar uma breve comparação entre os Eps e o albita-granito, já que ambos apresentam elevadas proporções de albita e são portadores de mineralização de Sn. Os processos que levaram ao enriquecimento em albita e Sn nos Eps, como mostrado pelas feições texturais presentes nessas rochas, são caracteristicamente *subsolidus*, enquanto que a formação do albita-granito é relacionada, ao que tudo indica, a processos de cristalização magmática, conforme indicado por diversos aspectos texturais - p. ex. texturas de fluxo, texturas *snowball* (Pollard, 1989) - e pelas proporções modais equivalentes das fases essenciais mostradas pelas rochas da sua fácies de núcleo. Portanto, a albita presente no ABGn é interpretada como uma fase primária, embora possa, talvez, ter sido reequilibrada durante a evolução *subsolidus*. As evidências disponíveis indicam que a concentração de Sn também se deu durante o estágio magmático.

As relações de campo e dados químicos (Costi *et al.*, op. cit.; Costi *et al.*, em preparação), indicam que os epi-sienitos sódicos associados ao Granito Água Boa foram originados por transformação do BTG encaixante. Durante o processo, a rocha original foi empobrecida em SiO_2 , K_2O e CaO e enriquecida em Na_2O , Al_2O_3 e Sn. O trend geoquímico de enriquecimento em Sn não é acompanhado por aumento no teor de F, já que os conteúdos de F nos Eps são similares aos registrados no BTG. Isso contrasta nitidamente com a correlação positiva mostrada pelo par F-Sn no ABG (Horbe *et al.*, 1991; Costi *et al.*, 1995; Costi *et al.*, em preparação). Além disso, os conteúdos de SiO_2 são comparativamente mais elevados no ABG e há diferenças expressivas nos conteúdos de diversos elementos-traço, entre os quais podemos destacar os terras raras, nos epi-sienitos e no ABG.

Para concluir, cabe lembrar que, conforme descrito no capítulo relativo à petrografia das unidades, são relativamente freqüentes as evidências de processos de epi-sienitização afetando as rochas encaixantes do albita-granito, tanto no caso do feldspato alcalino-granito hipersolvus, quanto no das rochas similares a ele situadas nas porções intermediária e basal do albita-granito.

7. BREVE DISCUSSÃO DOS PRINCIPAIS PROBLEMAS EXISTENTES

7.1- CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA AINDA INSUFICIENTE

O Granito Madeira, desde a sua descoberta em 1980, teve seus aspectos petrográficos, mineralógicos, metalogenéticos e geoquímicos enfocados em vários trabalhos (Carvalho Filho *et al.*, 1984; Horbe *et al.*, 1985, 1989, 1991; Silva, 1988; Daoud, 1988; Teixeira *et al.*, 1992; Costi *et al.*, 1995; Kahn *et al.*, 1996). Todos, porém, apresentam apenas dados mineralógicos qualitativos das diferentes fácies do Granito Madeira, incluindo as duas subfácies que compõem o ABG. Além disso, descrevem as suas texturas sem aprofundar a discussão sobre a evolução das mesmas. Não existem, portanto, dados quantitativos em relação às proporções modais das fases essenciais e acessórias.

Como parte do presente estudo (ver Cap. 4), foi realizada a determinação das composições modais em vinte amostras do ABGn e em dez do ABGb. Estes dados são importantes para o estudo petrológico do ABG, pois fornecem indicações sobre os possíveis processos envolvidos em sua formação.

Ainda não se dispõem de determinações modais para o granito porfirítico com textura rapakivi, biotita-granito e granito porfirítico hipersolvus.

7.2- CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA APRESENTANDO DEFICIÊNCIAS

A caracterização geoquímica do ABG, baseada nos resultados analíticos publicados ou disponíveis atualmente, apresenta algumas deficiências:

- # o conjunto de amostras, no qual se baseiam os trabalhos publicados até 1992, foi obtido a partir da etapa de sondagem de reconhecimento do ABG. A malha de sondagem foi executada em espaçamento de 250 x 250 m, suficiente para o seu objetivo mas claramente deficiente em termos de representatividade dos tipos litológicos, pois a maior parte destes furos é de pequena profundidade, tendo atingido apenas as porções superiores do *stock*;

- # também devido à baixa profundidade destes furos, várias das amostras então analisadas apresentavam algumas evidências de intemperismo;

- # as duas fácies do ABG, especialmente o ABGn, mostram teores de F e Al elevados. Conforme relatado por Moura *et al.* (1993; cf. referências adicionais naquele trabalho), a determinação do F nestes casos pode ser muito influenciada por fatores ligados à sua complexação pelo Al, formando complexos tipo AlF_3 . Caso os complexos não sejam decompostos, o íon F^- não é liberado na solução a ser analisada, resultando na sub-avaliação

dos teores deste elemento na rocha. Alguns dados analíticos comparativos obtidos recentemente confirmam a ocorrência deste processo no ABG. Ele é mais agudo no caso do ABGn em função de seus teores mais elevados de F e pelo fato deste elemento estar contido essencialmente na criolita. Portanto, as dosagens de F disponíveis até o momento provavelmente não são acuradas, não permitindo definir com precisão o conteúdo deste elemento no ABG. Isso dificulta estimativas acerca do conteúdo inicial deste elemento ou de seu comportamento ao longo da evolução do ABG;

há evidências igualmente de que as determinações de Sr e Ba apresentam incorreções, necessitando ser reavaliadas.

7.3- ESTUDOS DA MINERALOGIA E QUÍMICA MINERAL DO ABG AINDA MUITO LIMITADOS FACE À DIVERSIDADE E COMPLEXIDADE DE SUAS FASES MINERAIS

O ABG apresenta uma gama de fases minerais raramente registrada em rochas graníticas (ver item 4), constituindo associações ímpares e relativamente complexas. Os estudos de química mineral no ABG já divulgados apresentam limitações, pois as amostras representam um conjunto restrito de tipos litológicos, em que apenas um pequeno número de fases minerais foi analisada (Daoud, 1988; OUTOKUMPU, 1992), ou registram determinações qualitativas e semi-quantitativas através de MEV (Silva, 1988; Kahn *et al.*, 1996), obtidas essencialmente em concentrados de minerais pesados e criolita maciça.

A determinação da composição química de feldspatos, micas litíferas e micas ricas em ferro, tanto no ABGn quanto no ABGb, é um passo essencial para a definição precisa destas fases e das suas inter-relações. A verificação do estado estrutural dos dois tipos principais de micas, via difração de raios-X, é um dado fundamental para a classificação precisa desses minerais. Não se dispõem, tampouco, de dados sobre as composições dos minerais de nióbio e da cassiterita.

7.4. INDEFINIÇÃO DAS IDADES DO ABG E DOS GRANITOS ENCAIXANTES

Os trabalhos pioneiros acerca da idade do magmatismo granítico na mina Pitinga foram realizados por Macambira *et al.* (1987), através da metodologia Rb-Sr em rocha total, resultando uma idade de 1689 ± 19 Ma, com razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,7068. Na construção da isócrona foram utilizadas amostras das diversas fácies que formam os granitos Madeira e Água Boa e incluída uma amostra do ABG. A última possui uma razão isotópica Rb/Sr distinta daquelas das demais amostras, mas apresenta um razoável alinhamento com as mesmas, o

que levou os autores citados a interpretar todo o conjunto como cogenético. Todavia, o sistema Rb-Sr é facilmente perturbado em suites graníticas muito ricas em Rb ou afetadas por processos pós-magmáticos intensos (Gerstenberger, 1989), como é o caso dos granitos da mina Pitinga. São comuns nesse tipo de granito razões iniciais modificadas e idades rejuvenescidas, tal como se verifica na Amazônia Oriental (Macambira & Lafon, 1995), Rondônia (Bettencourt *et al.*, 1995) e na Escandinávia (Welin *et al.*, 1983; Evans *et al.*, 1995).

Fuck *et al.* (1993) apresentam uma idade U-Pb de 1834 ± 6 Ma, obtida a partir de três frações de zircão que, segundo os autores, são provenientes do ABG. Todavia, a descrição que fazem de pelo menos uma destas frações não corresponde a dos zircões encontrados no ABG, enquanto a descrição das duas frações restantes sugere fortemente que os autores utilizaram grãos liberados a partir de rocha saprolitizada. Como relatado no capítulo 4, os zircões do ABG cristalizam tardiamente, apresentando abundantes inclusões microgranulares, além de evidências de reação e de dissolução, cuja intensidade independe do grau de transformação mostrado pela rocha. Existe a possibilidade de que estes fatores tenham influenciado as razões dos isótopos radiogênicos determinadas neste tipo de zircão de modo a que as mesmas não coincidam com as razões isotópicas iniciais. Além disso, há diversos estudos na literatura mostrando que as idades de zircões de áreas mineralizadas ou muito enriquecidas em elementos radioativos podem ser radicalmente diferentes das idades das rochas que os contém (McNaughton *et al.*, 1993; Yeats *et al.*, 1996; Taylor & Pollard, 1996). Por estes motivos, sugere-se que estas idades sejam consideradas ainda com reservas, sendo importante buscar a sua confirmação ou retificação.

7.5-. MODELOS PETROGENÉTICOS PARA A GÊNESE DOS ALBITA-GRANITOS

Os modelos petrológicos utilizados para explicar a gênese de albita-granitos seguem duas correntes principais. A primeira, apresentada por Beus *et al.* (1962), defende a idéia de que estas rochas originam-se por efeitos metassomáticos causados por soluções pós-magmáticas de alta temperatura sobre rochas graníticas cristalizadas precocemente. A segunda corrente diz que estas rochas são produto de cristalização magmática, tendo como argumentos a seu favor: (1) a descoberta dos ongonitos, considerados como equivalentes subvulcânicos dos albita-granitos peraluminosos (Kovalenko, 1973; 1974; 1977); (2) a presença de texturas do tipo *snowball*, interpretadas como tipicamente ígneas (Pollard, 1989); (3) o fato de exibirem composições, trends de diferenciação e de cristalização compatíveis com os encontrados em trabalhos experimentais desenvolvidos em sistemas ricos em F (Manning, 1981; Manning & Pichavant, 1982; Dingwell, 1988).

No caso do ABG, Horbe *et al.* (1985, 1989, 1991) e Teixeira *et al.* (1992), adotaram o modelo metassomático para explicar a gênese desta unidade baseados principalmente em interpretações apresentadas por Bailey (1977), Bowden *et al.* (1984) e Borley *et al.* (1976), a partir de estudos realizados em albita-granitos nigerianos portadores de riebeckita e criolita. A hipótese de origem magmática para o ABG foi levantada por Daoud (1988), com base na reinterpretação de feições petrográficas e dados geoquímicos, e apoiada nos trabalhos experimentais de Manning (1981, 1982) e Pichavant *et al.* (1987).

No início do presente trabalho, permanecia a indefinição sobre a origem magmática ou metassomática do albita-granito do corpo Madeira. O mapeamento geológico detalhado do ABG, juntamente com o aprofundamento dos estudos petrográficos e mineralógicos realizado nas etapas iniciais do doutoramento, permitiram avançar nesta discussão. Os dados petrográficos apresentados no capítulo 4, mostram que embora o ABGn e o ABGb compartilhem algumas características texturais, eles distinguem-se claramente em termos de composição mineralógica. Admite-se, preliminarmente, que as duas subfácies do ABG apresentaram evoluções distintas, embora tenham ambas sido derivadas inicialmente a partir de um magma. Tal hipótese de trabalho deverá ser testada por outros métodos. O estudo das transformações mineralógicas e geoquímicas presentes nas duas subfácies também necessita ser aprofundado.

Assumindo-se uma origem magmática, o novo problema que se configura é definir a natureza do magma a partir do qual cristalizou o ABG, a sua evolução magmática e a sua provável fonte. Outro ponto pendente é a compreensão das relações do magma do ABG com o magma formador das demais fácies do corpo Madeira.

7.6- INEXISTÊNCIA DE MODELOS GEOQUÍMICOS E METALOGENÉTICOS QUE EXPLIQUEM A OCORRÊNCIA DE ALBITA-GRANITOS PERALCALINOS MUITO RICOS EM SN

As rochas peralcalinas portadoras de mineralização em metais raros, normalmente apresentam a associação paragenética Zr-Nb-ETR (Pollard, 1989; Schwartz, 1992), porém sendo muito raros os albita-granitos com tal associação. Um outro aspecto importante, destacado na literatura, é que os granitos peralcalinos geralmente não possuem mineralizações expressivas de Sn (Drysall *et al.*, 1984; Kinnaird, 1985; Kovalenko *et al.*, 1995). Tais mineralizações são muito freqüentemente associadas com granitos e albita-granitos peraluminosos (Goraieb & Oliveira, 1990; Botelho, 1992; Cuney *et al.* 1992; Dall'Agnol *et al.*, 1993; Bettencourt *et al.*, 1995; Goraieb & Bettencourt, 1997; Silva *et al.*, 1997).

O albita-granito do corpo Madeira é extremamente enriquecido em estanho, a ponto de constituir-se em minério deste elemento, concentrado na cassiterita. Porém no ABG, o enriquecimento em Sn ocorre sempre associado com o de Nb, Zr e ETR, tanto na subfácies peralcalina (ABGn), quanto na subfácies peraluminosa (ABGb). Isso faz com que a associação metalogenética no ABG seja Sn-Nb-Zr-ETR, ou seja um misto entre a associação peralcalina e peraluminosa típicas. Não são comuns na literatura exemplos desse tipo de associação. Não se dispõe, tampouco, de um modelo que explique a ocorrência de Sn, em teores econômicos, associado a uma rocha granítica peralcalina (Pollard, 1995).

7.7- RELATIVA ESCASSEZ, NA LITERATURA, DE COMPARAÇÕES ENTRE ROCHAS ALBÍTICAS MINERALIZADAS EM SN GERADAS ATRAVÉS DE PROCESSOS ÍGNEOS E METASSOMÁTICOS, OCORRENTES EM UM MESMO AMBIENTE GEOLÓGICO.

Como existe uma discussão sobre a origem ígnea ou metassomática do albita-granito do corpo Madeira, torna-se interessante comparar sob diferentes óticas essas rochas com outras cujo processo de formação seja bem definido. Foram recentemente identificados no corpo Água Boa, epi-sienitos sódicos gerados por processos metassomáticos (Costi *et al.*, 1996a,b; 1997). Como essas rochas ocorrem em um mesmo contexto geológico que os ABG e, sendo ambas mineralizadas em estanho, a comparação é ainda mais oportuna. Tal ponto foi discutido em maior detalhe no capítulo 5.

8 - OBJETIVOS

O principal objetivo desta tese será o estudo da fácies albita-granito, fase integrante do corpo granítico definido como Granito Madeira, ocorrente na mina Pitinga. Procurar-se-á determinar os seguintes aspectos relacionados à sua geologia e evolução petrológica:

- # efetuar a cartografia geológica detalhada de toda a superfície aflorante do ABG constituída por rocha não saprolitizada;
- # realizar a caracterização petrográfica detalhada das subfácies que compõem o ABG e das suas rochas encaixantes, procurando-se determinar as fases críticas de cada uma delas, relações paragenéticas, feições texturais e composições modais específicas;
- # estudar o comportamento geoquímico das subfácies do ABG;
- # detalhar a química mineral do ABG, estabelecendo as composições químicas das fases feldspáticas, micas litíferas e micas escuras ricas em ferro;
- # realizar determinações geocronológicas em amostras das duas subfácies que formam o ABG;
- # identificar o processo responsável pela origem do ABG, definindo a natureza do magma que o gerou, sua fonte e processos ocorrentes durante a sua evolução;
- # estudar os mecanismos responsáveis pela concentração de metais raros no ABG e suas relações com o Sn;
- # comparar os processos de formação do ABG e das rochas epi-sieníticas sódicas ocorrentes no corpo Água Boa.

9 - METODOLOGIA

Mapeamento geológico de superfície e subsuperfície

O mapeamento geológico de superfície foi desenvolvido pelo autor juntamente com a equipe do Grupo Paranapanema. O mapa foi executado na escala 1:500, utilizando teodolito e recobriu toda a superfície do albita-granito não saprolitizado, exposta após a lavra.

O mapeamento do corpo em subsuperfície baseou-se nos dados obtidos nos extensos programas de sondagem executados pela referida empresa, com a participação do autor. A primeira etapa de sondagem, visando definir a distribuição do albita-granito e cubagem da cobertura saprolítica mineralizada, envolveu furos rasos (máximo de 50 m) e foi condicionada a uma malha com espaçamento de 250 m por 250 m. Na segunda etapa, feita objetivando avaliar as possibilidades de lavra do albita-granito não-intemperizado, o espaçamento foi adensado para 100 m por 100 m e as profundidades atingidas oscilaram em torno de 100 m. Finalmente, para avaliar os depósitos de criolita maciça, foram executados 56 furos profundos (entre 250 e 360 m) com espaçamento variável de 50 m por 50 m ou 25 m por 25 m. No total, dispunha-se de aproximadamente 20.000 metros de testemunhos de rocha sã. A localização dos furos de sondagem é fornecida em ilustrações que acompanham o texto.

O mapa geológico final, em escala 1:500, por limitação do equipamento necessário para sua reprodução, não está incluído neste volume.

Petrografia

Os estudos petrográficos meso e macroscópicos foram desenvolvidos numa primeira etapa em paralelo com o mapeamento geológico, no caso das amostras de superfície. Os testemunhos de sondagem também foram descritos sistematicamente pela equipe da Paranapanema, sempre com a participação do autor. A metodologia empregada pela empresa previa a confecção de lâminas delgadas espaçadas de 5 em 5m dentro de cada furo. Esse espaçamento podia ser reduzido, a critério do geólogo responsável, em caso de heterogeneidades marcantes ou interesse metalogenético. A maioria dos testemunhos de sondagem foi laminada, ficando as lâminas à disposição do autor antes e durante o desenvolvimento de seu doutorado.

Com base na visão do albita-granito obtida nessa etapa foram selecionados dez furos de sondagem para amostragem sistemática, visando aos estudos mineralógicos e geoquímicos. Essa amostragem foi complementada através da coleta de amostras de superfície, tanto do

albita-granito, quanto das encaixantes. Os furos realizados e a localização das amostras de superfície também são fornecidos em ilustrações.

A petrografia microscópica baseou-se no exame de todas as lâminas disponíveis (em torno de 2500 seções) e em descrições detalhadas de lâminas representativas das principais variedades identificadas. Foram seguidos os métodos clássicos da petrografia ótica em luz transmitida, apoiados nas técnicas de análise textural pormenorizada. Com base nos dados obtidos foram definidas as paragêneses minerais, avaliados os processos de transformação e delineadas as histórias evolutivas das rochas estudadas.

A determinação das composições modais de um conjunto de rochas representativas das diferentes fácies do corpo Madeira e das duas subfácies do albita-granito, foi (ou será) feita utilizando um contador de pontos da marca Swift, sendo contados em torno de 3000 pontos por seção delgada analisada. Foi utilizada apenas uma lâmina de cada amostra, o que de acordo com os parâmetros definidos por Chayes (1956), não corresponde ao número ideal do ponto de vista estatístico. Porém, considerando que as rochas estudadas apresentam em sua maioria granulação fina a média e, tendo em vista o número expressivo de amostras analisados, acredita-se que, pelo menos no caso dos albita-granitos, os resultados obtidos forneçam uma precisão adequada para os objetivos almejados.

Geoquímica

As análises químicas serão concentradas em amostras representativas das duas subfácies do albita-granito, porém algumas amostras das demais fácies também serão analisadas. As análises em rocha total envolverão diferentes métodos analíticos e serão efetuadas em mais de um laboratório, permitindo assim confrontar a acurácia dos dados obtidos. A maior parte das análises será efetuada nos laboratórios da empresa GEOSOL (Belo Horizonte - MG). Os métodos analíticos empregados neste laboratório são fluorescência de raios-X, após fusão com $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$, para todos os elementos maiores, exceto FeO e Na_2O . O FeO é determinado por titulação e o Na_2O por absorção atômica após abertura total com HF + HClO_4 . Os elementos-traço são determinados por fluorescência de raios-X utilizando pastilhas de pó prensado. Os ETR são pré-concentrados por resina de troca iônica e determinados por ICP. O F é analisado por fusão alcalina e determinação por eletrodo de íon específico (EIE).

Amostras selecionadas serão analisadas também no Centre des Recherches Pétrographiques et Géochimiques (CRPG - Vandoeuvre-lès-Nancy, França). Neste caso, a preparação das amostras é feita através de fusão por dissolução com LiBO_2 e HNO_3 ; as análises de elementos maiores e menores são feitas por emissão de ICP e as dos elementos-

traço através de ICP-MS; o controle de qualidade é feito com padrões internacionais. Especificamente para os elementos F e Li e para o FeO serão empregados métodos de via úmida.

Mineralogia e Química Mineral

A petrografia servirá de base para a seleção de amostras representativas das duas subfácies do ABG para estudos mineralógicos mais aprofundados. Os mesmos envolverão fundamentalmente as técnicas de microscopia eletrônica de varredura (MEV), microsonda eletrônica e microsonda iônica. Os estudos de MEV serão efetuados no Laboratório de Caracterização Tecnológica (LCT) da Escola Politécnica da USP e aqueles baseados em microsonda eletrônica nos laboratórios de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências da UnB e, em menor número, do Instituto de Geociências da UFRGS. Finalmente, as análises através de sonda iônica serão realizadas em laboratório do CRPG (Vandoeuvre, França). As técnicas empregadas serão aquelas atualmente funcionando em rotina nos laboratórios mencionados.

As pesquisas no MEV serão desenvolvidas numa primeira etapa, devendo permitir a confirmação das diferentes espécies minerais já identificadas nas rochas em estudo e a possível definição de novas espécies. Servirão igualmente para esclarecer, com base nas texturas e na documentação através de imagens, as relações entre as principais fases minerais presentes no ABG. Permitirão, ainda, uma seleção mais rigorosa das fases minerais e suas seções representativas a serem analisadas quantitativamente através da microsonda eletrônica.

As análises de microsonda serão voltadas preferencialmente para os principais minerais identificados nos albita-granitos, incluindo feldspatos, micas, anfibólios, piroxênios e, em segundo plano, as demais fases. Tendo em vista as peculiaridades das rochas estudadas, muito ricas em F, Rb, Li, entre outros elementos, as análises serão precedidas de testes para avaliar as condições ideais de análise e os padrões mais adequados para serem utilizados. Os dados serão obtidos em várias sessões realizadas a intervalos apreciáveis de tempo, de modo a permitir uma avaliação dos resultados de cada etapa e a abordagem correta dos problemas pendentes em cada nova etapa analítica.

A sonda iônica será utilizada para a determinação dos conteúdos de elementos leves, não determináveis com muita precisão na microsonda eletrônica, tais como Li, Rb, Cs e Be. Também serão verificados os conteúdos de F. As análises serão efetuadas unicamente nos minerais micáceos, por serem mais favoráveis a enriquecimento nos elementos mencionados.

Geocronologia

Para a determinação das possíveis idades de formação das diferentes fácies do corpo Madeira serão efetuadas datações geocronológicas através do método de evaporação do Pb em zircão. Tais dados serão obtidos no Laboratório de Geoquímica Isotópica do Centro de Geociências da UFPA, empregando-se um espectrômetro de massa Finnigan MAT262. As técnicas de concentração de zircão e os métodos empregados são descritos em detalhe em Gaudette *et al.* (no prelo).

Petrogênese

As discussões sobre a origem do ABG e das demais fácies do corpo Madeira serão apoiadas, entre outras informações, em análises de isótopos de Nd e Pb. As análises de Nd serão elaboradas na Universidade de Helsinque. Os métodos a serem empregados acham-se descritos de modo detalhado em Dall'Agnol *et al.* (em revisão). Os isótopos de Pb serão determinados no Laboratório de Geoquímica Isotópica do Centro de Geociências da UFPA, sendo a metodologia empregada descrita em Galarza Toro (1998).

10 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M., HASUI, Y., BRITO NEVES, B.B. & FUCK, R.A., 1981. Brazilian structural Provinces: an introduction. *Earth-Sciences Reviews*, 17: 1-29.
- ALMEIDA, M.E.; FRAGA, L.M.B. & MACAMBIRA, M.J.B. 1997. New geochronological data of calc-alkaline granitoids of Roraima State, Brazil. In: SOUTH-AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, Brasília. *Extended Abstracts*, p. 34-37.
- ARAÚJO, J.F.V.; MONTALVÃO, R.M.G.; LIMA, M.I.C.; FERNANDES, P.E.C.A.; CUNHA, F.M.B.; FERNANDES, C.A.C. & BASEI, M.A.S. 1976. Geologia da Folha SA.21 Santarém. Rio de Janeiro, MME/DNPM/Projeto RADAMBRASIL, (Levantamento de Recursos Naturais, vol. 10).
- ARAÚJO NETO, H. & MOREIRA, H.L. 1976. Projeto Estanho de Abonari - relatório final. Manaus, DNPM/CPRM, 2 vol.
- BAILEY, J.C. 1977. Fluorine in granitic rocks and melts: a review. *Chemical Geology*, 19: 1-42.
- BAILEY, J.C. 1980. Formation of cryolite and other aluminofluorides: a petrologic review. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, 29: 1-46.
- BARBOSA, A.A. & LAFON, J.-M., 1996. Geocronologia Pb-Pb e Rb-Sr de granitóides arqueanos da região de Redenção - Sul do Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, 26(4): 255-264.
- BETTENCOURT, J.S.; TOSDAL, R.; LEITE Jr., W.B. & PAYOLLA, B.L. 1995. Overview of the Rapakivi Granites of the Rondônia Tin Province. In: BETTENCOURT, J.S. & DALL'AGNOL, R. (eds) Symposium on Rapakivi Granites and Related Rocks, Excursion Guide: *The Rapakivi Granites of the Rondônia Tin Province and Associated Mineralization*. Belém, UFPA. p. 5-15.
- BEUS, A.A.; SEVEROV, E.A.; SITNIN, A.A. & SUBBOTIN, K.D. 1962. Albitized and greisenized granites (apogranites). *Izd. AN. SSSR*, 195 p.
- BEUS, A.A. 1962. Metallogeny of rare-metal granitoids. *Revista Brasileira de Geociências*, 12: 410-413.
- BOTELHO, N.F. 1992. Les Ensembles Granitiques Subalcalins a Peralumineux Mineralises en Sn et In de la Sous-Province Parana, Etat de Goias, Bresil. These de Doctorat, Paris, Universite Paris VI, 344 p.
- BORLEY, G.D.; BECKINSALE, R.D.; SUDDABY, P. & DURHAM, J.J. 1976. Variations in composition and $\delta^{18}\text{O}$ values within the Kaffo albite-riebeckite granite of Liruei Complex, Younger Granites of Nigeria. *Chemical Geology*, 18: 159-176.

- BOWDEN, P. & TURNER, D.C., 1974. Peralkaline and associated ring-complexes in the Nigeria-Niger Province, West Africa. In: H. Sorensen, H. (Ed.) *The Alkaline Rocks*. New York, John Wiley & Sons, p. 330-351.
- BOWDEN, P. & KINNAIRD, J.A. 1984. Geology and mineralization of the Nigerian Anorogenic Ring Complexes. *Geologisches Jahrbuch*, reihe B, heft 56: 3-65.
- BORGES, R.M.K. 1997. *Petrografia e química mineral dos greisens associados ao Granito Água Boa, mina Pitinga (AM): um estudo dos processos de formação de greisens*. Belém. Centro de Geociências - Universidade Federal do Pará. (Dissertação de mestrado). 190 p.
- CARVALHO FILHO, N.B.; HORBE, M.A.; HORBE, A.C. & SOUZA, P.C.B. 1984. A natureza dos depósitos de cassiterita do setor Madeira, região do Pitinga, Amazonas, Brasil. In: SIMPOSIUM AMAZÔNICO, 2. Manaus. *Anais...* SBG/NM, p. 459-461.
- CATHELINEAU, M. 1986. The hydrothermal alkali metasomatism effects on granitic rocks: quartz dissolution and related subsolidus changes. *Journal of Petrology* 24: 945-965.
- CATHELINEAU, M. 1987. U-Th-REE mobility during albitization and quartz dissolution in granitoids: evidence from south-east French Massif Central. *Bulletin d'e Mineralogie* 110: 945-965.
- CHAPPELL, B.W. & WHITE, A.J.R., 1992. I-and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Trans. Royal Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, 83: 1-26.
- CHAROY, B. & POLLARD, P.J. 1989. Albite-rich, silica-depleted metasomatic rocks at Emuford, northeast Queensland: mineralogical, geochemical, and fluid inclusion constraints on hydrothermal evolution and tin mineralization. *Economic Geology* 84: 1850-1874.
- CHAYES, F. 1956. *Petrographic Modal Analysis*. New York, John Wiley & Sons. 113p.
- CHEILLETZ, A. & GIULIANI, G. 1982. Role de la déformation du granite dans la gen`ese des episyénites feldspatiques des Massifs de Lovios-Geres (Galice) et des Zaer (Maroc Central). *Mineralium Deposita* 17: 387-400.
- COSTI, H.T.; SANTIAGO, A.F. & PINHEIRO, S.S. 1984. Projeto Uatumã-Jatapu; relatório final. Manaus, DNPM/CPRM, 1 vol.
- COSTI, H.T. & POPINI, M.V.F. 1994. Síntese do mapeamento geológico e sondagem aluvionar na área 802.891. Manaus, *Mineração Taboca S.A.* (Relatório Técnico Interno, inédito).
- COSTI, H.T.; DALL'AGNOL, R.; TEIXEIRA, J.T. & POPINI, M.V.F. 1995. The albite granite of Pitinga mine: petrography, geochemistry and mineralizations. In: DALL'AGNOL, R.; MACAMBIRA, M.J.B. & COSTI, H.T. (eds), *Symposium on Rapakivi Granites and Related Rocks*, abstracts volume, Belém, p. 20-21.

- COSTI, H.T.; DALL'AGNOL, R.; MINUZZI, O.R.R. & TEIXEIRA, J.T. 1996a. Epi-sienitos sódicos mineralizados em estanho associados ao Granito Água Boa, mina Pitinga, Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39. Salvador. *Anais...* SBG v. 6, p. 372-374.
- COSTI, H.T.; DALL'AGNOL, R.; MINUZZI, O.R.R. & TEIXEIRA, J.T. 1996b. Tin-bearing sodic metasomatic epysienites associated with the Agua Boa Granite, Pitinga, Amazonian Craton, Brazil. In: I. Haapala; O.T. Rämö & P. Kosunen (eds) - The Seventh International Symposium on Rapakivi Granites and Related Rocks. Helsinki, University of Helsinki, Abstract Volume, p. 16.
- COSTI, H.T.; BORGES, R.M.K. & DALL'AGNOL, R. 1997. Primary mineralization of the Pitinga tin province, Amazonian Craton, north Brazil. In: SECOND INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS, Salvador, Extended Abstracts, SGM, p. 44-46.
- CUNEY, M.; MARIGNAC, C. & WEISBROD, A. 1992. The Beauvoir topaz-lepidolite albite granite (Massif Central, France): the disseminated magmatic Sn-Li-Ta-Nb-Be mineralization. *Economic Geology*, 87: 1766-1794.
- DALL'AGNOL, R., 1980. *Etudes sur des granites du type "Rondonian" en Amazonie orientale et leurs transformations tardi-magmatique*. Toulouse. Université Paul Sabatier. (Tese de Doutorado). 348 p.
- DALL'AGNOL, R., DREHER, A.M., ARAUJO, J.F.V. & ABREU, A.S., 1975. Granito Surucucu, In: CONFERÊNCIA GEOLÓGICA INTERGUIANAS, 10. Belém. *Anais*. MME/DNPM, p. 340-388.
- DALL'AGNOL, R.; BETTENCOURT, J.S.; JORGE JOÃO, X.S.; MEDEIROS, H.; COSTI, H.T. & MACAMBIRA, M.J.B. 1987. Granitogenesis in the northern Brazilian region - A review. *Revista Brasileira de Geociências*, 17: 382-403.
- DALL'AGNOL, R. & MACAMBIRA, M.J.B., 1992. Titanita-biotita granitos do Baixo Rio Uaupés, Província Rio Negro, Amazonas. Parte I: geologia, petrografia e geocronologia. *Revista Brasileira de Geociências*, 22(1): 3-14.
- DALL'AGNOL, R.; TEIXEIRA, N.P. & MAGALHÃES, M.S. 1993. Diagnostic features of the tin-specialized anorogenic granites of the Eastern Amazonian region. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 65 (1): 33-50.
- DALL'AGNOL, R., LAFON, J.-M. & MACAMBIRA, M.J.B., 1994. Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: geochronological, petrological and geochemical aspects. *Mineralogy and Petrology*, 50(1/3): 113-138.

- DALL'AGNOL, R.; SOUZA, Z.S.; ALTHOFF, F.J.; BARROS, C.E.M.; LEITE, A.A.S. & JORGE JOÃO, X.S. 1997. General aspects of the granitogenesis of the Carajás Metallogenic Province. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS, 2. Salvador, *Excursions Guide*. SGM, p. 135-161.
- DALL'AGNOL, R., COSTI, H.T.; LEITE, A.A.S.; MAGALHÃES, M.S. & TEIXEIRA, N.P. Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas. *Precambrian Research* (no prelo).
- DALL'AGNOL, R., RĂMÖ, O.T.; MAGALHÃES, M.S. & MACAMBIRA, M.J.B. Petrology of the anorogenic, oxidized Jamon and Musa Granites, Amazonian Craton: implications for the genesis of Proterozoic A-type granites. *Lithos* (submetido).
- DANA, E.S. & FORD, W.E. 1932. *A textbook of Mineralogy*. Fourth edition. New York, John Wiley & Sons, Inc. 851 p.
- DAOUD, W.K. 1988. *Granitos estaníferos de Pitinga, Amazonas: contexto geológico e depósitos minerais associados*. Brasília. UNB-DG. (Dissertação de mestrado). 194 p.
- DAOUD, W.K. & ANTONIETTO Jr., A. 1985. Geologia do granito estanífero Água Boa, Pitinga, AM. In: Anais do II Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, SBG/NN, vol. 3: 17-33.
- DAOUD, W.K. & ANTONIETTO Jr, A. 1988. Mina de estanho de Pitinga, Amazonas. In: Schobbenhaus, C. & Coelho, C.E.S. (Eds.)- Principais Depósitos Minerais do Brasil, vol. III, DNPM/MME, p. 201-211.
- DAOUD, W.K. & FUCK, R.A. 1990. Contexto geológico e depósitos minerais associados aos granitos estaníferos de Pitinga, Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36. Natal. *Boletim de resumos...* SBG, p. 114-115.
- DINGWELL, D.B. 1988. The structure and properties of fluorine-rich magmas: a review of experimental studies. In: Taylor, R.P. & Strong, D.F. (eds), Recent Advances in the Geology of Granite-Related Mineral Deposits. Canadian Institution of Mining and Metallurgy Special Volume 39: 1-12.
- DRYSDALL, A.R.; JACKSON, N.J.; RAMSAY, C.R.; DOUCH, C.J. & HACKETT, D. 1984. Rare element mineralization related to Precambrian alkali granites in the Arabian Shield. *Economic Geology*, 79: 1366-1377.
- EMSLIE, R., 1991. Granitoids of rapakivi granite-anorthosite and related associations. In: I. HAAPALA AND K.C. CONDIE (Eds), Precambrian Granitoids - Petrogenesis, Geochemistry and Metallogeny. *Precambrian Research*, 51: 173-192.
- EVANS, J.A.; MILLAR, I.L. & NOBLE, S.R. 1995. Hydration during uplift is recorded by reset Rb-Sr whole-rock ages. *Journal of the Geological Society of London*, 152: 209-212.
- FISCHER, R.V. & SCHMINCKE, H.-U. 1984. *Pyroclastic Rocks*. Berlim, Springer-Verlag, 472 p.

- FRAGA, L.M.B., & REIS, N.J. 1995. The rapakivi granite-anorthosite association of Mucajai region - Roraima State - Brazil. In: SYMPOSIUM ON RAPAKIVI GRANITES AND RELATED ROCKS, Belém. Abstracts Volume, CG-UFPA, p. 31-32.
- FRAGA, L.M.B.; ALMEIDA, M.E. & MACAMBIRA, M.J.B. 1997a. First lead-lead zircon ages of charnockitic rocks from Central Guiana Belt (CGB) in the State of Roraima, Brazil. In: SOUTH-AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, Brasília, Extended Abstracts, p. 115-117.
- FRAGA, L.M.B., ARAÚJO, R. & DUARTE, B.P. 1997b. Igneous charnockitic rocks of the Kanuku Complex and the Serra da Prata Suite, Central Guiana Belt, State of Roraima, north Brazil. In: SECOND INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS, Salvador, Extended Abstracts, SGM, p. 112-113.
- FUCK, R.A.; PIMENTEL, M.M.; MACHADO, N. & DAOUD, W.K. 1993. Idade U-Pb do Granito Madeira, Pitinga (AM). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 4. Brasília. Anais... SBGq, v. 1, p. 246-249.
- GALARZA TORO, M.A. 1998. *Estudo dos isótopos de Sr e Pb das rochas e mineralizações da região de Portovelo-Zaruma (El Oro), Equador*. Belém, Centro de Geociências - Universidade Federal do Pará, (Dissertação de Mestrado), 143 p.
- GAUDETTE, H.E.; MENDOZA, V.; HURLEY, P.M. & FAIRBAIRN, H.W. 1978. Geology and age of the Parguaza rapakivi granite, Venezuela. *Geological Society of America Bulletin*, 89: 1335-1340.
- GAUDETTE, H.E. & OLSZEWSKI Jr., W.J. 1985. Geochronology of the basement rocks, Amazonas Territory, Venezuela and the tectonic evolution of the western Guiana Shield. *Geol. Mijnb.*, 64: 131-143.
- GAUDETTE, H.E.; OLSZEWSKI Jr., W.J. & SANTOS, J.O.S. 1996. Geochronology of precambrian rocks of the northern part of the Guiana shield, State of Roraima, Brazil, Amazonas Territory, Venezuela and the tectonic evolution of the western Guiana Shield. *South American Journal of Earth Sciences*, 9: 183-195.
- GERSTENBERGER, H. 1989. Autometasomatic Rb enrichments in highly evolved granites causing lowered Rb-Sr isochron intercepts. *Earth and Planetary Science Letters*, 7: 65-75.
- GIBBS, A.K. & BARRON, C.N., 1983. The Guiana Shield reviewed. *Episodes* 2: 7-14.
- GORAIEB, C.L. & OLIVEIRA, M.C.B. 1990. Aspectos da Geologia e Prospecção da Área do Granito Correias e Mineralizações Estano-Tungsteníferas Associadas. *Revista da Escola de Minas*, 43: 57-69.

- GORAIEB, C.L. & BETTENCOURT, J.S. 1997. The Correias Massif and associated greisen-hosted tin-tungsten mineralization, State of São Paulo, southeastern Brazil. In: SECOND INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS. Salvador. Extended Abstracts and Program, p. 51-52.
- HAAPALA, I., 1977. Petrography and geochemistry of the Eurajoki Stock, a Rapakivi-Granite Complex with greisen-type mineralization in southwestern Finland. *Geological Survey of Finland Bulletin*, 286: 128 p.
- HINE, R., WILLIAMS, I.S., CHAPPELL, B.W. & WHITE, A.J.R., 1978. Contrasts between I- and S-type granitoids of the Kosciusko Batholith. *Journal of Geological Society of Australia*, 25 (4): 219-234.
- HORBE, A.C. 1991. *Evolução mineralógica e geoquímica do perfil laterítico mineralizado a Sn, Zr, Nb, Y e ETR da Serra do Madeira - Pitinga (AM)*. Belém. Centro de Geociências - Universidade Federal do Pará. (Dissertação de Mestrado). 245 p.
- HORBE, A.C. & COSTA, M.L. 1989. Geochemical features of the Sn, Zr, Nb, Y and REE bearing lateritic profile from "Serra do Madeira"-Pitinga (AM). In: INTERNATIONAL GEOCHEMICAL EXPLORATION SYMPOSIUM, 13. Rio de Janeiro. *Abstracts Volume*. AEG/SBGq, p. 34-37.
- HORBE, A.C. & COSTA, M.L. 1990. Balanço geoquímico da Serra do Madeira, Pitinga. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36. Natal. *Anais...* SBG, v. 2, p. 855-866.
- HORBE, M.A; HORBE, A.C.; TEIXEIRA, J.T. & COSTI, H.T. 1985. Granito Madeira: petrologia, petroquímica e mineralizações. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2. Belém. *Anais*. SBG/NN, v. 3, p. 284-320.
- HORBE, M.A; HORBE, A.C.; COSTI, H.T. & TEIXEIRA, J.T. 1989. Geochemical characteristics of cryolite-tin-bearing granites from the Pitinga mine, northwestern Brazil: a review. In: INTERNATIONAL GEOCHEMICAL EXPLORATION SYMPOSIUM, 13. Rio de Janeiro. *Abstracts Volume*. AEG/SBGq, p. 49-52.
- HORBE, M.A; HORBE, A.C.; COSTI, H.T. & TEIXEIRA, J.T. 1991. Geochemical characteristics of cryolite-tin-bearing granites from the Pitinga mine, northwestern Brazil: a review. *Journal of Geochemical Exploration*, 40: 227-249.
- ISHIHARA, S., 1981. The granitoid series and mineralization. *Economic Geology*, 75th Anniv. Vol.: 458-484.
- JACOBSON, R.R.E., MACLEOD, W.N. & BLACK, R., 1958. Ring-complexes in the Younger granite Province of northern Nigeria. *Geol. Soc. London, Mem.(1)*: 81 p.
- JORGE JOÃO, X.S.; SANTOS, C.A. & FARACO, M.T.L. 1984. Projeto Trombetas-Mapuera; relatório final. Belém. DNPM/CPRM. 2 vol.

- JORGE JOÃO, X.S.; SANTOS, C.A. & PROVOST, A. 1985a. Magmatismo adamellítico Água Branca (folha Rio Mapuera - NW do estado do Pará). In: : SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2, Belém. *Anais...* SBG/NN, v. 2, p. 93-109.
- JORGE JOÃO, X.S.; SANTOS, C.A. & PROVOST, A. 1985b. Granito Serra do Acari - geologia e implicação metalogenética (folha Rio Mapuera - NW do Estado do Pará). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, II, Belém. *Anais...* SBG/NN, vol 2, p. 73-92.
- KAHN, H.; COSTI, H.T. & TEIXEIRA, J.T. 1996. The cryolite massive ore from Pitinga, Amazonas, Brazil. In: INTERNATIONAL CONGRESS ON APPLIED MINERALOGY, Warsaw, Extended Abstracts Volume, p. 90.
- KINNAIRD, J.A. 1985. Hydrothermal alteration and mineralization of the alkaline anorogenic ring complexes of Nigeria. *Journal of African Earth Sciences*, 3: 229-25.
- KISVARSANYI, E.B., 1981. Geology of the Precambrian St. Francois terrane, southeastern Missouri. *Missouri Department of Natural Resources Report of Investigations* (64): 58 p.
- KOVALENKO, V.I. 1973. Distribution of fluorine in a topaz-bearing quartz keratophyre dyke (ongonite) and solubility of fluorine in granitic melts. *Geochemistry International*, 10: 41-49.
- KOVALENKO, V.I. 1974. On the genesis of rare-metal granites and their mineralization. In: STEMPROK, M. (ed.) *Metallization Associated with Acid Magmatism*, Geological Survey, Prague, 1: 197-200.
- KOVALENKO, V.I. 1977. The reactions between granite and aqueous hydrofluoric acid in relation to the origin of fluorine-bearing granites. *Geochemistry International*, 14(2): 108-118.
- KOVALENKO, V.I.; TSARYEVA, G.M.; GOREGLYAD, A.V.; YARMOLIUK, V.V. & TROITSKY, V.A. 1995. The peralkaline granite-related Khaldzan-Buregtey rare metal (Zr, Nb, REE) deposit, western Mongolia. *Economic Geology*, 90: 530-547
- LENHARO, S.L.R.; POLLARD, P.J.; BORN, H. & COSTI, H.T. 1997. Topaz-bearing porphyritic phases within the Água Boa Granite, Pitinga tin mine, Amazonas, north Brazil. In: SECOND INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS, Salvador, Extended Abstracts, SGM, p. 60-61.
- LEROY, J. 1986. The Margnac and Fanay uranium deposits of the La Crouzille District (Western Massif Central, France): geologic and fluid inclusion studies. *Economic Geology* 73: 1611-1634.
- LEROY, J. 1984. Episyénitization dans le gisement d'uranium du Bernardan (Marche): comparaison avec des gisements similaires du nord-ouest du Massif Central Français. *Mineralium Deposita* 19: 26-35.

- LOWELL, G.R. 1991. The Butler Hill Caldera: a mid-Proterozoic ignimbrite-granite complex. *Precambrian Research*, 51: 245-263.
- LUMPKIN, G.R. & EWING, R.C. 1995. Geochemical alteration of pyrochlore group minerals: pyrochlore subgroup. *American Mineralogist*, 80: 738-743.
- LUTH, W.C.; JAHNS, R.H. & TUTTLE, O.F. 1964. The granite system at pressures of 4 to 10 Kilobars. *Journal of Geophysical Research*, 15: 759-773.
- MACAMBIRA, M.J.B.; TEIXEIRA, J.T.; DAOUD, W.K. & COSTI, H.T. 1987. Geochemistry, mineralizations and age of tin-bearing granites from Pitinga, northwestern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* 17: 562-570.
- MACAMBIRA, M.J.B. & LAFON, J.-M. 1995. Geocronologia da Província Mineral de Carajás: síntese dos dados e novos desafios. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, série Ciências da Terra*, 7: 263-288.
- MACAMBIRA, M.J.B. & DALL'AGNOL 1997. Zircon age for the Paleoproterozoic Jamon granite, SE Carajas Province, Brazil: new evidence of rocks older than 3.1 Ga in the amazonian craton. In: SOUTH-AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, Brasília, Extended Abstracts, p. 186-187.
- MACHADO, N., LINDENMAYER, Z., KROGH, T.E. & LINDENMAYER, D., 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. *Precambrian Research*, 49: 329-354.
- MACLEOD, W.N., TURNER, D.C. & WRIGHT, E.P., 1971. The Geology of the Jos Plateau. *Geol. Survey Nigeria Bull.* 32: 128 p.
- MANDETTA, P.; VEIGA JR., J.P. & OLIVEIRA, J.R. 1974. Reconhecimento geológico e geoquímico ao longo do rio Pitinga, afluente do rio Uatumã. Manaus. CPRM, relatório interno, 31 p.
- MANNING, D.A.C. 1981. The effect of fluorine on liquidus phase relationships in the system Qz-Ab-Or with excess water at 1 kb. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 76: 206-215.
- MANNING, D.A.C. 1982. An experimental study of the effects of fluorine on the crystallization of granitic melts. In: Evans, A.M. (ed.) - *Metallization Associated with Acid Magmatism*, John Wiley & Sons Ltd, pp. 191-203.
- MANNING, D.A.C. & PICHAVANT, M. 1982. The role of fluorine and boron in the generation of granitic melts. In: ATHERTON, M.P. & GRIBBLE, C.D. (eds), *Migmatites, Melting and Metamorphism*, London, Shiva, p. 94-109.
- McNAUGHTON, N.J.; POLLARD, P.J.; GROVES, D.I. & TAYLOR, R.G. 1993. A long-lived hydrothermal system in Bushveld granites at the Zaaiplaats tin mine: lead isotope evidence. *Economic Geology*, 88: 27-43.

- MONTALVÃO, R.M.G. 1975. Grupo Uatumã no Cráton Guianês. In: Anais da X CONFERÊNCIA GEOLÓGICA INTERGUIANAS, 10. Belém. *Anais...DNPM/MME*. p. 286-339.
- MOREAU, C., ROCCI, G.; BROWN, W.L.; DEMAÏFFE, D., & PEREZ, J., 1991. Paleozoic magmatismo in the Aïr Massif, Niger. In: KAMPUNZU, A.B. & LUBALA, R.T. (eds.) *Magmatism in Extensional Settings*. Berlin, Springer-Verlag. p. 328-351.
- MOREAU, C., DEMAÏFFE, D., BELLION, Y. & BOULLIER, A.-M. 1994. A tectonic model for the location of Palaeozoic ring complexes in Aïr (Niger, West Africa). *Tectonophysics*, 234: 129-146.
- MOURA, M.A.; BOTELHO, N.F.; BOAVENTURA, G.R. & OGA, D.P. 1993. Método de determinação de Flúor em rocha utilizando o eletrodo seletivo de íon e avaliação da interferência do Alumínio. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 4. Brasília. *Anais... SBGq*, p. 276-278.
- OLIVEIRA, M.J.R.; LUZARDO, R.; FARIA, M.S.G. & PINHEIRO, S.S. 1996. A Suíte Intrusiva Água Branca no sudeste do estado de Roraima. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZONIA, 5. Belém. *Boletim de Resumos Expandidos*, SBG/NO, p. 86-89.
- OUTOKUMPU MINING SERVICES OY 1992. Mineralogical study of the ore type from the Pitinga cryolite mineralization, Brazil. 69 p. (Relatório técnico de análise mineralógica executado para a Mineração Taboca S.A. pela Outokumpu, Finland).
- PAULY, H. 1977. Cryolite, chiolite and cryolithionite: optical data redetermined. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, 26: 95-101.
- PAULY, H. 1978. Twins in cryolite types from Ivigtut, South Greenland. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, 27: 7-14.
- PAULY, H. 1986. Chiolite in the cryolite deposit in Ivigtut, South Greenland. In: Craig, J.R. *et al.* (eds) *Mineral Paragenesis*. Athens, Theophrastus Publications, p. 229-247.
- PICHAVANT, M.; BOHER, M.; STENGER, J.F.; AISSA, M. & CHAROY, B. 1987. Relations de phases de granites de Beauvoir à 1 et 3 Kbar, en condition de saturation en H₂O. *Géologie de la France* 2-3: 77-86.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W. & TINDLE, A.B. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25: 956-983.
- PENG, C.C.J., 1970. Intergranular albite in some granites and syenites of Hong-Kong. *American Mineralogist*, 55: 270-282.
- PITCHER, W.S., 1987. Granites and yet more granites forty years on. *Geologische Rundschau*, 76(1): 51-79.

- PINHEIRO, S.S.; NUNES, A.C.B.; CAMOZZATO, E.; ANDRADE, F.B.; REIS, N.J.; CARVALHO, V.G.D. & WILDNER, W. 1981. Projeto Catrimâni-Uraricoera. Relatório de Progresso. Manaus, MME/DNPM/CPRM. 5 volumes.
- POLLARD, P.J. 1989. Geochemistry of Granites Associated with Tantalum and Niobium Mineralization. In: MÖLLER, P.; CERNY, P.; SAUPÉ, F. (eds) *Lanthanides, Tantalum and Niobium*. Berlim, Springer-Verlag. p. 145-168.
- POLLARD, P.J. 1995. Geology of rare metal deposits: An introduction and overview. *Economic Geology*, 90: 489-494.
- REIS, N.J. & FRAGA, L.M.B. 1996. Vulcanismo Surumu - estado de Roraima: Caracterização de seu comportamento químico à luz de novos dados. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32. Salvador. *Anais...* SBG, v. 2, p. 88-91.
- RAMBERG, H., 1962. Intergranular precipitation of albite formed by unmixing of alkali feldspar. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abh.*, 98: 14-34.
- RODRIGUES, E.S., LAFON, J.-M. and SCHELLER, T., 1992. Geocronologia Pb-Pb da província mineral de Carajás: primeiros resultados. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37. São Paulo, *Resumos Expandidos*. SBG/ SP, p. 183-184.
- SANTOS, J.O.S., 1982. Granitos proterozóicos da plataforma Amazônica. In: CONGRESSO LATINO AMERICANO DE GEOLOGIA. Buenos Aires, *Anais...*, p. 97-112.
- SANTOS, J.O.S. 1984. Classificação das rochas vulcânicas Uatumã. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33. Rio de Janeiro, *Anais...* SBG, p. 4526-4538.
- SANTOS, J.O.S. & REIS NETO, J.M. 1982. Algumas idades de rochas graníticas do Cráton Amazônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32. Salvador, *Anais...* SBG, v. 1, p. 339-343.
- SARCIA, J. & SARCIA, J.A. 1962. Gites et gisements du Limousin. In: Les minerais uranifères français. P.U.F., Paris, p. 185-292.
- SATO, K. & TASSINARI, C.C.G. 1997. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade-modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. In: COSTA, M.L. & ANGÉLICA, R.S. (eds) *Contribuições à Geologia da Amazônia*, Belém. FINEP/SBG-NO. p. 91-142.
- SCHOBENHAUS, C.; HOPPE, A.; LORK, A. & BAUMANN, A. 1994. Idade do magmatismo Uatumã no norte do Cráton Amazônico, escudo das Guianas (Brasil) - primeiros resultados. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38. Camboriú. *Anais...* SBG, v. 2, p. 395-397.

- SILVA, G.H.; LEAL, J.W.L.; MONTALVÃO, R.M.G.; BEZERRA, P.E.L.; PIMENTA, O.N.S.; TASSINARI, C.C.G. & FERNANDES, C.A.C. 1980. Geologia. In: Projeto RADAMBRASIL, Folha SC.21 Juruena, Levantamento de Recursos Naturais, vol. 20. Rio de Janeiro, MME, p. 21-116.
- SILVA Jr., R.O. 1992. Estudo petrográfico de rochas hipabissais da Formação Quarenta Ilhas - região de Pitinga - AM. Belém, UFPA. Centro de Geociências. 38 p.
- SILVA, M.C.P.M. 1988. *Estudos de flotação de cassiterita, zirconita e xenotima do minério primário de Pitinga (AM)*. COPPE/UFRJ/Engenharia Metalúrgica e de Materiais. (Dissertação de Mestrado). 109 p.
- SILVA, L.F.S.; COSTI, H.T.; DALL' AGNOL, R. & TEIXEIRA, J.T. 1997. Petrographic and geochemical characteristics of the tin-bearing albite granite of Morro da Palanqueta, Bom Futuro Mine, Rondônia, Brazil. In: SECOND INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS. Salvador. *Extended Abstracts and Program*, p. 155-156.
- SNELLING, N.J. & McCONNELL, R.B. 1969. The geochronology of Guyana. *Geologie en Mijnbouw*, 48: 201-213.
- SCHWARTZ, M.O. 1992. Geochemical criteria for distinguishing magmatic and metasomatic albite-enrichment in granitoids - examples for the Ta-Li granite Yichun (China) and the Sn-W deposit Tikus (Indonesia). *Mineralium Deposita*, 27: 101-108.
- SMITH, J.V. 1974. *Feldspar Minerals. II. Chemical and Textural Properties*. Berlim, Springer-Verlag, 670 p.
- SMITH, J.V. & BROWN, W.L. 1988. *Feldspar Minerals. 1 Crystal Structures, Physical, Chemical and Microtextural Properties*. Berlim, Springer-Verlag, 828 p.
- TASSINARI, C.C.G., CORDANI, U.G., NUTMAN, A.P., VAN SCHMUS, W.R. & BETTENCOURT, J.S., 1996. Geochronological systematics on basement rocks from the Rio Negro-Juruena Province (Amazonian Craton) and tectonic implications. *International Geology Review*, 38: 161-175.
- TAYLOR, R.P. & POLLARD, P.J. 1996. Rare earth element mineralization in peralkaline systems: the T-zone REE-Y-Be deposit, Thor Lake, Northwest Territories, Canada. In: JONES, A.P.; WALL, F. & WILLIAMS, C.T. (eds) *Rare Earth Minerals: Chemistry, origin and ore deposits*. London, Chapman & Hall. p. 167-192.
- TEIXEIRA, J.T.; COSTI, H.T.; MINUZZI, O.R.R. & SOARES, E.A.A. 1992. Depósitos primários de criolita, cassiterita, xenotímio e columbita em apogranito - mina do Pitinga (AM). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37. São Paulo. *Anais...* SBG vol. 1, p. 212-213.

- TEIXEIRA, W., TASSINARI, C.C.G., CORDANI, U.G. and KAWASHITA, K., 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precambrian Research*, 42: 213-227.
- TOSDAL, R.M., BETTENCOURT, J.S., LEITE Jr., W.B. and PAYOLLA, B.L., 1996. U-Pb geochronologic framework of the mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondônia Tin Province, Brazil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39. Salvador, *Anais...* SBG, v. 6, p. 591-593.
- TUTTLE, O.F. & BOWEN, N.L. 1958. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O . Geological Society of America Memoir 74, 153 p.
- VEIGA Jr., J.P.; NUNES, A.C.B.; FERNANDES, A.S.; AMARAL, J.E.; PESSOA, M.R. & CRUZ, S.A.S. 1979. Projeto Sulfetos de Uatumã; relatório final. Manaus. DNPM/CPRM, 7 vol.
- WELIN, E.; VAASJOKI, M. & SUOMINEN, V. 1987. Age differences between Rb-Sr whole rock and U-Pb zircon ages of syn- and postorogenic Svecokarelian granitoids in Sottunga, SW Finland. *Lithos*, 16: 297-305.
- WHALEN, J.B.; CURRIE, K.L. & CHAPPELL, B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95: 407-419.
- WHITE, A.J.R. and CHAPPELL, B.W., 1977. Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics*, 43: 7-22.
- WORDEN, R.H., WALKER, F.D.L., PARSONS, I. & BROWN, W.L., 1990. Development of microporosity, diffusion channels and deuteritic coarsening in perthitic alkali feldspars. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104: 507-515.
- YEATS, C.J.; McNAUGHTON, N.J. & GROVES, D.I. 1996. SHRIMP U-Pb Geochronological Constraints on Archean Volcanic-Hosted Massive Sulfide and Lode Gold Mineralization at Mount Gibson, Yilgarn Craton, Western Australia. *Economic Geology*, 91: 1354-1371.
- YURK, Yu.Yu.; GUROV, Ye.P. & GUROVA, Ye.P. 1974. Genesis of cryolite in metasomatic rocks of the Ukrainian Shield. *Doklady Acad. Sciences of USSR, Earth Sciences Section*, 208: 143-145.

REAValiação DOS OBJETIVOS E DA METODOLOGIA EMPREGADA

Examinando-se a relação dos oito objetivos inicialmente alistados como prioritários para a tese (ver item 8, p. 113), observa-se que a maioria deles — cartografia geológica do albita-granito; caracterização petrográfica detalhada das suas subfácies; estudo litogeoquímico e isotópico de Nd do albita-granito; química mineral de feldspatos, micas e cassiteritas do albita-granito — foi realizada ou alcançada durante o desenvolvimento do trabalho.

Apesar de várias tentativas, utilizando-se vinte e cinco diferentes cristais, não foi possível obter-se, diretamente, a idade Pb-Pb em zircões do albita-granito (objetivo cinco). Os zircões do albita-granito são quase que invariavelmente metamictizados e mostram razões isotópicas $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ muito altas, devido ao excessivo conteúdo de Pb não radiogênico que apresentam. Tais características inviabilizaram a aplicação do método de evaporação em monocristal, utilizado para datar as demais fácies do Granito Madeira. As respostas dadas pelos zircões analisados do albita-granito revelam que a sua datação precisa, caso possível, exigiria a aplicação de rotinas analíticas especialmente criadas para eles. O desenvolvimento dessas rotinas, obviamente, foge ao escopo desta tese. De qualquer modo, como relatado no capítulo 2, obteve-se indiretamente a idade do albita-granito através de suas relações de contato com o granito porfirítico hipersolvus. Como continuidade deste tópico, em trabalhos futuros, espera-se poder melhorar as correções para o excesso de Pb não radiogênico nos zircões através da determinação dos teores de ^{204}Pb em concentrados de feldspatos do albita-granito.

Foi proposto também o estudo dos processos responsáveis pela mineralização em metais raros e Sn no albita-granito. Este assunto revelou-se de grande dimensão e complexidade, sendo então necessário optar-se entre ele e a abordagem dos processos petrológicos responsáveis pela gênese do albita-granito. Tais aspectos são complementares, mas o aprofundamento de um deles, por si só, demandaria uma dedicação quase que exclusiva. Portanto, como o objetivo central da tese é o estudo da petrologia do albita-granito, optou-se por não abordar, no presente texto, os aspectos relativos à sua metalogênese. Este tópico, devido à sua importância, deverá ser melhor desenvolvido na continuidade das pesquisas.

O último objetivo, relativo às comparações entre os processos de formação do albita-granito e os das rochas epi-sieníticas do Granito Água Boa, foi abordado em um artigo, ainda em revisão, que será submetido para publicação em revista especializada. Este artigo, realizado em colaboração com R. M. K Borges, necessita de ajustes quanto à forma e redução de sua extensão, não sendo então incluído neste volume.

CAPÍTULO 2

Geology and Pb-Pb Geochronology of Paleoproterozoic Volcanic and Granitic Rocks of Pitinga Province, Amazonian Craton, Northern Brazil

H. T. Costi, R. Dall'Agnol & C. A. V. Moura

Artigo aceito para publicação em *International Geology Review*, atualmente em impressão.

(As figuras 1, 3 e 4, contidas no texto a seguir, são de baixa resolução. Figuras equivalentes, em melhor qualidade de impressão, são apresentas no capítulo 4.)

Geology and Pb-Pb Geochronology of Paleoproterozoic Volcanic and Granitic Rocks of Pitinga Province, Amazonian Craton, Northern Brazil

H. T. COSTI,

Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, CP 1611, 66075-900 Belém, PA, Brazil

R. DALL'AGNOL,

Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Dep. Geoquímica e Petrologia, CP 1611, 66075-900 Belém, PA, Brazil

AND C. A. V. MOURA

Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Lab. Geologia Isotópica (Pará-Iso), CP 1611, 66075-900 Belém, PA, Brazil

Abstract

The Pitinga Province is one of the main tin provinces of the Amazonian craton. The oldest unit in the studied area is the Iricoumé Group, which consists of rhyolites and rhyodacites with a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ zircon age of 1888 ± 3 Ma. This volcanic sequence is intruded by five A-type granite plutons. The studied portion of the Europa pluton is homogeneous, and composed of a peralkaline alkali-amphibole hypersolvus granite that yielded a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ zircon age of 1829 ± 1 Ma. The early facies of the Madeira pluton consists of a metaluminous amphibole + biotite syenogranite with a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ zircon age of 1824 ± 2 Ma. It is intruded by a 1822 ± 1 Ma, mildly peraluminous biotite syenogranite. The later facies of this pluton consist of a porphyritic, hypersolvus, alkali-feldspar granite and an albite granite. Field relationships and an extensive drilling survey indicate that these two facies are sheet-shaped and were emplaced almost simultaneously. The hypersolvus alkali-feldspar granite has a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ zircon age of 1818 ± 2 Ma. Taking in account its field relationships with the albite granite, a similar age is assumed for the latter.

The albite granite intrudes the biotite granite and rapakivi granite facies of the Madeira pluton, which was emplaced by shallow-level cauldron subsidence. The albite granite is sheet-shaped and consists of a magmatic peralkaline cryolite-bearing core facies partially surrounded by an autometamorphic peraluminous fluorite-bearing border facies. Both albite granite facies are strongly tin-mineralized and display anomalous contents of Nb, Rb, Zr, and REE. A massive body of cryolite and pegmatitic rocks is associated with the albite granite.

The contrast in age between the Iricoumé Group and the Europa + Madeira granites demonstrates that the plutons are not subvolcanic intrusions related to the extrusives. The ages of 1824 ± 2 Ma, 1822 ± 2 Ma, and 1818 ± 2 Ma obtained, respectively, for the amphibole + biotite syenogranite, biotite granite, and porphyritic hypersolvus granite of the Madeira pluton are consistent with the emplacement sequence inferred for these facies. These ages indicate that the Madeira pluton was emplaced in a relatively short time. Its facies are a little younger than the peralkaline granite of the Europa pluton, suggesting that the latter is not coeval with the Madeira peralkaline albite granite.

Introduction

GEOLOGICAL AND GEOCHRONOLOGICAL data for the Amazonian craton have expanded considerably in the last few years. In Brazil, the main reasons for this growing interest were the discovery and exploitation of world-class ore deposits in the region, geological mapping of important areas of the craton by governmental institutions, and consolidation of

research groups in the universities. Until the end of the 1980s, geochronological data were limited and consisted essentially of Rb-Sr ages. Recently published U-Pb and Pb-Pb zircon ages (Gaudette et al., 1996; Fraga et al., 1997; Santos et al., 2000) have improved this data set, allowing, for instance, a better definition of local stratigraphy. However, the need for more accurate geochronological dating is still present in many areas.

Pitinga Province in the southern part of the Guiana shield and Rondônia Province in the southwestern region of the central Brazilian shield are the two main tin metallogenic provinces of the Amazonian craton (Bettencourt et al., 1995; Dall'Agnol et al., 1999a). The Pitinga mine is the principal tin producer of Brazil. Tin deposits are related to Proterozoic A-type granites that intruded felsic volcanic rocks of the Iricoumé Group (Horbe et al., 1991). Using Rb-Sr data, Santos (1982) grouped these granites and the volcanic rocks in the Uatumnã Supergroup, assuming that they were cogenetic. This interpretation has remained a matter of controversy (cf. Dall'Agnol et al., 1987, 1994) because there is increasing evidence that the volcanic rocks attributed to the Uatumnã Supergroup display different ages and geochemical signatures (Reis and Fraga, 1996; Lamarão et al., 1999). In the Pitinga mine, both Iricoumé sequences (Uatumnã Supergroup) and tin-mineralized A-type granites are well exposed and mapped, providing a key area to be investigated.

The purpose of this paper is to present an up-to-date account of the geology of Pitinga Province and to publish new zircon Pb-Pb ages obtained for the Iricoumé Group and for the A-type granites. The implications of these ages regarding local stratigraphy and their contribution to the interpretation of the tin-bearing granites and Iricoumé volcanics in the evolution of the craton will also be discussed.

Geology of the Pitinga Province

Regional setting

Pitinga Province is located in the southern part of the Guiana shield (Almeida et al., 1981; Gibbs and Barron, 1983) in the central Amazonian province, near the Tapajós-Parima Province of the Amazonian craton (Fig. 1A; Santos et al., 2000). However, the exact domains of these provinces are poorly constrained and their basement complexes are little studied. Both provinces are characterized by the widespread occurrence of calc-alkaline granitoid complexes and the Uatumnã Supergroup volcanic sequences, which are intruded by A-type rapakivi granites (Dall'Agnol et al., 1999a). The geochronological data for this region point to crustal evolution starting in the Paleoproterozoic (the Transamazonian cycle at 2100 ± 100 Ma), and lasting until the Mesoproterozoic (Table 1). Nevertheless, Nd-isotopic data suggest an Archean age for the

protoliths of the magmatic rocks of the central Amazonian Province (Cordani and Sato, 1999).

Santos (1982) considered that the calc-alkaline granitoids were older than the Uatumnã Supergroup. However, recent geochronological data demonstrated that these suites, actually represented by the Pedra Pintada, Água Branca, Creporizão, and Parauari suites, have ages in the range between 2000 and 1870 Ma (see Table 1 and references therein). These ages are largely coincident with those of the Uatumnã volcanic sequences occurring in the same areas. There is also increasing evidence that at least a part of the Uatumnã volcanics displays a calc-alkaline geochemical signature (Dall'Agnol et al., 1999a; Reis et al., 1999). It has been concluded that the stratigraphic definition of the Uatumnã Supergroup needs to be revised, because it includes volcanic sequences of different ages and geochemical affinities (Dall'Agnol et al., 1999a, 1999b; Lamarão et al., 1999; Reis et al., 1999).

Proterozoic rapakivi granites and related rocks are abundant in several provinces of the Amazonian craton (Fraga et al., 1997; Bettencourt et al., 1999; Dall'Agnol et al., 1999a). The more evolved facies of the rapakivi complexes are commonly tin-mineralized, and their ages range between 1.88 to 1.00 Ga (Table 1 and references therein). The oldest tin-mineralized plutons are found in the eastern Amazonian region (~1.88 Ga), whereas younger granitic suites have been described in the northwestern Guiana shield (Roraima and Venezuela ~1.55 Ga) and in the southwestern Central Brazil Shield (Rondônia 1.31 to 1.00 Ga). Available geochronological data on the Água Boa and Madeira granites of Pitinga Province indicate ages in the range of 1.83 and 1.78 Ga for the different facies (Table 1). These ages approach those of the oldest tin-mineralized granites of the craton, and differ markedly of those of the younger ones.

The anorogenic granite complexes of the central Amazonian Province, actually seen as granites of the rapakivi series (Dall'Agnol et al., 1999a), have been interpreted as the plutonic equivalents of the Uatumnã Supergroup volcanics (Montalvão, 1975; Santos, 1982; Santos et al., 2000). In the southern part of the Guiana shield, these granites, grouped in the Mapuera Suite, are composed of alkaline syenogranites, with subordinated monzogranites and alkali-feldspar granites. Representative plutons of this suite are the Serra do Acari Granite, which yielded a Rb-Sr age of 1750 ± 16 Ma (Jorge João et al., 1985), and the 1814 ± 27 Ma old Moderna Gran-

TABLE 1. Geochronological Data of Some Volcanic and Granitic Rocks of the Amazonian Craton¹

Stratigraphic unit (rock type)	Region	Age	Method	Reference
Volcanic rocks related to the Uatumã Supergroup				
Iri Group (R)	Xingu	1875 ± 79 Ma	Pb-Pb _{wr}	Teixeira et al., 1998
Iri Group (R)	Tapajós	1888 ± 2 Ma	Pb-Pb Zr ³	Vasquez et al., 1999
Vila Riozinho Dacite	Tapajós	2001 ± 6 Ma	Pb-Pb Zr ³	Lamarão et al., 1999
Morais Almeida ignimbrite	Tapajós	1877 ± 6 Ma	Pb-Pb Zr ³	Lamarão et al., 1999
Iri Group (R)	Tapajós	1888 ± 6 Ma	Pb-Pb Zr ³	Moura et al., 1999
Iri Group (R)	Tapajós	1888 ± 2 Ma	Pb-Pb Zr ³	Dall'Agnol et al., 1999c
Iricoumé Group (Rd)	Pitinga	1962 ± 42/-33 Ma	U-Pb Zr	Schobbenhaus et al., 1994
Surumu Group (And)	N. Roraima	1966 ± 9 Ma	U-Pb Zr	Schobbenhaus et al., 1994
Surumu Group (And)	N. Roraima	2006 ± 4 Ma	Pb-Pb Zr ³	Costa, 1999
Calc-alkaline granites				
Crepório Suite	Tapajós	1968 ± 19 Ma	Pb-Pb Zr ³	Ricci et al., 1999
Parauari Suite	Tapajós	1893 ± 2 Ma	Pb-Pb Zr ³	Vasquez et al., 1999
São Jorge Granite	Tapajós	1981 ± 2 Ma	Pb-Pb Zr ³	Lamarão et al., 1999
Jardim do Ouro Granite	Tapajós	1881 ± 2 Ma	Pb-Pb Zr ³	Lamarão et al., 1999
Água Branca Suite	S. Roraima	1960 ± 20 Ma	Pb-Pb Zr ⁴	Almeida et al., 1997
Água Branca Suite	S. Roraima	1938 ± 37 Ma	Pb-Pb Zr ⁴	Almeida et al., 1997
Pedra Pintada Suite	N. Roraima	2005 ± 45 Ma	Pb-Pb Zr ⁴	Almeida et al., 1997
Tin-bearing and related rapakivi granites				
Velho Guilherme Granite ²	Xingu	1873 ± 13 Ma	Pb-Pb _{wr}	Rodrigues et al., 1992
Antonio Vicente Granite ²	Xingu	1867 ± 4 Ma	Pb-Pb Zr ³	Teixeira et al., 1998
Madeira /Água Boa Granites ²	Pitinga	1689 ± 19 Ma	Rb-Sr _{wr}	Macambira et al., 1987)
Madeira Granite ²	Pitinga	1834 ± 6 Ma	U-Pb Zr	Fuck et al., 1993
Madeira Granite – biotite granite	Pitinga	1810 ± 6 Ma	U-Pb Zr ⁵	Lenharo, 1998
Madeira Granite- albite granite ²	Pitinga	1794 ± 19 Ma	U-Pb Zr ⁶	Lenharo, 1998
Água Boa Granite- rapakivi ²	Pitinga	1798 ± 10 Ma	U-Pb Zr ⁶	Lenharo, 1998
Água Boa Granite-topaz granite ²	Pitinga	1815 ± 10 Ma	U-Pb Zr ⁵	Lenharo, 1998
Madeira Granite- albite granite ²	Pitinga	1782 ± 4.6 Ma	Ar-Ar ⁷	Lenharo, 1998
Água Boa Granite – greisen ²	Pitinga	1783 ± 5.2 Ma	Ar-Ar ⁷	Lenharo, 1998
Serra do Acari Granite	Mapuera	1750 ± 30 Ma	Rb-Sr _{wr}	Jorge João et al., 1985
Moderna Granite	S. Roraima	1814 ± 27 Ma	Pb-Pb Zr ⁴	Santos et al., 1997
Parguaza Granite	S. Venezuela	1545 ± 20 Ma	U-Pb Zr	Gaudette et al., 1978
Surucucu Suite ²	W. Roraima	1551 ± 5 Ma	U-Pb Zr ⁵	Santos et al., 1999
Mucajá Granite	C. Roraima	1544 ± 42 Ma	U-Pb Zr	Gaudette et al., 1996
Serra da Providência Granite	Rondônia	1606 ± 24 Ma	U-Pb Zr	Bettencourt et al., 1999
São Lourenço Granite ²	Rondônia	1309 ± 24 Ma	U-Pb Zr	Bettencourt et al., 1999
Caripunas felsic volcanics	Rondônia	1312 ± 3 Ma	U-Pb Zr	Bettencourt et al., 1999
Oriente Novo Granite ²	Rondônia	1080 ± 27 Ma	U-Pb Zr	Bettencourt et al., 1999
Pedra Branca Granite ²	Rondônia	998 ± 5 Ma	U-Pb Zr	Bettencourt et al., 1999

¹Abbreviations: R = rhyolite; Rd = rhyodacite; And = andesite; Zr = zircon; wr = whole rock.²Tin-mineralized granite.³²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb double filament evaporation method.⁴²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb single filament evaporation method.⁵SHRIMP II U-Pb.⁶SHRIMP II ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb.⁷Ar-Ar in micas.

ite ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ zircon age; Santos et al., 1997) situated a hundred kilometers north of Pitinga Province.

Geology of the Pitinga region

The geology of the Pitinga region is depicted in Figure 1B. The oldest rocks identified are the calc-alkaline granitoids of the Água Branca Suite. They occur in the southwestern part of the area in contact with the Iricoumé volcanics. Because of dense forest cover and a limited number of outcrops, contact relationships were not observed. The main geologic units in the Pitinga region are the volcanic rocks of the Iricoumé Group, intruded by five A-type granitic plutons—Madeira, Água Boa, Europa, Simão, and Bom Futuro (Horbe et al., 1991). These granites are followed in the stratigraphy by clastic sediments and pyroclastic sheets of the Urupi Formation, and a set of hypabyssal tholeiitic sills and dikes of the Quarenta Ilhas Formation. The alkaline diabases and basalts of the Seringa Formation, dated at ~1100 Ma (Veiga Jr. et al., 1979), are the youngest magmatic rocks identified in this area.

The Iricoumé Group is composed of rhyolites, rhyodacites, quartz trachytes, and ignimbrites with similar compositions. These felsic volcanic rocks show generally strong brittle deformation, with the development of narrow fractures filled by epidote, chlorite, carbonates, and quartz. They commonly include rounded enclaves and globules of porphyritic, mafic volcanic rocks, suggesting mixing/mingling processes in depth. However, the current knowledge about the geochemistry of these rocks is very limited, and the nature of the processes that controlled their magmatic evolution is still speculative.

The field relationships between the Iricoumé Group and the Madeira granite are well exposed in quarries along the road that links Pitinga to Manaus. Contact relationships between the volcanic sequence and the Água Boa granite were observed in the northern part of the pluton. The contacts are normally sharp and centimeter- to meter-sized enclaves of the volcanic rocks are present in the granites. The smaller enclaves are rounded, suggesting partial resorption by the granitic magma.

Geological aspects of the studied granitic plutons

The Madeira and Água Boa plutons are the carriers of the tin-mineralization exploited in Pitinga, and have been studied in detail (Macambira et al., 1987; Daoud, 1988; Horbe et al., 1991; Costi et al., 1995; Lenharo, 1998; Costi and Dall'Agnol, 1999).

The Europa pluton is not tin-mineralized, and some relevant aspects of its geology are introduced in this paper.

The Europa Pluton is nearly circular (Fig. 1B) and was mapped and sampled only along its southeastern border. The other areas of the pluton are not accessible because they are included in an Indian reservation. In the studied area, the Europa granite is quite homogeneous, and is composed of a medium-grained, equigranular hypersolvus granite containing an indigo blue arfvedsonitic or riebeckitic alkali amphibole. Whole-rock chemical data confirm the peralkaline character of the pluton (H. T. Costi, unpubl. data). Peralkaline granites are rare in the Guiana shield. Local occurrences were described in the Tumucumaque and Roraima regions (Montalvão, 1975; Dall'Agnol et al., 1987 and references therein). They have a particular relevance in Pitinga Province because the tin-mineralized albite granite of the Madeira pluton is also peralkaline, and the relationships between these two facies need to be resolved. Considering that the age of the Europa pluton is unknown, it was sampled for geochronological studies; the location of the dated sample is shown in Figure 2.

The Água Boa pluton is elongated in a NE-SW direction and is composed of four facies (Daoud, 1988; Lenharo, 1998). Field evidence indicates that the early facies is a coarse-grained pyterlitic amphibole + biotite syenogranite, known as the rapakivi facies. It is followed successively by a fine-grained porphyritic biotite syenogranite, a coarse- to medium-grained biotite alkali-feldspar granite, and topaz-bearing, porphyritic biotite granite (Fig. 2). The primary tin mineralization in the Água Boa pluton is associated with greisen (Daoud, 1988; Borges et al., 1996) and episyenites (Costi et al., 1997), but only alluvial cassiterite deposits have been exploited (Daoud, 1988).

The Madeira pluton facies are similar to those of the Água Boa pluton (Horbe et al., 1991). A metaluminous, porphyritic amphibole + biotite syenogranite, commonly showing phenocrysts of plagioclase-mantled alkali feldspar, was the first facies to crystallize. This "rapakivi facies" is intruded by a peraluminous, equigranular, medium-grained biotite + alkali-feldspar granite. Enclaves of the earlier facies are included in the biotite granite along their contacts. Both these facies are cut by a stock of nearly circular shape, with a diameter of ~2 km.

This stock (Fig. 3) was partially mapped at a scale of 1:500 and explored by an extensive drilling

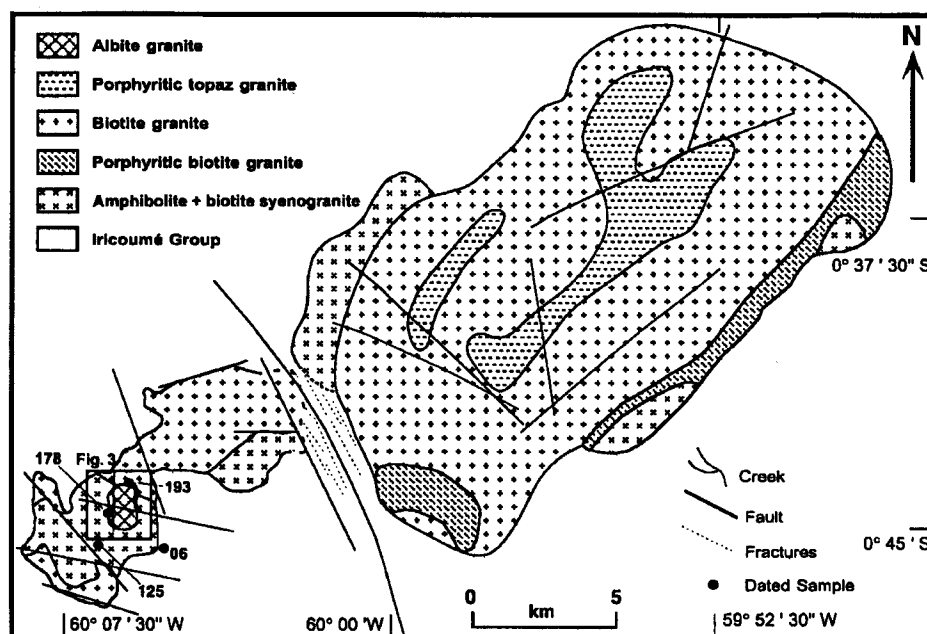


FIG. 2. Geological map of the Madeira and Água Boa granites.

program by the mining staff. The stock is a sheet-like intrusion formed by a lower layer of porphyritic hypersolvus, alkali-feldspar granite and an upper layer of albite granite. The latter is composed of a magmatic, peralkaline cryolite-bearing core facies surrounded by an autometasomatic, peraluminous, fluorite-bearing border facies (Costi et al., 1995; Costi and Dall'Agnol, 1999). The core facies passes into the border facies along interfingering transitional zones. The porphyritic, hypersolvus, alkali-feldspar granite shows euhedral quartz and alkali-feldspar phenocrysts in a fine-grained matrix composed of quartz, alkali feldspar, biotite, fluorite, opaques, and rare riebeckite and pyrochlore.

The porphyritic, hypersolvus, alkali-feldspar granite is exposed to the west of the albite granite, and extends underneath the albite granite (Fig. 3), as documented in the drill cores. The contacts between the porphyritic, hypersolvus, alkali-feldspar granite and the albite granite were observed in drill cores and outcrops. In the drill cores, the core facies of the albite granite displays sinuous or interfingering contacts with the hypersolvus granite. Along the contact zone, evidence of partial resorption of the grey hypersolvus granite was observed. Additional evidence of interaction between both "magmas" are given by the presence of perthitic xenocrysts of alkali feldspars from the porphyritic

hypersolvus granite included in the albite granite. In some places, the alkali feldspar phenocrysts of the hypersolvus granite are corroded and cryolite fills the cavities. The contact is commonly marked by thin bands of leucogranites and the hypersolvus granite become clearly enriched in zircon, a feature related to the albite granite. At the surface, the observed contact involves only the border facies of the albite granite. The contact relationships are similar to those described in drill holes; fragments of the hypersolvus granite are included in the albite granite. However, along the contact, the hypersolvus granite displays a red brick color and is intensely altered, showing evidence of albitization and/or episyenitization (Costi and Dall'Agnol, 1999). This suggests that the solutions responsible by the metasomatic processes that generated the border facies also affected the hypersolvus granite. Obviously, the hypersolvus granite and the albite granite were only partially crystallized when they were juxtaposed, indicating a short time span between the emplacement and crystallization of both facies.

The albite granite is in contact with the "rapakivi" and biotite granite facies in the northeast, north, and northwest sectors of the stock (Fig. 3). The contacts, exposed after the mining of the tin-rich saprolitic cover of the albite granite, are generally marked by the presence of the border facies.

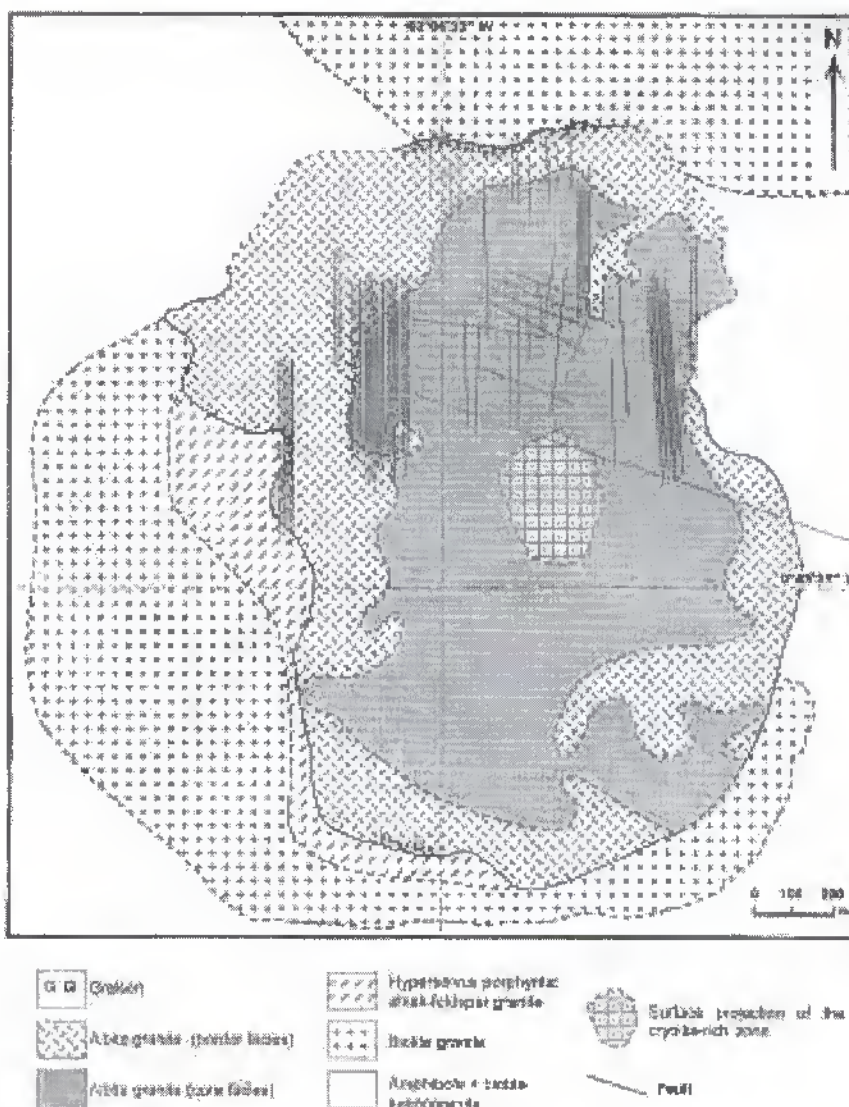


FIG. 3. Geological map of the albite-granite facies of the Madeira Granite.

The contacts are sharp, dipping between 25° and 40° outward from the center of the stock (Fig. 3). A greisen or a 2 to 3 m thick zone of alternation of pegmatites and greisen has generally developed at the top of the albite granite. The hanging-wall granite shows minor alteration with the development of narrow fractures filled by greisen or chlorite $\pm$ quartz $\pm$ galena $\pm$ fluorite.

A cryolite deposit formed by pods and thick massive veins of this mineral intercalated with the core albite granite facies was identified around 100 m below the present surface of the albite granite sheet. Coarse-grained quartz and perthitic feldspar and

meter-thick layers of massive lithium-iron mica are associated with the cryolite veins, and are particularly abundant on the top and along the flanks of the deposit. These features suggest that pegmatitic processes (Costi and Dall'Agnol, 1999) controlled the origin of the massive cryolite and associated rocks. The cryolite deposit is divided in two zones by an irregular sheet of hypersolvus granite, which is strongly albitized and alternates with the albite granite core facies. The hypersolvus granite also occurs under the base of the cryolite deposit (Fig. 4). At the deepest levels reached by the drill cores, the hypersolvus granite is generally followed by a fine-

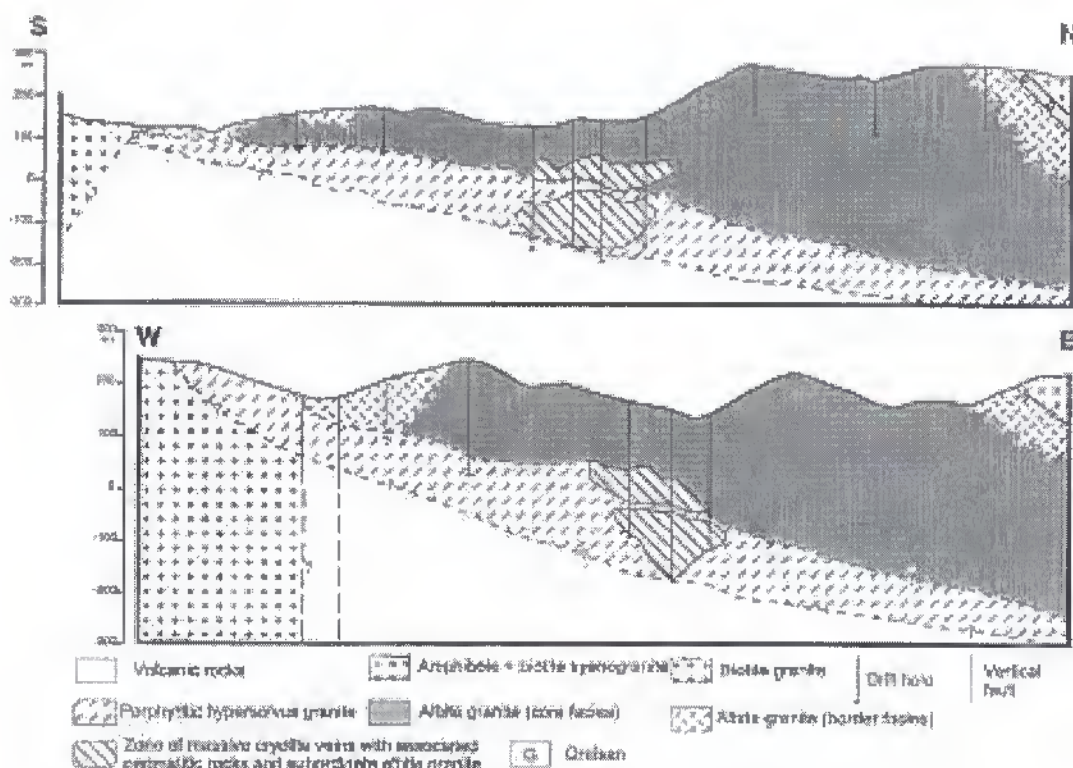


FIG. 4. Schematic profiles along the central part of the albite granite, showing the contacts with early facies and the position of the cryolite-rich zone in the core of the albite granite. Vertical scale = horizontal scale.

grained porphyritic rock that shows a strong recrystallized matrix. This rock is probably related to the Iricoumé Group volcanics, but it has been thermally affected by the intrusion of the Madeira pluton.

Previous geochronological work

Costi and Lafon (unpubl. data) obtained a Rb-Sr age of 1781 ± 52 Ma, with $Sr_0 = 0.70212$ for the Iricoumé volcanics of Pitinga. However, zircon fractions from a sample of quartz trachyte yielded a significantly older, but largely discordant, U-Pb age of $1962 +42/-33$ Ma (Schobbenhaus et al., 1994).

The Madeira and Água Boa granites were dated (Table 1) by the Rb-Sr method, and a whole-rock isochron including samples of both plutons yielded an age of 1689 ± 19 Ma (Macambira et al., 1987). Fuck et al. (1993) obtained a U-Pb zircon age of 1834 ± 6 Ma for the Madeira granites. For the Madeira pluton, Lenharo (1998) obtained a SHRIMP U-Pb age of 1810 ± 10 Ma for the biotite granite facies, and a SHRIMP $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of 1794 ± 19 Ma for the core facies of the albite granite. For the Água Boa pluton, The same author

reported a SHRIMP $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ zircon age of 1798 ± 10 Ma for the rapakivi facies and a SHRIMP U-Pb zircon age of 1815 ± 10 for the topaz-bearing porphyritic biotite granite. Lenharo (1998) interpreted the disagreement between the latter two ages and the observed field relationships as reflecting the probable presence of inherited cores in the zircons of the topaz-bearing granite.

Geochronology

Methodology

The rock samples of the Pitinga area were dated by the single zircon Pb evaporation technique (Pb-Pb in zircon), using the double-filament assemblage described by Kober (1987). The rocks were sampled in outcrops with exception of the samples PHR191 and PHR193, which are from drill cores.

The zircons were separated from ground rocks ($< 250 \mu\text{m}$) using standard techniques based on their density, magnetic susceptibility, and grain size. Final handpicking was done under binocular microscope. The zircon crystals were selected from the

nonmagnetic fraction obtained with 0° of side slope and 20° of forward slope in the Frantz isodynamic separator. The isotope analyses were carried out on a Finnigan MAT 262 thermal ionization mass spectrometer at the Laboratório de Geologia Isotópica of the Universidade Federal do Pará (Pará-Iso). The data acquisition was done dynamically using the ion-counting (IC) system of the instrument. Pb signal was collected by peak hopping in the order 206, 207, 208, 206, 207, 204 along 10 mass scans, defining one block of data with 18 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratios. The average $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratio of each step of evaporation was determined based on five blocks, or until the intensity of the ion beam was sufficient for a reliable analysis. Usually, the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratio was measured in three steps of evaporation at temperatures of 1450, 1500, and 1550°C; the average $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratio obtained in the highest evaporation temperature was utilized for the age calculation. When it was possible to obtain a ^{206}Pb signal higher than 10 mV, the data acquisition was performed statically using Faraday cups to read the masses 206, 207, and 208 and the IC to read mass 204 (Table 2). In this case, the average $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age was calculated based on ten blocks of data with ten $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratios in each. Outliers were eliminated using Dixon's test. The errors are reported at the 2σ level. For those determinations for which $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratios were lower than 0.0004, a common Pb correction was done using an appropriate age value derived from the model of Stacey and Kramers (1975).

Results

Single zircon Pb evaporation ages of seven rocks of the Pitinga region were determined: one rhyolite of the Iricoumé Group, one sample of the Europa Granite, and five samples of different facies of the Madeira Granite (see Figs. 2 and 3 for sample locations). The analytical data are presented in Table 2.

The analyzed zircon crystals of the rhyolite from the Iricoumé Group (sample PHR06) are euhedral, pale rose, prismatic, and contain few very fine inclusions. Four zircon crystals gave $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages between 1881 ± 11 and 1891 ± 3 Ma, with an average of 1888 ± 3 Ma (Table 2). This age is interpreted as the crystallization age of the rhyolite phenocrysts and probably does not differ significantly from the age of the rhyolitic flow.

The analyzed zircon crystals of the Europa Granite (sample PHR192) are stubby or prismatic, pale rose, pale yellow or colorless, and have scattered

acicular inclusions. Some grains show evidence of incipient dissolution of crystal edges. The $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of the crystals range between 1822 ± 7 and 1833 ± 16 Ma, with an average of 1829 ± 1 Ma (Table 2); the latter is considered as the emplacement and crystallization age of this pluton.

The five rocks dated from the Madeira Granite comprise a sample of the amphibole + biotite syenogranite, a sample from the biotite granite, two samples from the hypersolvus granite, and one sample from the albite granite. The dated zircon crystals of the amphibole + biotite syenogranite (sample PHR125) are euhedral, pale rose to colorless, prismatic, and show a few solid or liquid inclusions. The $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages of five dated zircons varied from 1819 ± 6 to 1828 ± 3 Ma, yielding an average $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of 1824 ± 2 Ma. One fine-grained, homogeneous, short prismatic, euhedral, pale rose zircon crystal in this sample (grain 12) yielded a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of 1885 ± 4 Ma (see discussion below).

The biotite granite (sample PHR193) contains euhedral, prismatic, colorless to pale rose zircon crystals. Five crystals gave $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages ranging from 1820 ± 5 to 1825 ± 4 Ma, with an average of 1822 ± 2 Ma.

One of the analyzed samples of the hypersolvus granite comes from a drill core (sample PHR191), and the other from an outcrop (sample PHR178). The zircons of sample PHR191 are euhedral, colorless, and prismatic. Some of the selected crystals show evidence of corrosion and are cloudy, suggesting that they are partially metamict. From this sample 16 zircon crystals were analyzed but only two zircons gave a Pb signal stable enough for data acquisition. These two crystals yielded an average age of 1820 ± 1 Ma. The rock sample PHR178 has euhedral, colorless to pale rose zircon crystals with scattered fine-grained acicular inclusions. Some grains show evidences of partial dissolution. Five crystals from this sample gave $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages ranging from 1812 ± 5 to 1820 ± 5 Ma, with an average age of 1817 ± 2 Ma, compatible with the age obtained for sample PHR191. An average $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age calculated using zircons from these two samples gave 1818 ± 2 Ma, which is considered to represent the age of crystallization of the hypersolvus granite.

The zircon crystals of the albite granite presented some problems for dating. They are strongly metamict, zoned, contain a number of mineral inclusions and range in size from > 2 mm to as fine as 600 μm . The larger crystals could not be analyzed with

TABLE 2. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Zircon Ages for Granitic and Volcanic Rocks of the Pitinga Region

Grain	Evap. (°C)	Ratios ¹	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})^c$	Age
Iricoumé Group							
PHR06 - rhyolite - 1888 ± 3 Ma							
5	1500	90 (ic)	0.000034 (3)	0.14865 (85)	0.11594 (19)	0.11544 (20)	1887 (3)
6	1500	90 (ic)	0.000035 (6)	0.17241 (41)	0.11614 (19)	0.11569 (20)	1891 (3)
7	1500	54 (ic)	0.000049 (15)	0.20734 (136)	0.11573 (44)	0.11506 (69)	1881 (11)
8	1500	86 (ic)	0.000044 (4)	0.19487 (63)	0.11600 (34)	0.11541 (33)	1887 (4)
Average	—	—	—	—	—	—	1888 (3)
Europa Granite							
PHR192 - Riebeckite alkali feldspar granite - 1829 ± 1 Ma							
1	1500	90 (ic)	0.000371 (5)	0.12843 (31)	0.11689 (17)	0.11181 (19)	1829 (3)
	1550	66 (ic)	0.000326 (12)	0.13837 (83)	0.11628 (49)	0.11188 (64)	1830 (10)
3	1500	50 (f)	0.000321 (14)	0.12999 (86)	0.11648 (87)	0.11202 (99)	1833 (16)
6	1500	90 (ic)	0.000207 (7)	0.14036 (186)	0.11479 (27)	0.11196 (28)	1832 (5)
7	1500	88 (ic)	0.000131 (4)	0.12862 (68)	0.11375 (22)	0.11198 (25)	1832 (4)
8	1500	82 (ic)	0.000320 (13)	0.14290 (35)	0.11630 (35)	0.11192 (39)	1831 (6)
9	1500	90 (ic)	0.000316 (20)	0.13012 (42)	0.11583 (26)	0.11138 (43)	1822 (7)
10	1500	97 (f)	0.000195 (2)	0.13222 (20)	0.11434 (9)	0.11170 (09)	1828 (1)
	1550	88 (ic)	0.000143 (5)	0.14178 (34)	0.11396 (23)	0.11202 (20)	1833 (3)
Average	—	—	—	—	—	—	1829 (1)
Madeira Granite							
PHR125 - amphibole biotite syenogranite - 1824 ± 2 Ma							
2	1500	86 (ic)	0.000071 (5)	0.17148 (48)	0.11247 (17)	0.11150 (18)	1824 (3)
	1550	86 (ic)	0.000034 (4)	0.18734 (49)	0.11210 (19)	0.11173 (20)	1828 (3)
3	1500	90 (ic)	0.000154 (8)	0.15255 (50)	0.11350 (25)	0.11146 (30)	1824 (5)
7	1500	54 (ic)	0.000040 (8)	0.14391 (141)	0.11177 (35)	0.11118 (36)	1819 (6)
	1550	74 (ic)	0.000042 (3)	0.14165 (39)	0.11214 (22)	0.11158 (21)	1826 (3)
11	1500	82 (ic)	0.000160 (4)	0.15613 (39)	0.11357 (21)	0.11370 (20)	1822 (3)
	1550	82 (ic)	0.000055 (7)	0.16180 (40)	0.11211 (25)	0.11134 (26)	1822 (4)
122	1500	90 (ic)	0.000014 (3)	0.17815 (183)	0.11548 (24)	0.11530 (24)	1885 (4)
13	1500	39 (ic)	0.000086 (1)	0.16819 (82)	0.11262 (27)	0.11146 (29)	1824 (5)
Average	—	—	—	—	—	—	1824 (2)
PHR193 - biotite granite - 1822 ± 2 Ma							
2	1500	84 (ic)	0.000028 (2)	0.14799 (41)	0.11178 (29)	0.11136 (26)	1822 (4)
4	1475	97 (f)	0.000170 (7)	0.15638 (08)	0.11383 (19)	0.11153 (22)	1825 (4)
5	1525	72 (ic)	0.000030 (13)	0.16086 (67)	0.11166 (27)	0.11127 (28)	1820 (5)
7	1500	90 (ic)	0.000185 (8)	0.15469 (37)	0.11399 (22)	0.11145 (23)	1823 (4)
10	1500	86 (ic)	0.000035 (2)	0.15403 (37)	0.11174 (15)	0.11122 (15)	1820 (2)
Average	—	—	—	—	—	—	1822 (2)
PHR191 - porphyritic hypersolvus alkali feldspar granite - 1820 ± 1 Ma							
4	1500	94 (f)	0.000374 (1)	0.12371 (67)	0.11627 (40)	0.11135 (30)	1822 (5)
	1550	88 (ic)	0.000185 (8)	0.12416 (103)	0.11371 (23)	0.11124 (31)	1820 (5)
15	1500	99 (f)	0.000333 (8)	0.13236 (66)	0.11571 (10)	0.11120 (09)	1819 (2)
Average	—	—	—	—	—	—	1820 (1)
PHR178 - porphyritic hypersolvus alkali feldspar granite - 1817 ± 2 Ma							
1	1500	90 (ic)	0.000265 (1)	0.14992 (44)	0.11478 (19)	0.11121 (31)	1820 (5)
3	1500	82 (ic)	0.000018 (6)	0.11130 (32)	0.11127 (21)	0.11105 (22)	1817 (4)
5	1500	97 (f)	0.000112 (1)	0.20318 (38)	0.11267 (25)	0.11115 (26)	1819 (4)
7	1500	94 (f)	0.000014 (1)	0.10138 (26)	0.11095 (31)	0.11076 (32)	1812 (5)
8	1500	88 (ic)	0.000016 (2)	0.14231 (153)	0.11120 (16)	0.11100 (17)	1816 (3)
Average	—	—	—	—	—	—	1817 (2)
PHR82 - albite granite core facies³							
1	1550	36 (ic)	0.010188 (63)	0.89234 (333)	0.24973 (58)	0.11185 (144)	1830 (23)
8	1500	68 (ic)	0.004652 (33)	0.45538 (115)	0.17465 (26)	0.11183 (05)	1830 (8)
14	1475	86 (ic)	0.006725 (73)	0.62237 (177)	0.20120 (38)	0.11001 (138)	1800 (23)
17	1480	90 (ic)	0.005676 (43)	1.07107 (246)	0.18665 (37)	0.11202 (57)	1794 (10)

¹Number of $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratios used for age calculation.²Inherited zircon from the Iricoumé Group not included on age calculation of this sample.³See text

Abbreviations: ic = ion counting; f = Faraday cups.

the employed method because the re-evaporation filament is not large enough to wrap the whole grain. The analyzed crystals were from the 1° magnetic fraction inasmuch as no zircon crystals split to the 0° nonmagnetic fraction. Twenty-five crystals were analyzed, but only four yielded a Pb signal stable enough to be analyzed; however, their common Pb contents were quite high ($^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ two or three orders of magnitude higher than 0.0004). Therefore, the common Pb correction may have introduced a bias in the calculated age. Thus, the zircon ages of 1830 ± 8 Ma, 1830 ± 23 Ma, 1800 ± 23 Ma, and 1794 ± 10 Ma (Table 2) are interpreted as only roughly indicative of the true age of the albite granite. The older ages are in the same range of the U-Pb age of 1834 ± 6 Ma published by Fuck et al. (1993) for three zircon fractions of the Madeira Granite, whereas the younger ones are similar to the SHRIMP $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of 1794 ± 19 Ma obtained by Lenharo (1998).

Discussion

Emplacement of the albite granite and the hypersolvus granite

The available geologic information suggests that the albite granite was probably intruded as a sheet. It is formed dominantly by the grey core facies; the border facies developed only as an irregular layer on the top and along the flanks of the intrusion. The border facies is a product of the autometasomatic alteration of the core albite granite facies (Costi et al., 1995). The contact of the albite granite with the biotite granite in the northern part of the stock indicates that the biotite granite dips gently outward, suggesting a ring shape for this facies. Contact relationships between the albite granite and the porphyritic hypersolvus granite with the rapakivi facies are not well exposed.

Drill cores demonstrated that the porphyritic hypersolvus granite occurs systematically beneath the albite granite. Their contacts are generally irregular and marked by "mingling" features, suggesting that the facies are penecontemporaneous. A less plausible hypothesis, invoked by Cuney et al. (1992) to explain similar features observed in the Beuvior albite granite, proposes that the porphyritic hypersolvus granite was remelted along the contact with the albite granite. In the cryolite rich-zone, the porphyritic hypersolvus granite is strongly altered, and displays complex relationships with the core albite granite facies. On the surface, the porphyritic

hypersolvus granite is in contact with the border albite granite facies, and shows strong hydrothermal alteration similar to that observed in the albite granite. The occurrence of metamorphosed volcanic rocks beneath these granites in the deepest drill holes suggests that these rocks, situated originally at the roof of the intrusion, have subsided, opening the space necessary for emplacement of the albite granite.

Concerning the porphyritic hypersolvus granite, two hypothesis can be envisaged. First, this rock also has a sheet-like shape, similar to that of the albite granite, and its intrusion was approximately coeval with that of the albite granite. This hypothesis could explain the low-viscosity contrast between both facies, indicated by their contact relationships. Second, the porphyritic hypersolvus granite would have a ring-morphology. In this case, it would be truncated along the fault system in the west of the albite granite, and the upper part of the original ring would have sunk before emplacement of the albite granite. This hypothesis implies that the porphyritic hypersolvus granite would have crystallized before the emplacement of the albite granite. Their contact relationships would be explained by the partial remelting of the porphyritic hypersolvus granite as a result of solidus decrease due to the extremely high fluorine contents of the albite granite liquid or fluid (Manning, 1981; Pichavant and Manning, 1984; Xiong et al., 1999). The lack of evidence for strong alteration of the porphyritic hypersolvus granite along its contacts with the albite granite (except in the proximity of the cryolite-rich zone) favors the first hypothesis, illustrated in Figure 5.

The Iricoumé volcanics and their relations with the Uatumã Supergroup and the Pitinga granites

The $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ zircon age of 1888 ± 3 Ma obtained for the rhyolite of the Iricoumé Group in the Pitinga region is significantly older than the 1829 and 1818 Ma ages determined for the different facies of the Europa and Madeira plutons (Table 2). This demonstrates that these granites are not coeval with the volcanic country rocks. It also implies that these granites are not subvolcanic equivalents of the host volcanic sequences, regardless of the possible geochemical similarities that they display. The time gap of ~60 m.y. between the end of volcanism and the closing of the U-Pb system in the granites is too wide to be explained by protracted crystallization of shallow intrusive plutonic rocks. Therefore, the correlation between the Europa, Madeira, and Água

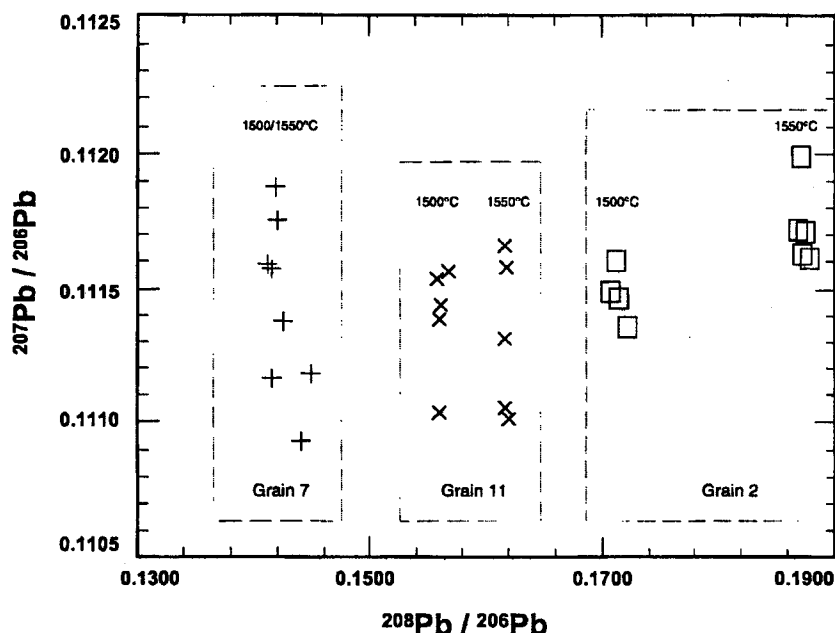


FIG. 5. $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ and $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratio plot for three zircon-crystals from the amphibole + biotite syenogranite. The narrow variations of the $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ and $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratios in each grain indicate that the crystals are internally homogeneous and isotopically undisturbed (Kober et al., 1989). The relatively large variation on the $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ for the entire set of grains indicates the magmatic origin for the Th and U distribution in the crystals (Klötzli, 1999).

Boa granites of Pitinga Province and the Mapuera Suite, considered in the literature (Veiga Jr. et al., 1979; Santos, 1982) as the plutonic equivalent of the extrusive rocks of the Uatumnã Supergroup, is not valid.

The age of 1888 ± 3 Ma for the Iricoumé Group differs also from the 1962 ± 42 – 33 Ma age obtained by Schobbenhaus et al. (1994) using zircon fractions from a rhyodacite. However, the zircon fractions analyzed by Schobbenhaus et al. (1994) are discordant, and the resulting age presents a large error, suggesting that it should be accepted with caution. Nevertheless, the age of 1.96 Ga is in the same range of that obtained by Almeida et al. (1997) for calc-alkaline granites of the Água Branca Suite 100 km north of Pitinga (Table 1). Therefore, the possible occurrence of more than one volcanic sequence in the Pitinga region should be considered, even though the existence of a volcanic sequence older than 1.88 Ga needs to be demonstrated with more accurate dating.

The age of 1888 ± 3 Ma obtained for the Iricoumé Group is coincident with the ages determined for rhyolites and ignimbrites of the Iriri Group (Table 1) that occurs in the Tapajós region

(Dall'Agnol et al., 1999c; Lamarão et al., 1999; Moura et al., 1999; Vasquez et al., 1999). Similar ages have been obtained for the Uatumnã Supergroup andesites and rhyolites of the Xingu region (Teixeira et al., 1998), as well as for the anorogenic granites of the eastern Amazonian region (Dall'Agnol et al., 1999b). However, ages in the range between 1.96 and 2.0 Ga have been obtained for dacitic and andesitic volcanic rocks of the Tapajós and Roraima regions that are also included in the Uatumnã Supergroup (Table 1). As emphasized by Reis et al. (1999), Dall'Agnol et al. (1999c), and Lamarão et al. (1999), the contrasting ages and geochemical signatures among different sequences included in the Uatumnã Supergroup call for redefinition of this unit.

Interpretation of the ages of the studied granites

The $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages obtained using the zircon evaporation technique are usually considered as minimum ages, inasmuch as it is not known if the U-Pb isotopic ratios of the analyzed zircon crystals are concordant (Dickin, 1995; Dougherty-Page and Foden, 1996). However, the radiogenic Pb present in zircon crystal structures substituting for Hf and Zr is considered thermally stable, and requires high

temperatures for evaporation, yielding concordant $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages (Kober, 1986; 1987; Cocherie et al., 1992). In contrast, the loosely held discordant Pb is eliminated along the lower-temperature heating steps (usually below 1450°C), in an analogous manner to the Pb removed during zircon abrasion and acid leaching in U-Pb conventional geochronology (Ansdell and Kyser, 1993). The concordant behavior of the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ evaporation ages has been suggested by a numerous workers, including Kröner and Todt (1988), Kober et al. (1989), Ansdell and Kyser (1993), Dougherty-Page and Foden (1996), and Gaudette et al. (1998, and references therein).

It is accepted that concordance may be achieved by the evaporation technique only when several heating steps reproduce the same age interval (Ansdell and Kyser, 1993; Dougherty-Page and Foden, 1996). However, to obtain a large number of heating steps, it is necessary to shorten the duration of the evaporation steps. This procedure reduces the emission of Pb available for the analysis, and lowers the precision of the results. In order to obtain better precision, longer heating steps of approximately five minutes duration are used in the Pará-Iso. Applying these analytical conditions, almost all the zircon crystals analyzed in the present paper had sufficient radiogenic Pb for only two heating steps. The exceptions are zircons 2, 7, and 11 of the amphibole + biotite syenogranite (sample PHR125), which showed radiogenic Pb contents high enough to perform three heating steps (1450, 1500, and 1550°C), with five blocks of 10 mass scans each (Table 2). The $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages of these crystals given by the 1500 and 1550°C heating steps overlap within the errors with very low uncertainty.

The small drift showed by the $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratios of the zircon crystals in these two heating steps (Fig. 5), indicates a uniform Th/U ratio in the analyzed domains of the crystals. This behavior is typical of internally homogeneous, isotopically undisturbed zircon crystals (Kober et al., 1989). On the other hand, the large variation of the $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratios observed in the entire set of analyzed grains points to their magmatic origin (Fig. 5; see also Klötzli, 1999). Accordingly, the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of 1824 ± 2 Ma is considered as concordant and representing the crystallization age of the amphibole + biotite syenogranite. Moreover, bearing in mind that it is the earliest facies of the Madeira Granite, this age constrains the maximum age of the pluton.

Some 1.88 Ga zircon crystals have been also identified in the amphibole + biotite granite. This age is coincident with that obtained for the Iricoumé Group (Table 2) and can be interpreted as additional evidence for the volcanic sequence having been partially resorbed by the granite so that some zircon grains were preserved as xenocrysts. Alternatively, these older zircons could represent inherited zircons of the source of the granite magma. In this case, that source should be coeval with the Iricoumé Group. The choice between these two hypothesis is difficult but the similarities in the Pb/Pb ratios of the 1.88 Ga zircon of the amphibole + biotite granites and those of the Iricoumé zircons is noteworthy (Table 2).

The $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ zircon ages yielded by the biotite granite (1822 ± 2 Ma) and the porphyritic hypersolvus granite (1818 ± 2 Ma) have been obtained in only one high-temperature evaporation step. However, both these ages are close to the age of the early emplaced amphibole + biotite syenogranite. Therefore, these ages have been also interpreted as concordant, representing the crystallization age of these facies.

Zircon crystals of the albite granite are strongly metamict and typically contain many mineral inclusions. For this reason, the Pb-evaporation method did not yield a precise age for this facies. The analyzed zircon crystals show high $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratios (0.005 – 0.01). Consequently, the common Pb correction has introduced a bias in the calculated age. Thus, the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ zircon ages of 1830 ± 8 Ma, 1830 ± 23 Ma, 1800 ± 23 Ma, and 1794 ± 10 Ma obtained in this paper (Table 2), as well as the SHRIMP $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ zircon age of 1794 ± 19 Ma presented by Lenharo (1998), cannot be assumed to be the crystallization age of the albite granite. A similar situation has been described by Aleinikoff and Stoesser (1989) in zircons from peralkaline granites from Saudi Arabia, which shows $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratios around 0.0024, and yielded a set of $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages spanning a period of ~40 Ma.

Fuck et al. (1993) presented a U-Pb zircon age of 1834 ± 6 , supposedly for the albite granite facies of the Madeira Granite. However, the dated samples were collected in a quarry where different facies of the Madeira pluton were exposed. They analyzed three zircon fractions: one formed by concordant, fine-grained, prismatic, non-magnetic, colorless, transparent zircon crystals (fraction 1); and two others composed of strongly discordant, coarse-grained, metamict, weak to moderately magnetic,

short bipyramidal zircon crystals (fractions 2 and 3). The morphological characteristics of fractions 2 and 3 correspond to those observed in the zircons of the albite granite facies.

On the other hand, the contrasting aspects observed in zircons of fraction 1 are confusing because transparent, prismatic, and nonmagnetic crystals were not observed in the albite granite studied by the present authors. This suggests that the concordant analyzed zircons come from a different facies of the Madeira pluton. Inasmuch as the age of 1834 ± 6 Ma is mainly controlled by the zircons of fraction 1, which are probably not primary, that age should not correspond to the age of the albite granite.

Another point is that the analyzed zircon fractions show very high $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratios (from 0.0012 for fraction 1 up to 0.0046 for fractions 2 and 3). Hence, the common Pb correction applied to the U-Pb isotope data can influence the obtained age. These effects cannot be evaluated because the analytical methods and isotopic ratios obtained by Fuck et al. (1993) were not published. Additionally, the SHRIMP $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages reported by Lenharo (1998; see Table 2) for zircons of the albite granite do not reproduce the U-Pb age of Fuck et al. (1993). The real meaning of the 1834 ± 6 Ma age obtained by Fuck et al. (1993) remains controversial. Nevertheless, that age is similar, although slightly older, than the 1824 ± 2 Ma age reported here for the amphibole + biotite syenogranite, and probably approaches the true age of the Madeira pluton.

Although the age of the albite granite remains undefined, field relationships between the albite granite and the porphyritic hypersolvus facies suggest that both were emplaced almost simultaneously. Therefore, the age of the albite granite must be close to the age of 1818 ± 2 Ma determined for the hypersolvus facies.

The $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of 1829 ± 1 Ma for the Europa Granite has been constrained by seven zircon crystals. This is the first reliable crystallization age obtained for the peralkaline magmatism in this part of the Amazonian craton. The Europa Granite is peralkaline, and has higher modal zircon compared to the metaluminous and peraluminous facies of the Madeira and Água Boa plutons. According to Watson and Harrison (1983) and Linthout (1984), because of the high Zr saturation limit of peralkaline melts, zircon crystallization occurs late in these systems. Therefore, the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of 1829 ± 1 Ma should approach that of the end of the crystallization

of the Europa Granite, implying that it crystallized nearly 10 Ma before emplacement of the porphyritic hypersolvus granite and the albite granite. This makes it difficult to relate the peralkaline core facies of the Madeira albite granite to the Europa Granite by fractional crystallization or some other differentiation processes.

The Europa, Madeira, and Água Boa plutons from Pitinga Province are relatively well characterized in terms of their cartography, geochemistry, petrography, metallogeny (Horbe et al., 1991; Costi et al., 1995; Lenharo, 1998; Costi and Dall'Agnol, in prep.), and geochronology (this paper). These granites have strong petrogenetic and metallogenetic similarities and are approximately coeval. They cannot be included in the comparatively older Iricoumé Group nor in the Mapuera Suite; neither can they be correlated with the younger Mucajá, Parguaza, and Surucucu rapakivi granitic suites (Table 1). For this reason, we propose to include the A-type granites from Pitinga in another igneous unit, the Madeira Suite. The term Pitinga Suite is unsuitable because the name Pitinga has been previously assigned to designate a Paleozoic sedimentary unit of the Trombetas Group, Amazon Basin.

CONCLUSIONS

1. The tin-mineralized, peralkaline, albite granite of the Madeira pluton was emplaced as a sheet at shallow crustal levels. The cryolite-bearing core facies is dominant over the oxidized, autometasomatic, peraluminous fluorite-bearing border facies. The latter forms a thin layer on the top and along the flanks of the intrusion. The porphyritic hypersolvus granite is exposed to the west and south of the albite granite. It occurs underneath the albite granite, and is interpreted as a sheet-shaped, penecontemporaneous intrusion. The albite granite intrudes the biotite granite and rapakivi granite facies of the Madeira pluton. The low angle of the contacts between the albite granite and the biotite granite, and the occurrence of recrystallized Iricoumé volcanics below the albite granite sheet, indicate that cauldron subsidence operated during emplacement of the albite granite stock, and probably controlled also that of the entire Madeira pluton.

2. The silicic volcanic rocks of the Iricoumé Group possess a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ zircon age of 1888 ± 3 Ma, interpreted as its crystallization age in the Pitinga region. This age is coincident with those of the

younger Uatumã volcanics of the Tapajós and Xingu regions. However, it is in disagreement with the discordant, U-Pb age of 1962 ± 42 –33 Ma obtained by Schobbenhaus et al. (1994) for the Iricoumé Group and the existence of volcanic rocks older than 1.88 Ga in the Pitinga region needs to be confirmed by further dating.

3. The occurrence of calc-alkaline and alkaline volcanic rocks with ages ranging between 2.0 and 1.8 Ga, grouped together in the Uatumã Supergroup, suggests that the definition of this unit needs a thorough revision. On the other hand, the remarkably coincident 1.88 Ga ages of several volcanic sequences and granitic suites of the Amazonian craton indicate that a major magmatic event occurred that time. This event has the same age as the oldest rapakivi granites of Carajás Province (Dall'Agnol et al., 1999a), and thus the 1880 Ma event is certainly significant on a larger scale.

4. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ zircon ages of 1824 ± 2 Ma, 1822 ± 2 Ma, and 1818 ± 2 Ma (Table 2) were obtained, respectively, for the amphibole + biotite syenogranite, biotite granite, and porphyritic hypersolvus granite, respectively, of the Madeira pluton. These ages are coherent with field relationships and the emplacement sequence inferred for these facies. The progressively younger ages from the amphibole + biotite syenogranite facies to the porphyritic hypersolvus granite facies, and the narrow age span of these facies indicate that the Madeira pluton was emplaced over a relatively short time interval. U-Pb and Pb-Pb dating methods cannot readily determine the age of the albite granite because its zircons are strongly metamict and show very high common Pb contents. However, geologic relationships indicate that the albite granite is coeval with the porphyritic hypersolvus facies, and the timing of emplacement and crystallization of both facies must thus be close to the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ zircon age of 1818 ± 2 Ma determined for the latter.

5. The hypersolvus, peralkaline Europa Granite yielded an age of 1829 ± 1 Ma. This age is a little older than those obtained for the different facies of the Madeira pluton, showing that the alkali-amphibole granite of the Europa pluton is not strictly coeval and, as a consequence, not comagmatic with the peralkaline albite granite of the Madeira pluton. These granites are, however, probably related to the same overall magmatic event.

6. It is proposed to include the Europa, Madeira, and Água Boa plutons of Pitinga Province in a new lithostratigraphic unit, named the Madeira Suite.

Acknowledgements

This work is part of the senior author's doctoral thesis at the Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Brazil. The Paranapanema Group authorized the research and provided access to unpublished data and logistical support in the Pitinga mine. Financial support from CNPQ (HTC: 141927/96-8; RD: 301170/80-0 and 400038/99) and Universidade Federal do Pará (PROINT-01/01-98) is gratefully acknowledged. Cléris R. Sachett is thanked for skilled instruction on mass spectrometer operation and zircon mounting. Thanks also are due to Vanderlucy P. Melo for invaluable help in zircon separation. J. O. S. Santos kindly gave access to a preprint of his paper. We thank O. T. Rämö for constructive comments on a first version of this paper.

REFERENCES

- Aleinkoff, J. N., and Stoesser, D. B., 1989, Contrasting zircon morphology and U-Pb systematics in peralkaline and metaluminous post-orogenic granite complexes of the Arabian Shield, Kingdom of Saudi Arabia: *Chem. Geol.*, v. 79, p. 241–258.
- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves, B. B., and Fuck, R. A., 1981, Brazilian structural Provinces: An introduction: *Earth Sci. Rev.*, v. 17, p. 1–29.
- Almeida, M. E., Fraga, L. M. B., and Macambira, M. J. B., 1997, New geochronological data of calc-alkaline granitoids of Roraima State, Brazil [abs.], in *South American Symposium on Isotope Geology*, Campos do Jordão, p. 34–35.
- Ansdell, K. M., and Kyser, T. K., 1993, Textural and chemical changes undergone by zircon during the Pb-evaporation technique: *Amer. Mineral.*, v. 78, p. 36–41.
- Bettencourt, J. S., Tosdal, R., Leite Jr., W. B., and Payolla, B. L., 1995, Overview of the rapakivi granites of the Rondônia Tin Province (RTP), in Bettencourt, J. S., and Dall'Agnol, R., eds., *The rapakivi granites of the Rondônia tin province and associated mineralization: Symposium on Rapakivi Granites and Related Rocks*, excursion guide, Belém, Univ. Federal do Pará, p. 5–14.
- , 1999, Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondônia tin province, southwestern border of the Amazonian craton, Brazil—I. Reconnaissance U-Pb geochronology and regional implications: *Precamb. Res.*, v. 95, p. 41–67.

- Borges, R. M. K., Dall'Agnol, R., and Costi, H. T., 1996, Petrografia dos greisens associados ao Granito Água Boa - Mina do Pitinga (AM) [abs.], in 39° Cong. Bras. Geol., Salvador, Soc. Bras. Geol., v. 6, p. 436-438.
- Cocherie, A., Guerrot, C., and Rossi, P., 1992, Single-zircon dating by step-wise Pb evaporation: Comparison with other geochronological techniques applied to the Hercynian granites of Corsica, France: *Chem. Geol.*, v. 101, p. 131-141.
- Cordani, H. G., and Sato, K., 1999, Crustal evolution of the South American Platform, based on Nd isotopic systematics on granitoid rocks: *Episodes*, v. 22, p. 167-173.
- Costa, J. A. V., 1999, Tectônica da região nordeste do estado de Roraima: Unpubl. doctoral thesis, Univ. Federal do Pará, Belém, Brazil, 315 p.
- Costi, H. T., Borges, R. M. K., and Dall'Agnol, R., 1997, Primary mineralization of the Pitinga tin province, Amazonian craton, north Brazil [abs.], in Second Int. Symp. on Granites and Assoc. Mineralizat., Salvador, Brazil, p. 44-45.
- Costi, H. T., and Dall'Agnol, R., 1999, Aspectos da geologia e petrografia do albite-granito da Mina Pitinga, Amazonas, Brasil, in VI Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus, SBG/NO, p. 531-534.
- Costi, H. T., Dall'Agnol, R., Teixeira, J. T., and Popini, M. V., 1995, The albite granite of the Pitinga Mine: Petrography, geochemistry and mineralization [abs.], in Dall'Agnol, R., Macambira, M. J. B., and Costi, H. T., eds., Symposium on Rapakivi Granites and Related Rocks, Belém, Univ. Federal do Pará, p. 20-21.
- Cuney, M., Marignac, C., and Weisbrod, A., 1992, The Beauvoir Topaz-Lepidolite Albite Granite (Massif Central, France): The disseminated magmatic Sn-Li-Ta-Nb-Be mineralization: *Econ. Geol.*, v. 87, p. 1766-1794.
- Dall'Agnol, R., Bettencourt, J. S., Jorge João, X. S., Medeiros, H., Costi, H. T., and Macambira, M. J. B., 1987, Granitogenesis in the northern Brazilian region: A review: *Rev. Bras. Geociências*, v. 17, p. 382-403.
- Dall'Agnol, R., Lafon, J.-M., and Macambira, M. J. B., 1994, Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian craton: Geochronological, petrological, and geochemical aspects: *Mineral. Petrol.*, v. 50, p. 113-138.
- Dall'Agnol, R., Costi, H. T., Leite, A. A. S., Magalhães, M. S., and Teixeira, N. P., 1999a, Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas: *Prec. Res.*, v. 95, p. 9-39.
- Dall'Agnol, R., Rämö, O. T., Magalhães, M. S., and Macambira, M. J. B., 1999b, Petrology of the anorogenic, oxidised Jamon and Musa granites, Amazonian craton: Implications for the genesis of Proterozoic A-type granites: *Lithos*, v. 46, p. 431-462.
- Dall'Agnol, R., Silva, C. M. G., and Scheller, T., 1999c, Fayalite-hedbergite rhyolites of the Iriri Formation, Tapajós gold province, Amazonian craton: Implications for the Uatumã volcanism, in 1° Simp. sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, Gramado, p. 31.
- Daoud, W. K., 1988, Granitos estanníferos de Pitinga, Amazonas: Contexto geológico e depósitos minerais associados: Unpubl. M.Sc. thesis, Dept. de Geociências, Universidade de Brasília, Brazil, 194 p.
- Dickin, A. P., 1995, Radiogenic isotope geology: Cambridge, UK, Cambridge Univ. Press, 490 p.
- Dougherty-Page, J. S., and Foden, J., 1996, Pb-Pb evaporation date for the Charleston Granite, South Australia: Comparisons with other zircon geochronology techniques: *Austral. Jour. Earth Sci.*, v. 43, p. 133-137.
- Fraga, L. M. B., Almeida, M. E., and Macambira, M. J. B., 1997, First lead-lead zircon ages of charnockitic rocks from Central Guiana Belt (CGB) in the state of Roraima, Brazil [abs.], in South American Symposium on Isotope Geology, Campos do Jordão, p. 115-116.
- Fuck, R. A., Pimentel, M. M., Machado, N., and Daoud, W. K., 1993, Idade U-Pb do Granito Madeira, Pitinga (AM) [abs.], in 4° Cong. Bras. de Geoquímica, Brasília, p. 246-249.
- Gaudette, H. E., Lafon, J.-M., Macambira, M. J. B., Moura, C. A. V., and Scheller, T., 1998, Comparison of single filament Pb evaporation/ionization ages with conventional U-Pb results: Examples from the Precambrian of Brazil: *Jour. South Amer. Earth Sci.*, v. 11, p. 351-363.
- Gaudette, H. E., Mendoza, V., Hurley, P. M., and Fairbairn, H. W., 1978, Geology and age of the Parguaza rapakivi granite, Venezuela: *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 89, p. 1335-1340.
- Gaudette, H. E., Olszewski, W. J., and Santos, J. O. S., 1996, Geochronology of Precambrian rocks from the northern part of the Guiana shield, state of Roraima, Brazil: *Jour. South Amer. Earth Sci.*, v. 9, p. 183-195.
- Gibbs, A. K., and Barron, C. N., 1983, The Guiana shield reviewed: *Episodes*, v. 2, p. 7-14.
- Horbe, M. A., Horbe, A. M. C., Costi, H. T., and Teixeira, J. T., 1991, Geochemical characteristics of cryolite-tin-bearing granites from the Pitinga Mine, northwestern Brazil—a review: *Jour. Geochem. Explor.*, v. 40, p. 227-249.
- Jorge João, X. S., Santos, C. A., and Provost, A., 1985, Granito Serra do Acari—geologia e implicação metalogenética (folha Rio Mapuera—NW do estado do Pará), in II Simp. Geol. da Amazônia, Belém, SBG/NO, p. 73-92.
- Klötzli, U.S., 1999, Th/U zonation in zircon derived from evaporation analysis: A model and its implications: *Chem. Geol.*, v. 158, p. 325-333.
- Kober, B., 1986, Whole-grain evaporation for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -age investigations on single zircons using a double-filament thermal ion source: *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 93, p. 482-490.
- , 1987, Single-zircon evaporation combined with Pb^+ emitter bedding for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -age investigations using thermal ion mass spectrometry, and implications

- for zirconology: *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 96, p. 63–71.
- Kober, B., Pidgeon, R. T., and Lippolt, H. J., 1989, single-zircon dating by stepwise Pb-evaporation constraints the Archean history of detrital zircons from the Jack Hills, Western Australia: *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 91, p. 286–296.
- Kröner, A., and Todt, W., 1988, Single zircon dating constraining the maximum age of the Barberton Greenstone Belt, Southern Africa: *Geochim. et Cosmochim. Acta*, v. 46, p. 631–635.
- Lamarão, C. N., Dall'Agnol, R., Lafon, J.-M., and Lima, E. F., 1999, As associações vulcânicas e plutônicas de vila Riozinho e Morais Almeida, Província Aurífera do Tapajós, SW do estado do Pará [abs.], in 1º Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, Gramado, p. 93.
- Lenharo, S. L. R., 1998, Evolução magmática e modelo metalogenético dos granitos mineralizados da região de Pitinga, Amazonas, Brasil: Unpubl. doctoral thesis, Escola Politécnica da Universidade de São Paulo, Brazil, 290 p.
- Linhout, K., 1984, Alkali-zirconosilicates in peralkaline rocks: *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 86, p. 155–158.
- Macambira, M. J. B., Teixeira, J. T., Daoud, W. K., and Costi, H. T., 1987, Geochemistry, mineralization, and age of tin-bearing granites from Pitinga, northwestern Brazil: *Rev. Bras. Geociências*, v. 17, p. 562–570.
- Manning, D. A. C., 1981, The effect of fluorine on liquidus phase relationships in the system Qz-Ab-Or with excess water at 1 kb: *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 76, p. 206–215.
- Montalvão, R. M. G., 1975, Grupo Uatumã no Craton Guianês, in X Conferência Geológica Interguianas, Anais, Belém, DNPM, p. 286–339.
- Moura, C. A. V., Gorayeb, P. S. S., and Matsuda, N. S., 1999, Geocronologia Pb-Pb em zircão do riolito Vila Raiol, Formação Iirí—sudeste do Pará [abs.], in VI Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus, SBG/NO, p. 475–477.
- Pichavant, M., and Manning, D. A. C., 1984, Petrogenesis of tourmaline granites and topaz granites: The contribution of experimental data: *Phys. Earth Planet. Inter.*, v. 35, p. 31–50.
- Reis, N. J., Faria, M. S. G., and Fraga, L. M. B., 1999, Vulcanismo calci-alcálico Paleoproterozóico do setor oriental do estado de Roraima—Escudo das Guianas [abs.], in 1º Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, Gramado, p. 78.
- Reis, N. J., and Fraga, L. M. B., 1996, Vulcanismo Surumu—estado de Roraima: Caracterização de seu comportamento químico à luz de novos dados [abs.], in 39º Cong. Bras. Geol., Salvador, Soc. Bras. Geol., v. 2, p. 88–91.
- Ricci, P. S. F., Vasquez, M. L., Santos, A., Klein, E. L., Jorge-João, X. S., and Martins, R. C., 1999, Suite Intrusiva Creporizão—Província Tapajós: Proposta e critérios de definição [abs.], in VI Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus, SBG/NO, p. 519–522.
- Rodrigues, E., Lafon, J.-M., and Scheller, T., 1992, Geocronologia Pb-Pb da Província Mineral de Carajás: Primeiros resultados [abs.], in 32º Cong. Bras. Geol., São Paulo, Soc. Bras. Geol., v. 1, p. 183–184.
- Santos, J. O. S., 1982, Granitos Proterozóicos da Plataforma Amazônica, in V Cong. Latinoamer. Geol., Argentina, v. 2, p. 97–112.
- Santos, J. O. S., Hartmann, L. A., Gaudette, H. E., Groves, D. I., McNaughton, N. J., and Fletcher, I., 2000, A new understanding of the provinces of the Amazon craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology: *Gondwana Res.* (in press).
- Santos, J. O. S., Reis, N. J., Hartmann, L. A., McNaughton, N. J., and Fletcher, I., 1999, Associação anortosito-charnockito-rapakivi no Calimiano do norte do cráton Amazônico, estado de Roraima, Brasil: Evidências da geocronologia U-Pb (SHRIMP) em zircão e baddeleyita [abs.], in VI Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus, SBG/NO, p. 502–505.
- Santos, J. O. S., Silva, L. C., Faria, M. S. G., and Macambira, M. J. B., 1997, Pb-Pb single evaporation isotopic study on the post-tectonic, sub-alkalic, A-type Moderna granite (Mapuera Intrusive Suite), state of Roraima, northern Brazil [abs.], in Second Int. Symp. on Granites and Assoc. Mineralization, Brazil, p. 273–275.
- Schobbenhaus, C., Hoppe, A., Lork, A., and Baumann, A., 1994, Idade U/Pb do magmatismo Uatumã no norte do cráton Amazônico, Escudo das Guianas (Brasil): Primeiros resultados [abs.], in 38º Cong. Bras. Geol., vol. 4, Camboriú, p. 395–397.
- Stacey, J. S., and Kramers, J. D., 1975, Approximation of terrestrial lead isotope evolution by two-stage model: *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 26, p. 207–221.
- Teixeira, N. P., Bettencourt, J. S., Moura, C. A. V., and Dall'Agnol, R., 1998, Pb-Pb and Sm-Nd constraints of the Velho Guilherme Intrusive Suite and volcanic rocks of the Uatumã Group, south-southeastern Pará, Brazil [abs.], in 1998 International field conference: Proterozoic granite systems of the Penokean Terrane in Wisconsin, September 13–19, 1998, field guide and proceedings volume: Madison, Wisc. Geol. Natural History Surv., Open File Report 1998-10, p. 178–180.
- Vasquez, M. L., Klein, E. L., Quadros, M. L. E., Bahia, R. B. C., Santos, A., Ricci, P. S. F., Sachett, C. R., Silva, C. M., and Macambira, M. J. B., 1999, Magmatismo Uatumã na Província Tapajós—Novos dados geocronológicos [abs.], in VI Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus, SBG/NO, p. 471–474.
- Veiga Jr., J. P., Nunes, A. C. B., Fernandes, A. S., Amaral, J. E., Pessoa, M. R., and Cruz, S. A. S., 1979, Projeto sulfetos de Uatumã—relatório final: Manaus, DNPM/CPRM, 7 vols.

- Watson, E. B. and Harrison, T. M., 1983, Zircon saturation revisited: Temperature and composition effects in a variety of crustal magma types: *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 64, p. 295-304.
- Xiong, X. L., Zhao, A. H., Zhu, J. C., and Rao, B., 1999, Phase relations in albite granite-H₂O-HF system and their petrogenetic applications: *Geochem. Jour.*, v. 33, p. 199-214.

CAPÍTULO 3

Química Mineral do Albita-Granito: Feldspatos Potássicos, Albitas, Polilitionitas, Micas Tetraferíferas e Cassiteritas

Hilton Tulio Costi

3. QUÍMICA MINERAL

3.1- INTRODUÇÃO

A determinação das composições químicas dos minerais que formam o albita-granito do Granito Madeira é um passo essencial para o entendimento dos processos envolvidos na evolução destas rochas. Com esse objetivo foram caracterizados quimicamente os feldspatos, que juntamente com o quartzo são as fases modalmente mais abundantes nas duas fácies do albita-granito, além das micas e cassiterita.

As análises químicas em minerais foram executadas em diversas etapas, envolvendo inicialmente observações por microscopia eletrônica de varredura (MEV), seguida por microsonda eletrônica e, finalmente, microsonda iônica.

As observações por MEV objetivaram a caracterização das fases a serem analisadas nas sessões de microsonda, procurando-se identificar eventuais zonações, intercrescimentos e microinclusões, feições, no caso do albita-granito, em geral de difícil visualização ao microscópio petrográfico. Ainda ao MEV foram obtidas determinações qualitativas, via EDS, cujos resultados foram empregados na avaliação preliminar da composição química das diversas fases e auxiliaram na montagem das rotinas analíticas a serem utilizadas pela microsonda eletrônica, em vista das composições pouco usuais mostradas principalmente por feldspatos e micas.

As sessões de MEV foram executadas no Laboratório de Caracterização Tecnológica da Escola Politécnica da USP (LCT/EPUSP), empregando-se um microscópio eletrônico marca Leo, modelo Stereoscan 440, equipado com detectores de elétrons secundários, elétrons retro-espalhados e raios-X por dispersão de energia (EDS) Oxford modelo EXL-II, equipado com detector de Ge. As análises foram realizadas utilizando-se aceleração de elétrons de 20 kV e corrente de feixe de 1 a 10 nA.

As análises por microsonda eletrônica foram realizadas em três laboratórios distintos. A primeira série de análises foi obtida no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, empregando-se um instrumento CAMECA modelo SX-50. As duas séries seguintes foram executadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, também utilizando um aparelho CAMECA SX-50. Uma curta série de análises foi realizada no laboratório do Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM), em Orléans, França, utilizando-se uma microsonda eletrônica CAMECA modelo CAMEBAX. Neste laboratório

foram checados alguns resultados obtidos em Brasília e analisada uma seção polida de cristais de micas (PHR-164), cujas composições químicas foram posteriormente complementadas por análises em microsonda iônica. Esta mesma seção foi também analisada no laboratório do Department of Geophysical Sciences da Universidade de Chicago, E.U.A., pelo Dr. Ian Steele, a fim de serem checados os elevados teores em Rb mostrados pelas micas. As condições e padrões utilizadas pelas diferentes rotinas analíticas estão tabulados no anexo 1.

Tabela 3.1 - Amostras do albita-granito analisadas por microscopia eletrônica de varredura (MEV), microsonda eletrônica (ME), microsonda iônica (MI) e espectroscopia Mössbauer (MÖ)

AMOSTRA	LOCALIZAÇÃO	ROCHA	FASES ANALISADAS	MÉTODOS
PHR-93a	afloramento L680N/700W	ABGb	plag, kfeld, clor, cass, prcl, col	MEV, ME
PHR-127.1	afloramento L100N/900W	ABGn	cass, anf, prcl	MEV, ME
PHR-127.2	afloramento L100N/900W	ABGn	plag, kfeld, micas, anf, estilp	MEV, ME
PHR-156a	furo 850N/500W (71,81-71,94)	ABGb/EPS	plag, kfeld, clor	ME
PHR-159	furo 00/400W (39,14-39,21)	ABGn	plag, kfeld, micas, anf, pirox	MEV, ME, MI
PHR-160	furo 00/400W (54,14-54,21)	ABGn	plag, kfeld, micas, anf, pirox	ME, MI
PHR-162	furo 00/400W (79,14-79,21)	ABGn	plag, kfeld, micas, anf	MEV, ME, MI
PHR-163	furo 00/400W (99,11-99,18)	ABGn	anf, cass	ME
PHR-164*	furo FC-17 (104,20)	ABGn	micas	ME, MI, MÖ
PHR-166	furo 00/950W (30,50-30,57)	ABGb	plag, kfeld, cass, col	ME
PHR-167.1	furo 00/950 (35,57-35,64)	ABGb	plag, kfeld, clor, cass, col	ME
PHR-168	furo 00/950W (45,79-45,86)	ABGb/EPS	plag, kfeld, cass, clor	ME
PHR-170	furo 750S/750W (77,50-77,57)	ABGn	plag, kfeld, anf, cass, prcl	ME
PHR-171	furo 400N/400W (33,43-33,50)	ABGn	plag, kfeld, cass, prcl, col	ME

As análises por microsonda iônica foram realizadas no laboratório do Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (CRPG), em Vandoeuvre-les-Nancy, França, utilizando-se um equipamento CAMECA IMS3F. A microsonda iônica foi utilizada principalmente para a determinação de Li nas micas, em função dos elevados teores deste elemento observados no albita-granito e pela impossibilidade de sua dosagem através da microsonda eletrônica, já que o Li não emite raios-X característicos (Reed, 1996). Devido à sua maior sensibilidade, a microsonda iônica foi utilizada também para dosar Rb, Cs, Be e F nestas micas, o que serviu como parâmetro de comparação para os resultados obtidos através da microsonda eletrônica.

As análises foram realizadas em seções obtidas de catorze amostras de rocha (tabela 3.1), selecionadas tomando-se por base as suas características petrográficas, distribuição espacial no corpo de albita-granito e tipo litológico.

3.2 – FELDSPATOS

3.2.1 - Introdução

Neste tópico serão apresentados e discutidos os dados obtidos a partir da microscopia eletrônica de varredura e microsonda eletrônica em feldspatos potássicos e albitas do albita-granito do Granito Madeira. Ao longo de todo o texto a seguir será utilizado o termo feldspato potássico para designar o feldspato alcalino predominantemente potássico que ocorre no albita-granito, a fim de se evitar confusões com a albita.

As 78 análises químicas em feldspatos potássicos e 60 análises em albitas foram executadas em seis amostras do albita-granito de núcleo (ABGn - 101 análises) e cinco do albita-granito de borda (ABGb - 93 análises). Dentre as amostras do albita-granito de borda, duas (PHR-156a, PHR-168) foram escolhidas por apresentarem evidências petrográficas da atuação de processos *subsolidus* de epi-sienitização (ABGb/EPS).

A rotina analítica empregada na microsonda eletrônica compreendeu análises de SiO₂, Al₂O₃, CaO, MnO, FeO*, SrO, BaO, Na₂O, K₂O e Rb₂O, determinados com aceleração de voltagem de 15 kV, corrente de feixe de 25 nA, diâmetro de feixe de 10 µm, tempo de contagem de 10 segundos e correção PAP para os efeitos de matriz. Os padrões utilizados para cada elemento, com a respectiva composição e linha espectral analisada, encontram-se relacionados na tabela 3.2.

Tabela 3.2 - Elementos analisados e padrões utilizados para a determinação da composição química de feldspatos potássicos e albitas (Lab. Microsonda Eletrônica - Universidade de Brasília).

El.	Linha	Padrão	Composição
Si	K α	Mn-hortonolita	Si 0,1564; Mg 0,1026; Mn 0,0397; Ca 0,0014; Fe 0,3439; O 0,3568
Al	K α	Enstatita 20%	Mg 0,1937; Al 0,1059; Si 0,2239; O 0,4765
Ca	K α	Diopsídio	Mg 0,1123; Ca 0,1851; Si 0,2594; O 0,4432
Mn	K α	Mn-hortonolita	Si 0,1564; Mg 0,1026; Mn 0,0397; Ca 0,0014; Fe 0,3439; O 0,3568
Fe	K α	Mn-hortonolita	Si 0,1564; Mg 0,1026; Mn 0,0397; Ca 0,0014; Fe 0,3439; O 0,3568
Sr	L α	Sr-anortita	Sr 0,0310; Ca 0,1275; Al 0,1907; Si 0,1985; O 0,4523
Ba	L α	BaAl	Ba 0,5379; Al 0,2114; O 0,2507
Na	K α	Bitownita An 80	Ca 0,1166; Na 0,0167; Al 0,1766; Si 0,2247; O 0,4654
K	K α	Asbestos	Si 0,3024; Al 0,0973; K 0,1376; Ca 0,0002; Na 0,0014; O 0,4611
Rb	L α	RbSi	Si 0,2860; Ca 0,0875; Cl 0,0028; Na 0,0008; Rb 0,0401; Al 0,1154; O 0,4674

Os resultados apresentados foram obtidos no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília. Análises preliminares, realizadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, indicaram teores de MgO , TiO_2 e P_2O_5 abaixo do limite de detecção, além de teores consistentemente elevados de FeO^* nos feldspatos potássicos e albitas do albita-granito. Determinações qualitativas por EDS identificaram também teores anormalmente elevados de Rb_2O no feldspato potássico. Estes resultados foram então utilizados para a preparação das rotinas finais a serem empregadas nas sessões seguintes, em Brasília.

As composições obtidas foram recalculadas para uma célula unitária composta por 32 átomos de oxigênio (Deer *et al.*, 1963), sendo o FeO^* convertido para Fe_2O_3 , uma vez que o Fe ocorre na forma trivalente na maioria dos feldspatos terrestres (Smith, 1974; Annersten, 1976; Smith & Brown, 1988). As proporções atômicas calculadas para cada componente foram distribuídas em um sítio tetraédrico (T), composto por Si, Al e Fe^{3+} , e um sítio predominantemente monovalente (M), no qual se distribuem Ca, Na, K, Mn, Rb e Ba (Deer, *et al.*, 1963, 1992; Smith, 1974; Smith, 1983), definindo um arranjo estequiométrico do tipo MT_4O_8 (Smith, 1974). O Sr, apesar de incluído na rotina analítica, não consta nas fórmulas químicas por ter sistematicamente apresentado teores abaixo dos limites de detecção, tanto nos feldspatos potássicos quanto nas albitas.

3.2.2 – Microscopia eletrônica de varredura (MEV)

As características petrográficas dos feldspatos potássicos ocorrentes no albita-granito indicam que nas duas fácies do ABG predominam cristais com aspecto superficial homogêneo, raramente observando-se o desenvolvimento de incipientes lamelas sódicas de albita.

Nas observações realizadas através de MEV, os cristais de feldspato potássico mostram serem indivíduos muito puros, observando-se apenas inclusões esparsas de cristais de albita de granulação muito fina em alguns deles. Não foram registradas inclusões expressivas de quartzo, óxidos, sulfetos ou outras fases metálicas.

As varreduras qualitativas para K e Na realizadas ao longo de cristais mais desenvolvidos, por meio de EDS, mostram teores elevados de K_2O e muito baixos de Na_2O . Os teores desses óxidos permanecem constantes ao longo do perfil, ocorrendo mudanças apenas quando a varredura atinge raras e diminutas inclusões de albita (fig. 3.1a, b). Essa característica é verificada nos feldspatos potássicos que ocorrem nas duas fácies do ABG.

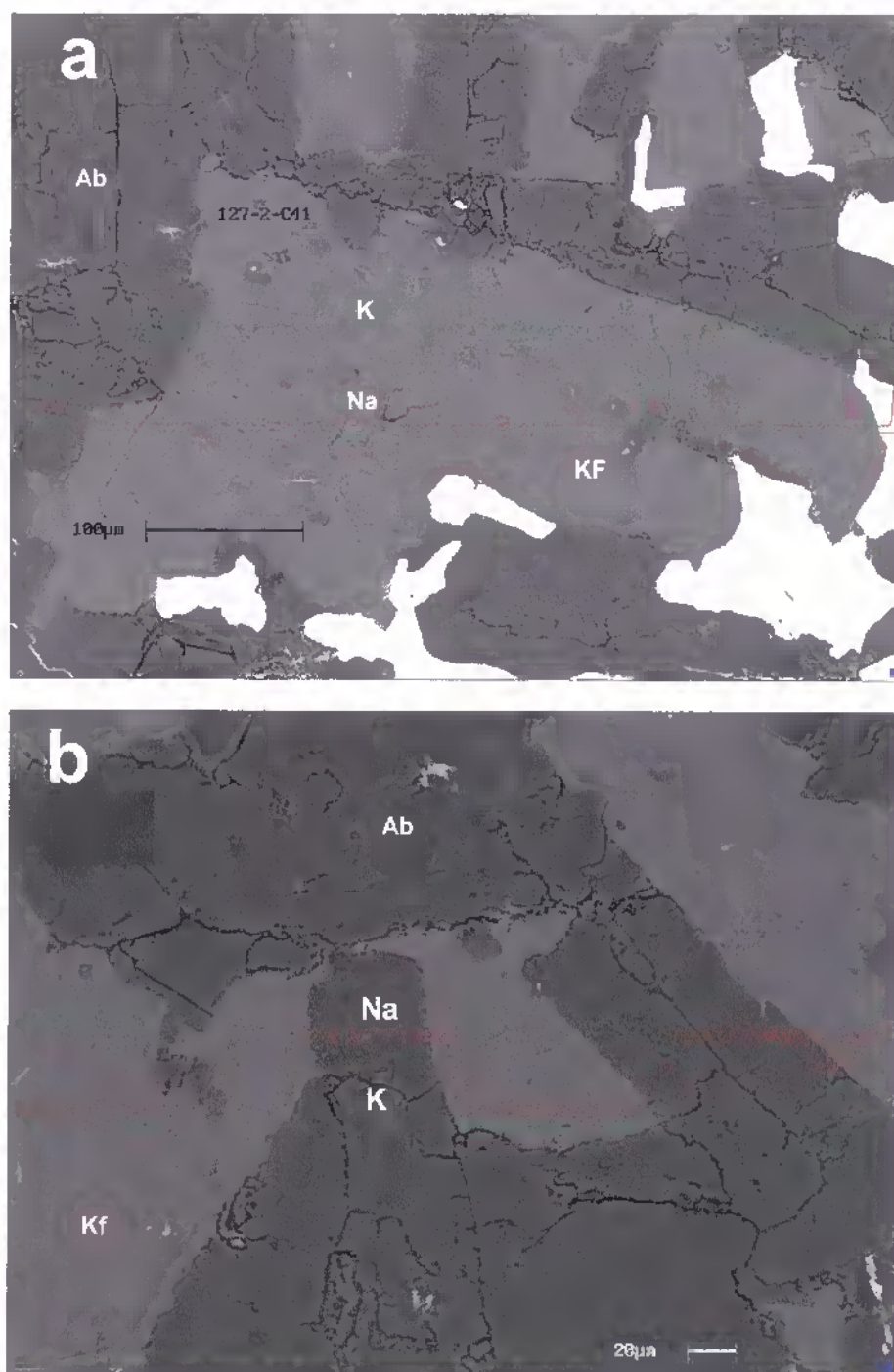


Fig. 3.1 - Varreduras para Na e K, obtidas em microscópio eletrônico, realizadas ao longo de cristais de feldspato potássico e albitas do albita-granito de núcleo

Os espectros EDS nos feldspatos potássicos são monótonos, similares aos mostrados por Reed (1996) para esse mineral, repetindo-se, com variações apenas na intensidade dos picos de SiO_2 e, com menor amplitude, nos de K_2O . As características mais importantes mostradas pelos espectros de EDS são a ocorrência de picos relativos ao Fe e a fraca intensidade dos picos na faixa do Na (fig. 3.2a, b e c). Não se observam os picos indicativos da ocorrência de Rb, ao contrário do esperado, possivelmente por estarem superpostos pelos picos do Si (Teertstra, 1998c).

Os cristais de albita do ABGn e ABGb são de granulação fina e com aspecto límpido, ocorrendo como seções retangulares alongadas, tendendo a formas de tábuas ou ripas, com maclamento difuso. No ABGb/EPS ocorrem também cristais de albita com essa morfologia, porém coexistem com cristais de hábito tabular, com maclamento albita nítido, ou cristais com maclas complexas, do tipo “tabuleiro-de-xadrez” (*chessboard albite*; Smith, 1974).

Os cristais de albita em “tábuas”, francamente predominantes, foram estudados através de MEV. Os espectros de EDS mostram indivíduos extremamente puros (fig. 3.1b) e homogêneos em termos da distribuição de Na_2O . Não foram registradas inclusões de outras fases, embora tenha sido dispensada uma atenção especial à verificação de eventuais inclusões de minerais de Fe.

As varreduras qualitativas para Na e K mostram teores elevados de Na_2O e muito baixos de K_2O (fig. 3. 2d, e, f). Os espectros EDS são monótonos, à semelhança dos mostrados pelos feldspatos potássicos, registrando apenas picos relativos ao Si, Al e Na, mas mostrando uma maior incidência de picos na faixa do Fe, o que é a característica química mais saliente dos cristais de albita do ABGn e do ABGb.

3.2.3 - Análises químicas por microsonda eletrônica em feldspatos potássicos

Os resultados analíticos obtidos para os feldspatos potássicos estão apresentados, em sua totalidade, nas tabelas contidas nos anexos. A tabela 3.3 mostra análises representativas referentes às amostras do ABGn, do ABGb e do ABGb afetado por processos de episenitização (ABGb/EPS), respectivamente. A tabela 3.4 mostra os parâmetros estatísticos calculados para os diferentes conjuntos de dados.

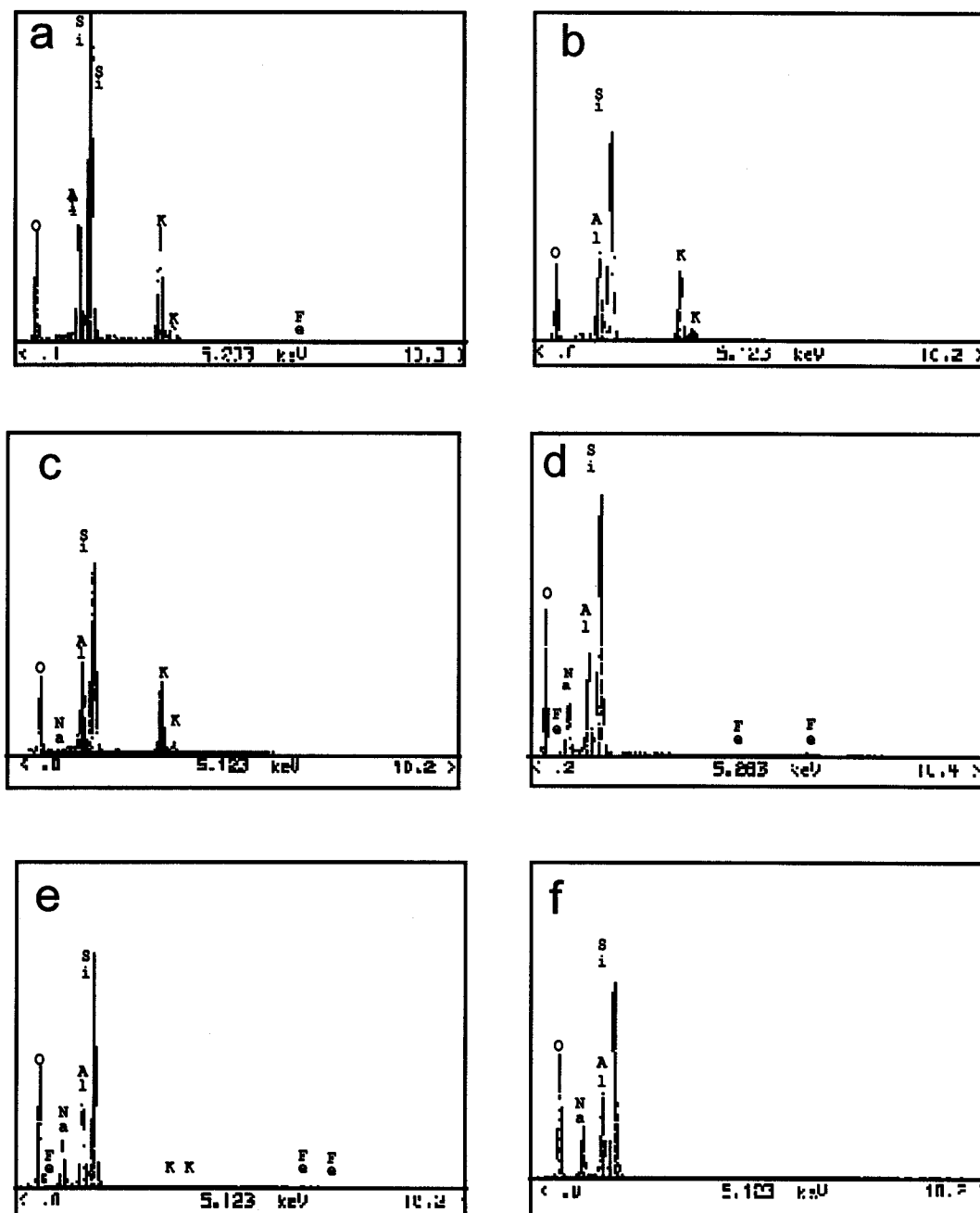


Fig. 3.2 - Espectros de EDS mostrados por feldspatos potássicos (a,b,c) e albitas (d,e,f) do albita-granito. Nos feldspatos potássicos observam-se fracos picos na faixa do Na e picos incipientes na faixa do Fe (a). Nas albitas é observada uma maior frequência de picos na zona do Fe.

Dentre as 94 análises realizadas nos feldspatos potássicos, um conjunto de 16 delas, realizadas nas amostras PHR-159 e PHR-160, não foi considerado no cálculo das composições médias, diagramas e discussões a seguir (apesar de constarem das tabelas nos anexos), pois apresentam teores de Rb_2O fortemente discordantes dos mostrados pelas demais análises. O elevado teor de Rb_2O fez com que as suas fórmulas químicas, mostrassem um amplo desequilíbrio no total de cátions e no total de cátions do sítio M, sempre excedendo os limites estequiométricos máximos admissíveis para feldspatos potássicos. Presume-se então que os teores exagerados de Rb_2O tenham sido originados por problemas analíticos cujas causas não puderam ser diagnosticadas, pois essas análises foram obtidas com as mesmas condições operacionais utilizadas para as demais (não houve mudança de padrões ou na rotina durante a sessão analítica).

Os feldspatos potássicos que ocorrem nas duas fácies do albita-granito são quimicamente similares, sendo caracterizados, respectivamente no ABGn e ABGb, por elevados conteúdos médios de K_2O (15,33 e 15,63%), Rb_2O (2,21 e 1,97%) e Fe_2O_3 (0,79 e 0,59%), moderados de Al_2O_3 (17,47 e 17,50%) (fig. 3.3a-l), teores muito baixos de Na_2O (0,30 e 0,20%) e BaO (0,03 e 0,02%), além de serem desprovidos de CaO e SrO , ambos os óxidos mostrando valores nulos em quase todos os pontos analisados. Os teores médios respectivos de K_2O são elevados, mas afastam-se das proporções estequiométricas dos termos puros em função da sua substituição por Rb_2O , enquanto os teores de Al_2O_3 são relativamente baixos para um feldspato potássico devido à sua substituição tetraédrica por Fe_2O_3 . Constata-se também que os feldspatos potássicos do ABGn são ligeiramente mais ricos em Rb_2O , Fe_2O_3 e Na_2O do que aqueles do ABGb.

As composições químicas obtidas indicam que esses feldspatos situam-se próximos ao extremo potássico da série dos feldspatos alcalinos. A elevada proporção média do componente Or (97%) faz com que os pontos analisados concentrem-se em torno do vértice Or quando plotados no diagrama ternário Or-Ab-An. As composições químicas, exceto em raros casos, não variam significativamente do núcleo para a borda dos cristais, confirmando a ausência tanto de zoneamento composicional quanto de pertitas submicroscópicas que, caso frequentes, deveriam ter sido detectadas nas análises por microsonda e nos perfis do MEV. Em algumas poucas análises observam-se desvios dessa tendência, com o teor de Ab no feldspato potássico alcançando um máximo de 10%. Esses desvios são visualizados no diagrama Or-Ab (fig. 3.4), onde observa-se a perfeita correlação negativa entre os dois componentes em função das proporções nulas de An. Os desvios mais acentuados, ainda que moderados, são apresentados por seis análises em amostras do ABGn e uma análise do ABGb

epi-sienítico (PHR-156), que situam-se além dos limites definidos pelos valores médios ($\pm\sigma$) das demais análises, mostrando-se mais enriquecidas no componente Ab.

Tabela 3.3 - Composições químicas representativas de feldspatos potássicos do albita-granito

Rocha	ABGn	ABGn	ABGn	ABGb	ABGb	ABGb/EPS	ABGb/EPS
SiO ₂	64.4629	64.2730	64.1296	64.4525	63.5522	63.6221	64.7743
Al ₂ O ₃	17.4663	17.4760	17.2637	17.4292	17.8318	17.6233	18.2107
CaO	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0541	0.0000	0.0000
MnO	0.0000	0.0066	0.0000	0.0000	0.0116	0.0000	0.0000
FeO*	0.8349	0.7966	0.5936	0.8320	0.2233	0.7977	0.3249
SrO	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
BaO	0.0000	0.0650	0.0000	0.0000	0.1044	0.1072	0.0391
Na ₂ O	0.1686	0.3645	0.2003	0.1832	0.1449	0.2908	0.1845
K ₂ O	15.3357	15.4300	15.2582	15.6699	15.8144	14.8202	16.3260
Rb ₂ O	2.7931	1.9073	2.3170	1.9777	1.1856	2.8617	0.5846
Total	101.0615	100.3190	99.7624	100.5445	98.9223	100.1230	100.4441
Fórmula química calculada à base de 32 Oxigênios							
Si	12.0144	12.0080	12.0576	12.0212	11.9891	11.9690	11.9851
Al	3.8367	3.8481	3.8256	3.8313	3.9647	3.9075	3.9712
Fe ³⁺	0.1301	0.1245	0.0933	0.1298	0.0352	0.1255	0.0503
Ca	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0109	0.0000	0.0000
Na	0.0609	0.1320	0.0730	0.0662	0.0530	0.1061	0.0662
K	3.6464	3.6777	3.6599	3.7285	3.8060	3.5569	3.8537
Mn	0.0000	0.0010	0.0000	0.0000	0.0019	0.0000	0.0000
Rb	0.3346	0.2291	0.2800	0.2371	0.1438	0.3461	0.0695
Ba	0.0000	0.0048	0.0000	0.0000	0.0077	0.0079	0.0028
Total	20.0232	20.0251	19.9895	20.0142	20.0124	20.0190	19.9989
Sítio T	15.9812	15.9805	15.9765	15.9823	15.9890	16.0020	16.0066
Sítio M	4.0419	4.0446	4.0130	4.0319	4.0233	4.0169	3.9923
Ab	1.6434	3.4658	1.9561	1.7458	1.3695	2.8958	1.6885
An	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.2826	0.0000	0.0000
Or	98.3566	96.5342	98.0439	98.2542	98.3479	97.1042	98.3115
NaAlSi ₃ O ₈ (mol)	0.0152	0.0330	0.0183	0.0166	0.0132	0.0265	0.0165
RbAlSi ₃ O ₈ (mol)	0.0836	0.0572	0.0700	0.0592	0.0359	0.0864	0.0174
KAlSi ₃ O ₈ (mol)	0.8593	0.8707	0.8686	0.8814	0.9414	0.8630	0.9589
KFeSi ₃ O ₈ (mol)	0.0325	0.0311	0.0233	0.0324	0.0088	0.0253	0.0045
K ₂ O (exc.) (mol)	0.0037	0.0033	0.0047	0.0035	0.0001	*	*
Fe ₂ O ₃ (exc.) (mol)	*	*	*	*	*	0.0012	0.0016
SiO ₂ (exc.) (mol)	0.0057	0.0045	0.0150	0.0069	-0.0005	-0.0029	0.0009
Al ₂ O ₃ (exc.) (mol)	*	*	*	*	*	*	*
Total	1.0000	0.9997	1.0000	1.0000	0.9990	0.9996	0.9999

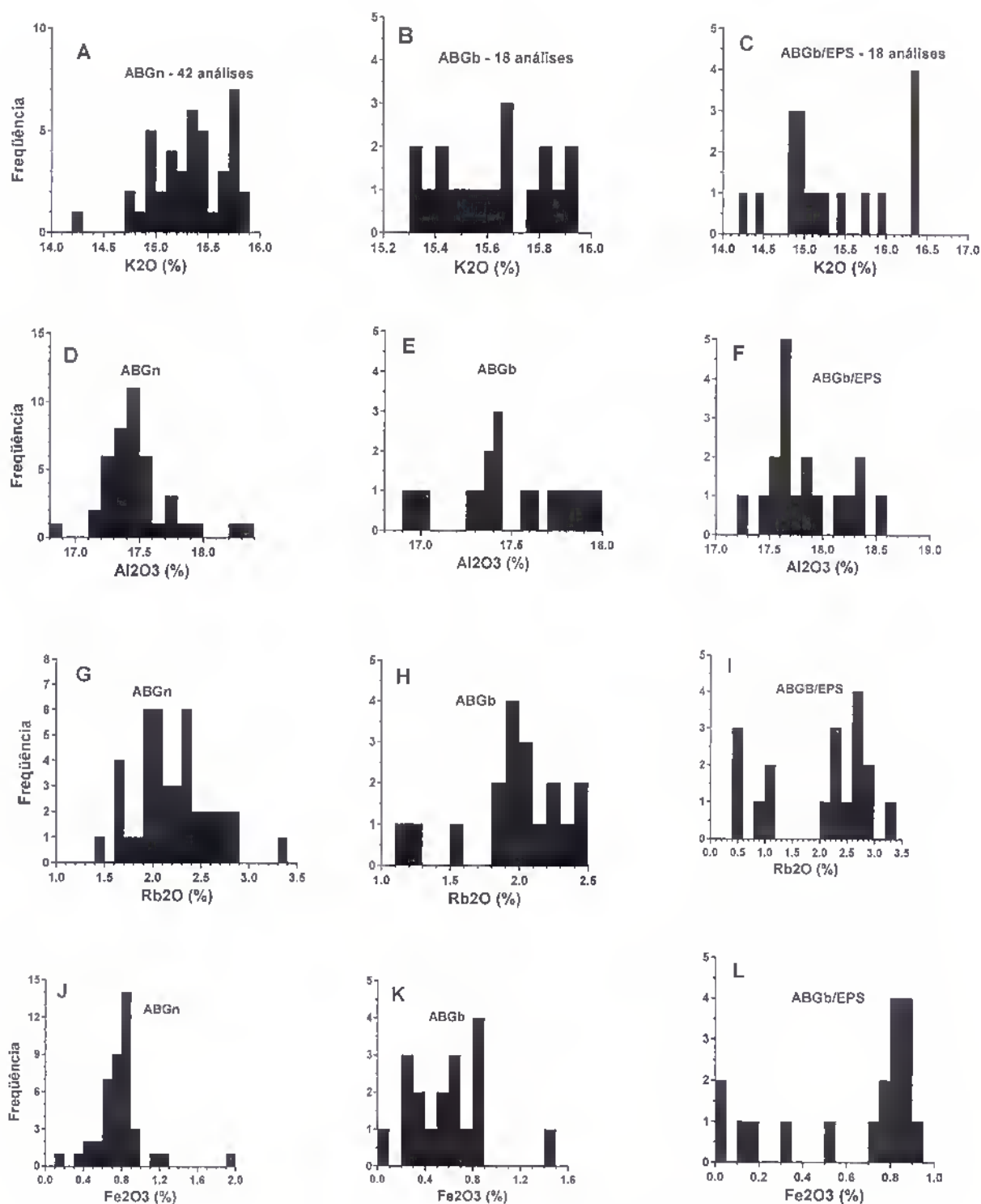


Fig. 3.3 - Distribuição dos teores de K_2O , Al_2O_3 , Rb_2O e Fe_2O_3 em feldspatos potássicos do albita-granito de núcleo (ABGn), albita-granito de borda (ABGb) e albita-granito de borda epi-sienítico (ABGb/EPS).

Tabela 3.4 - Composições químicas médias e parâmetros estatísticos determinados em feldspatos potássicos do albíta-granito

	ABGn					ABGb					ABGb/EPS				
	Média	Mínimo	Máximo	DP	n°	Média	Mínimo	Máximo	DP	n°	Média	Mínimo	Máximo	DP	n°
SiO ₂	64.2536	62.9215	65.2966	0.5808	42	63.8536	62.8177	64.8056	0.5707	18	64.3794	62.8192	65.4283	0.6549	18
Al ₂ O ₃	17.4737	16.8374	18.3804	0.2687	42	17.5000	16.9051	17.9768	0.3232	18	17.8446	17.2661	18.5619	0.3563	18
CaO	0.0003	0.0000	0.0055	0.0012	42	0.0271	0.0000	0.4247	0.1000	18	0.0002	0.0000	0.0032	0.0008	18
MnO	0.0112	0.0000	0.0638	0.0173	42	0.0039	0.0000	0.0231	0.0066	18	0.0108	0.0000	0.0359	0.0135	18
FeO*	0.7888	0.1978	1.9292	0.2530	42	0.5908	0.0877	1.4106	0.3156	18	0.6297	0.0231	0.9197	0.3305	18
SrO	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	42	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	18	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	18
BaO	0.0294	0.0000	0.1430	0.0449	42	0.0210	0.0000	0.1044	0.0338	18	0.0423	0.0000	0.3765	0.0910	18
Na ₂ O	0.3039	0.1185	0.8141	0.1764	42	0.1988	0.1346	0.3945	0.0609	18	0.2864	0.1360	1.0132	0.1892	18
K ₂ O	15.3269	14.2547	15.8306	0.3515	42	15.6278	15.3081	15.9360	0.2040	18	15.3373	14.2962	16.3905	0.6749	18
Rb ₂ O	2.2120	1.4708	3.3028	0.3888	42	1.9702	1.1856	2.4174	0.3496	18	1.9947	0.4684	3.3227	0.9492	18
Total	100.3999	99.0701	102.0158	0.7913	42	99.7931	98.7363	101.2703	0.6895	18	100.5255	99.0122	101.4495	0.5628	18
Fórmula química calculada à base de 32 Oxigênios															
Si	12.0106	11.9105	12.0622	0.0310	42	12.0038	11.9470	12.0323	0.0247	18	11.9897	11.9051	12.0428	0.0378	18
Al	3.8495	3.7361	3.9900	0.0477	42	3.8772	3.7980	3.9647	0.0549	18	3.9168	3.8088	4.0760	0.0673	18
Fe ³⁺	0.1234	0.0305	0.3037	0.0397	42	0.0930	0.0137	0.2245	0.0501	18	0.0983	0.0036	0.1443	0.0517	18
Ca	0.0001	0.0000	0.0011	0.0002	42	0.0055	0.0000	0.0857	0.0202	18	0.0000	0.0000	0.0006	0.0002	18
Na	0.1101	0.0432	0.2915	0.0635	42	0.0725	0.0493	0.1424	0.0221	18	0.1034	0.0491	0.3632	0.0678	18
K	3.6553	3.4238	3.8005	0.0914	42	3.7480	3.7001	3.8109	0.0349	18	3.6437	3.3715	3.8693	0.1484	18
Mn	0.0018	0.0000	0.0101	0.0028	42	0.0006	0.0000	0.0037	0.0011	18	0.0017	0.0000	0.0057	0.0021	18
Rb	0.2658	0.1770	0.3972	0.0465	42	0.2382	0.1438	0.2941	0.0431	18	0.2393	0.0555	0.3983	0.1144	18
Ba	0.0021	0.0000	0.0104	0.0033	42	0.0015	0.0000	0.0077	0.0025	18	0.0031	0.0000	0.0272	0.0066	18
Cátions	20.0186	19.9014	20.1121	0.0422	42	20.0404	19.9689	20.0772	0.0284	18	19.9960	19.9185	20.0502	0.0396	18
Sítio T	15.9834	15.9518	16.0434	0.0204	42	15.9741	15.9489	15.9985	0.0140	18	16.0048	15.9671	16.0380	0.0183	18
Sítio M	4.0351	3.8580	4.1603	0.0588	42	4.0663	3.9704	4.1182	0.0399	18	3.9912	3.8862	4.0831	0.0506	18
Ab	2.9182	1.1593	7.7011	1.6799	42	1.8931	1.2910	3.6870	0.5710	18	2.7725	1.2789	9.7237	1.8290	18
An	0.0018	0.0000	0.0299	0.0063	42	0.1417	0.0000	2.2163	0.5221	18	0.0010	0.0000	0.0176	0.0041	18
Or	97.0800	92.2989	98.8407	1.6789	42	97.9652	95.8562	98.7090	0.7718	18	97.2265	90.2763	98.7211	1.8288	18
NaAlSi ₃ O ₈ (mol)	0.0275	0.0108	0.0728	0.0159	42	0.0181	0.0123	0.0356	0.0055	18	0.0259	0.0123	0.0907	0.0169	18
RbAlSi ₃ O ₈ (mol)	0.0664	0.0442	0.0989	0.0116	42	0.0594	0.0359	0.0733	0.0107	18	0.0597	0.0139	0.0998	0.0286	18
KAlSi ₃ O ₈ (mol)	0.8676	0.8071	0.9096	0.0202	42	0.8899	0.8482	0.9414	0.0247	18	0.8939	0.8158	0.9654	0.0443	18
KFeSi ₃ O ₈ (mol)	0.0308	0.0154	0.0471	0.0054	39	0.0232	0.0034	0.0560	0.0125	18	0.0173	0.0009	0.0345	0.0114	16
K ₂ O (exc.) (mol)	0.0029	0.0090	0.0230	0.0038	35	0.0044	0.0001	0.0094	0.0027	16	0.0000	-0.0009	0.0058	0.0031	4
Fe ₂ O ₃ (exc.) (mol)	0.0000	0.0015	0.0096	0.0036	6	0.0000	-0.0029	-0.0001	0.0020	2	0.0014	0.0003	0.0057	0.0014	14
SiO ₂ (exc.) (mol)	0.0046	-0.0115	0.0187	0.0063	42	0.0046	-0.0076	0.0121	0.0054	17	0.0016	-0.0072	0.0184	0.0078	18
Al ₂ O ₃ (exc.) (mol)	0.0000	0.0011	0.0011	*	1	0.0000	*	*	*	0	0.0000	0.0055	0.0066	0.0008	2
Total	0.9998	0.9768	1.0252	0.0084	42	0.9996	0.9955	1.0000	0.0011	18	0.9998	0.9986	1.0000	0.0003	18

DP - desvio padrão n° - número de análises ou ocorrências Valor médio dos componentes molares calculado a partir da composição média das análises

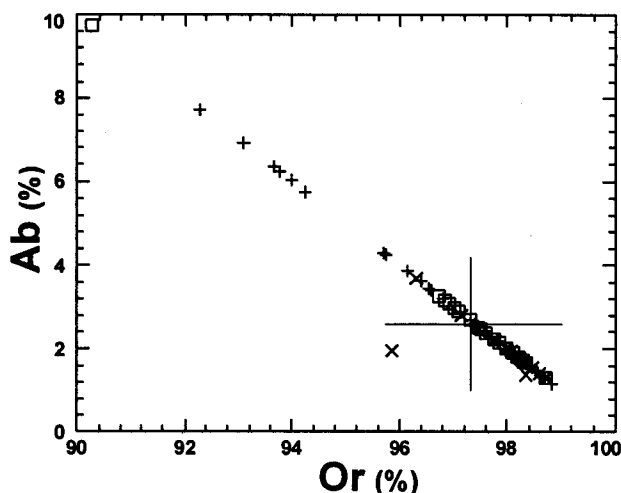


Fig. 3.4 - Variação da composição dos feldspatos potássicos do albita-granito em termos das proporções percentuais atômicas de Or e Ab. (Símbolos: + - albita-granito de núcleo; X - albita-granito de borda; □ - albita-granito de borda epi-sienítico; barras horizontal e vertical: valores percentuais atômicos médios de Or e Ab, $\pm\sigma$, obtidos da tab. 3.4.)

A análise realizada na amostra do ABGb/EPS é fortemente discrepante, não só do conjunto analisado como das composições obtidas em diversos pontos da mesma lâmina. Como o ponto analisado situa-se nas proximidades da borda do cristal de feldspato potássico, é possível que a composição determinada reflita a influência de fluorescências secundárias originadas em fases adjacentes ao cristal analisado.

3.2.3.1 – Conteúdos de Rb_2O

Uma das principais características geoquímicas mostradas pelos feldspatos potássicos do albita-granito é o seu elevado conteúdo de Rb_2O (fig. 3.3g-i). O teor médio de 2,10%, variando entre 0,47 (ABGb/EPS) e 3,30% (ABGn), é um valor anormalmente elevado quando comparado ao conjunto de análises em feldspatos potássicos apresentado por Deer *et al.* (1963), Smith (1974) e Smith & Brown (1988).

Valores de Rb_2O dessa ordem de grandeza, ou mesmo mais elevados, são freqüentemente registrados em feldspatos potássicos associados a corpos pegmatíticos fortemente fracionados, como os estudados por Černý *et al.* (1985b) no pegmatito de Red Cross Lake, Černý & Macek (1972), no pegmatito Tanco, ambos no Canadá, ou aos feldspatos potássicos referidos por Teertstra *et al.* (1997, 1998a, c), associados a depósitos pegmatíticos de polucita (tab. 3.5).

Tabela 3.5 - Concentrações médias de Rb_2O em feldspatos potássicos (microclínio) primários e tardios (*subsolidus*) associados a pegmatitos portadores de polucita (modificado de Teertstra *et al.*, 1998a; referências dos dados naquele trabalho, exceto onde indicado).

Local	Rb_2O (%)	Varição
Tanco, Manitoba, Canada	2,68	2,0 - 3,2
	3,25	1,8 - 8,3
Red Cross Lake, Manitoba, Canada	4,94	4,0 - 6,0
High Grade Dike, Manitoba, Canada	3,21	2,0 - 4,0
Tot Lake, Ontario, Canada	2,77	1,8 - 4,3
Rubellite Dike, Ontario, Canada	3,44	2,8 - 4,9
Norway 1, Maine (EUA)	0,66	0,5 - 0,8
Luolamäki, Finlândia	3,33	1,5 - 5,9
San Piero in Campo, Elba, Itália ¹	1,28	0,9 - 1,66
	17,70	10,9 - 21,5
Kola Peninsula, Rússia	8,25	6,5 - 9,2
Mongolian Altai, China	1,51	1,3 - 1,7
Helikon, Namíbia	1,12	1,1 - 8,5
Volta Grande, Minas Gerais, Brasil ²	2,83	2,6 - 3,3
Pitinga – ABGn	2,21	1,5 - 3,3
Pitinga – ABGb	1,97	1,2 - 2,4
Pitinga – ABGb/EPS	1,99	0,5 - 3,3

Valores em itálico: K-feldspatos tardios (*subsolidus*), exsolvidos na forma de vênulas, em K-feldspatos precoces. ¹Teertstra *et al.* (1998c); ²Lagache & Quéménéur (1997)

Tais feldspatos potássicos primários, com teores de Rb_2O relativamente elevados mas com o K predominando sobre o Rb na composição do sítio M, são classificados como "feldspatos potássicos rubidíferos" por Teertstra *et al.* (1998a). Os feldspatos potássicos do albíta-granito, mesmo não estando associados à mineralização em polucita, apresentam composições químicas médias similares as dos feldspatos primários relacionados a esse ambiente, exceto quanto ao teor de Fe_2O_3 (tab. 3.6).

Tabela 3.6 – Composições químicas médias dos feldspatos potássicos do albíta-granito comparadas a de feldspatos potássicos primários, associados a pegmatitos com alto grau de fracionamento.

	Red Cross Lake ¹	San Piero in Campo ²	Kola Peninsula ³	Volta Grande ⁴	Pitinga ABGn	Pitinga ABGb	Pitinga ABGb/EPS
SiO_2	63,21	64,00	61,15	63,62	64,25	63,85	64,38
Al_2O_3	17,61	18,12	17,87	17,97	17,47	17,50	17,84
CaO	0,05	nd	nd	0,00	0,00	0,03	0,00
MnO	nd	nd	nd	nd	0,01	0,00	0,01
Fe_2O_3	0,08	nd	nd	0,06	0,79	0,59	0,63
SrO	nd	0,00	0,07	nd	0,00	0,00	0,00
BaO	nd	0,09	nd	nd	0,03	0,02	0,04
Na_2O	0,42	0,14	0,31	1,68	0,30	0,20	0,29
K_2O	12,60	15,51	11,40	13,07	15,33	15,63	15,34
Rb_2O	5,46	1,66	7,95	2,83	2,21	1,97	1,99
Total	99,43	99,38	98,74	99,23	100,40	99,79	100,53

¹Cerný *et al.* (1985), $\text{Cs}_2\text{O} = 0,45\%$, $\text{Ti}_2\text{O} = 0,05\%$, $\text{Li}_2\text{O} = 0,08\%$; ²Teertstra *et al.* (1998c), $\text{Cs}_2\text{O} = 0,22\%$

³Teertstra *et al.* (1997), $\text{P}_2\text{O}_5 = 0,32\%$; ⁴Lagache & Quéménéur (1997), $\text{Cs}_2\text{O} = 0,08\%$; nd – não determinado; ABGn – albíta-granito de núcleo ABGb – albíta-granito de borda ABGb/EPS – albíta-granito de borda epi-sienítico

Na maior parte das análises em feldspatos potássicos do albita-granito, o Rb ocorre substituindo o K, observando-se a boa correlação negativa entre eles ($Rb = 1,161 - 0,383 K$) quando se considera o conjunto de análises realizadas (fig. 3.5). Uma tal extensão na substituição do K pelo Rb raramente é registrada em feldspatos potássicos formadores de rochas graníticas, mas é particularmente freqüente em corpos pegmatíticos complexos, altamente fracionados (Smith, 1974; Černý *et al.*, 1985a; Smith & Brown, 1988). Dentro do amplo conjunto de análises químicas compilado por Deer *et al.* (1963), Smith (1974) e Smith & Brown (1988), são escassos os exemplos de feldspatos potássicos, em granitos, com teores de Rb acima de 1000 ppm.

Nos diagramas Or vs. K/Rb e Rb vs. K/Rb (Figura 3.6) observa-se que os feldspatos potássicos do albita-granito apresentam razões K/Rb muito baixas. As razões variam entre um mínimo de 4, para feldspatos potássicos com características petrográficas de cristalização primária, e um máximo em torno de 32, em feldspatos do albita-granito afetado por episenitização, com características de formação *subsolidus* (fig. 3.6a).

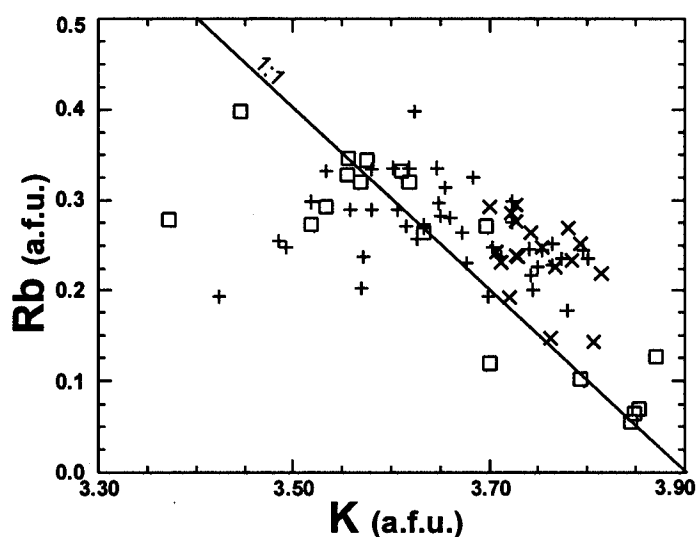


Fig. 3.5- Diagrama catiônico K vs. Rb para os feldspatos potássicos do albita-granito. (Símbolos como na fig. 3.4)

Os baixos teores de Rb nos feldspatos cristalizados tardiamente, mesmo quando associados a sistemas altamente fracionados compostos por líquidos residuais fortemente enriquecidos em Rb, é explicado por Černý *et al.* (1985a) como sendo provavelmente relacionado ao reduzido volume molar da estrutura do feldspato formado a baixas temperaturas (200-300°C), quando comparado ao dos feldspatos potássicos desses mesmos sistemas formados a temperaturas mais elevadas, da ordem de 400-700°C. O baixo volume molar torna a estrutura rígida, dificultando a incorporação de cátions com raios iônicos maiores do que o do

K, que, caso incorporados, provocariam o aumento das dimensões da célula unitária e da densidade do feldspato (Gordienko & Kamentsev, 1969). Esta é uma das causas pela qual feldspatos potássicos formados tardiamente tendem a apresentar composições puras (Černý *et al.* 1984, 1985a), como refletido pelas seis análises em feldspatos potássicos do albíta-granito afetado por epi-sienitização mostrados na fig. 3.6a.

O intervalo de variação da razão K/Rb nos feldspatos potássicos do albíta-granito, bem como os seus valores absolutos, ajusta-se ao *trend* apresentado pelos feldspatos potássicos dos pegmatitos canadenses de Tanco e Red Cross Lake (Černý *et al.*, 1985a) e à composição do feldspato potássico de Volta Grande, em Minas Gerais (Lagache & Quéméneur, 1997), todos caracterizados por elevados graus de fracionamento (fig. 3.6b)

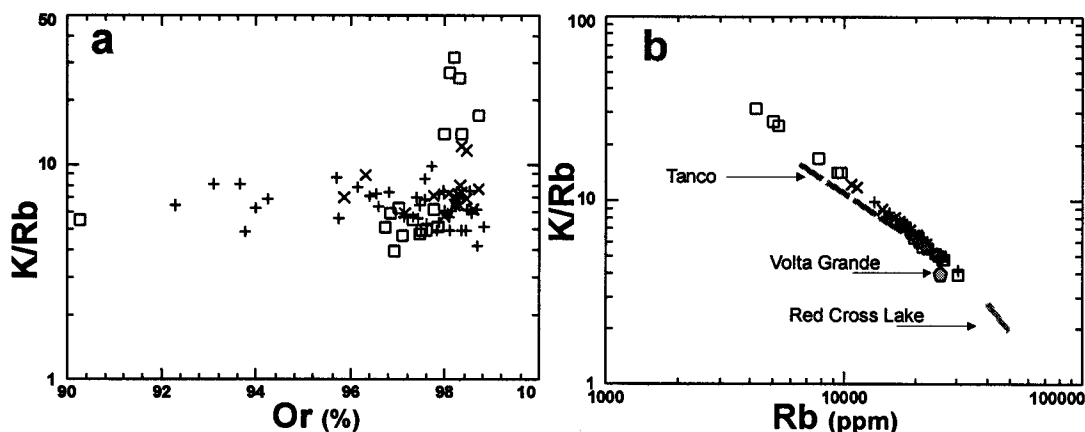


Fig. 3.6 - Diagramas Or vs. K/Rb (a) e Rb vs. K/Rb (b) para os feldspatos potássicos do albíta-granito e *trends* desenvolvidos nos pegmatitos altamente fracionados de Tanco, Red Cross Lake (Černý *et al.*, 1985a) e Volta Grande (Lagache & Quéméneur, 1997) (Símbolos como na fig. 3.4).

3.2.3.2 – Conteúdos de Fe_2O_3

Os teores de Fe_2O_3 exibidos pelos feldspatos potássicos do albíta-granito Madeira raramente são encontrados em feldspatos potássicos com proporções semelhantes de Or ($100\text{K}/[\text{K}+\text{Na}+\text{Ca}]_{\text{mol}}$), notadamente os ocorrentes em rochas graníticas. Smith (1974) e Smith & Brown (1988) restringem a ocorrência de feldspatos potássicos com altos teores de Fe ($> 0,2\%$ em peso) a sanidinas associadas a rochas lamproíticas, carbonatitos e rochas ultrapotássicas (fig. 3.7), exemplificadas pelas sanidinas ocorrentes em orenditos descritos por Carmichael (1967), cujo estudo foi refinado por Kuehner & Joswiak (1996), ou sanidinas em lamproítos estudadas por Linthout & Lustenhouwer (1993).

Outras análises em feldspatos potássicos ricos em ferro (tab. 3.7 e fig. 3.7), registrados em Deer *et al.* (1963), referem-se a determinações químicas realizadas em cristais amarelados

de ortoclásio ocorrentes em pegmatito, em Ytrongay, Madagascar (Lacroix, 1922, citado por Martin, 1982). Como esses cristais formavam gemas transparentes (Deer *et al.*, 1963), é provável que os seus teores em ferro sejam reais, isto é, não sejam produzidos por contaminação oriunda de inclusões de outras fases, o que é considerado por Smith (1974) como a principal causa de sobredosagem nos teores de Fe_2O_3 em análises químicas convencionais, quando comparados aos resultados obtidos através de microsonda eletrônica realizados nos mesmos materiais. A tabela 3.7 mostra a similaridade desses feldspatos com os ocorrentes no albita-granito, exceto quanto aos teores de Rb_2O).

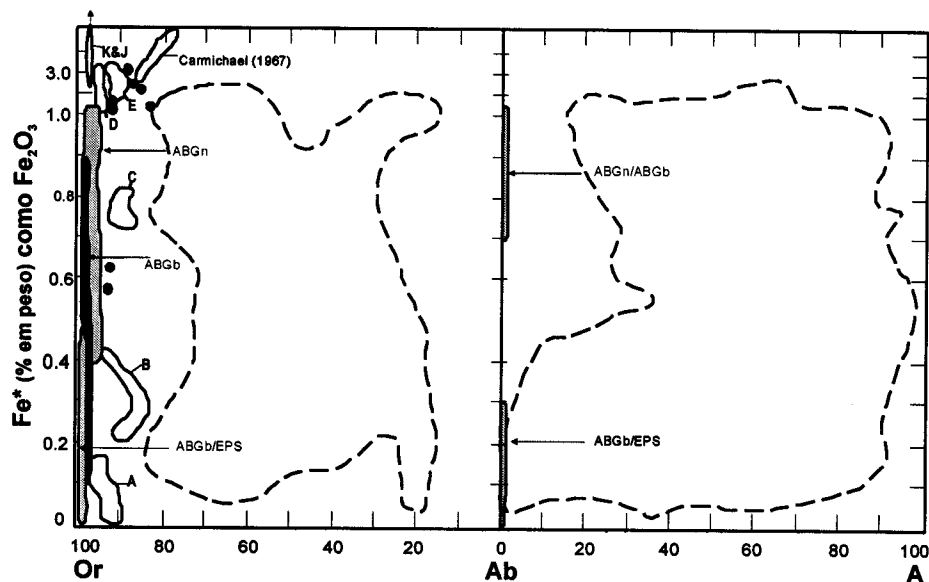


Fig. 3.7 – Diagramas Or-Ab e Ab-An vs Fe_2O_3 (% em peso) em feldspatos potássicos e albitas, baseado na fig. 14.4 de Smith & Brown (1988), mostrando os campos dos feldspatos potássicos, plagioclásios, feldspatos potássicos em granito pórfiro (A), em carbonatitos (B), em lavas com leucita (C), em lamprófiros (D), em lamproitos (E), conforme referências compiladas por esses autores; campo das sanidinas definido por Carmichael (1967); sanidinas estudadas por Kuehner & Joswiak, 1996 (K&J); composições de feldspatos potássicos ferríferos em Deer *et al.*, 1963 (pontos pretos). Campos dos feldspatos potássicos e albitas do ABGn, do ABGb e do ABGb/EPS assinalados por setas.

A tabela 3.7 mostra também resultados selecionados dentre o conjunto de dados apresentados por Carmichael (1967), Kuehner & Joswiak (1996) e Linthout & Lustenhouwer (1993) para sanidinas ricas em ferro. Os cristais de sanidina descritos por esses autores mostram uma nítida zonação em termos da distribuição do ferro, que apresenta os teores mais elevados ao longo das bordas dos indivíduos, enquanto que os núcleos apresentam teores mais baixos. As análises selecionadas são as que representam as frações de núcleo, com os teores de ferro mais próximos, ainda que bem mais elevados que os exibidos pelos feldspatos potássicos do albita-granito.

Para a execução das análises por microsonda nos feldspatos potássicos do albita-granito foram selecionadas áreas visualmente límpidas, distribuídas tanto nas proximidades das bordas quanto nos núcleos dos cristais. Os teores de Fe_2O_3 determinados mostraram uma pequena dispersão em torno do valor médio (fig. 3.8), com o somatório dos valores catiônicos de Si, Al e Fe fazendo com que o preenchimento do sítio T aproxime-se de sua ocupação ideal, considerando-se os limites de acurácia do método analítico. Não foram observadas evidências de zonação composicional, em termos de Fe, nos feldspatos potássicos do albita-granito.

Tabela 3.7 – Composições químicas médias dos feldspatos potássicos do albita-granito comparadas a dos feldspatos potássicos ricos em ferro de várias procedências.

	Fe-K- feldspatos ¹	Fe- sanidinas ²	Fe- sanidinas ³	Fe- sanidinas ⁴	Pitinga ABGn	Pitinga ABGb	Pitinga ABGb/EPS
SiO_2	64,49	63,7	63,8	64,20	64,25	63,85	64,38
Al_2O_3	17,26	15,93	16,65	16,10	17,47	17,50	17,84
TiO_2	0,00	0,34	nd	nd	nd	nd	nd
MgO	nd	0,31	0,09	nd	nd	nd	nd
CaO	0,00	0,06	nd	0,06	0,00	0,03	0,00
MnO	nd	nd	nd	nd	0,01	0,00	0,01
Fe_2O_3	1,69	2,79	1,93	2,85	0,79	0,59	0,63
FeO	0,08	nd	nd	nd	nd	nd	nd
SrO	nd	0,06	nd	-	0,00	0,00	0,00
BaO	0,00	0,70	0,32	0,70	0,03	0,02	0,04
Na_2O	0,65	0,30	0,38	0,19	0,30	0,20	0,29
K_2O	15,74	15,97	16,20	16,25	15,33	15,63	15,34
Rb_2O	nd	nd	nd	nd	2,21	1,97	1,99
Total	100,07	100,16	99,37	100,35	100,40	99,79	100,53

¹Média de oito determinações em Deer et al. (1963), tab. 9 $\text{H}_2\text{O} = 0,11\%$; ²Kuehner & Joswiak (1996) tab. 2, análises 4-5-6; ³Linthout & Lustenhouwer (1993) tab. 2, análises 1-2;

⁴Carmichael (1967) tab.3, análises LH.9 – LH.12

Em alguns casos os teores de Fe_2O_3 dos feldspatos potássicos do albita-granito são anormalmente elevados (fig. 3.8), situando-se fora do campo definido pelas demais análises. Nesses casos, apesar do somatório dos óxidos apresentar um bom fechamento, as fórmulas químicas recalculadas mostram-se desbalanceadas, indicando a existência de problemas analíticos. Esses problemas podem ser causados tanto pela ocorrência de inclusões submicroscópicas, não detectadas visualmente, quanto por fluorescências secundárias causadas por fases portadoras de Fe adjacentes ao cristal analisado (Martin, 1982; Reed, 1996).

De acordo com Smith (1974), os fatores que controlam a entrada de Fe em feldspatos potássicos, apesar de complexos, são correlacionáveis à temperatura de formação do feldspato, sendo o Fe, à semelhança do Rb, exsolvido durante o resfriamento lento e subsequente ordenamento estrutural do feldspato. A exsolução ou substituição do Fe nos

feldspatos potássicos somente ocorre sob essa condição, pois sua difusão e os seus processos de troca parecem ser tão ou mais lentos dos que as substituições tetraédricas envolvendo $\text{Si}^{4+} \leftrightarrow \text{Al}^{3+}$ (Petrov & Hafner, 1988).

Os teores de Fe nos feldspatos potássicos do albita-granito (Fig. 3.8; tabela 3.4), apresentam uma variância moderada, indicando que não houve a sua exsolução durante a cristalização da rocha. A ausência de exsolução é sugerida pela distribuição homogênea dos teores de Fe no interior dos cristais de feldspato potássico, não sendo observada, ao MEV, a sua concentração ao longo das bordas ou em zonas, como nas sanidinas estudadas por Kuehner & Joswiak (1996).

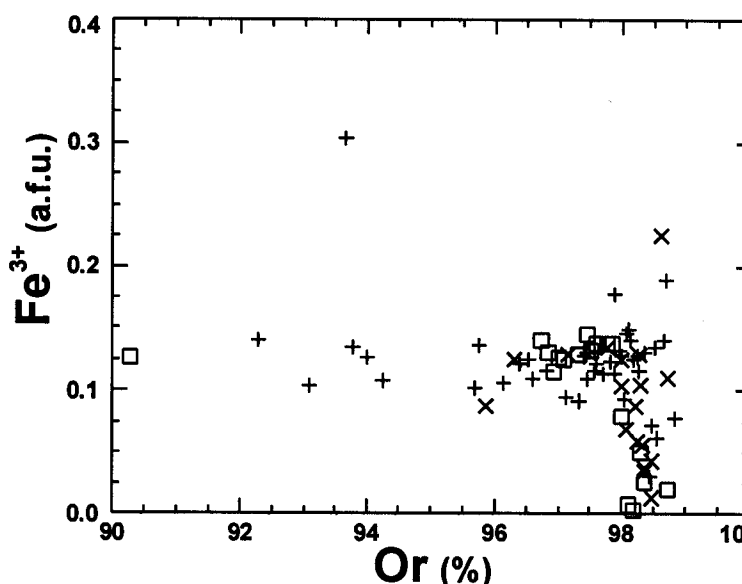


Fig. 3.8 – Diagrama Or vs. Fe^{3+} para os feldspatos potássicos do albita-granito, mostrando a moderada dispersão dos teores de Fe^{3+} e o seu decréscimo em amostras do ABGb e ABGb/EPS. (Símbolos como na fig. 3.4).

Observando-se a Figura 3.8 nota-se que os valores de Fe_2O_3 decrescem acentuadamente em algumas das análises em feldspatos do ABGb e do ABGb/EPS. As análises de feldspatos potássicos do ABGb/EPS com teores de Fe^{3+} abaixo de 0,06 a.f.u., e que também mostram baixos teores de Rb_2O (fig. 3.5), foram realizadas em cristais de aspecto límpido, intersticiais e de granulação muito fina, interpretados petrograficamente como formados durante o processo metassomático de epi-sienitização do ABGb. Quimicamente, tais grãos apresentam diferenças significativas em relação aos cristais de feldspato potássico ricos em ferro, coexistentes na mesma amostra. Esses últimos são interpretados como formados a partir da cristalização de fluidos magmáticos, tendo sido preservados durante o processo de episienitização potássica que localmente afetou o ABGb. Um processo similar é sugerido para

os feldspatos potássicos com baixos teores de Fe^{3+} do ABGb. Essas análises também foram realizadas em cristais de feldspatos potássicos de granulação fina, intersticiais e de aspecto homogêneo, características petrográficas que sugerem a sua cristalização tardia.

3.2.3.3 – Acurácia das análises e substituições interelementares

Para a caracterização química acurada de feldspatos potássicos com altos teores de Rb, associados a pegmatitos, Teertstra *et al.* (1998a, b) apresentam uma série de procedimentos analíticos, envolvendo a elaboração de padrões particulares e a definição de condições operacionais mais favoráveis, além do desenvolvimento de métodos específicos para a correção dos resultados obtidos.

No caso do estudo dos feldspatos do albita-granito foram empregados os padrões analíticos disponíveis (tab. 3.2), utilizados rotineiramente no laboratório de microsonda eletrônica da Universidade de Brasília. Observando-se o conjunto dos dados analíticos (ver anexos) verifica-se que os fechamentos das análises, em vários casos, aproximam-se de 101%, com o valor médio das 78 determinações alcançando 100,29% (tab. 3.4). As fórmulas químicas resultantes apresentam um valor médio de 20,02 para o somatório dos cátions, com o total relativo ao sítio M mostrando um valor médio de 4,03. Os desvios desses valores, em relação às proporções estequiométricas, situam-se dentro do intervalo de variação da acurácia inerente ao método analítico, considerando-se então que as análises químicas, bem como as fórmulas químicas delas derivadas, são representativas. Poderia existir uma eventual redução da acurácia dos resultados obtidos, no entanto, em função da utilização de padrões analíticos com composições e proporções estequiométricas pouco afins às dos feldspatos analisados (ver Teerststra, 1998b).

Uma avaliação dessa questão pôde ser feita no caso das análises de Rb. Mesmo com a variação na acurácia dos resultados, os teores de Rb_2O determinados nos feldspatos potássicos mostram uma moderada dispersão em torno do seu valor médio, resultando em um somatório de cátions adequado (tab. 3.4). Em um primeiro conjunto de análises, realizadas sem a quantificação do Rb, os erros no somatório dos óxidos e na distribuição de cátions foi de tal dimensão que tornou os resultados inaproveitáveis. Isso indica que os teores de Rb nos feldspatos potássicos estudados são de fato significativos e que os erros decorrentes da utilização de um conjunto de padrões analíticos de rotina seriam sistemáticos. Em razão disso, a acurácia das análises é considerada suficiente para a definição dos feldspatos potássicos do albita-granito como "feldspatos potássicos rubidíferos". Mesmo admitindo-se que os teores de Rb_2O obtidos possam não ser rigorosamente acurados, eles certamente fornecem um valor

próximo do real. A acurácia das análises também pode ser avaliada através do cálculo das proporções molares dos termos finais na composição dos feldspatos potássicos. As proporções molares calculadas (Tab. 3.3, 3.4) resultam em fórmulas finais estequiométricas mesmo quando são utilizados valores médios, sugerindo que o conjunto das análises é coerente e equilibrado.

Teertstra *et al.* (1998b) apresentam uma série de diagramas binários para a avaliação da acurácia e representatividade de um conjunto de análises em feldspatos, além de determinarem três vetores que indicam diferentes substituições que ocorrem dentro do espaço composicional dos feldspatos. Segundo Smith & Brown (1988) e Teertstra *et al.* (1998b), em um feldspato ideal as cargas negativas residuais dos tetraedros estruturais, criadas por substituições do tipo $\text{Si}^{4+} \leftrightarrow \text{Al}^{3+}$, são balanceadas por cargas positivas de cátions intersticiais, em geral monovalentes, que compõem o sítio M. No caso dos feldspatos potássicos do albíta-granito (Fig. 3.9a), onde certas posições tetraédricas são ocupadas adicionalmente por Fe^{3+} , a maioria das análises em feldspatos potássicos do ABGn e do ABGb mostra uma correlação apenas moderada entre o somatório das cargas do sítio M e $(\text{Al} + \text{Fe}^{3+})$. Os pontos dispersam-se em torno da razão 1:1 do diagrama, com o somatório das cargas em geral apresentando valores mais elevados do que o máximo de 4, indicando a sobredosagem de um ou mais componentes do sítio M. Esse efeito é menos saliente nas análises dos feldspatos potássicos do ABGb/EPS, que, apesar de dispersas, mostram os valores do somatório das cargas catiônicas do sítio M em torno do valor ideal.

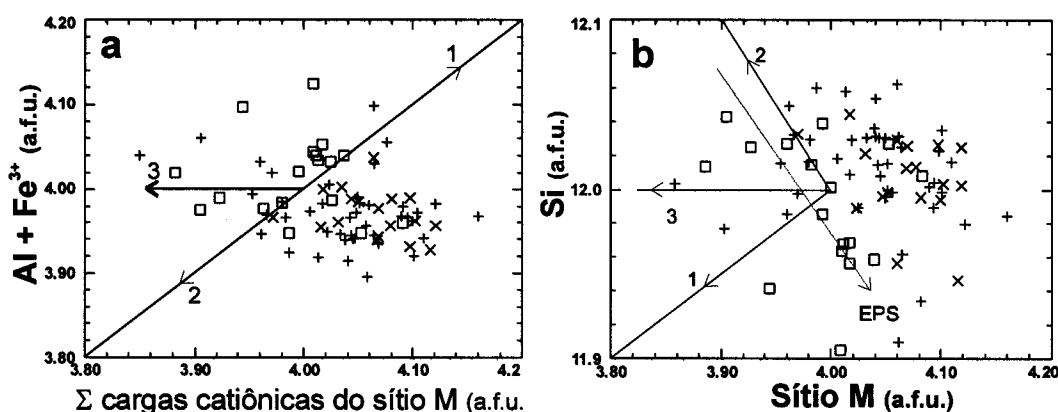


Fig. 3.9 – Diagrama relacionando a soma das cargas dos cátions do sítio M $[\text{K} + \text{Rb} + \text{Na} + 2(\text{Ba} + \text{Sr})]$ vs. conteúdo atômico de Al e Fe^{3+} (a) e total de cátions do sítio M vs. conteúdo atômico de Si (b) para os feldspatos potássicos do albíta-granito. Vetores de substituição definidos por Teertstra *et al.* (1998b) como: (1) – trend de substituição tipo plagioclásio; (2) – trend $\square\text{Si}_4\text{O}_8$; (3) – trend de decréscimo aparente no total de cargas catiônicas no sítio M. EPS – trend desenvolvido por feldspatos potássicos do ABGb/EPS. (Símbolos como na fig. 3.4).

A figura 3.9b, baseada em Teertstra *et al.* (1998b), mostra a existência de um excesso estequiométrico nos conteúdos de Si (Σ a.f.u. > 12) e no total dos cátions do sítio M. O excesso de cátions no sítio M (médias de 4,03 e 4,06 a.f.u., respectivamente no ABGn e no ABGb) pode ser explicado pela provável inadequação do padrão utilizado para a determinação do Rb_2O , pela sobredosagem do K_2O , ou ambas. O provável excesso de Si nas fórmulas químicas é indicado também pelo cálculo das frações molares dos termos finais. Na tabela 3.4 observa-se, em todas as análises, a presença de frações residuais molares de SiO_2 , cujas proporções situam-se entre 0,77% no ABGn e ABGb e 0,30% no ABGb/EPS. As análises realizadas no ABGn e no ABGb apresentam também resíduos molares excedentes de K_2O , que variam, respectivamente, entre 1,6 e 2,35%, em média (Tab. 3.4), consideram-se o conjunto total de análises. Devido às relações estequiométricas existentes entre esses óxidos, os aparentes excessos molares em Si e K poderiam ser compensados através de acréscimos da ordem de 0,5% nos teores de Al_2O_3 , mostrando que pequenas oscilações na acurácia das análises, principalmente em relação aos elementos maiores, podem refletir-se em desvios estequiométricos apreciáveis.

As análises relativas ao ABGn e ABGb, desconsiderando-se o excesso de ocupação do sítio M, mostram uma moderada tendência em dispor-se segundo o *trend* marcado pelo vetor 2 (Fig. 3.9b), que indica substituição do tipo $\text{Al} \leftrightarrow \square\text{Si}_4\text{O}_8$, implicando em valores de Si > 12 a.f.u. e de Al < 4 a.f.u.. Os demais *trends* mostrados por Teertstra *et al.* (1998b), de decréscimo aparente no total de cargas catiônicas no sítio M a teores de Al (ou Si) constantes, provavelmente por incorporação de elementos leves (3) e substituição tipo plagioclásio (1), aparentemente não ocorrem ou são pouco expressivos no conjunto de análises em feldspatos potássicos do albita-granito.

Os pontos relativos ao ABGb/EPS definem um *trend* paralelo ao do vetor $\square\text{Si}_4\text{O}_8$ mas de sentido inverso, indicando um crescente empobrecimento em Si nos seus feldspatos. O aumento de álcalis e Al_2O_3 em relação ao SiO_2 , originado pela desestabilização de quartzo magmático e sua substituição metassomática por feldspatos, é uma das principais características geoquímicas dos epi-sienitos que ocorrem associados ao granito Água Boa (Costi *et al.*, 1996a, b). Portanto, o comportamento definido pelos feldspatos potássicos do ABGb/EPS é interpretado como indicando um *trend* metassomático, caracterizado pela formação de feldspatos potássicos composicionalmente mais puros, próximos aos termos estequiométricos, como relatado por Smith (1974) e Černý & Chapman (1994).

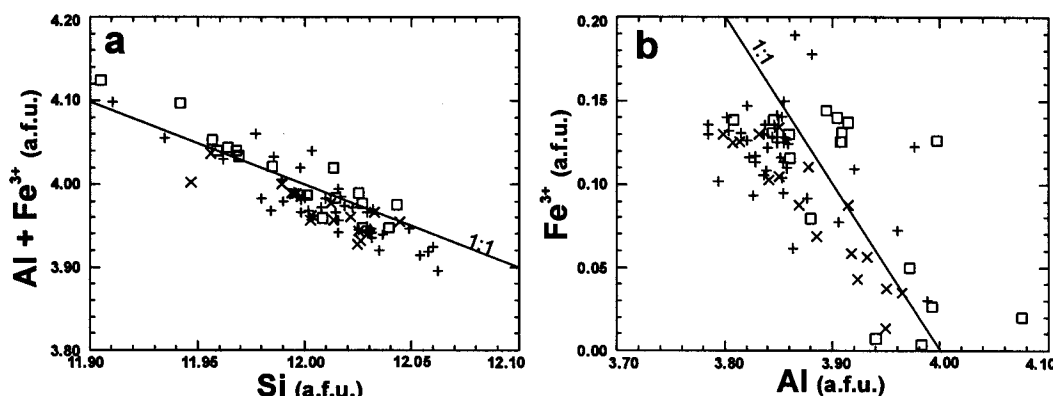


Fig. 3.10 – Diagrama catiônico Si vs. $\text{Al} + \text{Fe}^{3+}$ mostrando a correlação negativa entre eles (a); proporções catiônicas de Al vs. Fe^{3+} (b) para os feldspatos potássicos do albita-granito Madeira. (Símbolos como na fig. 3.4).

Os processos de substituição nos sítios tetraédricos, envolvendo trocas $\text{Si}^{4+} \leftrightarrow (\text{Al}^{3+} + \text{Fe}^{3+})$ e $\text{Al}^{3+} \leftrightarrow \text{Fe}^{3+}$ são bastante coerentes entre si. As trocas do primeiro tipo, mostradas na figura 3.10a, desenvolvem-se segundo razões próximas de 1:1, observando-se a tendência dos feldspatos potássicos do ABGn e ABGb de apresentarem teores de Si e $\text{Al} + \text{Fe}^{3+}$ em proporções não-estequiométricas ($\text{Si} > 12$ e $\text{Al} + \text{Fe}^{3+} < 4$ a.f.u.). Um comportamento distinto é exibido pelos feldspatos potássicos do ABGb/EPS, que se aproximam mais de proporções estequiométricas e apresentam, em muitas análises, valores de $\text{Si} < 12$ e $\text{Al} + \text{Fe}^{3+} > 4$ (Fig. 3.11a). As substituições $\text{Al}^{3+} \leftrightarrow \text{Fe}^{3+}$ também são coerentes, mostrando uma dispersão moderada (Fig. 3.10b). Nesse diagrama nota-se a clara deficiência em Al e Fe^{3+} nas análises dos feldspatos potássicos do ABGn e ABGb, além de baixos teores de Fe^{3+} em vários feldspatos potássicos do ABGb e ABGb/EPS.

Segundo Kuehner & Joswiak (1996), a cristalização de feldspatos potássicos ricos em ferro indica que o líquido a partir do qual derivaram era originalmente deficiente em Al_2O_3 , rico em K_2O e saturado em SiO_2 . Presume-se então que a formação dos feldspatos potássicos ricos em ferro do albita-granito Madeira tenha ocorrido em função de o líquido gerador do ABGn ser peralcalino, portanto com uma relativa deficiência em Al_2O_3 ($\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})_{\text{mol}} < 1$), fortemente enriquecido em F e saturado em SiO_2 .

Fluidos peralcalinos com baixa viscosidade e despolimerizados, como é o caso daqueles ricos em F, são favoráveis à cristalização de feldspatos potássicos relativamente ricos em Fe por propiciarem a ampla e fácil difusão dos cátions (Linthout & Lustenhouwer, 1993). Sob condições adequadas de cristalização, em geral a temperaturas relativamente elevadas e composições favoráveis dos fluidos, é possível a formação de feldspatos potássicos não-estequiométricos, com excessos moleculares de SiO_2 e K_2O , que todavia somente são preservados se houver o resfriamento rápido do sistema em cristalização, o que evitaria a

exsolução do Fe^{3+} admitido em substituição ao Al_2O_3 (Carmichael, 1967; Linthout & Lustenhouwer, 1993).

Em vista dos resultados apresentados acima, sugere-se que os feldspatos potássicos do ABGn e do ABGb cristalizaram a partir de um líquido de baixa viscosidade, empobrecido em Al_2O_3 e rico em Fe_2O_3 (portanto oxidado). Sugere-se também que o sistema foi resfriado rapidamente, o que preservou a não-estequiometria em termos dos teores de SiO_2 e K_2O dos feldspatos potássicos, não permitindo a exsolução dos seus conteúdos de Fe_2O_3 .

Como os feldspatos potássicos do albita-granito não apresentam evidências químicas de difusão de elementos com raios iônicos maiores do que o K, no caso Fe e Rb, cuja permanência na estrutura do feldspato impediria ou retardaria o seu ordenamento mesmo em condições *subsolidus* (Gordienko & Kamentsev, 1969; Afonina *et al.*, 1979), acredita-se não ter ocorrido também a difusão *subsolidus* do Na. Constituem evidências adicionais a apoiar esta hipótese a ausência de zonações composicionais, bem como a inexistência de evidências texturais de reequilíbrio do feldspato potássico, tais como a formação de pertitas ou albitas intergranulares associadas a eles. Em conseqüência, interpreta-se que as composições dos feldspatos potássicos do albita-granito, próximas às do termo final KAlSi_3O_8 , constituem uma característica primária desse mineral.

3.2.4 - Análises químicas por microsonda eletrônica em albitas

3.2.4.1 - Apresentação dos resultados

As tabelas 3.8 e 3.9 mostram composições representativas e os parâmetros estatísticos calculados para as análises em albitas do ABGn, ABGb e ABGb/EPS, respectivamente.

Foram analisados 60 pontos em seis amostras (tab. 3.1), das quais quatro amostras representam o ABGn (37 análises), uma o ABGb (dez análises) e uma o ABGb/EPS (treze análises). O número total de análises realizadas em duas sessões analíticas foi de 115, em onze amostras, porém, devido a problemas técnicos na determinação de Na_2O , ocorridos na última sessão, as 55 análises resultantes não serão consideradas na discussão a seguir.

As albitas que ocorrem no ABGn e no ABGb são caracterizadas quimicamente por elevados conteúdos médios de Na_2O (11,50%), Al_2O_3 (18,53%) e Fe_2O_3 (1%) (tabela 3.9; Fig. 3.11a-i), além de teores muito baixos de K_2O (0,05%) e BaO (0,02%), ao lado de teores praticamente nulos de CaO ($\approx 0.007\%$)

As albitas do ABGb/EPS apresentam teores médios elevados de Al_2O_3 (19,63%) e teores relativamente baixos de Fe_2O_3 (0,06%). Os seus teores de SiO_2 , Na_2O e K_2O são muito elevados, enquanto os conteúdos dos demais óxidos maiores são muito baixos, da ordem de algumas centenas de ppm.

Os percentuais de Rb_2O e SrO situam-se abaixo dos limites de detecção (valores nulos em todas as análises) nas albitas do albita-granito, um comportamento coerente com o registrado por Smith & Brown (1988) para plagioclásios com essa composição. Segundo esses autores, albitas com teores abaixo de 10 ppm em Rb são encontradas associadas a corpos pegmatíticos, como as analisadas por Černý et al. (1984) e Lambert & Holland (1974). Essa também é a tendência mostrada pelo Sr, mas deve-se considerar que são muito restritos os dados geoquímicos relativos a teores de Rb e Sr em albitas.

Tabela 3.8 - Composições químicas representativas de albitas do albíta-granito

Rocha	ABGn	ABGn	ABGn	ABGb	ABGb	ABGb/EPS
SiO ₂	69.1578	68.6266	68.6278	68.6670	69.4917	68.3980
Al ₂ O ₃	18.6029	18.4756	18.3637	18.3719	18.6224	19.6861
CaO	0.0000	0.0095	0.0000	0.0000	0.0107	0.0095
MnO	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0071
FeO*	1.0644	1.1005	1.0330	0.9881	0.9183	0.0570
SrO	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
BaO	0.0178	0.0569	0.0550	0.0000	0.0000	0.0203
Na ₂ O	11.5772	11.5525	11.5702	11.4581	11.6070	11.4568
K ₂ O	0.0391	0.0645	0.0551	0.0520	0.0494	0.0546
Rb ₂ O	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Total	100.4592	99.8861	99.7048	99.5371	100.6995	99.6894
Fórmula química calculada à base de 32 Oxigênios						
Si	12.0409	12.0286	12.0473	12.0605	12.0624	11.9711
Al	3.8173	3.8166	3.7993	3.8030	3.8097	4.0608
Fe ³⁺	0.1550	0.1613	0.1516	0.1451	0.1333	0.0083
Ca	0.0000	0.0018	0.0000	0.0000	0.0020	0.0018
Na	3.9082	3.9260	3.9380	3.9019	3.9064	3.8878
K	0.0087	0.0144	0.0123	0.0117	0.0109	0.0122
Mn	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0011
Rb	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Ba	0.0012	0.0039	0.0038	0.0000	0.0000	0.0014
Total	19.9313	19.9526	19.9524	19.9222	19.9247	19.9444
Sítio T	16.0133	16.0065	15.9983	16.0086	16.0054	16.0402
Sítio M	3.9181	3.9461	3.9542	3.9136	3.9193	3.9042
Ab	99.7783	99.5889	99.6876	99.7023	99.6701	99.6419
An	0.0000	0.0453	0.0000	0.0000	0.0508	0.0457
Or	0.2217	0.3659	0.3124	0.2977	0.2791	0.3125
NaAlSi ₃ O ₈ (mol)	0.9555	0.9528	0.9490	0.9516	0.9533	0.9746
KAlSi ₃ O ₈ (mol)	0.0022	0.0036	0.0031	0.0029	0.0027	0.0031
NaFeSi ₃ O ₈ (mol)	0.0249	0.0310	0.0380	0.0277	0.0270	*
SiO ₂ (exc.) (mol)	0.0146	0.0104	0.0097	0.0161	0.0156	0.0136
Na ₂ O (exc.) (mol)	*	*	*	*	*	*
Fe ₂ O ₃ (exc.) (mol)	0.0028	0.0019	*	0.0017	0.0013	0.0004
Al ₂ O ₃ (exc.) (mol)	*	*	*	*	*	0.0081
Total	0.9999	0.9997	0.9998	1.0000	0.9999	0.9998

Tabela 3.9 - Composições químicas médias e parâmetros estatísticos determinados em albitas do albita-granito

	ABGn					ABGb					ABGb/EPS				
	Média	Mínimo	Máximo	DP	Nº	Média	Mínimo	Máximo	DP	Nº	Média	Mínimo	Máximo	DP	Nº
SiO ₂	69.1080	67.4467	70.1576	0.6469	37	68.9951	68.2201	69.8476	0.5610	10	68.9663	66.6709	70.5632	1.3396	13
Al ₂ O ₃	18.5325	18.2204	19.4065	0.2487	37	18.4501	18.3275	18.6224	0.1115	10	19.6270	19.4381	19.9374	0.1525	13
CaO	0.0054	0.0000	0.0228	0.0066	37	0.0097	0.0000	0.0244	0.0097	10	0.0060	0.0000	0.0234	0.0067	13
MnO	0.0038	0.0000	0.0310	0.0079	37	0.0030	0.0000	0.0250	0.0079	10	0.0029	0.0000	0.0236	0.0066	13
FeO*	1.0893	0.8883	1.6742	0.1625	37	0.9316	0.8452	0.9881	0.0491	10	0.0640	0.0000	0.1925	0.0486	13
SrO	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	37	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	10	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	13
BaO	0.0226	0.0000	0.2017	0.0389	37	0.0189	0.0000	0.1079	0.0361	10	0.0156	0.0000	0.0814	0.0239	13
Na ₂ O	11.5547	11.2769	11.9365	0.1765	37	11.4267	11.1321	11.6070	0.1331	10	11.3583	11.2008	11.5345	0.0870	13
K ₂ O	0.0482	0.0224	0.1010	0.0164	37	0.0682	0.0349	0.1708	0.0391	10	0.0651	0.0398	0.0914	0.0138	13
Rb ₂ O	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	37	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	10	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	13
Total	100.3646	98.4508	101.9997	0.8273	37	99.9034	98.8582	100.8842	0.7260	10	100.1052	97.6316	101.7135	1.3911	13
Fórmula química calculada à base de 32 Oxigênios															
Si	12.0452	11.9328	12.1011	0.0348	37	12.0701	12.0511	12.0939	0.0134	10	12.0079	11.9174	12.0970	0.0581	13
Al	3.8071	3.7301	3.9765	0.0470	37	3.8042	3.7902	3.8250	0.0124	10	4.0285	3.9275	4.1111	0.0580	13
Fe ³⁺	0.1588	0.1281	0.2419	0.0234	37	0.1363	0.1224	0.1451	0.0077	10	0.0093	0.0000	0.0280	0.0071	13
Ca	0.0010	0.0000	0.0043	0.0012	37	0.0018	0.0000	0.0046	0.0018	10	0.0011	0.0000	0.0043	0.0012	13
Na	3.9048	3.7731	4.0024	0.0533	37	3.8759	3.8123	3.9372	0.0369	10	3.8354	3.7583	3.9502	0.0657	13
K	0.0107	0.0049	0.0224	0.0036	37	0.0152	0.0078	0.0383	0.0088	10	0.0144	0.0091	0.0202	0.0030	13
Mn	0.0006	0.0000	0.0046	0.0012	37	0.0004	0.0000	0.0037	0.0012	10	0.0004	0.0000	0.0035	0.0010	13
Rb	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	37	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	10	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	13
Ba	0.0016	0.0000	0.0138	0.0027	37	0.0013	0.0000	0.0073	0.0025	10	0.0011	0.0000	0.0055	0.0016	13
Cátions	19.9297	19.8463	20.0122	0.0406	37	19.9052	19.8644	19.9442	0.0258	10	19.8981	19.8321	20.0006	0.0609	13
Sítio T	16.0110	15.9745	16.0579	0.0174	37	16.0106	15.9919	16.0300	0.0100	10	16.0457	16.0328	16.0636	0.0085	13
Sítio M	3.9187	3.7884	4.0147	0.0525	37	3.8946	3.8345	3.9523	0.0345	10	3.8524	3.7820	3.9601	0.0635	13
Ab	99.6997	99.3725	99.8627	0.1056	37	99.5616	99.0005	99.7113	0.2194	10	99.5955	99.3519	99.7502	0.0968	13
An	0.0261	0.0000	0.1107	0.0317	37	0.0469	0.0000	0.1204	0.0471	10	0.0290	0.0000	0.1147	0.0328	13
Or	0.2743	0.1268	0.5720	0.0942	37	0.3915	0.2008	0.9765	0.2242	10	0.3754	0.2291	0.5334	0.0799	13
NaAlSi ₃ O ₈ (mol)	0.9524	0.9292	0.9843	0.0096	36	0.9517	0.9422	0.9584	0.0047	10	0.9636	0.9468	0.9875	0.0136	13
KAlSi ₃ O ₈ (mol)	0.0027	0.0012	0.0056	0.0009	36	0.0038	0.0020	0.0096	0.0022	10	0.0036	0.0023	0.0051	0.0008	13
NaFeSi ₃ O ₈ (mol)	0.0272	0.0035	0.0605	0.0122	33	0.0218	0.0012	0.0334	0.0095	10	*	*	*	*	0
SiO ₂ (exc.) (mol)	0.0150	0.0024	0.0347	0.0077	36	0.0200	0.0149	0.0293	0.0052	10	0.0232	0.0020	0.0365	0.0125	13
Na ₂ O (exc.) (mol)	*	0.0008	0.0047	0.0019	4	*	0.0013	0.0013	*	1	*	*	*	*	0
Fe ₂ O ₃ (exc.) (mol)	0.0025	0.0001	0.0083	0.0022	29	0.0025	0.0009	0.0065	0.0017	9	0.0005	0.0000	0.0014	0.0004	13
Al ₂ O ₃ (exc.) (mol)	0.0030	0.0017	0.0041	0.0012	3	*	*	*	*	0	0.0090	0.0065	0.0129	0.0018	13
Total	0.9998	0.9994	1.0000	0.0002	36	0.9998	0.9996	1.0000	0.0001	10	0.9999	0.9997	1.0000	0.0001	13

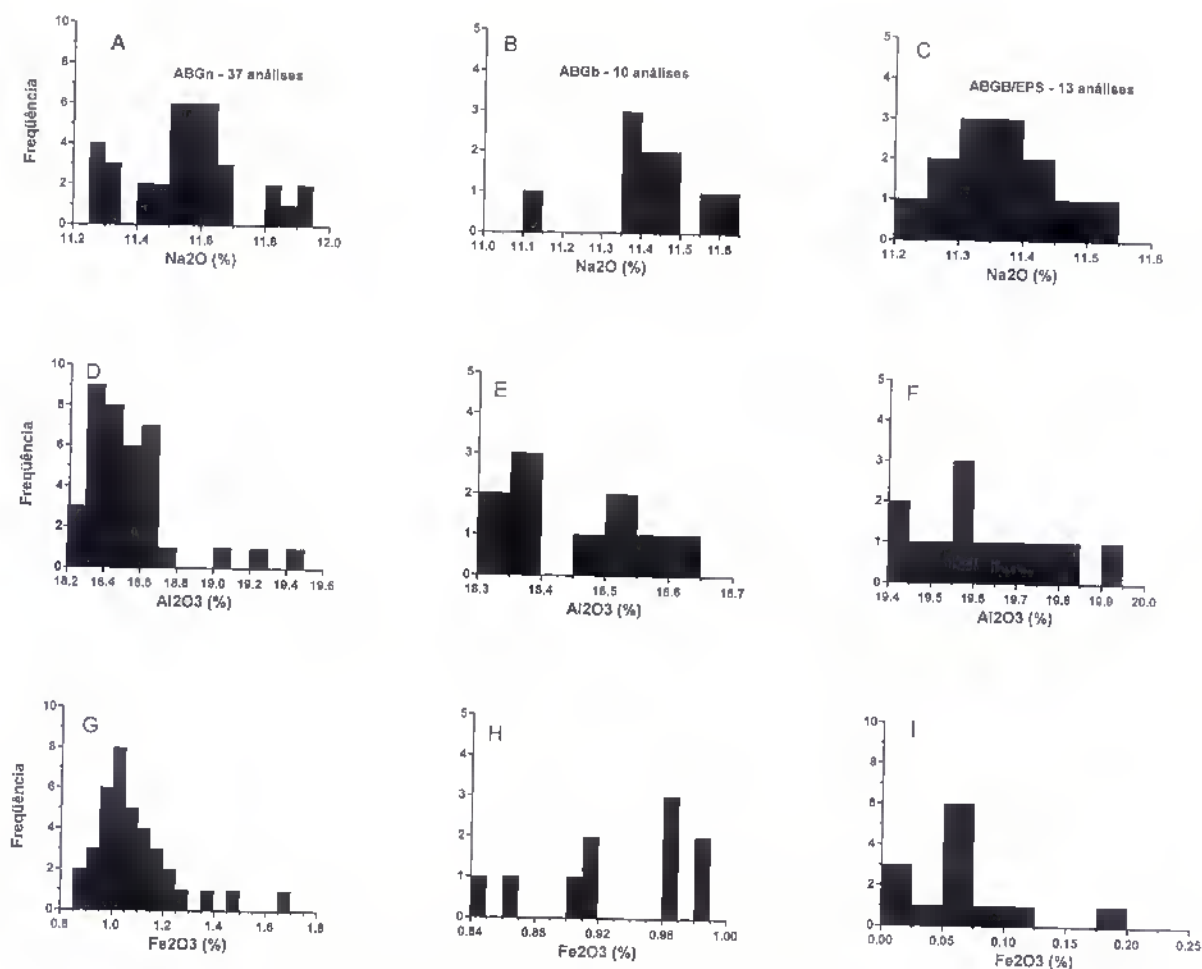


Fig. 3.11 - Distribuição dos teores de Na₂O, Al₂O₃ e Fe₂O₃ em albitas do albita-granito de núcleo (ABGn), albita-granito de borda (ABGb) e albita-granito de borda epi-sienítico (ABGb/EPS).

As fórmulas químicas recalculadas para as albitas mostram que são tipos muito puros, com proporções médias do componente Ab na ordem de 99%. Isso significa que as albitas do albita-granito, de um modo geral, são compostas essencialmente por SiO_2 , Al_2O_3 e Na_2O , cujo somatório representa entre 99% a 100% do total dos óxidos (Fig. 3.12), e apresentando como outro componente significativo apenas o Fe_2O_3 . Essas características serão discutidas a seguir.

O exame das fórmulas químicas (Fig. 3.12) mostra a existência de pequenos desvios em relação às proporções estequiométricas admitidas para os feldspatos. Observa-se um relativo excesso na ocupação do sítio T, formado por Si, Al e Fe^{3+} , enquanto a ocupação do sítio M, composto majoritariamente pelo Na, é sempre deficiente.

Este fato poderia estar relacionado a: (1) falta de acurácia das análises, devido ao uso de padrões inadequados ao tipo de mineral analisado; (2) pela não determinação de um elemento significativo para a composição do mineral; (3) pela subdosagem do Na_2O , devido à sua mobilidade em análises por microsonda (Reed, 1996; Soares, 1999).

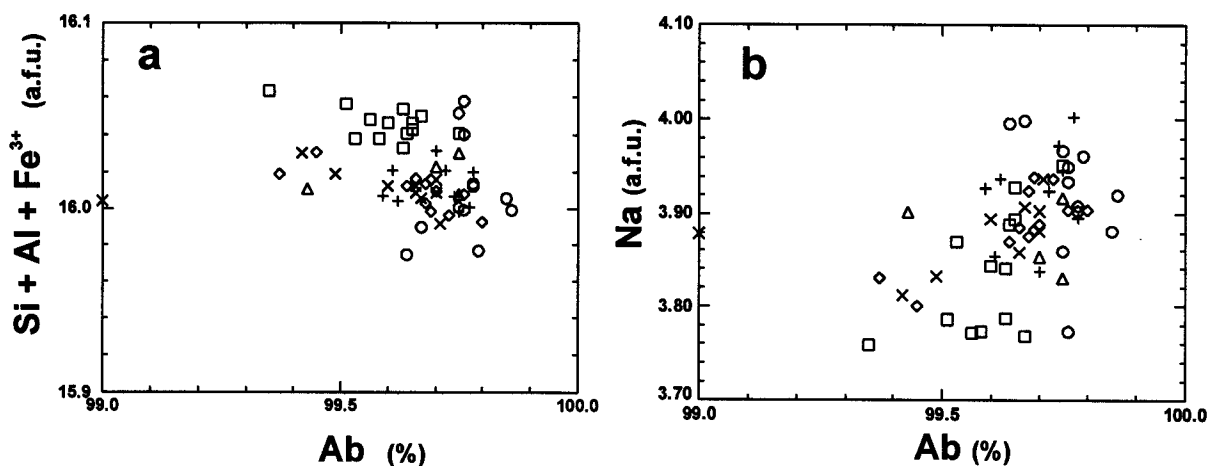


Fig. 3.12 - Diagramas Ab vs. $(\text{Si} + \text{Al} + \text{Fe}^{3+})$ (a) e Ab vs. Na (b) para as albitas do albita-granito. (Símbolos: Δ $\diamond$ $\square$ ABGn ; $\times$ ABGb; $\square$ ABGb/EPS)

Plotando-se os resultados obtidos (Fig. 3.13) nos diagramas de Teertstra et al. (1998b), criados com a finalidade de checar a acuidade de resultados de análises, observa-se que os pontos relativos às albitas do albita-granito dispõem-se segundo dois *trends* principais, sendo um deles (vetor 3) sugerido por esses autores e o outro (vetor EPS) próprio às albitas do ABGb/EPS.

A maioria das amostras alinha-se segundo o *trend* 3 (Fig. 3.13a), que reflete uma deficiência aparente de cátions no sítio M, a valores constantes de Al ou Si, causada provavelmente, segundo Teertstra et al. (1998a, b), pela incorporação de elementos leves tais como Li, H e NH_4 nos feldspatos por eles estudados. O albita-granito é uma rocha que

apresenta teores elevados em F (com valores máximos próximos a 3.5% em peso), refletido nas altas proporções de criolita disseminada no ABGn. Kovalenko et al. (1984), analisando feldspatos ocorrentes em ongonitos e granitos a metais raros (*rare-metal granites*), com teores em F na faixa de 0,5 a 2,3% em peso, determinaram conteúdos de até 7500 ppm de F em albitas primárias, composicionalmente equivalentes às ocorrentes no albita-granito. Esses dados sugerem que as albitas do albita-granito possam ter incorporado parte do F presente no líquido a partir do qual cristalizou o albita-granito.

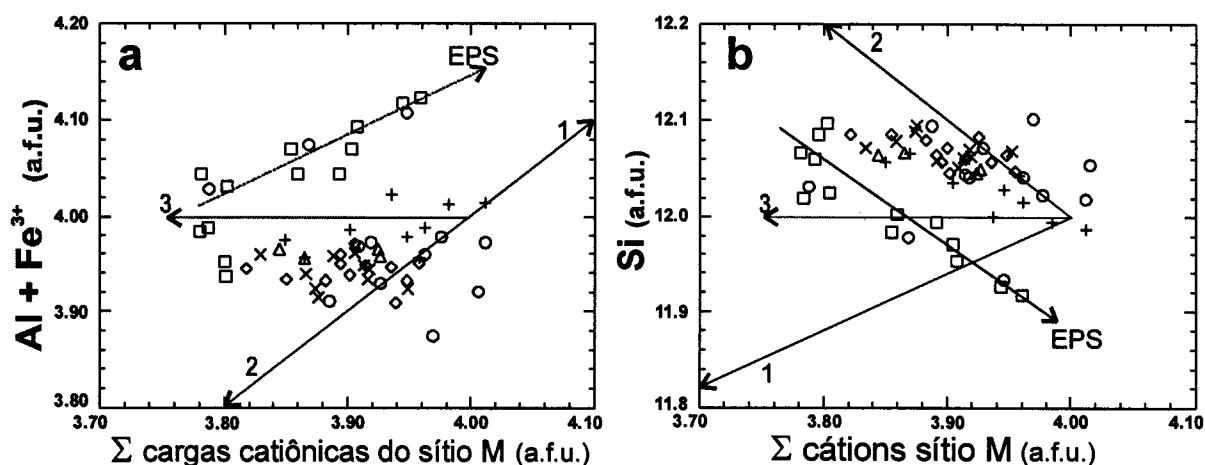


Fig. 3.13 - Diagrama relacionando a soma das cargas dos cátions no sítio M ($\text{Na}+\text{K}+\text{Rb}+2*[\text{Sr}+\text{Ba}]$) com o conteúdo atômico de $\text{Al} + \text{Fe}^{3+}$ (a) e total de cátions do sítio M vs. conteúdo atômico de Si (b) para as albitas do albita-granito. Vetores de substituição definidos em Teertstra et al. (1988b) como: (1) - *trend* de substituição tipo plagioclásios; (2) - *trend* $\square\text{Si}_4\text{O}_8$; (3) - *trend* de decréscimo de cargas catiônicas no sítio M, a valores de Al (ou Si) constantes. EPS - *trend* de diminuição de Si desenvolvido por albitas do ABGb/EPS. (Símbolos como na Fig. 3.12)

Kovalenko et al. (1984) não definiram a posição do F na estrutura das albitas dos ongonitos estudados, observando que na maioria dos feldspatos analisados o F distribui-se uniformemente pelo cristal, desse modo reduzindo a possibilidade de o F encontrar-se associado a microinclusões fluidas dispersas nos cristais. Snow & Kidman (1991), em um trabalho experimental acerca da influência do F nas razões de difusão, no estado sólido, de álcalis em feldspatos, dizem que o F, por possuir um raio iônico (1,39 Å) muito próximo ao do O (1,40 Å), e por ser muito mais eletronegativo e reativo do que esse, assumiria uma posição tetraédrica na estrutura do feldspato. Para que o balanço interno das cargas elétricas seja mantido, a substituição $\text{F}^- \rightarrow \text{O}^{2-}$ exige a saída de um cátion monovalente, tornando incompleta a ocupação do sítio M.

Os possíveis efeitos dessa substituição nas albitas do albita-granito são sugeridos pelo diagrama ($\text{Al} + \text{Fe}^{3+}$) vs. Na (Fig. 3.14), onde os conteúdos de Na nas fórmulas químicas

mostram uma ampla variação em torno da razão 1:1, ao passo que os teores de $(\text{Al} + \text{Fe}^{3+})$ situam-se em torno de 4 e permanecem praticamente constantes, indicando a provável incorporação tetraédrica de F, com o balanceamento das cargas catiônicas sendo obtido pela remoção de Na no sítio M. A deficiência em Na também é sugerida pelo cálculo das proporções molares de $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$, KAlSi_3O_8 e $\text{NaFeSi}_3\text{O}_8$ das albitas (tab. 3.9), onde verifica-se um excesso molar de SiO_2 e Fe_2O_3 em quase todas as análises. O excesso molar de Fe_2O_3 seria completamente anulado caso os teores médios de Na_2O tivessem um acréscimo de apenas 1% (em peso), ao passo que o excesso molar médio em SiO_2 seria reduzido em aproximadamente 56%, caindo para cerca de 0,0073.

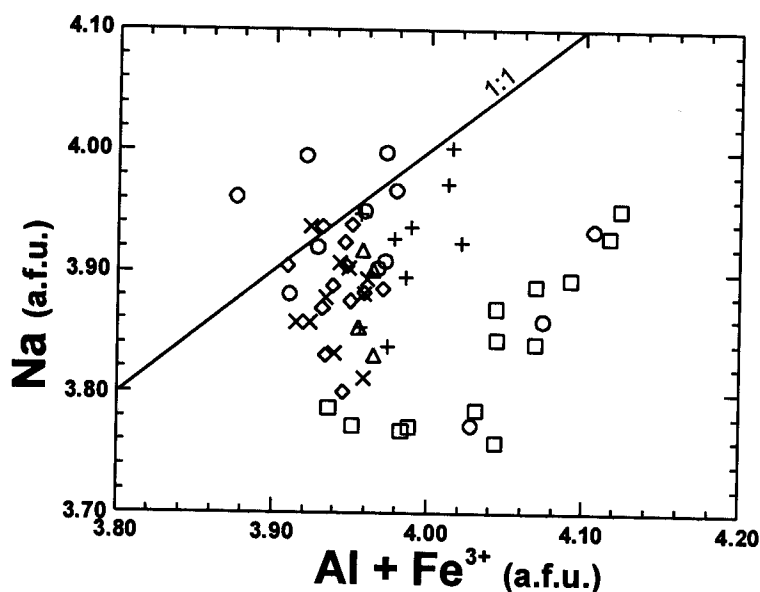


Fig. 3.14 - Diagrama relacionando o conteúdo atômico de $\text{Al} + \text{Fe}^{3+}$ vs. Na para as albitas do albita-granito, mostrando o relativo empobrecimento em Na no sítio M na maioria dos pontos analisados, causado pela provável substituição acoplada $\text{F}^- \rightarrow \text{O}^{2-}$ no sítio tetraédrico. (Símbolos como na Fig. 3.12)

Além do F, outros cátions passíveis de incorporação pela albita seriam Cs e Li, elementos ocorrentes em proporções significativas no albita-granito e não determinados nas análises por microsonda em feldspatos. O Li, que é um elemento leve, poderia ocorrer substituindo o Na. Dentre os vários exemplos citados por Smith & Brown (1988), na sua maior parte porém referindo-se à fase albitica de pertitas, albitas analisadas por Luecke (1981), ocorrentes em um corpo pegmatítico com teores médios de 0,05% de Li_2O e 15 ppm de Cs, mostram até 200 ppm de Li e 15 ppm de Cs em sua estrutura. No caso do ABGn, onde o teor médio de Li_2O é 0,16% e o de Cs é 125 ppm, é possível que os teores desses elementos nas albitas também sejam relativamente elevados.

O *trend* desenvolvido pelas albitas do ABGb/EPS, marcado pelo vetor EPS (Fig. 3.13b), é semelhante ao apresentado pelos feldspatos potássicos nessa mesma rocha. Esse *trend* marca o forte decréscimo dos teores de Si e o relativo enriquecimento em Al (+Fe³⁺), característico do processo metassomático de formação dos epi-sienitos (Costi et al., 1996a, b). No diagrama Si vs. Al + Fe³⁺ (Fig. 3.15), há evidências bastante nítidas disso no caso das amostras do ABGb/EPS, pois observar-se um desvio em relação às proporções estequiométricas entre ambos os cátions, que estaria relacionado aos processos metassomáticos *subsolidus* de dessilicificação, causadores da dissolução de quartzo magmático, desestabilização de feldspatos primários e neo-formação de albita. Os feldspatos assim formados seguem a tendência descrita por Smith (1974) e Černý & Chapman (1984), relativa à cristalização de indivíduos aproximadamente puros e freqüentemente não-estequiométricos quando formados a baixas temperaturas.

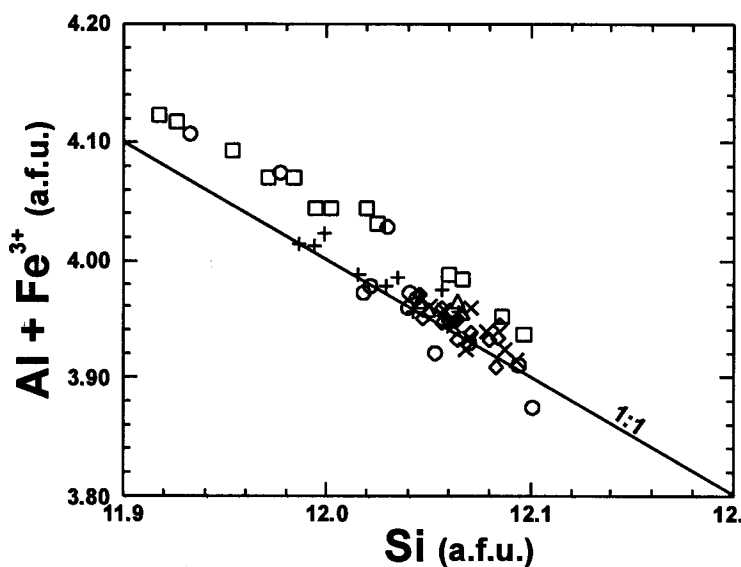


Fig. 3.15 - Diagrama relacionando o conteúdo atômico de Si e Al (+ Fe³⁺) para as albitas do albita-granito, mostrando a relação coerente entre esses cátions nas amostras do ABGn e ABGb (razão ≈ 1), e o relativo enriquecimento em Al + Fe³⁺, ou empobrecimento em Si, nas albitas do ABGb/EPS (Símbolos como na Fig. 3.12).

A Fig. 3.15 mostra também que o comportamento observado na Fig. 3.14, referente à variação mútua entre Na e Al + Fe³⁺, reflete sobretudo os baixos conteúdos de Na, visto que os teores de Al + Fe³⁺, especialmente no caso das albitas do ABGn e ABGb, mantêm-se próximos às proporções estequiométricas requeridas pelos feldspatos.

3.2.4.2 - Teores de Fe_2O_3

Smith & Brown (1988) compilaram um extenso volume de análises reportando teores de Fe_2O_3 em feldspatos potássicos e plagioclásios. Esse conjunto de dados, reproduzido na Fig. 3.7, mostra que apenas as albitas pertencentes ao ABGb/EPS apresentam uma relativa correspondência com exemplos mostrados por esses autores. Já as albitas pertencentes ao ABGn e ABGb plotam em um campo onde não existem exemplos com teores de Fe_2O_3 comparáveis aos apresentados por elas. Observando-se a distribuição dos resultados analíticos na figura original (Smith & Brown, 1988, Fig. 14.4, pág. 312), verifica-se que a maior concentração dos seus pontos ocorre a teores elevados de An, o que sugere a existência de uma correlação positiva entre os teores de Fe e An do plagioclásio, conforme também verificado por Smith (1983). Isso pode lançar dúvidas quanto aos resultados obtidos para as albitas do albita-granito, já que são comuns os casos de determinações errôneas de Fe_2O_3 devido à presença de inclusões submicroscópicas de fases metálicas (Smith, 1974; Smith & Brown, 1988). Algumas evidências adicionais indicam que o Fe_2O_3 determinado está efetivamente contido na albita: (1) as observações realizadas com MEV não mostraram a ocorrência de microinclusões de fases metálicas disseminadas ou zonações composicionais nas albitas analisadas; (2) teores de Fe_2O_3 nessa mesma faixa foram obtidos por diferentes pesquisadores nas albitas do albita-granito, utilizando outras amostras e diversos tipos de equipamentos e padrões analíticos (Daoud, 1988; OUTOKUMPU, 1992); (3) os feldspatos potássicos do albita-granito também mostram teores elevados de Fe_2O_3 (ver item 3.2.3.2), e isso foi igualmente observado nos trabalhos citados acima; (4) Tegner (1997) e McBirney (1998), analisando plagioclásios com teores de An variando entre 50 e 32%, reportam teores crescentes de Fe conforme diminui o teor de An nos plagioclásios (ou progride a diferenciação do sistema em que cristalizam). Com base no exposto, assume-se que os conteúdos em Fe_2O_3 exibidos pelas albitas do albita-granito não sejam produto de inconsistências analíticas nem reflitam a presença de microinclusões de óxidos, mas sejam uma característica dessa fase, com o Fe^{3+} ocupando uma posição tetraédrica na sua estrutura.

A falta de dados experimentais em plagioclásios sódicos ou intermediários faz com que não se tenha na literatura um modelo que explique como se dá a partição do Fe nesses feldspatos (Tegner, 1997), sabendo-se que nos plagioclásios com altos teores de An em geral o coeficiente de partição do Fe cresce com o aumento da f_{O_2} (Tegner, 1997; McBirney, 1998).

Os teores de Fe_2O_3 nas albitas do albita-granito variam dentro de dois intervalos relativamente restritos, concentrando-se entre 0,1 e 0,2 a.f.u., o que equivale aos conteúdos próximos a 1% em peso de Fe_2O_3 determinados nas albitas do ABGn e ABGb, e em torno de 0

e 0,04 a.f.u. em albitas metassomáticas do ABGb/EPS (Fig. 3.16). A pequena dispersão dos teores de Fe_2O_3 sugere que a sua distribuição na albita é homogênea, fato também indicado pelas observações ao MEV.

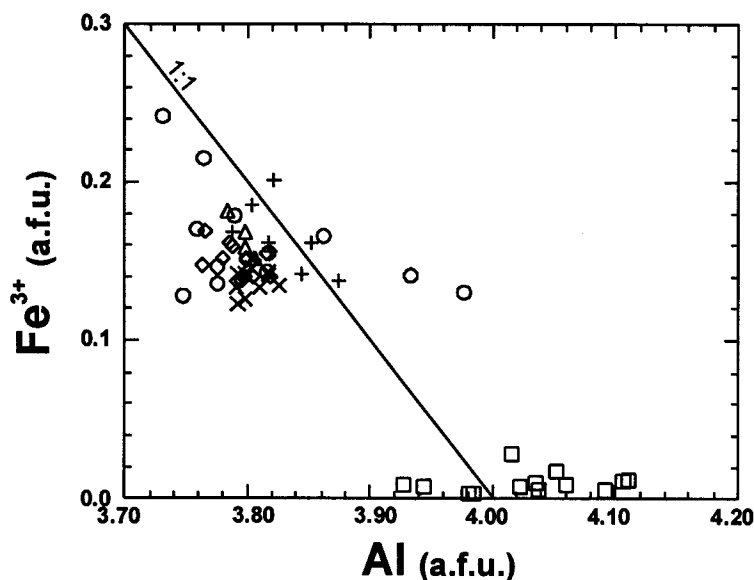


Fig. 3.16 - Diagrama relacionando o conteúdo atômico de Al e Fe^{3+} para as albitas do albita-granito, mostrando a relação coerente entre esses cátions nas amostras do ABGn e ABGb (razão ≈ 1), e o relativo enriquecimento em Al nas albitas do ABGb/EPS. (Símbolos como na Fig. 3.12)

As observações relativas aos mecanismos que controlam a entrada do Fe na estrutura dos feldspatos potássicos do ABGn e ABGb (ver item 3.2.3.3) também devem ser aplicáveis às albitas que coexistem nessas amostras. O processo de substituição $\text{Fe}^{3+} \leftrightarrow \text{Al}^{3+}$ provavelmente ocorre do mesmo modo para os dois feldspatos, mas as albitas do ABGn e ABGb mostram teores de Fe_2O_3 mais elevados do que os feldspatos potássicos coexistentes. Isso pode significar que o coeficiente de partição do Fe é mais elevado para a albita do que para o feldspato potássico, nesse tipo de ambiente. Porém, como não existem estudos experimentais acerca da distribuição do Fe entre albitas/líquido (Tegner, 1997) e feldspatos potássicos/líquido em sistemas graníticos evoluídos, não se pode ser conclusivo a esse respeito.

Admitindo-se que as condições de temperatura e f_{O_2} do líquido não mudaram significativamente durante a evolução dos feldspatos, infere-se que a cristalização da albita iniciou já com o líquido (ou magma) mostrando baixa viscosidade, alta taxa de despolimerização (devido aos altos teores de F), deficiência relativa em Al (peralcalino) e com razões $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ elevadas, condições ideais para que feldspatos assim formados possam incorporar proporções significativas de Fe (Linthout & Lustenhouwer, 1996). Além dessas condições, que permitem a incorporação estrutural do Fe^{3+} , a sua manutenção na posição tetraédrica do

feldspato somente será possível se o sistema resfriar rapidamente. Caso contrário, o Fe^{3+} será exsolvido e o feldspato reequilibrará a sua composição (Linthout & Lustenhouwer, 1996; Kuehner & Joswiak, 1997).

3.2.4.2 - Composições próximas da albita pura: reequilíbrio ou feição primária?

As composições praticamente puras exibidas pelas albitas do albita-granito são uma característica comumente mostrada por esse mineral em ocorrências semelhantes (Kovalenko & Kovalenko, 1984). Pichavant et al. (1987), baseados em evidências experimentais, interpretam as composições puras exibidas pelas albitas do albita-granito Beauvoir como produto de reequilíbrio *subsolidus* de uma fase primariamente mais rica em An e Or, cristalizada em condições *subsolvus*. Essa linha de interpretação é seguida por muitos pesquisadores, já que a cristalização de termos essencialmente puros, dentro do grupo dos feldspatos, exigiria a interceptação das curvas do *solvus* do sistema Ab-Or a temperaturas muito baixas, em geral fora dos limites de temperatura classicamente definidos como magmáticos.

Porém, existem evidências sugerindo que feldspatos com essas composições possam ter uma origem primária magmática. Raimbault & Burnol (1998) descrevem um espesso dique riolítico formado pelo resfriamento rápido (*quench*) de um magma rico em elementos raros, quimicamente semelhante ao granito Beauvoir, mostrando elevados conteúdos em F, Li, P, Rb e Cs. Segundo Raimbault & Burnol (1998), evidências petrográficas indicam que essa rocha sofreu uma recristalização *subsolidus* muito restrita, limitada à desvitrificação da sua matriz. Os seus feldspatos são homogêneos e mostram composições extremas, de acordo com as análises por microsonda realizadas pelos autores. Ainda segundo Raimbault & Burnol (1998), a cristalização de feldspatos, com tais composições, foi possível devido aos altos teores de F exibidos pelo riolito. Em trabalho experimental, Barton & Frantz (1983) conseguiram obter feldspatos composicionalmente puros trabalhando com fluidos ricos em F. Grew et al. (1993) referem-se também a feldspatos composicionalmente puros associados a um corpo pegmatítico peralcalino com altos teores de F e B, levando à formação de reedmergnerita (NaBSi_3O_8). Grew et al. (1993) estimam que a temperatura de cristalização dos feldspatos no pegmatito peralcalino situa-se entre 450 e 500°C.

Os feldspatos potássicos e albitas analisados por Lagache & Quéméneur (1997), ocorrentes nos corpos pegmatíticos de Volta Grande, apresentam-se composicionalmente puros. As análises em albitas mostram tratarem-se de formas aproximadamente estequiométricas, com teores de CaO e K_2O quase ausentes.

Além desses exemplos, vários outros, relacionados principalmente a corpos pegmatíticos, mostram feldspatos composicionalmente puros. Um dos casos mais estudados refere-se ao pegmatito Amelia (Sinkankas, 1968), onde as várias gerações de albita apresentam teores de CaO nulos ou muito baixos e $K_2O < 1\%$ em peso, portanto com proporções moleculares de Ab $\approx 98\%$.

O trabalho experimental de Snow & Kidman (1991), relativo às razões de difusão mútuas, no estado sólido, de Na e K em feldspatos potássicos e albita, mostra que o aumento da f_F no ambiente tem uma influência direta no aumento da razão de difusão desses cátions, nesses minerais. Segundo esses autores, mesmo a ocorrência de uma baixa f_F diminui significativamente a energia de ativação necessária para o início da difusão, ao mesmo tempo que aumenta a sua razão em várias ordens de grandeza em relação aos experimentos sem F. Segundo Snow & Kidman (1991), os efeitos causados pela interdifusão de Na e K, favorecidos por altas f_F , ajudariam a explicar as incomuns e espessas lamelas peritíticas desenvolvidas em sanidinas do Bishop Tuff, cujo desenvolvimento é controlado principalmente pela razão de interdifusão K-Na.

As albitas e feldspatos potássicos do albita-granito de Pitinga, por apresentarem-se em cristais homogêneos, não zonados e por terem cristalizado a temperaturas relativamente baixas em um ambiente peralcalino fortemente enriquecido em F, provavelmente formaram-se com composições próximas as exibidas atualmente. Em vista das conclusões apresentadas por Snow & Kidman (1991), caso houvesse ocorrido difusão expressiva de Na e K, reequilibrando as composições desses feldspatos, o que seria favorecido pela alta f_F durante e após a sua cristalização, esse processo deveria deixar evidências de sua atuação através do desenvolvimento de texturas indicativas de processos de exsolução, interna ou externamente aos cristais. Essas evidências, porém, não são observadas no albita-granito do granito Madeira.

3.3 – MICAS

3.3.1 - Introdução

Neste tópico serão apresentados e discutidos os dados obtidos a partir da microscopia eletrônica de varredura, microsonda eletrônica e microsonda iônica em micas trioctaédricas do albita-granito do Granito Madeira. As amostras analisadas, alistadas na tabela 3.1, são de rochas cuja textura e composição mineralógica representam o tipo dominante do albita-granito de núcleo, em diferentes cotas dentro do corpo. As exceções são a amostras PHR127 e PHR-164. A amostra PHR127 apresenta textura de fluxo, marcada por finos cristais prismáticos de minerais micáceos alinhados e cristais de quartzo arredondados de granulação média. A amostra PHR164 é parte de um agregado maciço de micas, de caráter pegmatóide, amostrado por aproximadamente 2 m de extensão ao longo do furo FC-17. Esse nível maciço, registrado também em vários outros furos do setor, é um dos componentes dos conjuntos pegmatíticos que delimitam a parte superior das zonas de bolsões de criolita, compostos também por espessos corpos de quartzo leitoso, de feldspatos ou agregados de quartzo e feldspatos.

Como descrito no tópico petrografia, o ABGn apresenta dois tipos distintos de micas. O primeiro tipo, modalmente mais abundante e de ocorrência constante em todo o ABGn, é representado por micas litíferas, classificadas petrográfica e quimicamente como polilitionitas. Ocorrem como cristais de granulação fina, pleocróicos de incolor a leves tonalidades azuladas. O outro tipo, modalmente subordinado, é uma mica rica em ferro, relativamente mais pobre em Li, caracterizada quimicamente (ver adiante) como “mica tetraferífera litífera” (MTL). Essas micas também são de granulação fina, e ocorrem como cristais alongados, em geral subédricos e com cores amarronzadas a amareladas. Frequentemente mostram-se alteradas para cloritas ou substituídas por anfibólios sódicos, criolita, polilitionita, opacos e, mais raramente, por fluorita (ao longo dos planos de clivagem). Na amostra PHR127 a MTL apresenta-se substituída por estilpnomelano, polilitionita, riebeckita e criolita. As micas de ambos os tipos ocorrem, em geral, com diversas inclusões ou substituídas por outras fases, o que torna impraticável a obtenção de concentrados puros o suficiente para serem submetidos à análise química por via úmida, exceto no caso da mica maciça pegmatóide. Para o estudo na microsonda eletrônica e microsonda iônica da mica pegmatóide, foi selecionada uma seção de testemunho de sondagem (~10 cm de comprimento e 4 cm de diâmetro), do qual foi serrado um bloco retangular. Desse bloco foi retirado um fragmento de clivagem, que foi montado em resina epoxi e polido. Macroscopicamente, essa mica apresenta uma cor verde metálica escura e brilhante. O exame petrográfico da seção polida indicou apenas a presença das duas espécies de mica descritas

acima, porém com a polilitionita ocorrendo como inclusões no interior da MTL, em proporções muito subordinadas (<10%).

3.3.2 – Microscopia eletrônica de varredura (MEV)

As seções observadas ao MEV mostraram que as micas do ABGn são indivíduos relativamente homogêneos, que apresentam porém, além de inclusões verificadas ao microscópio petrográfico, um pequeno número de inclusões submicroscópicas. As determinações qualitativas efetuadas por EDS forneceram uma primeira avaliação acerca da sua composição, indicando que ambos os tipos de mica mostram teores relativamente elevados de Fe e que as micas tetraferíferas podem possuir, adicionalmente teores expressivos de Zn (fig. 3.17). Em alguns casos foi observado o desenvolvimento de zonações composicionais, reveladas pelo estabelecimento de zonas estreitas e difusas marcadas por diferentes teores de Zn. As zonas com teores mais elevados de Zn formam a borda externa de cristais de MTL.

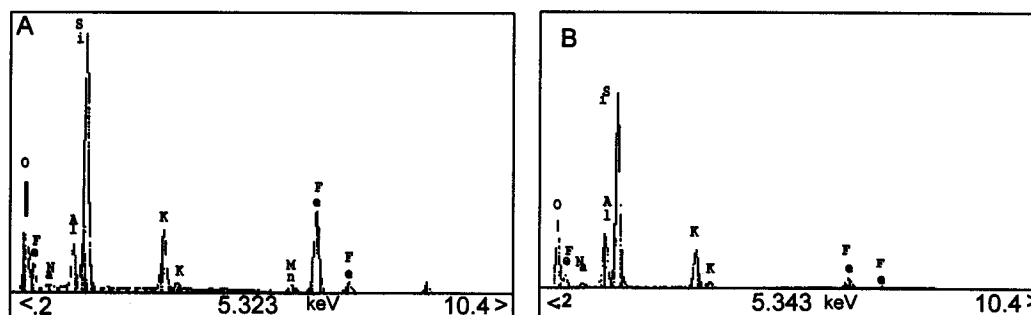


Fig. 3.17 - Espectros obtidos por EDS acoplado a microscópio eletrônico de varredura para micas tetraferíferas litiníferas (A) e polilitionitas (B)

3.3.3 - Análises químicas

Para a determinação da composição química dessas micas foram realizadas 140 análises via microsonda eletrônica (95 em polilitionitas e 45 em MTLs) e 105 análises por microsonda iônica (47 em polilitionitas e 58 em MTLs). As análises por microsonda eletrônica aqui apresentadas foram obtidas no Laboratório de Microsonda Eletrônica da Universidade de Brasília, complementadas por análises por microsonda iônica realizadas no laboratório do *Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques* (CRPG), na França. A seção polida da amostra de mica maciça (PHR-164) foi analisada por microsonda eletrônica no laboratório do *Bureau de Recherches Géologiques et Minières* (BRGM), em Orléans, França, por

microsonda iônica no CRPG e no laboratório de microsonda eletrônica do *Department of Geophysical Sciences* da Universidade de Chicago, EUA, através do Dr. Ian Steele. Essa amostra, adicionalmente, foi analisada por espectrometria Mössbauer, para a determinação das suas proporções de Fe^{2+} e Fe^{3+} . Finalmente, uma alíquota dessa amostra foi analisada por ICP/MS e, complementarmente por outros métodos (via úmida para Cl, F, FeO e Li), também no laboratório do CRPG.

3.3.3.1. - Apresentação dos resultados

As principais características químicas dos dois tipos de mica do ABGn relacionam-se aos seus teores anormalmente elevados de Rb_2O , MnO e ZnO , aos teores de Al_2O_3 , que em geral são menores do que os mostrados por outras micas trioctaédricas com composições aproximadamente equivalentes, e aos baixos conteúdos de TiO_2 , MgO e CaO . Adicionalmente, as características petrográficas e os dados geoquímicos do ABGn indicam claramente que as suas micas são portadoras de proporções significativas de Li.

A determinação da composição química dessas micas mostrou-se, portanto, uma tarefa trabalhosa, exigindo análises por microsonda eletrônica e por microsonda iônica para a determinação do seu amplo espectro de componentes, além de um longo processo para a compatibilização dos resultados obtidos pelos dois métodos. Para as análises químicas por microsonda eletrônica nas micas do ABGn foram empregados os padrões apresentados na tabela apresentada junto aos resultados analíticos, nos anexos. Os óxidos foram determinados com aceleração de voltagem de 15 kV (exceto PbO , determinado a 20 kV), corrente de feixe de 25 nA, diâmetro de feixe de 10 μm , tempo de contagem de 10 segundos e correção PAP para os efeitos da matriz.

Uma primeira etapa de análises por microsonda eletrônica, de curta duração, foi realizada no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências da UFRGS. Os resultados obtidos não puderam ser aproveitados pois os fechamentos das análises ficaram sistematicamente baixos devido à não determinação de alguns componentes. Em testes por EDS realizados nas seções de micas foram identificados teores expressivos de Rb_2O , ZnO e PbO . Na sessão analítica seguinte, realizada na UNB, esses óxidos foram incorporados à rotina das análises, melhorando consideravelmente o seu somatório final. As fórmulas químicas de ambas as micas, porém, continuavam a apresentar problemas quanto ao preenchimento dos seus sítios estruturais, causados tanto pela não determinação do Li (fechamento do sítio octaédrico muito baixo), quanto por exagero na determinação do Rb, causando um excesso de cátions no sítio intercamadas. O problema nos resultados de Rb_2O obtidos na UNB

provavelmente relaciona-se ao padrão utilizado para a determinação, podendo ser causado tanto pela sua estrutura (um vidro sintético), pelo seu teor muito baixo de Rb_2O (4,01%) ou por ambos. O excesso nos teores de Rb_2O obtidos na UNB foi confirmado por novas análises, nas mesmas seções, realizadas no laboratório do BRGM, onde foi também analisada a seção de mica maciça da amostra PHR-164.

Para tentar contornar esses problemas, foi realizada uma série de análises por meio de microsonda iônica nas mesmas seções analisadas previamente pela microsonda eletrônica. Por meio da microsonda iônica foram analisados Li, F, Be, Rb e Cs. O primeiro é um elemento leve cuja determinação não é possível através da microsonda eletrônica. Para os demais elementos o emprego da microsonda iônica pode fornecer resultados mais acurados (Reed, 1995). Nas análises na microsonda iônica não pôde ser utilizada a lâmina polida retangular, como na microsonda eletrônica, pois o seu porta-amostras comporta apenas preparações de seção circular. Por esse motivo, das seções delgadas utilizadas na microsonda eletrônica (com uma superfície útil de aproximadamente 1000 mm^2) foi recortada uma seção com 23 mm de diâmetro (415 mm^2), centrada de modo que abrangesse o maior número possível dos cristais de micas já analisados na microsonda eletrônica. Obviamente, devido ao caráter disseminado das micas, apenas parte delas pôde então ser re-analisada. A amostra PHR-164, já preparada em um bloco de seção circular, não apresentou esse problema adicional.

Nas análises por microsonda iônica, um feixe de íons (feixe primário), constituído por $^{16}\text{O}^+$, é utilizado para bombardear a superfície polida da amostra a ser analisada. O choque dos íons remove (*sputter*) material da amostra, gerando um feixe de íons secundários que é focalizado e coletado por um espectrômetro de massa (Reed, 1995). A transformação das razões de contagens de íons em concentração envolve a utilização de um padrão, que deve ter uma composição semelhante a do material a ser analisado para minimizar as correções por efeitos de matriz. Os padrões utilizados pelo laboratório do CRPG foram uma mica denominada Zinnwaldite (Li, F, Rb e Cs) e outra mica denominada Fontelle (Li, Be, F, Rb). Para as contagens relativas aos íons comuns aos dois padrões foram calculadas as suas médias aritméticas. Nas amostras foram registradas as contagens relativas aos íons ^7Li , ^9Be , ^{19}F , ^{87}Rb e ^{133}Cs , além das contagens geradas pelo íon ^{30}Si . As condições analíticas utilizadas foram: aceleração de voltagem de 20 kV, corrente do feixe 15 nA e diâmetro de feixe de $30 \mu\text{m}$. As contagens são convertidas para concentração, após as correções para os efeitos da matriz, através da equação (Henderson *et al.*, 1989):

$$C_{\text{EI}} = I_{\text{EI}}/I_{\text{Si}} \cdot C_{\text{Si}} \cdot 1/\epsilon_{\text{EI}} \quad (1)$$

onde C_{Ei} = concentração do elemento medido; I_{Ei} e I_{Si} são contagens do elemento e de Si na amostra analisada; C_{Si} = concentração de Si na amostra (determinada na microsonda eletrônica); ε_{Ei} = contagens por ppm do elemento/contagens por ppm de Si (no padrão).

Após finalizadas as etapas de aquisição de dados, foi realizada a integração e compatibilização dos resultados obtidos pelos dois métodos. A metodologia adotada para a integração é apresentada a seguir, tanto para as polilitionitas (tabela 3.10) quanto para as MTLs (tabela 3.11)

Com a conclusão da etapa analítica por microsonda eletrônica, foi confirmada a expectativa de que as análises iniciais realizadas nas polilitionitas apresentariam problemas em virtude da não determinação de Li_2O , o que é demonstrado pelo baixo somatório dos óxidos e pelas fórmulas estruturais (tab. 3.11, col. 1, valores marcados em cinza). Com a aplicação do fator de estimativa do teor de Li_2O apresentado por Tindle & Webb (1990, [$Li_2O = 0,287 \cdot (SiO_2 - 9,552)$]), os somatórios dos óxidos e as fórmulas estruturais respectivas melhoram consideravelmente (tab. 3.10, col. 2), permanecendo porém um relativo desequilíbrio na distribuição das cargas e ainda um excesso na ocupação do sítio intercamadas, indicando a provável sobredosagem do Rb_2O .

Com a realização das análises por microsonda iônica obteve-se um novo conjunto de determinações de F, Li_2O , Rb_2O , Cs_2O e BeO. Porém, devido às restrições técnicas citadas acima, não foi possível executar análises por microsonda iônica em todos os cristais de mica analisados na microsonda eletrônica, o que acarretou alguns problemas adicionais quando da integração dos resultados.

Para a montagem do novo conjunto de dados foram calculados os valores médios dos teores obtidos por microsonda iônica em um cristal e esses valores foram combinados aos resultados das análises por microsonda eletrônica realizados em cristais adjacentes da mesma amostra, já que os teores são recalculados pela microsonda iônica utilizando como fator de normalização os teores de SiO_2 determinados pela microsonda eletrônica nos pontos analisados (Eq. 1 acima). Quando não existiam pontos analisados por microsonda iônica em algum cristal, utilizaram-se os valores médios medidos nos pontos mais próximos.

Tabela 3.10 - Passos seguidos para a integração dos resultados analítico obtidos para as polilitionitas do ABGn

AMOSTRA	POLILITIONITAS			
	1	2	3	4
	PHR-159	PHR-159	PHR-159	PHR-159
Análise	A165	A165	A165	A165
SiO ₂	53.0337	53.0337	53.0337	53.0337
TiO ₂	0.1611	0.1611	0.1611	0.1611
SnO ₂	0.0571	0.0571	0.0571	0.0571
Al ₂ O ₃	12.9738	12.9738	12.9738	12.9738
Cr ₂ O ₃	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
MgO	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
CaO	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
MnO	0.2890	0.2890	0.2890	0.2890
FeO	6.1158	6.1158	6.1158	6.1158
ZnO	2.1427	2.1427	2.1427	2.1427
PbO	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Na ₂ O	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
K ₂ O	8.3131	8.3131	8.3131	8.3131
Rb ₂ O	6.4573	6.4573	5.4331	5.4331
Cs ₂ O	0.2098	0.2098	0.1772	0.1772
F	7.4684	7.4684	8.3347	8.3347
Li ₂ O	nd	5.6687	6.5616	5.6687
BeO	nd	nd	0.1845	0.1845
Total	97.2218	102.8905	103.7774	102.8845
-O=F	3.1449	3.1449	3.5097	3.5097
TOTAL	94.0769	99.7455	100.2677	99.3747
Fórmula estrutural anidra com base em 22 O [OH (calc) = 4-F]				
Si	8.1218	7.5247	7.4335	7.5195
Be	nd	nd	0.0621	0.0628
Al ^{IV}	0.0000	0.4753	0.5043	0.4176
Sítio T	8.1218	8.0000	8.0000	8.0000
Carga	0.24	-0.24	-0.31	-0.27
Al ^{VI}	2.3417	1.6943	1.6389	1.7504
Ti	0.0186	0.0172	0.0170	0.0172
Sn	0.0035	0.0032	0.0032	0.0032
Cr	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Mg	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Mn	0.0375	0.0347	0.0343	0.0347
Fe	0.7833	0.7257	0.7189	0.7252
Zn	0.2423	0.2245	0.2217	0.2243
Pb	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Li	0.0000	3.2346	3.6987	3.2323
Sítio O	3.4288	5.9341	6.3307	5.9874
Carga	-1.38	-0.82	-0.68	-0.73
Carga T+O	-1.14	-1.05	-0.99	-1.00
Ca	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Cs	0.0137	0.0127	0.0106	0.0107
Na	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
K	1.6242	1.5048	1.4865	1.5037
Rb	0.6357	0.5890	0.4895	0.4952
Sítio Interc.	2.2736	2.1084	1.9867	2.0096
Carga	1.14	1.05	0.99	1.00
F	3.6172	3.3513	3.6947	3.7375
OH	0.3828	0.6487	0.3053	0.2625

Col. 1 - resultado original da microsonda eletrônica UNB
 Col. 2 - resultado da microsonda eletrônica c/ Li₂O calc. segundo Tindle & Webb (1990)
 Col. 3 - resultados da microsonda iônica (em negrito) adicionados aos resultados da microsonda eletrônica
 Col. 4 - idem à col. 3, exceto Li₂O calc. segundo Tindle & Webb (1990) - forma final escolhida para a apresentação dos resultados

Para as polilitionitas, a aplicação direta dos resultados obtidos na microsonda iônica mostrou-se imperfeita no caso do Li₂O, pois os seus teores ficaram sobredosados, causando uma ocupação excessiva no sítio octaédrico (tab. 3.10, col. 3). Por outro lado, os teores de Rb₂O, após recalculados, compuseram sítios intercamadas melhor ajustados, com ocupações aproximadamente estequiométricas. A sobredosagem do Li₂O nas análises pela microsonda iônica pode ter várias causas (Henderson *et al.*, 1990): 1. a normalização das suas contagens

ter sido feita em relação aos teores de SiO_2 , pois em função dos percentuais elevados de ambos, pequenas variações nas suas contagens causam impactos importantes no cálculo dos teores finais; 2. interferências causadas por isótopos de outros elementos com a mesma massa do Li ou do Si, em função de uma escolha incorreta da resolução de massas com a qual foram realizadas as análises; 3. ocorrência de íons com cargas múltiplas nas faixas das massas atômicas do Li ou do Si; 4. a conjugação de dois ou mais dos fatores acima alistados. Provavelmente a normalização das contagens do Li_2O devesse ter sido feita em função de um óxido cuja abundância fosse menor do que a do SiO_2 ou cujas contagens fossem mais estáveis. Como não houve a oportunidade de repetir as análises, preferiu-se manter os teores de Li_2O calculados em função da equação proposta por Tindle & Webb (1990), enquanto para os outros elementos foram adotados os teores medidos obtidos pela microsonda iônica, chegando-se então à forma final de apresentação dos resultados químicos relativos às polilitionitas (tab. 3.10, col. 4).

Em relação às MTLs, os procedimentos iniciais foram os mesmos. Nesse caso também os resultados oriundos da microsonda eletrônica, sem a inclusão de Li_2O , produziram baixos somatórios para os óxidos, e fórmulas estruturais com baixos fechamentos do sítio octaédrico, excesso de cátions no sítio intercamadas e com cargas desbalanceadas (tab. 3.11, col. 1). A inclusão do Li_2O , calculado através da equação de Tindle & Webb (1990), melhorou a ocupação do sítio octaédrico, mas devido à sobredosagem nos teores de Rb_2O , não eram obtidas fórmulas estruturais coerentes (tab. 3.11, col. 2). Após as análises por microsonda iônica, a utilização dos novos teores de Rb_2O fez com que se chegasse a proporções catiônicas estequiométricamente aceitáveis para o sítio intercamadas. Devido aos problemas detectados nas determinações de Li_2O nas polilitionitas e tendo sido as análises de ambas as micas realizadas sob as mesmas condições de operação da sonda iônica, optou-se por utilizar também para as MTLs os teores de Li_2O calculados através da equação de Tindle & Webb (1990). Os teores de Li_2O medidos pela sonda iônica nessas micas foram sempre ligeiramente mais baixos do que os valores calculados, mas as diferenças são de tal ordem que as fórmulas estruturais calculadas utilizando-se os dois valores são similares.

Após a integração dos resultados obtidos pela microsonda iônica a todo o conjunto de análises em MTLs (através da mesma sistemática aplicada às polilitionitas), verificou-se que em várias delas que a mudança para os teores determinados na microsonda iônica causaram outros tipos de desequilíbrios, tal como deficiência de cátions no sítio tetraédrico. Esse fato não pode ser atribuído apenas a problemas analíticos, pois ocorreu em análises executadas em diversos laboratórios. Para tentar-se esclarecer a origem desse problema, atendendo a uma sugestão do Prof. J. C. Gaspar, fragmentos retirados da amostra de mica maciça (PHR-164)

foram submetidos à análise por espectroscopia Mössbauer, para a determinação do seus percentuais de FeO e Fe₂O₃. As análises indicaram que 25% do FeO* da mica da amostra PHR-164 é representado por Fe₂O₃, mas sem informar o posicionamento estrutural do Fe²⁺ e do Fe³⁺. A razão FeO/Fe₂O₃ assim obtida foi assumida para as MTLs das demais amostras.

Tabela 3.11 - Passos seguidos para a integração dos resultados analíticos obtidos para as micas tetraferíferas litiníferas (MTL) do ABGn

Micas tetraferíferas litiníferas					
	1	2	3	4	5
Amostra	PHR-160	PHR-160	PHR-160	PHR-160	PHR-160
Análise	A81	A81	A81	A81	A81
SiO ₂	38.2193	38.2193	38.2193	38.2193	38.2193
TiO ₂	0.5850	0.5850	0.5850	0.5850	0.5850
SnO ₂	0.1326	0.1326	0.1326	0.1326	0.1326
Al ₂ O ₃	6.4720	6.4720	6.4720	6.4720	6.4720
Cr ₂ O ₃	0.0038	0.0038	0.0038	0.0038	0.0038
MgO	0.0094	0.0094	0.0094	0.0094	0.0094
CaO	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
MnO	1.6835	1.6835	1.6835	1.6835	1.6835
FeO total	25.2279	25.2279	25.2279	25.2279	25.2279
FeO	nc	nc	nc	18.9209	18.9209
Fe ₂ O ₃	nc	nc	nc	7.0089	7.0089
ZnO	6.7492	6.7492	6.7492	6.7492	6.7492
PbO	0.7603	0.7603	0.7603	0.7603	0.7603
Na ₂ O	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
K ₂ O	6.2663	6.2663	6.2663	6.2663	6.2663
Rb ₂ O	7.3609	7.3609	5.3632	5.3632	5.3632
Cs ₂ O	0.4198	0.4198	0.6536	0.6561	0.6561
F	3.4881	3.4881	2.9730	2.9730	2.9730
Li ₂ O	nd	1.4169	1.0401	1.4169	1.4169
BeO	nd	nd	0.0115	0.0115	0.0115
Total	97.3781	98.7950	96.1468	97.2320	97.2320
O=F	1.4688	1.4688	1.2503	1.2519	1.2519
TOTAL	95.9093	97.3262	94.8965	95.9801	95.9801
Fórmula estrutural anidra com base em 22 O [OH (calc) = 4-F]					
Si	6.8333	6.8786	6.7495	6.5704	6.5704
Be	nc	nc	0.0049	0.0047	0.0047
Fe ³⁺	nc	nc	nc	nc	0.1135
Al ^{IV}	1.1667	1.3214	1.2458	1.3113	1.3113
Sítio T	8.00	8.00	8.00	7.89	8.00
Carga	-0.58	-0.66	-0.63	-0.72	-0.72
Al ^{VI}	0.1970	0.0115	0.1015	-0.1135	0.0000
Ti	0.0787	0.0769	0.0777	0.0756	0.0756
Sn	0.0095	0.0092	0.0093	0.0091	0.0091
Cr	0.0005	0.0005	0.0005	0.0005	0.0005
Mg	0.0025	0.0024	0.0025	0.0024	0.0024
Mn	0.2549	0.2492	0.2518	0.2451	0.2451
Fe ³⁺	nc	nc	nc	0.9067	0.7932
Fe	3.7721	3.6868	3.7259	2.7203	2.7203
Zn	0.8909	0.8708	0.8800	0.8567	0.8567
Pb	0.0366	0.0358	0.0361	0.0352	0.0352
Li	nd	0.9957	0.7387	0.9796	0.9796
Sítio O	5.2428	5.9389	5.8241	5.7178	5.7178
Carga	-0.57	-0.47	-0.41	-0.29	-0.29
Carga T+O	-1.15	-1.13	-1.03	-1.01	-1.01
Ca	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Cs	0.0320	0.0313	0.0492	0.0481	0.0481
Na	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
K	1.4293	1.3969	1.4118	1.3743	1.3743
Rb	0.8460	0.8299	0.8089	0.5927	0.5927
Sítio Interc.	2.3073	2.2551	2.0699	2.0151	2.0151
Carga	1.15	1.13	1.03	1.01	1.01
F	1.9723	1.9277	1.8605	1.6164	1.6164
OH	2.0277	2.0723	2.3395	2.3836	2.3836

Col. 1 - resultado original da microsonda eletrônica UNB

Col. 2 - resultado da microsonda eletrônica *o*/ Li₂O calc. segundo Tindie & Webb (1990)

Col. 3 - resultados da microsonda iônica (em negrito) com os resultados da microsonda eletrônica, exceto Li₂O calc. segundo Tindie & Webb (1990)

Col. 4 - idem à col. 3, *o*/ Fe²⁺ e Fe³⁺ apenas no sítio octaédrico

Col. 5 - idem à col. 4, *o*/ Fe³⁺ completando a ocupação do sítio tetraédrico

nd - não determinado

nc - não calculado

A conversão de 25% do teor de FeO* (tab. 3.11, col. 4), com os cátions Fe²⁺ e Fe³⁺ alocados exclusivamente ao sítio octaédrico, ainda não soluciona o problema da resolução da

fórmula estrutural da mica, pois o teor de Al^{3+} calculado ainda não é suficiente para preencher o sítio tetraédrico junto com o Si^{4+} . Portanto, parte dos cátions Fe^{3+} foi alocada ao sítio tetraédrico (Dyar & Burns, 1986; Finch *et al.*, 1995; Lalonde *et al.*, 1996) para completar a sua ocupação. O resultado (tab. 3.11, col. 5) conduz ao cálculo de fórmulas estruturais equilibradas, com o sítio tetraédrico composto predominantemente por Si^{4+} , Al^{3+} e Fe^{3+} , sítio octaédrico quase completamente preenchido e sítio intercamadas completo. Os excessos observados nas ocupações do sítio intercamadas são, no conjunto das análises em MTLs, em média de 3,5%. Esse excesso, porém, situa-se dentro do intervalo de acurácia para as determinações de elementos-traço através de microsonda eletrônica, que situa-se na faixa de 5%, sendo, portanto, aceitável.

Nas primeiras rotinas de análises montadas no laboratório da UNB foi incluída a determinação de Cl. Os teores determinados situaram-se em níveis muito próximos ao limite de detecção do elemento e portanto com baixa acurácia. Desse modo, procurando-se também reduzir o tempo de duração das análises, o Cl foi eliminado da rotina.

Em resumo, considera-se que as manipulações efetuadas para se chegar à formulação final da composição das micas, utilizando-se como ponto de partida as análises por microsonda eletrônica, complementadas por (1) valores médios de Rb_2O , Cs_2O , BeO e F obtidos em conjuntos de análises por microsonda iônica; (2) teores de Li_2O calculados através da equação de Tindle & Webb (1991); (3) razões $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{3+}+\text{Fe}^{2+}$ fornecidas por espectroscopia Mössbauer, permitiram que se chegasse a composições químicas representativas dos referidos minerais.

3.3.3.2 - Micas litiníferas e polilitionitas

Micas litiníferas com composições próximas ao polo da polilitionita [$KLi_2AlSi_4O_{10}F_2$] são relativamente pouco citadas na literatura em função de sua ocorrência ser restrita a pegmatitos de suites anorogênicas alcalinas a peralcalinas, que são volumetricamente muito subordinados em relação aos demais tipos de suites pegmatíticas (Černý & Burt, 1984). Nos seus raros exemplos de ocorrência (ver Černý & Trueman, 1985; César-Mendes *et al.*, 1993), as micas do grupo da polilitionita ocorrem sempre em proporções acessórias (Grew *et al.*, 1993). Um local conhecido onde estas micas ocorrem em grande volume, formando corpos maciços, é nas fácies mineralizadas tardi-magmáticas que formam o complexo alcalino de Blachford Lake, no Canadá. A descrição e fórmulas químicas dessas micas são apresentadas por Černý & Trueman (1985). As micas litiníferas com composições próximas ao polo da polilitionita, que ocorrem disseminadas no ABGn, representam também um volume significativo, em vista das suas expressivas proporções modais e por serem homoganeamente distribuídas em todo o ABGn.

3.3.3.2.1 - Composições Químicas

Os teores anormalmente elevados em Rb_2O e ZnO são as características químicas mais salientes dessas micas. O teor médio de Rb_2O no conjunto de análises realizadas situa-se em torno de 5%, com valores máximos de 5,7% e mínimos de 3,1%, enquanto o ZnO tem um teor médio de 1,3%, com máximo de 3,3% e mínimo de 0,2%. São destacados também os teores em Cs_2O , que variam entre 3000 ppm e 46 ppm, teores pertinentes a micas dessa família associadas a pegmatitos litiníferos (Černý *et al.* 1985). Em todos os casos, os valores máximos são registrados nas análises das micas disseminadas, enquanto os valores mínimos são registrados na amostra de polilitionita associada aos níveis de mica maciça.

Análises representativas das composições das micas litiníferas do ABGn são mostradas na tab. 3.12, juntamente com as análises em polilitionitas realizadas por Černý & Trueman (1985) e Grew *et al.* (1993). As composições químicas das micas litiníferas do ABGn diferem das composições das polilitionitas apresentadas pelos autores acima essencialmente em razão dos seus teores elevados em FeO , Rb_2O , ZnO e Cs_2O . As polilitionitas descritas e analisadas em Černý & Trueman (1985) e Grew *et al.* (1993) mostram teores médios mais elevados de SiO_2 e mais baixos em Al_2O_3 e, sobretudo, FeO . Elas pertencem ao grupo das micas litiníferas aluminosas, enquanto as polilitionitas do ABGn enquadram-se na série das micas litiníferas ferríferas, adotando-se a classificação proposta por Foster (1960a).

Tabela 3.12 - Análises representativas em polilitonitas disseminadas no ABGn e da polilitonita associada à mica tetraferriífera maciça pegmatóide (PHR164), com as análises apresentadas por (1) Černý & Trueman (1985) e (2) Grew et al. (1993)

AMOSTRA	PHR-159	PHR-160	PHR-162	PHR-127.2	PHR-164	1	2
Análise	A156	A42	A259	A324	83		
SiO ₂	53.592	53.4774	53.6054	55.8381	56.325	61.51	60.97
TiO ₂	0.1129	0.0651	0.0916	0.009	0.103	1.03	2.43
SnO ₂	0.018	0.0000	0.0576	0.0185	nd	nd	nd
Al ₂ O ₃	12.4093	13.0233	12.4613	13.3702	13.458	10.67	10.56
Cr ₂ O ₃	0.0000	0.0289	0.0000	0.0000	0.0000	nd	nd
MgO	0.0157	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	1.75	0.02
CaO	0.022	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.48	nd
MnO	0.3035	0.2936	0.2159	0.0000	0.173	0.18	nd
FeO	5.3926	5.994	8.0951	4.6142	3.654	0.36	0.75
Fe ₂ O ₃	nd	nd	nd	nd	nd	1.28	nd
ZnO	2.5492	1.1032	1.2317	0.4283	0.08	nd	nd
PbO	1.3608	1.0166	0.0000	0.6348	0.025	nd	nd
Na ₂ O	0.0114	0.0618	0.0000	0.0457	0.0000	0.09	0.07
K ₂ O	8.2124	8.4109	8.4557	8.9782	10.545	11.21	11.75
Rb ₂ O	5.4799	5.5706	5.1712	5.1759	3.1236	0.47	nd
Cs ₂ O	0.2532	0.2949	0.3073	0.1472	0.0046	nd	nd
F	7.2618	6.6972	6.9762	8.8902	7.9586	8.36	9.60
Li ₂ O	5.8289	5.7960	5.8327	6.4735	6.6133	6.62	7.30
BeO	0.1459	0.1397	0.1827	0.0000	0.0275	nd	0.02
Total	102.9695	101.9732	102.6844	104.6238	102.0906	104.01	103.47
O=F	3.0579	2.8202	2.9377	3.7437	3.3514	3.52	4.04
TOTAL	99.9116	99.1530	99.7468	100.8802	98.7392	100.49	99.43
Fórmula estrutural anidra com base em 22 O [OH (calc) = 4-F]							
Si	7.5819	7.5548	7.5320	7.6696	7.6985	7.998	8.006
Be	0.0496	0.0474	0.0617	0.0000	0.0090	-	0.006
Al ^{IV}	0.3685	0.3978	0.4064	0.3304	0.2925	0.000	0.000
Σ sítio T	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.000	8.041
Al ^{VI}	1.7006	1.7706	1.6572	1.8340	1.8754	1.635	1.634
Ti	0.0120	0.0069	0.0097	0.0009	0.0106	0.102	0.240
Sn	0.0010	0.0000	0.0032	0.0010	0.0000	-	-
Cr	0.0000	0.0032	0.0000	0.0000	0.0000	-	-
Mg	0.0033	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.340	0.004
Mn	0.0364	0.0351	0.0257	0.0000	0.0200	0.020	-
Fe ³⁺	-	-	-	-	-	0.125	-
Fe	0.6380	0.7082	0.9512	0.5300	0.4177	0.039	0.082
Zn	0.2663	0.1151	0.1278	0.0434	0.0081	0.122	0.000
Pb	0.0518	0.0387	0.0000	0.0235	0.0009	0.000	0.000
Li	3.3163	3.2929	3.2958	3.5758	3.6351	3.461	3.855
Σ sítio O	6.0258	5.9707	6.0707	6.0087	5.9678	5.722	5.815
Ca	0.0033	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.066	-
Cs	0.0153	0.0178	0.0184	0.0086	0.0003	-	-
Na	0.0031	0.0169	0.0000	0.0122	0.0000	0.023	0.018
K	1.4822	1.5159	1.5157	1.5732	1.8387	1.859	1.968
Rb	0.4984	0.5059	0.4671	0.4570	0.2745	0.039	-
Σ interc.	2.0023	2.0565	2.0012	2.0510	2.1134	1.987	1.986
F	3.2492	2.9922	3.1000	3.8619	3.4402	3.439	3.987
OH	0.7508	1.0078	0.9000	0.1381	0.5598	0.347	-

B₂O₃ = 0.13%

nd - não determinado

A distribuição dos teores de Rb₂O, ZnO e Cs₂O é fortemente controlada pela posição espacial das amostras no corpo do ABGn. Observa-se um progressivo enriquecimento nesses elementos conforme são amostradas as cotas topográficas mais altas do corpo, sugerindo a

difusão do Rb, Zn e Cs para as regiões de topo do ABGn, possivelmente através da sua complexação por voláteis ou outros mecanismos que possam influenciar os coeficientes de distribuição líquido/mineral desses elementos. A distribuição do Li_2O também é controlada, porém de modo inverso, com os seus teores aumentando em direção às porções internas do ABGn.

Um comportamento semelhante, no caso do Rb_2O e do FeO , foi constatado por Fonteilles (1987) nas micas do albita-granito de Beauvoir, onde os teores de Rb_2O variam de um máximo de 3% em lepidolitas situadas próximas ao topo da intrusão até valores em torno de 1% em zinnwalditas situadas nas porções mais profundas amostradas pela sondagem. O FeO tem um comportamento inverso, com teores mais baixos nas lepidolitas do topo e teores mais elevados nas zinnwalditas, em profundidade.

No ABGn, os gradientes composicionais definidos pelo enriquecimento em Rb ou Zn em direção ao topo do corpo, envolvem reações de substituição com K (Fig. 3.18a). Os cátions Zn e Fe^{2+} , contrariamente ao observado nas micas tetraferíferas litiníferas (ver adiante), mostram uma clara tendência à correlação positiva (Fig. 3.18b). Conseqüentemente, o aumento nos teores de Zn em direção ao topo do ABGn, que é bastante acentuado, deve ser compensado por outro tipo de substituição, no caso envolvendo $\text{Li} + {}^{\text{VI}}\text{Al}$ (fig. 3.22a).

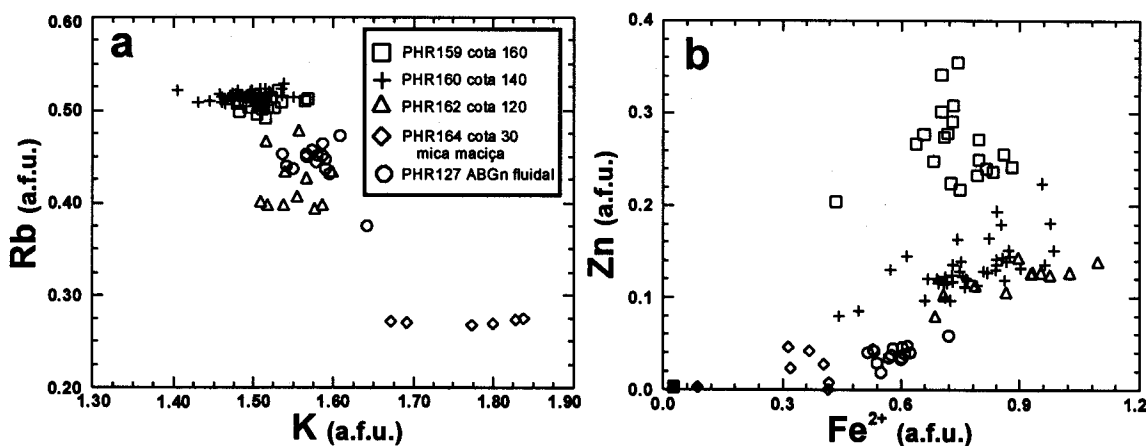


Fig. 3.18 - Diagramas K vs. Rb (a) e Fe^{2+} vs. Zn (b) para as polilitionitas do ABGn, mostrando as correlações entre esses cátions e o aumento dos teores de Rb e Zn em função da cota topográfica das amostras. Símbolos relacionando amostra/cota topográfica destacados em a; em b: quadrado preenchido- polilitionita de Černý & Trueman (1985); losango preenchido- polilitionita de Grew et al., 1993

Essa tendência geral não é seguida pela amostra do ABGn fluidal (PHR127) que, apesar de ter sido coletada na atual superfície do ABGn (cota ~ 217), apresenta características petrográficas (textura de fluxo, cavidades miarolíticas) indicativas de que a sua cristalização

ocorreu em um estágio tardio, sendo provavelmente controlada por processos pegmatíticos. Em razão disso, as micas litíferas dessa amostra apresentam, sobretudo em termos de seu baixo conteúdo de Zn, algumas características similares as da mica maciça da amostra PHR164 (Fig. 3.18b).

Devido aos elevados teores de Rb, as razões elementares K/Rb mostradas por essas micas são das mais baixas dentre as encontradas na literatura consultada. São somente comparáveis às razões mostradas por micas que ocorrem associadas a corpos pegmatíticos fortemente fracionados, como os citados em Černý *et al.* (1985a, 1994), onde observa-se um forte enriquecimento em Rb e Cs e, em geral, também em F. As razões K/Rb mais elevadas em micas litíferas do ABGn, mostradas pelas micas da amostra PHR164 (~3), são mais baixas do que as menores razões apresentadas pelas micas de Tanco (Černý *et al.*, 1985a, fig. 3.19a), enquanto as suas razões K/Rb mais baixas (~1,2) são mais elevadas do que as mostradas pelas micas do pegmatito de Red Cross Lake (K/Rb 0,093; Černý *et al.*, 1994). Esses dados indicam que o líquido a partir do qual as micas do ABGn cristalizaram apresentava um grau de fracionamento extremo, comparável ao mostrado pelos pegmatitos mineralizados em Rb e Cs de Tanco e Red Cross Lake.

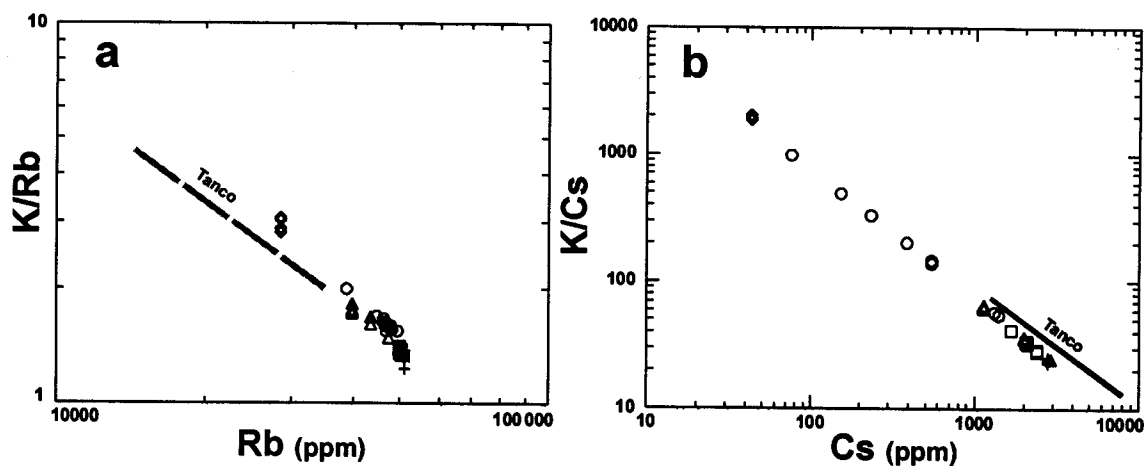


Fig. 3.19 - Diagrama Rb-K/Rb (a) e Cs-K/Cs (b) para as polilitonitas do ABGn, mostrando o expressivo aumento das razões K/Rb e K/Cs em direção às composições representadas pela amostra PHR164, situada na porção mais interior do ABGn. As barras indicam o *trend* seguido pelas micas do pegmatito de Tanco, conforme Černý *et al.* (1985a). Símbolos: idem aos da fig. 3.18

O Cs_2O e a razão K/Cs evoluem de um modo similar ao do Rb_2O e a razão K/Rb. Os teores em Cs_2O das micas do ABGn variam dentro de um intervalo composicional amplo (fig. 3.19b), mas o seu *trend* de evolução é perfeitamente concordante ao das micas de Tanco, onde

os teores médios de Cs_2O são mais elevados, as razões K/Cs são mais baixas e variam dentro de um intervalo estreito em função da mineralização em polucita que lá ocorre.

É interessante notar que, em função do enriquecimento em Rb e Cs nas micas litínicas das porções apicais do albita-granito, as razões K/Rb e K/Cs mais elevadas são apresentadas pela mica maciça da zona pegmatóide, conferindo-lhe um caráter aparentemente menos evoluído que o das micas litínicas disseminadas do ABGn.

Algumas análises de micas litínicas do ABGn apresentam também teores relativamente elevados de SnO_2 e PbO . A variação nos teores desses óxidos é, porém, muito errática e, portanto, se necessitaria de um programa específico de análises para a determinação acurada dos seus teores.

3.3.3.2.2 - Nomenclatura e processos de substituição interelementares

Para o cálculo das fórmulas estruturais e classificação das micas litínicas do ABGn foram adotados os procedimentos apresentados por Foster (1960a, b). Essa autora divide as micas litínicas em duas séries. A primeira é a das micas litínicas aluminosas, cujos termos finais são muscovita e polilitionita, caracterizadas por formarem uma série a partir da substituição octaédrica $\text{R}^{+3} \leftrightarrow \text{Li}$, onde R^{+3} é representado quase que exclusivamente por Al^{3+} na muscovita. A substituição do Al^{3+} por Li, na razão 1:2, conduz à formação da polilitionita. No diagrama Li - R^{+3} - R^{+2} (Foster, 1960a; fig. 3.20), a evolução das composições dessas micas, com o aumento do teor de Li_2O , segue um *trend* paralelo ao lado R^{+3} - Li do diagrama ternário (não plotado na figura).

A segunda série é a das micas litínicas ferrosas, formada a partir da substituição $\text{R}^{+2} \leftrightarrow \text{Li}$ em siderofilas e evoluindo até a formação, segundo Foster (1960a), de lepidolita ferrosa (polilitionita ferrosa, segundo Rieder *et al.*, 1998). Nessa série, o sítio octaédrico dos termos mais pobres em Li_2O (siderofilas) é composto predominantemente por Fe^{2+} , enquanto nos tipos mais ricos em Li_2O (zinnwalditas e lepidolitas) o sítio octaédrico apresenta teores progressivamente mais elevados em Al^{3+} .

No diagrama da fig. 3.20 foram plotadas as composições químicas das polilitionitas apresentadas por Černý & Trueman (1985) e Grew *et al.* (1993). As duas micas mostram composições situadas próximas do polo da polilitionita, seguindo o *trend* das micas litínicas aluminosas de Foster (1960a). A polilitionita de Černý & Trueman (1985) apresenta um teor relativamente elevado de MgO e portanto afasta-se do lado "muscovita-Li" do diagrama, mas seus teores em Fe^* são nulos. Foram plotadas também as três composições mais ricas em Li_2O arroladas em Foster (1960a); as composições mais ricas em SiO_2 e Li_2O apresentadas por Kile

& Foord (1998), encontradas em uma série de micas litíferas ocorrentes em pegmatitos miarolíticos cogenéticos ao batolito Pikes Peak (Colorado, EUA); a composição mais rica em FeO, com teor de SiO₂ próximo a 49% e Li₂O > 3% apresentada por Monier *et al.* (1987) ocorrente no albíta-granito de Beauvoir e, finalmente, a composição extrema, em termos de FeO e Li₂O, apresentada por Fonteilles (1987) também para o albíta-granito de Beauvoir

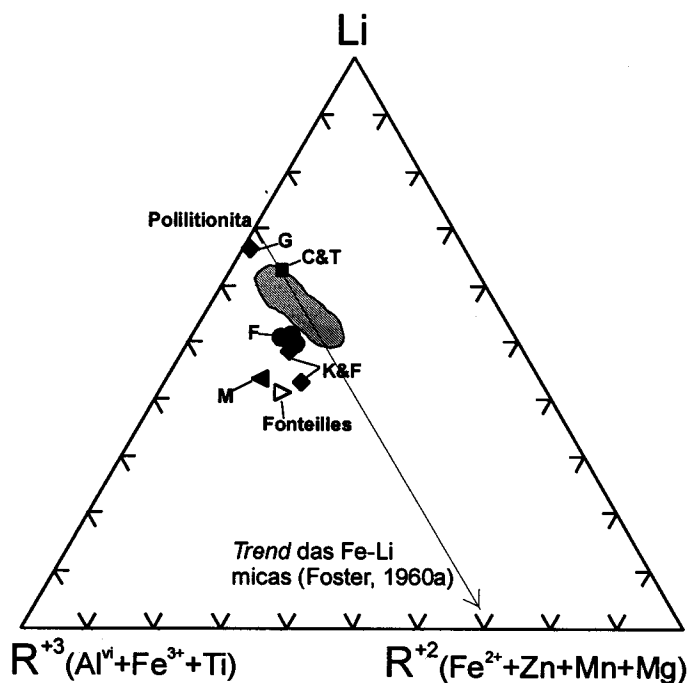


Fig. 3.20 - Diagrama Li-R³⁺-R²⁺ (Foster, 1960a) para as micas litíferas do ABGn, comparando-as com micas similares da literatura e com o *trend* desenvolvido pelas Fe-Li-micas de Foster (1960a). Observar o *trend* ligeiramente oblíquo apresentado pelas micas litíferas do ABGn, situadas próximas do domínio das lepidolitas ferrosas de Foster (1960a). Símbolos: campo cinza - micas litíferas do ABGn; quadrado preenchido - polilitionita de Černý & Trueman (1985); losango preenchido - polilitionita de Grew *et al.* (1993); círculo preenchido - lepidolita ferrosa em Foster (1960a); losango preenchido - lepidolita ferrosa de Kile & Foord (1995); triângulo preenchido - lepidolita ferrosa em Monier *et al.* (1987); triângulo aberto - lepidolita ferrosa em Fonteilles (1987)

Esses conjuntos representam as micas litíferas com os mais altos teores de FeO, para teores de Li₂O acima de 3% e teores de SiO₂ acima de 48%, registradas na literatura. Todas alinham-se segundo o *trend* definido pelo conjunto das análises compilado por Foster (1960a) para as micas dessa composição (fig. 3.20), que tem como termos finais a polilitionita, para os teores mais elevados de Li₂O, e siderofilas para os termos com Li₂O baixo. As micas litíferas do ABGn plotam segundo um *trend* ligeiramente oblíquo ao definido por Foster (1960) para as micas litíferas ferrosas. Esse comportamento poderia, porém, ser devido à não determinação de Fe³⁺ nas micas litíferas do ABGn. Como todo o ferro em suas análises foi alocado em R²⁺

(Fe^{2+}), isso implica em que os valores das razões $\text{R}^{2+}/\text{R}^{3+}$ das micas litínicas analisadas sejam valores máximos. Entretanto é pouco provável que os conteúdos de Fe^{3+} sejam muito elevados, pois testes utilizando razões $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{3+}+\text{Fe}^{2+}$ iguais a 0,25 (valor obtido para a mica tetraferriífera litínifera) provocaram desajuste nas fórmulas químicas resultantes.

O espaço composicional abrangido pelas micas litínicas do ABGn inicia-se nas proximidades do polo da polilitionita (amostras PHR164 e PHR127) e estende-se em direção ao campo das lepidolitas ferrosas (Foster, 1960a), ou polilitionitas ferrosas (Rieder *et al.*, 1998). Prefere-se essa última denominação por ser a adotada pela *Commission on New Minerals and Mineral Names* da *International Mineralogical Association*. Devido aos elevados teores em Rb_2O e ZnO dessas polilitionitas, o cálculo das suas fórmulas químicas mostra que uma fração significativa da ocupação intercadas e octaédrica é representada, respectivamente, por Rb e Zn (fig. 3.18 e tab. 3.12). Portanto, ainda de acordo com a sistemática de nomenclatura definida por Rieder *et al.* (1998), essas micas são mais rigorosamente classificadas como “polilitionitas ferrosas zinco-rubidíferas”, denominação abreviada, daqui por diante, para Zn-Rb-polilitionitas.

As polilitionitas apresentam como características gerais o completo preenchimento do sítio octaédrico, o sítio aniônico composto apenas por F e o fato de serem micas essencialmente tetrassilícicas, isto é, apresentarem o sítio tetraédrico preenchido quase que exclusivamente por Si^{4+} , com proporções muito baixas de Al^{IV} . Além das Zn-Rb-polilitionitas do ABGn e das polilitionitas aluminosas descritas e citadas por Černý & Trueman (1985) e Grew *et al.* (1993), são muito raras as ocorrências de outras micas tetrassilícicas naturais. As citadas por Robert & Maury (1979), Czamanske & Dillet (1988) e Johnson & Lipman (1988), ocorrem associadas a rochas ácidas peralcalinas, porém não são polilitionitas e seu caráter tetrassilícico é causado principalmente por deficiência em Al_2O_3 em sua composição.

A proporção de SiO_2 , representado pelo cátion Si^{4+} , admitido na estrutura das micas litínicas ferrosas mostra uma relação direta com o teor de Li (Foster, 1960a). Como a evolução dentro da série das micas litínicas ferrosas ocorre a partir do aumento da proporção de Li no preenchimento do sítio octaédrico (Li mínimo nas siderofilas e máximo nas polilitionitas), esse aumento será controlado por substituições acopladas entre cátions ou grupos de cátions e o Li, envolvendo variações no balanço das cargas e no preenchimento dos sítios estruturais. O papel representado pelo cátion Si^{4+} nesse processo é, na maior parte dos casos, restabelecer o equilíbrio das cargas dos sítios estruturais, perturbado por substituições que envolvem trocas de razão 1:1 de cátions com valências diferentes.

No caso das Zn-Rb-polilitionitas do ABGn, observa-se uma correlação positiva entre Si^{4+} e Li (razão próxima de 1:2), como também uma correlação positiva entre Li e Al^{VI} (Fig. 3. 21), igualmente com razão próxima de 1:2, sugerindo o envolvimento desses cátions na evolução

das polilitionitas. A correlação positiva entre os cátions $^{\text{VI}}\text{Al}$ e Li nas Zn-Rb-polilitionitas do ABGn contrasta com a desenvolvida na série das micas litíferas aluminosas, onde a principal substituição que conduz ao aumento de Li é representada pelo vetor $\text{Li} \leftrightarrow ^{\text{VI}}\text{Al}$ (Foster, 1960a).

A razão Li/Si das Zn-Rb-polilitionitas deve, porém, ser observada com cautela, pois os teores de Li_2O foram calculados em função dos resultados de SiO_2 , conforme a equação sugerida por Tindle & Webb (1990), sendo portanto dependentes deles. Por outro lado, essa relação deve ser próxima da real, pois os teores de Li_2O determinados pela sonda iônica, apesar de mais elevados, não diferem muito dos teores calculados pela equação de Tindle & Webb (1990).

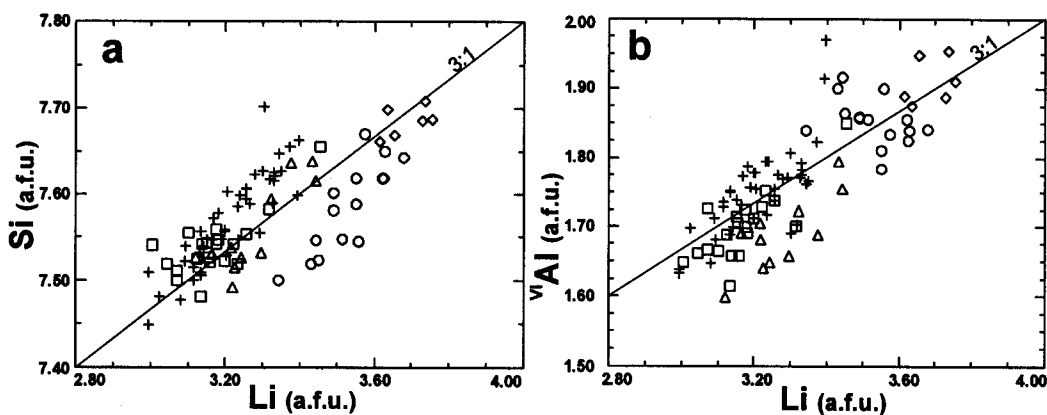


Fig. 3.21 - Diagramas Li vs. Si (a) e Li vs. $^{\text{VI}}\text{Al}$ (b) para as Zn-Rb-polilitionitas do ABGn. Observar o acentuado caráter tetrassilícico das Zn-Rb-polilitionitas do ABGn, diretamente ligado ao aumento do teor em Li em direção às composições das micas pegmatíticas da cota 30, amostra PHR164. (Símbolos: como na fig. 3.18)

O principal mecanismo que controla a evolução das Zn-Rb-polilitionitas do ABGn está ligado ao vetor de substituição $\text{Li} \leftrightarrow \text{R}^{2+}$. Foster (1960a) apresenta várias alternativas em relação às razões segundo a qual essa substituição ocorre no universo de composições de micas litíferas ferrosas que selecionou. Nas Zn-Rb-polilitionitas do ABGn, as substituições acopladas do tipo $\text{Li} + ^{\text{VI}}\text{Al} \leftrightarrow \text{Fe}^{2+} (+\text{Zn})$ (Foster, 1960) e $\text{Li} + \text{Si} \leftrightarrow ^{\text{IV}}\text{Al} + \text{Fe}^{2+} (+\text{Zn})$ (Charoy *et al.*, 1995) ocorrem segundo razões próximas a 1:1 (fig. 3.22a, b). Uma discussão pormenorizada a respeito dessa questão é apresentada por Sun & Yu (1999), que mostram um grande número de vetores e equações de substituição para as Fe-Li-micas. A equação $2 ^{\text{IV}}\text{Al} + 4(\text{Fe}^{2+} + \text{Zn}) \leftrightarrow 2 \text{Si} + ^{\text{VI}}\text{Al} + 3 \text{Li}$ (Fig. 3. 23) apresenta para as polilitionitas estudadas razões próximas de 1:1 e uma boa correlação ($y = -1,218x + 14,145$). *Cópia para o arquivo*

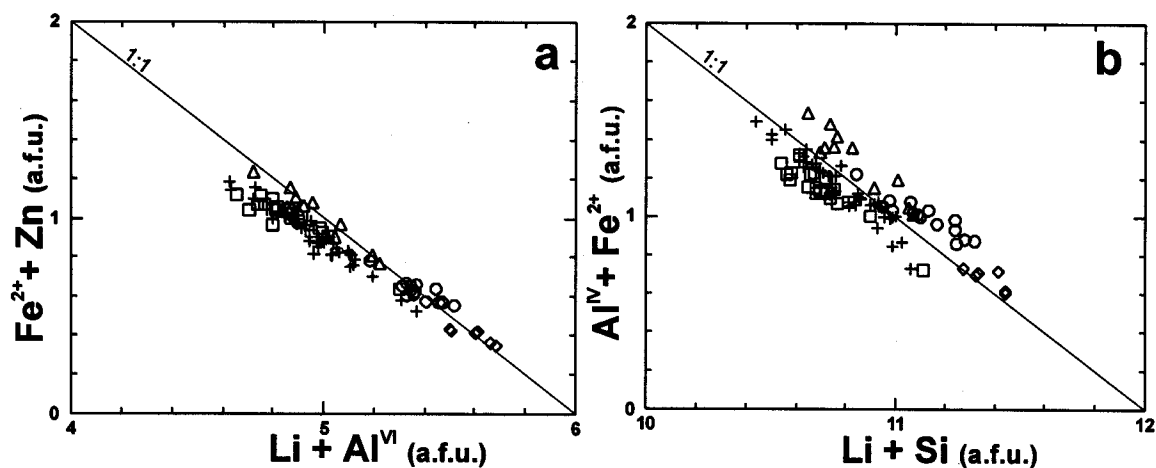


Fig. 3.22 - Diagramas $\text{Li} + \text{Al}^{\text{VI}}$ vs. $\text{Fe}^{2+} (+ \text{Zn})$ (a) e $\text{Li} + \text{Si}$ vs. $\text{Al}^{\text{IV}} + \text{Fe}^{2+}$ (b) para as Zn-Rb-polilitionitas do ABGn, mostrando as substituições acopladas desses cátions com razão 1:1. (Símbolos como na fig. 3.18)

Com substituições desse tipo, provavelmente efetivas em vista da boa concordância mostrada pelas análises, é mantida a ocupação do sítio octaédrico, que permanece praticamente completo na maioria das micas analisadas. Além disso, o balanço final das cargas é compensado, resultando em uma estrutura eletricamente neutra. Finalmente, a ocupação tetraédrica é feita quase que exclusivamente por Si, resultando o caráter tetrassilícico dessas micas.

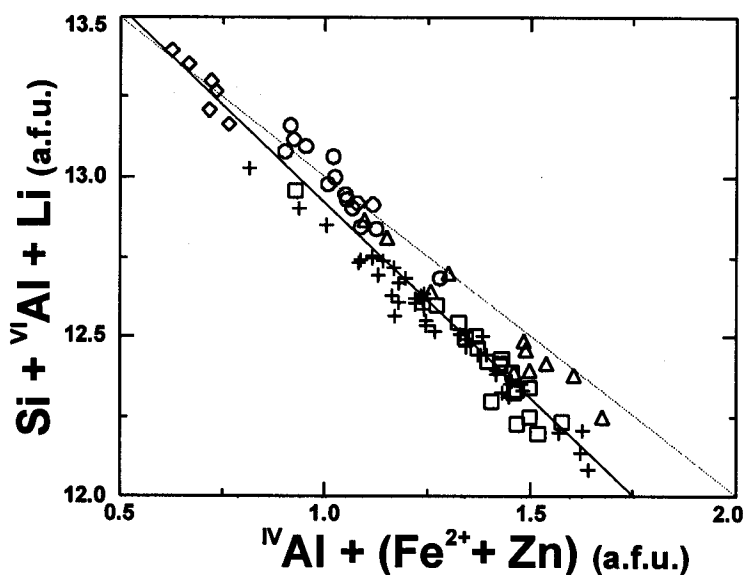


Fig. 3.23 - Diagrama $\text{Al}^{\text{IV}} + (\text{Fe}^{2+} + \text{Zn})$ vs. $\text{Si} + \text{Al}^{\text{VI}} + \text{Li}$ (Sun & Yu, 1999) para as Zn-Rb-polilitionitas do ABGn. A reta de correlação (linha contínua) é muito próxima da reta 1:1 (linha pontilhada), indicando a efetividade da reação de substituição. (Símbolos: como na fig. 3.18)

As fórmulas químicas calculadas para as Zn-Rb-polilitionitas do ABGn (tab. 3.13), obtidas a partir do valor médio das análises realizadas em cada uma delas, mostram que essas micas apresentam os sítios octaédricos quase completamente preenchidos, sendo muito pequenas as vacâncias observadas. Os valores negativos para o somatório das cargas dos cátions desse sítio também refletem a inexistência de vacâncias significativas (Foster, 1960a).

Tabela 3.13 - Fórmulas químicas relativas às Zn-Rb-polilitionitas do ABGn

PHR159 ⁽¹⁾	$[(\text{Li}_{3,17}\text{Zn}_{0,27}\text{Fe}^{2+}_{0,73}\text{Al}_{1,70}\text{Ti}_{0,01}\text{Mn}_{0,04}\text{Pb}_{0,03})_{5,96}(\text{Al}_{0,41}\text{Be}_{0,05}\text{Si}_{7,54})_{8,00}(\text{OH}_{0,57}\text{F}_{3,43})](\text{K}_{1,51}\text{Rb}_{0,51}\text{Cs}_{0,01})_{2,04}$
PHR160 ⁽²⁾	$[(\text{Li}_{3,21}\text{Zn}_{0,13}\text{Fe}^{2+}_{0,77}\text{Al}_{1,75}\text{Ti}_{0,01}\text{Mn}_{0,04}\text{Pb}_{0,02})_{5,93}(\text{Al}_{0,38}\text{Be}_{0,05}\text{Si}_{7,58})_{8,00}(\text{OH}_{0,95}\text{F}_{3,05})](\text{K}_{1,49}\text{Rb}_{0,51}\text{Cs}_{0,02})_{2,03}$
PHR162 ⁽³⁾	$[(\text{Li}_{3,28}\text{Zn}_{0,12}\text{Fe}^{2+}_{0,90}\text{Al}_{1,69}\text{Ti}_{0,01}\text{Mn}_{0,03})_{6,03}(\text{Al}_{0,40}\text{Be}_{0,04}\text{Si}_{7,56})_{8,00}(\text{OH}_{1,13}\text{F}_{2,87})](\text{K}_{1,55}\text{Rb}_{0,42}\text{Cs}_{0,01})_{1,98}$
PHR127 ⁽⁴⁾	$[(\text{Li}_{3,53}\text{Zn}_{0,04}\text{Fe}^{2+}_{0,56}\text{Al}_{1,85}\text{Pb}_{0,01})_{6,02}(\text{Al}_{0,42}\text{Si}_{7,58})_{8,00}(\text{OH}_{0,31}\text{F}_{3,69})](\text{K}_{1,58}\text{Rb}_{0,44}\text{Na}_{0,02})_{2,04}$
PHR164 ⁽⁵⁾	$[(\text{Li}_{3,66}\text{Zn}_{0,02}\text{Fe}^{2+}_{0,37}\text{Al}_{1,91}\text{Ti}_{0,01}\text{Mn}_{0,01})_{6,01}(\text{Al}_{0,31}\text{Be}_{0,01}\text{Si}_{7,68})_{8,00}(\text{OH}_{0,80}\text{F}_{3,40})](\text{K}_{1,77}\text{Rb}_{0,27})_{2,04}$

(1) Sn - 0,0017; Cr - 0,0004; Mg - 0,0012; Cs - 0,0019; (2) Sn - 0,0004; Cr - 0,0012; Mg - 0,0005; (3) Sn - 0,0019; Cr - 0,0007; Mg - 0,0003; (4) Ti - 0,0027; Sn - 0,0008; Cr - 0,0005; Mg - 0,0007; Mn - 0,0032; Cs - 0,0019; (5) Cs - 0,0003; Na - 0,0047

3.3.3.3 - Micas tetraferíferas litiníferas (MTLs)

Rieder *et al.* (1998) denominam como tetraferíferas as micas que apresentam cátions Fe^{3+} distribuídos tanto em posições estruturais tetraédricas quanto octaédricas. As MTLs do albita-granito apresentam essa característica químico/estrutural em função dos seus baixos teores de Al_2O_3 , que, quando recalculados, produzem um número insuficiente de cátions Al^{3+} para completar a ocupação do sítio tetraédrico juntamente com o Si^{4+} , sendo necessária a alocação de outros cátions, no caso Fe^{3+} , para esse fim.

3.3.3.3.1 - Composições químicas

As principais características químicas das MTLs são, além dos altos teores de FeO^* , os também elevados percentuais em Rb_2O , Cs_2O , ZnO , MnO e SnO_2 , e baixos de Al_2O_3 e MgO . Essas características são tipicamente apresentadas por micas formadas em sistemas pegmatíticos do tipo NYF (Černý, 1991; Foord *et al.*, 1995), associados a corpos graníticos anorogênicos subalcalinos, metaluminosos a peralcalinos.

Os teores de Li_2O e F (tab. 3.14) são muito elevados quando comparados aos apresentados por micas com teores equivalentes em SiO_2 , MgO e FeO^* . Os seus teores de F são particularmente anômalos, pois, em micas trioctaédricas, os teores de F mais elevados associam-se aos termos magnesianos da série e os mais baixos aos respectivos termos ferrosos, devido ao efeito de repulsão entre Fe^{2+} e F (Munoz & Ludington, 1974; Rosenberg & Foit, 1977; Mason, 1992).

Análises representativas das composições das MTLs constam da tab. 3.14, juntamente com análises de: Fe-Li micas de pegmatitos associados ao batolito granítico Pikes Peak (Kile & Foord, 1998); micas de riolito peralcalino do Novo México, EUA (Latir Volcanic Field; Johnson & Lipman, 1988); micas do batolito Pikes Peak, no Colorado (Foord *et al.* 1995). A composição química das MTLs do albita-granito, em termos de seus óxidos maiores, é bastante distinta das composições das Fe-Li micas escolhidas para comparação. As principais diferenças em relação às micas de Pikes Peak dizem respeito aos baixos teores de SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O e altos de Li_2O e Rb_2O . Comparadas às micas de Latir, os contrastes em termos de SiO_2 são pouco expressivos, mas mantém-se os demais e verificam-se diferenças importantes também em termos de MgO e MnO , bem mais elevados em Latir.

Várias micas trioctaédricas de rochas peralcalinas apresentam teores similares ou até mesmo inferiores de Al_2O_3 quando comparadas com os das MTLs (ver Robert & Maury, 1979; Czamanske & Dillet, 1988; Johnson & Lipman, 1988). Porém, nessas micas os teores em MgO são sempre mais elevados do que 4% e, em geral, elas são isentas de Li_2O , o que desloca as suas composições em direção ao polo das flogopitas, ou para termos onde o componente flogopita é importante. As micas litiníferas com baixos teores em Al_2O_3 têm como termo final as tainiolitas (Rieder et al., 1998), que também apresentam teores de MgO elevados.

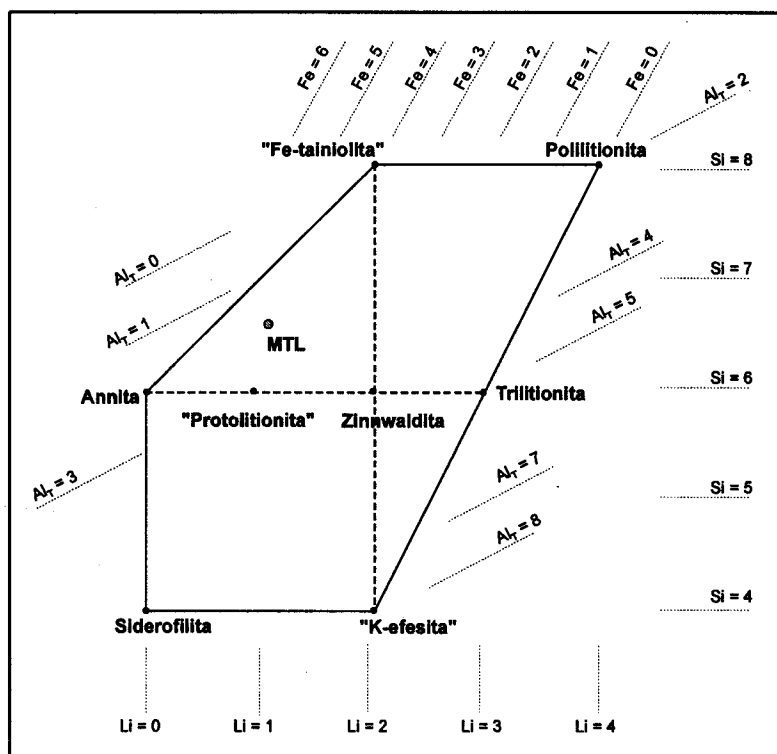


Fig. 3.24 - Representação esquemática do espaço composicional K - Li - Fe - Al - Si para micas litiníferas trioctaédricas com $(\square)^{\text{VI}} = 0$, observando-se a posição ocupada pela composição média das micas tetraferíferas litiníferas do ABGn (MTL). Diagrama simplificado a partir da fig. 7 de Černý & Burt (1984). Li; Si; Fe, Al_T : total de cátions desses elementos.

As MTLs, apesar dos seus baixos teores em Al_2O_3 e relativamente elevados em Li_2O , são distintas das tainiolitas pelos seus teores mais elevados em FeO^* e por não portarem MgO em sua composição. Também distinguem-se das annitas e siderofilitas pelos seus teores relativamente elevados em Li_2O e SiO_2 . Finalmente, diferem das zinnwalditas pelos seus teores mais baixos em Al_2O_3 e mais altos em FeO^* . Esse conjunto de particularidades composicionais as caracterizam como um tipo distinto dentro das séries de micas litiníferas ferrosas, que são variadas e complexas (Sun & Yu, 1999).

Černý & Burt (1984) mostram uma série de diagramas vetoriais onde descrevem as variações composicionais e cristaloquímicas que definem as micas litiníferas associadas a sistemas graníticos pegmatíticos. Na sua representação do plano composicional de vacância octaédrica = 0 para as micas litiníferas trioctaédricas, Černý & Burt (1984, pág. 275 e fig. 7) preconizam a existência de uma mica litinífera ferrífera ainda hipotética, que seria composicionalmente análoga à tainiolita [*...and that an Fe analog of taeniolite has not yet been described. (It might be expected in a peralkaline rock, in which most Fe, however, is normally present as Fe³⁺).*"]. As MTLs do albita-granito são composicionalmente próximas dessa mica hipotética, com sua composição média plotando em um ponto intermediário entre os polos da annita, da zinnwaldita e o da "Fe-tainiolita" (fig. 3.24). É provável, portanto, em vista de sua ocorrência em um ambiente francamente peralcalino e das características químicas peculiares acima alistadas, que as MTLs constituam uma nova variedade dentro da série das micas litiníferas.

Tabela 3.15 - Matriz de correlação para os óxidos componentes das micas tetraferíferas litiníferas do ABGn

	SiO ₂	TiO ₂	SnO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MgO	CaO	MnO	FeO	ZnO	PbO	Na ₂ O	K ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O	F
BeO	-0.04	0.06	0.13	0.06	0.20	0.03	-0.05	0.85	-0.77	0.89	0.35	-0.20	0.27	-0.12	-0.38	0.40
F	0.75	-0.20	0.04	-0.54	-0.07	-0.19	-0.07	0.04	0.21	-0.03	-0.03	0.47	0.90	-0.82	-0.92	
Cs ₂ O	-0.66	0.20	-0.11	0.70	0.06	0.09	0.12	-0.12	-0.23	0.03	0.08	-0.50	-0.91	0.95		
Rb ₂ O	-0.67	0.20	-0.08	0.78	0.12	0.06	0.13	0.11	-0.45	0.28	0.14	-0.62	-0.85			
K ₂ O	0.72	-0.22	0.15	-0.67	-0.25	-0.17	-0.16	0.02	0.32	-0.12	-0.26	0.44				
Na ₂ O	0.72	0.19	0.00	-0.62	-0.19	-0.05	-0.26	-0.36	0.61	-0.46	-0.20					
PbO	-0.28	0.02	0.13	0.26	0.32	-0.08	0.13	0.29	-0.49	0.38						
ZnO	-0.37	0.12	0.11	0.38	0.29	0.08	0.02	0.87	-0.94							
FeO	0.53	-0.16	-0.15	-0.53	-0.26	-0.12	-0.07	-0.81								
MnO	-0.35	0.09	0.17	0.04	0.14	0.19	-0.21									
CaO	-0.16	-0.12	0.27	0.25	0.19	-0.08										
MgO	-0.20	0.11	0.32	-0.06	-0.06											
Cr ₂ O ₃	-0.31	-0.03	-0.04	0.37												
Al ₂ O ₃	-0.49	0.15	-0.21													
SnO ₂	-0.12	0.21														
TiO ₂	-0.03															

Os coeficientes de correlação para os óxidos componentes das MTLs (Tab. 3.15) evidenciam as associações formadas por Rb₂O - Cs₂O, Rb₂O - Al₂O₃ e K₂O - F (associação fluoro-alkalina; Stone *et al.*, 1988), ou entre MnO - ZnO (associação fêmica; Stone *et al.*, 1988). Mostra ainda as substituições que ocorrem entre os diferentes elementos, representadas principalmente pelos pares Fe - Zn, K - Rb e Cs - F, além de outras como K - Cs e Fe - Mn, as quais serão discutidas a seguir.

Teores de K_2O , Rb_2O e Cs_2O

As MTLs disseminadas no ABGn apresentam teores médios de Rb_2O da ordem de 5,45% (máximo de 6,00 e mínimo de 4,02%), que caem para 2,81% na mica maciça pegmatóide. O mesmo tipo de distribuição de teores é mostrado pelo Cs_2O , com valores médios de 0,60% nas micas disseminadas (máximo de 0,81% e mínimo de 0,15%) e 0,04% nas micas maciças pegmatóides. Os teores de ambos os óxidos são ainda mais elevados do que os mostrados pelas Zn-Rb-polilitionitas. No caso do Rb_2O , apenas micas trioctaédricas do pegmatito de Red Cross Lake, no Canadá, descritas por Černý *et al.* (1994), apresentam teores comparáveis, mas esses autores não citam os teores de Li_2O dessas micas (fig. 3.25).

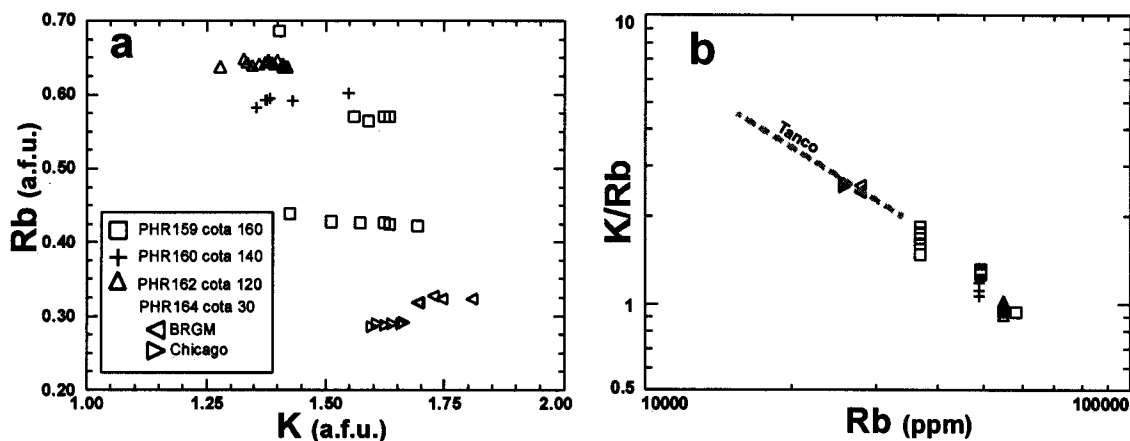


Fig. 3.25 - Diagramas K-Rb (a) e Rb-K/Rb (b) para as MTLs do ABGn. O diagrama (a) mostra que os teores de Rb aumentam em direção ao centro do corpo e caem bruscamente nas micas maciças. O diagrama (b) indica o extremo fracionamento do líquido a partir do qual as micas cristalizaram e o aumento do teor de K_2O nos níveis de mica maciça, no centro do corpo. As barras indicam os *trends* exibidos pelas micas do pegmatito de Tanco (Černý *et al.*, 1985a). (Símbolos relacionando amostra/cota topográfica destacados em a)

A intensidade das substituições que ocorrem entre Rb_2O e K_2O depende, à semelhança do observado nas Zn-Rb-polilitionitas, da posição topográfica das amostras dentro do ABGn. Nas MTLs observa-se que o aumento dos teores de Rb_2O ocorre do topo em direção ao centro do corpo, portanto em sentido inverso ao observado para as Zn-Rb-polilitionitas, mas decrescendo bruscamente nas micas maciças. Esse comportamento, à primeira vista bizarro, é apoiado pelo aumento, no mesmo sentido, dos teores de Cs_2O nessas micas (fig. 3.26a) e pela boa correlação negativa exibida entre o Cs_2O e o K_2O (tab. 3.15), sugerindo que a configuração na distribuição dos teores não é causada por problemas analíticos. Tanto os teores

determinados por microsonda eletrônica quanto por microsonda iônica apresentam esse comportamento.

A razão K/Rb (fig. 3.25b) mostra o extremo fracionamento alcançado pelo líquido a partir do qual essas micas cristalizaram. Um grau de fracionamento dessa amplitude raramente é observado em magmas graníticos primários, sendo porém tipicamente apresentado por líquidos residuais associados a sistemas pegmatíticos (Černý *et al.*, 1985a). As razões K/Rb das MTLs do ABGn são ainda mais baixas do que as apresentadas pelas Zn-Rb-polilitionitas, sendo comparáveis, conforme os dados disponíveis na literatura, às das micas associadas ao pegmatito de Red Cross Lake (Černý *et al.*, 1994; fig. 3.25b).

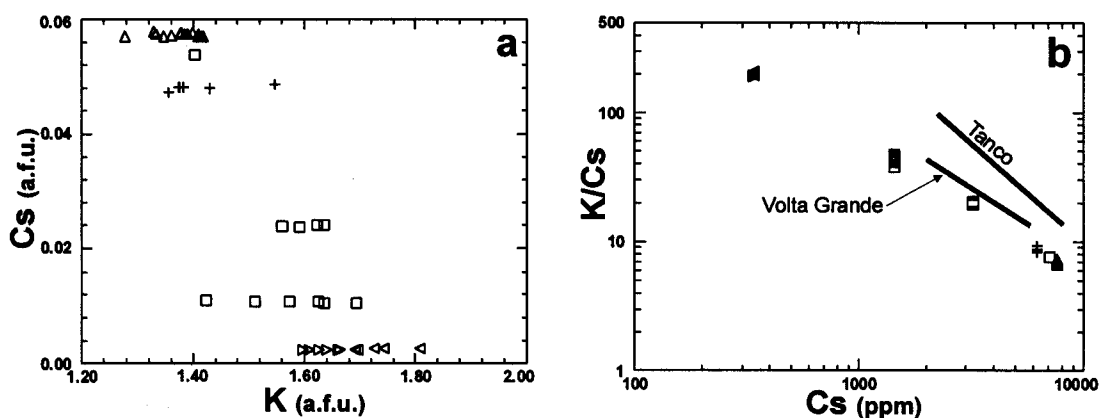


Fig. 3.26 - Diagramas K vs. Cs (a) e Cs vs. K/Cs (b) para as MTLs do ABGn. O diagrama (a) mostra que o comportamento do Cs é similar ao do Rb. O diagrama (b) indica o extremo fracionamento do líquido a partir do qual as micas cristalizaram e o aumento do teor de K_2O em direção aos níveis de mica maciça, no centro do corpo. As barras indicam o *trend* das micas do pegmatito de Tanco (Černý *et al.*, 1985a) e o *trend* das micas litíferas dos pegmatitos de Volta Grande (Lagache & Quéméneur, 1998). (Símbolos como na fig. 3.25a)

O Cs_2O (fig. 26a) exibe um comportamento, em termos de variação de sua concentração, idêntico ao do Rb_2O . Seus teores também crescem em profundidade, em direção ao centro do corpo, e decrescem abruptamente nas micas maciças, mas a variação dos seus teores (~400% entre os valores mínimos e máximos) é maior do que a verificada nos teores de Rb_2O . As suas razões K/Cs (fig. 3.26b) são ainda menores do que as registradas nas Zn-Rb-polilitionitas, bem como menores do que as do pegmatito Tanco (Černý *et al.*, 1985a), corroborando o extremo fracionamento do líquido, já evidenciado pelos teores em Rb_2O . Novamente, como no caso do Rb_2O , são escassos os exemplos registrados na literatura de teores e razões K/Cs tão baixos quanto os mostrados pelas MTLs.

Tal como nas polilitonitas, as razões K/Rb e K/Cs mais elevadas são encontradas nas MTLs maciças da zona pegmatóide e não nas micas disseminadas no ABGn, confirmando o carácter extremamente evoluído do líquido gerador do último.

Além das micas do pegmatito Tanco, micas litíferas associadas aos corpos pegmatíticos de Volta Grande, estudados por Lagache & Quéméneur (1998), apresentam teores e razões similares. As micas dos pegmatitos de Red Cross Lake (Černý *et al.*, 1994), que são um caso único em termos de seu extremo fracionamento, apresentam razões K/Cs de até 0,019, portanto três ordens de grandeza abaixo das razões K/Cs nas MTLs e por isso não foram plotadas no diagrama da fig. 3.26b.

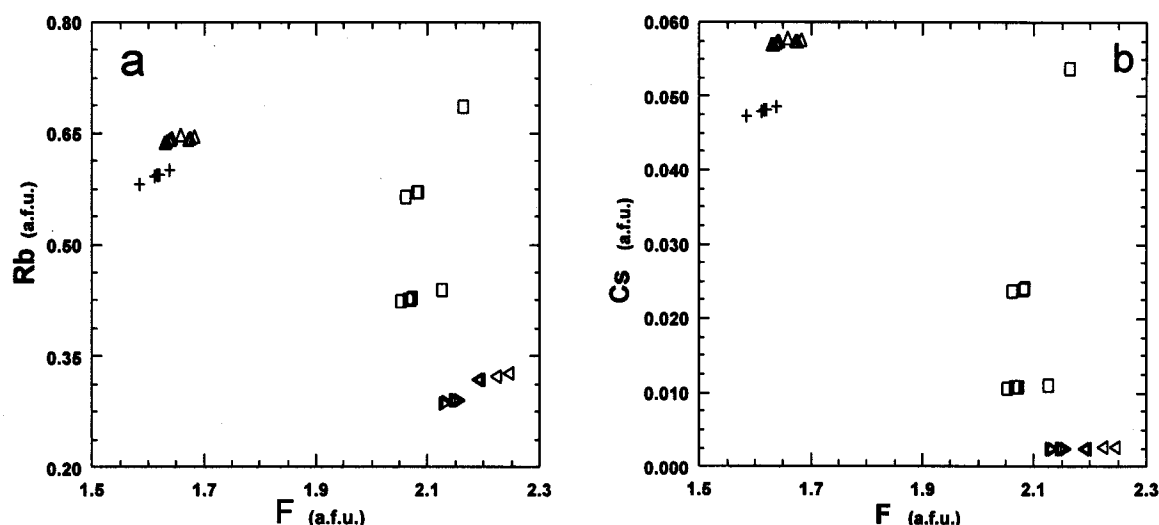


Fig. 3.27 - Diagramas F vs. Rb (a) e F vs. Cs (b) para as MTLs do ABGn, mostrando a correlação negativa entre esses elementos. (Símbolos como na fig. 3.25a)

Černý *et al.* (1985) e Lagache & Quéméneur (1998) citam a existência de uma boa correlação positiva entre as concentrações de Rb_2O e Cs_2O com F, devido à afinidade de ambos com o F (Hildreth, 1981). No caso das MTLs do ABGn observa-se que as correlações entre as concentrações de Rb_2O e Cs_2O com F são claramente negativas (fig. 3.27; tab. 3.15), indicando que mecanismos distintos da complexação por ação de flúor, influenciaram a distribuição de Rb e Cs.

Teores de FeO , ZnO , MnO e SnO_2

As MTLs disseminadas do albita-granito apresentam teores elevados de FeO^* (média de 26,84%), que sobem para 33% nas micas maciças pegmatíticas. Determinações por

espectrometria Mössbauer realizadas nas micas maciças indicaram que cerca de 25% do FeO^* é representado por Fe_2O_3 . A partir dessa determinação, e estendendo-se a razão $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3 = 0,25$ para as micas disseminadas, resultaria para essas micas um teor médio de FeO de 20% (máximo de 22,7 e mínimo de 16,8%), enquanto o teor médio de Fe_2O_3 seria de 7,5%, com máximos e mínimos de, respectivamente, 8,4 e 6,2%. Nas micas maciças o teor médio de FeO é de 25%, enquanto o de Fe_2O_3 é de 9%.

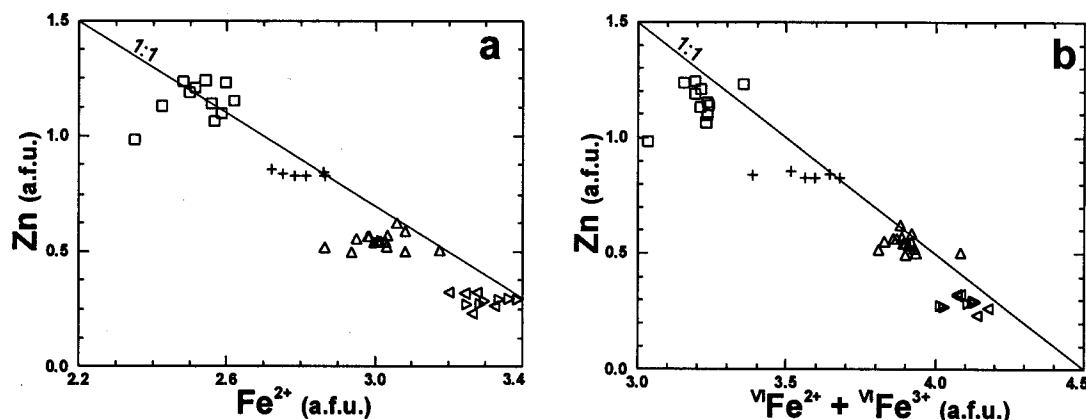


Fig. 3.28 - Diagramas Fe^{2+} vs. Zn (a) e $\text{Fe}^{2+} + {}^{57}\text{Fe}^{3+}$ vs. Zn (b) para as MTLs do ABGn, mostrando a perfeita correlação negativa entre esses elementos e o forte decréscimo do Zn em função da profundidade. (Símbolos como na fig. 3.25a)

O aumento dos teores de FeO^* das micas disseminadas em direção às micas maciças, situadas em níveis mais profundos no albita-granito, é um comportamento oposto ao exibido pelo FeO nas Zn-Rb-polilitionitas. Esse fato é explicado pela substituição acoplada $\text{Fe} \leftrightarrow \text{Li}$ que ocorre nas Zn-Rb-polilitionitas (Fig. 3.22). Nas Zn-Rb-polilitionitas o Li aumenta em direção às micas maciças, observando-se a conseqüente redução da concentração de FeO^* no mesmo sentido. Nas MTLs esse mecanismo de substituição, apesar de presente, foi muito menos efetivo, tendo em vista os altos teores de FeO^* e comparativamente baixos de Li mostrados pela MTL.

Os teores de ZnO das MTLs do ABGn situam-se entre um máximo de 10,30% e mínimo de 4,10%, com valor médio de 6,58% nas micas disseminadas, enquanto na mica maciça o valor médio é de 2,41%. Teores de ZnO dessa ordem são encontrados em micas trioctaédricas definidas como hendricksitas (Robert & Gaspérin, 1985), que também apresentam teores muito elevados de MnO (em torno de 6%) e MgO (~13%) e baixos de FeO . Apesar da MTLs apresentarem também teores relativamente elevados de MnO (teor médio de 1,3% nas micas disseminadas e de 0,93% nas micas maciças), seus teores de MgO são praticamente nulos e seus teores de FeO^* são muito elevados, o que as distingue nitidamente das hendricksitas.

Os teores de ZnO exibidos pelas MTLs mostram-se dependentes da profundidade da amostra dentro do corpo do albita-granito, apresentando uma queda acentuada em direção às micas maciças próximas ao centro do stock. A incorporação do ZnO pelas MTLs é feita em substituição ao FeO^* , com as substituições se dando em razão 1:1 (fig. 3.28), o que também é indicado pelo ótimo coeficiente de correlação negativo que esses óxidos apresentam (tab. 3.15).

Os teores de MnO mostram uma boa correlação negativa com o FeO^* (tab. 3.15), apesar da dispersão relativamente ampla dos resultados para o MnO obtidos nas micas situadas nos níveis mais profundos do albita-granito. As substituições entre ambos ocorrem a razões próximas a 1:1 (fig. 3.29a), sendo que as micas disseminadas da cota 120 apresentam teores de MnO similares aos das micas maciças pegmatóides e inferiores aos das MTLs dos níveis superiores do ABGn. Segundo Černý *et al.* (1985), o forte fracionamento do MnO em líquidos pegmatíticos muito ricos em F indica que este líquido manteve o F em solução até os seus estágios finais de evolução.

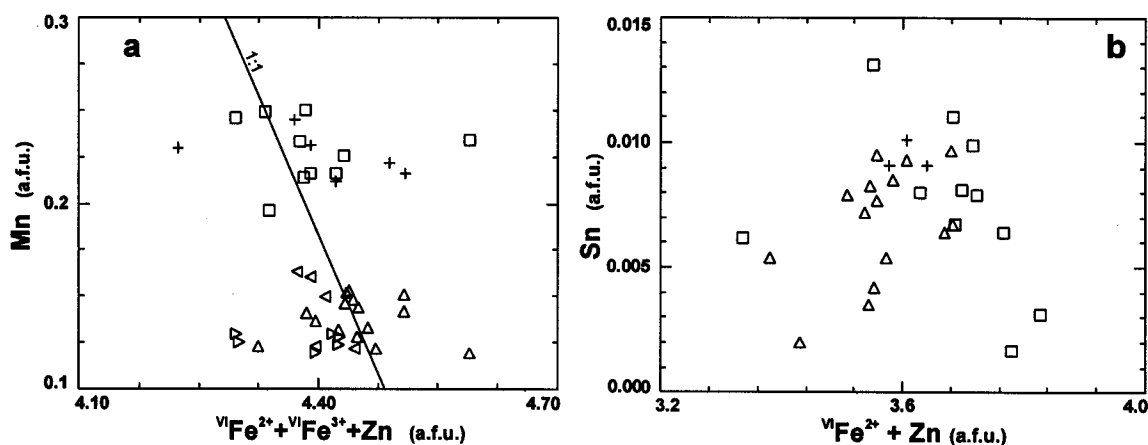


Fig. 3.29 - Diagramas $(\text{Fe}^{2+} + \text{IVFe}^{3+} + \text{Zn})$ vs. Mn (a) e $(\text{Fe}^{2+} + \text{Zn})$ vs. Sn (b) para as MTLs do ABGn. No diagrama (a) observa-se a correlação negativa entre Mn e $(\text{Fe}^{2+} + \text{Zn})$ e o decréscimo dos teores de Mn nas amostras próximas às micas maciças. No diagrama (b) nota-se a dispersão dos teores de Sn e a moderada associação ao par $(\text{Fe}^{2+} + \text{Zn})$. (Símbolos como na fig. 3.25a)

Os teores de SnO_2 verificados nas análises em micas disseminadas (média de 0,11%) são anormalmente elevados quando comparados aos dados registrados na literatura, que em geral reportam teores de Sn em micas na faixa de algumas dezenas de ppm. Os teores de Sn determinados por Stone *et al.* (1988) em micas trioctaédricas do batolito granítico da Cornualha são muito baixos e variáveis. Esses autores acreditam que, devido à dispersão dos teores, a maior parte do Sn analisado não tenha um papel estrutural, mas faça parte de microinclusões de cassiterita disseminadas na mica.

Os teores de Sn determinados nas MTLs do albita-granito apresentam uma dispersão relativamente pequena e não mostram boas correlações com nenhum dos óxidos maiores (tab. 3.15). Quando plotados em relação aos teores de $\text{Fe}^{2+} + \text{Zn}$ (fig. 3.29b), observa-se que os teores de Sn apresentam uma moderada associação com esse par, distribuindo-se de um modo que indica o seu aumento nas micas situadas em direção ao topo do albita-granito. Esse padrão de distribuição de teores é coerente com o comportamento do Sn observado na rocha, onde o SnO_2 alcança teores mais elevados nas porções superiores do corpo.

3.3.3.3.2 - Teores de F, Li_2O , processos de substituição e fórmulas químicas

O F apresenta teores que variam entre 2,9% nas micas disseminadas até um máximo de 4,2% nas micas maciças, com um teor médio de 3,62%. Esses valores são dos mais elevados dentre os registrados na literatura para micas com teores similares de FeO^* , aproximando-se dos teores extremos registrados por Congdon & Nash (1988,1991) e Nash (1993) para biotitas (flúor-siderofilas) que ocorrem no riolito de Honeycomb Hills, que porém são desprovidas de Li_2O .

Os teores de F nas micas disseminadas tendem a diminuir em direção ao centro do albita-granito, paralelamente aos teores de $\text{FeO}^* + \text{ZnO}$. O F cresce bruscamente nas micas maciças (fig. 3.30), sendo verificado igualmente um aumento no FeO^* . A correlação positiva, mesmo se fraca, entre os teores de $\text{FeO}^* (+\text{ZnO})$ e F (fator de correlação = 0,52) nas MTLs sugere uma quebra do princípio da repulsão entre F - Fe (Munoz & Ludington, 1974; Rosenberg & Foit, 1977; Mason, 1992), segundo o qual as micas da família da biotita têm uma baixa capacidade de admitir o F em sua estrutura, ao contrário do verificado nos termos flogopíticos da série. As implicações desse fato serão discutidas adiante.

Os teores de Li_2O apresentados pelas MTLs são elevados quando comparados a outras micas ferríferas com teores de FeO equivalentes. Os teores variam entre um mínimo de 1,2 e um máximo de 2,3 %, com valor médio de 1,72%.

A introdução de Li_2O nas MTLs foi controlada por substituições do tipo $\text{Li} \leftrightarrow \text{Fe}$ e $\text{Li} \leftrightarrow \text{Al}$, conjugadas a substituições $\text{Al} \leftrightarrow \text{K}$ e $\text{Al} \leftrightarrow \text{Fe}$ que, apesar de similares, são mais complexas do que as verificadas para as Zn-Rb-polilitonitas.

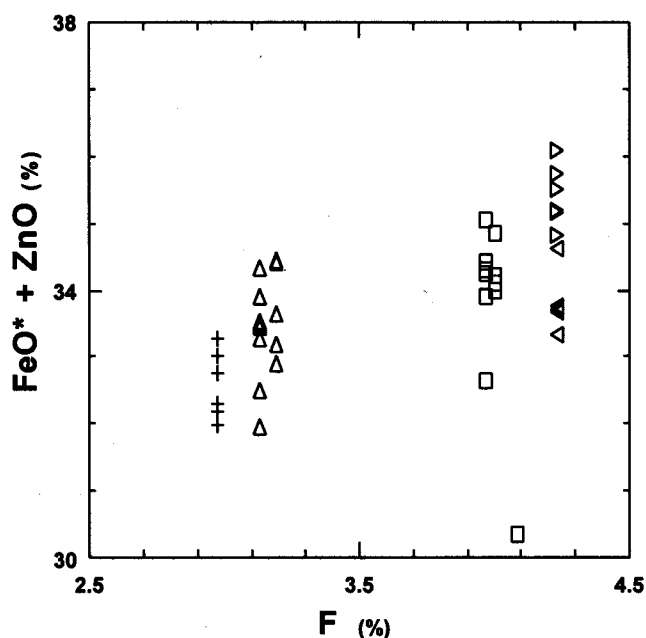


Fig. 3.30 - Diagrama F vs. (FeO* + ZnO) para as MTLs do ABGn, observando-se a diminuição dos teores de F e FeO* em direção ao centro do ABGn (sentido indicado pela seta contínua) e o aumento de ambos nas micas maciças (seta tracejada). (Símbolos como na fig. 3.25a)

A substituição do tipo $\text{Li} \leftrightarrow \text{Fe}$ dá-se através da substituição acoplada $\text{Li} + \text{Si} \leftrightarrow \text{Al} + \text{Fe}_T (+\text{Zn})$ (Foster, 1960a), ocorrendo a razões próximas a 2:1. Tal substituição é confirmada no diagrama $\text{Li} + \text{Si}$ vs. $^{\text{IV}}\text{Al} + \text{Fe}_T + \text{Zn}$ (Fig. 3.31a), na qual se constata uma dispersão moderada das composições das micas analisadas. Tal dispersão pode ter sido causada pela conversão uniforme do FeO*, utilizando-se a razão $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3 = 0,25$ para todas as análises. Nesse diagrama plotou-se como Fe_T o somatório de todos os cátions de Fe, independente de sua valência ou posição estrutural. Adicionou-se o total de cátions Zn em vista da perfeita relação de substituição que apresenta com o Fe^{2+} .

A substituição do tipo $\text{Li} \leftrightarrow \text{Al}$ corresponde à substituição acoplada $\text{Li} + \text{Si} \leftrightarrow ^{\text{IV}}\text{Al} + \text{K} + \text{Rb}$, que ocorre em uma razão em torno de 1:1 (fig. 3.31b). Neste caso observa-se uma dispersão relativamente ampla das composições das micas, sobretudo das micas disseminadas, porém ainda há um razoável alinhamento, confirmando a influência desse tipo de substituição. Em ambos os diagramas fica evidenciado o forte enriquecimento em Li_2O em direção às micas maciças.

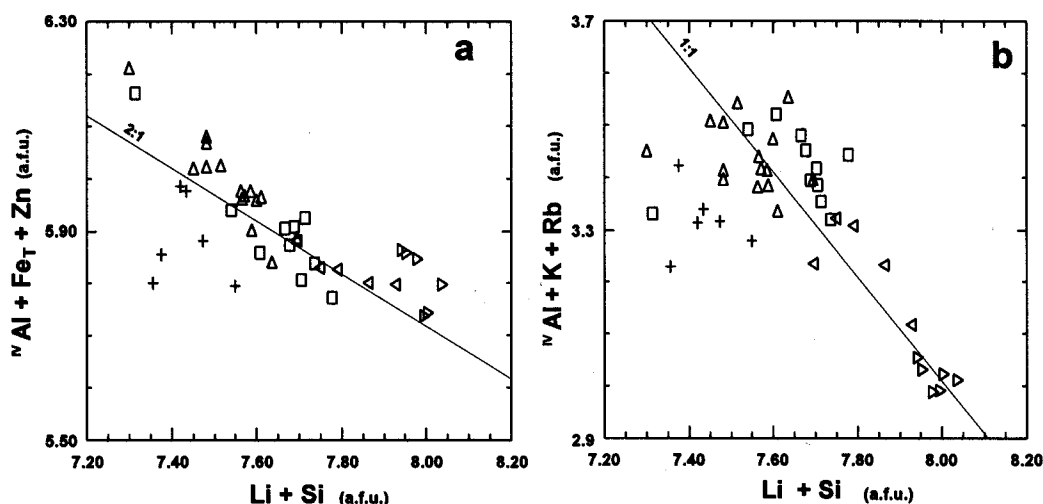


Fig. 3.31 - Diagramas (Li + Si) vs. (^{IV}Al + Fe_T + Zn) (a) e (Li + Si) vs. (^{IV}Al + K + Rb) (b) para as MTLs do ABGn. Em ambos os diagramas são mostradas as substituições acopladas desses cátions, a razões próximas a 2:1 e 1:1, respectivamente. (Símbolos como na fig. 3.25a)

Na realidade, tal como nas Zn-Rb-polilitonitas, a equação de substituição $2^{IV}Al + 4(Fe^{2+} + Zn)$ vs. $2Si + ^{VI}Al + 3Li$ (Sun & Yu, 1999) é igualmente a que melhor explica (Fig. 3.32) as variações composicionais das MTLs. Elas se situariam no plano $APTE_{0.5}$ (tainiolita - protolitionita - siderofilita rica em Fe), paralelo à quadrilateral APTE (annita - polilitonita - trilitonita - Fe eastonita) (Fig. 1 de Sun & Yu, 1999).

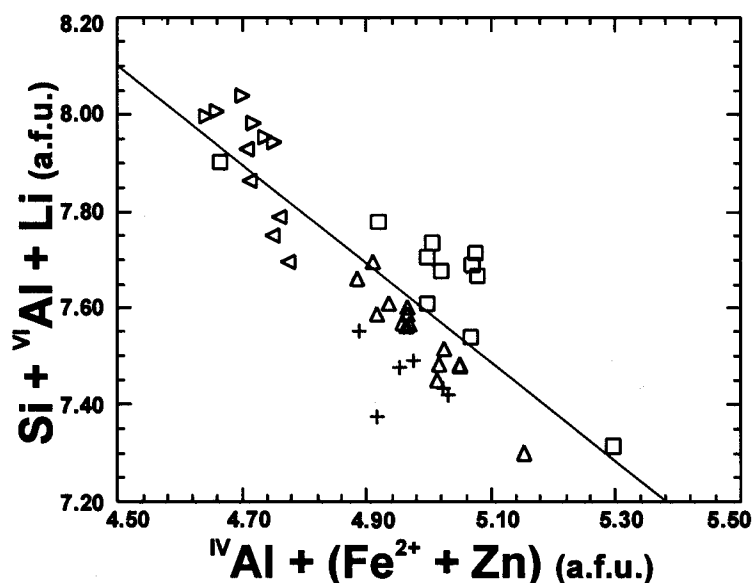


Fig. 3.32 - Diagrama ^{IV}Al + Fe²⁺ + Zn vs Si + ^{VI}Al + Li (Sun & Yu, 1999) para as MTLs do ABGn, mostrando as substituições acopladas desses cátions a razões próximas a 1:1 (Símbolos como na fig. 3.25a)

Os mecanismos de substituição acima conduzem à fórmulas químicas eletricamente equilibradas, com sítios octaédricos aproximadamente completos e com elevadas proporções de Si no sítio tetraédrico.

Os processos que controlam a evolução das MTLs, em função de seus teores de Li_2O , podem ser avaliados com a utilização do diagrama ternário Li - R^{3+} - R^{2+} , apresentado por Foster (1960a). Nesse diagrama (fig. 3.33), são plotadas as variações dos valores catiônicos de Li em relação aos cátions trivalentes (R^{3+}), incluindo o Ti^{4+} , e cátions bivalentes octaédricos (R^{2+}). Os cátions R^{2+} são representados principalmente pelo Fe^{2+} (mais Zn, Mn e Mg, que teoricamente o substituem), enquanto os cátions R^{3+} são representados quase que exclusivamente por Fe^{3+} , em função da inexistência de cátions Al^{3+} no sítio octaédrico, nessas micas.

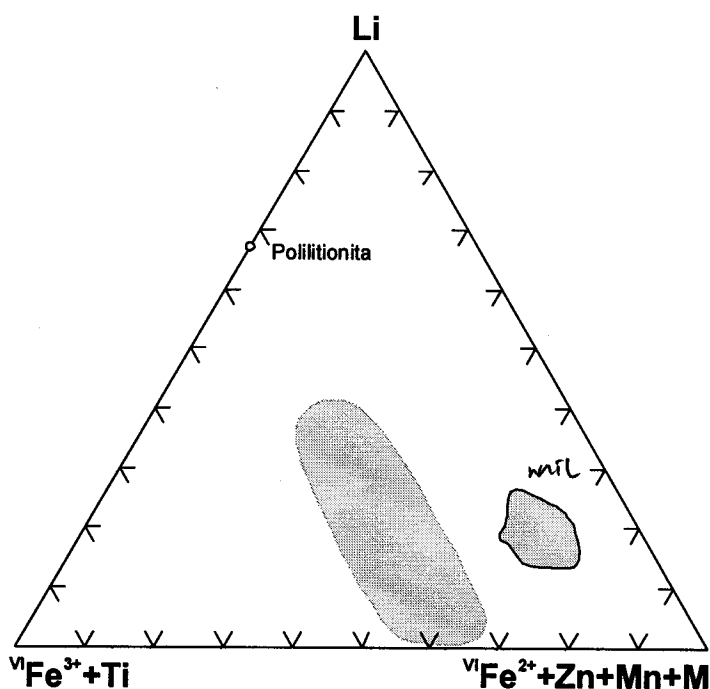


Fig. 3.33 - Diagrama Li - ${}^{\text{VI}}\text{R}^{3+}$ - R^{2+} (Foster, 1960a) para as MTLs do ABGn, mostrando a evolução das composições das MTLs do albita-granito em relação às micas litííferas ferrosas de Foster (1960a), representadas pelo campo pontilhado. Demais símbolos como na fig. 3.25a.

Em função da ausência de ${}^{\text{VI}}\text{Al}$, a distribuição dos pontos relativos às MTLs, próximos ao lado Li - R^{2+} , define um *trend* de evolução completamente distinto do representado pelas micas ferrosas arroladas em Foster (1960a). Novamente deve ser considerado que o *trend* das MTLs pode ter sido influenciado, em certa medida, pelo cálculo das proporções de FeO e Fe_2O_3 unicamente segundo a razão 0,25. Caso a razão $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ varie em função da cota da

amostra analisada, ou de outros fatores, isso poderia afetar o *trend* e a distribuição das análises.

Em relação aos termos finais das micas ferro-magnesianas, portadoras ou não de Li_2O , as MTLs mostram um comportamento distinto quando comparadas tanto a micas naturais quanto a composições e séries evolutivas determinadas experimentalmente. Plotando-se as suas composições no diagrama ternário Li - R^{2+} - Al de Monier & Robert (1986, fig. 3.34), aplicável em micas com composições tetraédricas Si_3Al , com R^{2+} representando proporções catiônicas de Fe^{2+} (+ Zn + Mn + Mg) e Al representando o total de cátions Al, observa-se que as MTLs plotam entre os polos annita/flogopita e tainiolita, porém deslocada em relação à reta que une esses dois polos, tal como observado na fig. 3.34, reafirmando o caráter particular das MTLs e o importante papel desempenhado pelos processos de substituição $\text{Li} \leftrightarrow \text{Fe}$ na sua evolução.

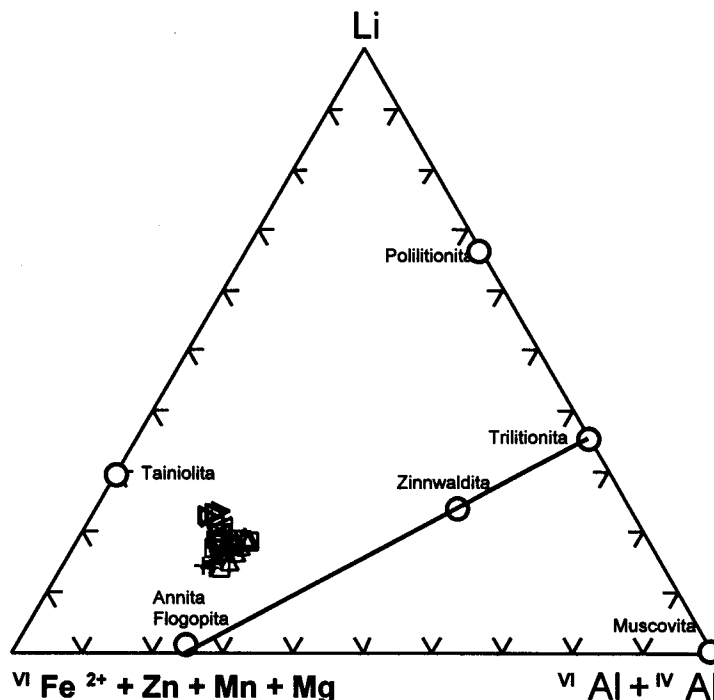


Fig. 3.34 - Diagrama Li - R^{2+} - Al (Monier & Robert, 1986), mostrando a posição das MTLs do ABGn em relação às micas com ${}^{\text{IV}}\text{Si} / {}^{\text{IV}}\text{Al} = 3$. (Símbolos como na fig. 3.25a).

As fórmulas químicas calculadas para as MTLs do ABGn (tab. 3.16) foram obtidas a partir dos valores médios das suas análises. As fórmulas mostram que as MTLs apresentam razões $\text{Si}/{}^{\text{IV}}\text{Al}$ elevadas (4,49 a 5,97), o que as aproxima dos tipos tetrassilícicas (Johnson & Lipman, 1988, consideram tetrassilícicas todas as micas com $\text{Si} \geq 6$). Os seus sítios octaédricos apresentam vacâncias de pequena monta, que podem ter sido induzidas pelo cálculo dos teores

de FeO e Fe₂O₃ com base na razão 0,25 para todas as micas. Como as fórmulas relativas à amostra de mica maciça (PHR164), onde essa razão foi de fato determinada, praticamente não apresentam vacância no sítio octaédrico, é possível que parte das vacâncias desse sítio nas demais micas esteja relacionada a uma superestimação das razões Fe³⁺/Fe²⁺.

Tabela 3.16 - Fórmulas químicas relativas às micas tetraferíferas litiníferas do albita-granito.

PHR-159 ¹	[(Li _{1,16} Zn _{1,12} Mn _{0,25} Fe ²⁺ _{2,99} Fe ³⁺ _{0,68} Ti _{0,07} Sn _{0,01} Pb _{0,01}) _{5,91} (Al _{1,31} Fe ³⁺ _{0,18} Si _{8,90} Be _{0,01}) _{8,00} (OH _{1,92} F _{2,08})](K _{1,81} Rb _{0,43} Cs _{0,02}) _{2,06}
PHR-159 ²	[(Li _{1,16} Zn _{1,15} Mn _{0,22} Fe ²⁺ _{2,52} Fe ³⁺ _{0,74} Ti _{0,07} Sn _{0,01} Pb _{0,03}) _{5,89} (Al _{1,38} Fe ³⁺ _{0,10} Si _{8,51} Be _{0,01}) _{8,00} (OH _{1,92} F _{2,08})](K _{1,58} Rb _{0,43} Cs _{0,01}) _{2,02}
PHR-160 ³	[(Li _{0,92} Zn _{0,84} Mn _{0,23} Fe ²⁺ _{2,81} Fe ³⁺ _{0,80} Ti _{0,06} Pb _{0,02}) _{5,88} (Al _{1,32} Fe ³⁺ _{0,14} Si _{8,52}) _{8,00} (OH _{2,38} F _{1,62})](K _{1,41} Rb _{0,59}) _{2,06}
PHR-162 ⁴	[(Li _{1,11} Zn _{0,88} Mn _{0,14} Fe ²⁺ _{2,95} Fe ³⁺ _{0,88} Ti _{0,06} Sn _{0,01} Pb _{0,09}) _{5,79} (Al _{1,41} Fe ³⁺ _{0,11} Si _{8,46}) _{8,00} (OH _{2,33} F _{1,67})](K _{1,33} Rb _{0,54} Cs _{0,06}) _{2,03}
PHR-162 ⁵	[(Li _{1,10} Zn _{0,83} Mn _{0,14} Fe ²⁺ _{3,01} Fe ³⁺ _{0,90} Ti _{0,07} Sn _{0,01}) _{5,78} (Al _{1,44} Fe ³⁺ _{0,10} Si _{8,46}) _{8,00} (OH _{2,36} F _{1,64})](K _{1,37} Rb _{0,54} Cs _{0,06}) _{2,07}
PHR-164 ⁶	[(Li _{1,42} Zn _{0,28} Mn _{0,13} Fe ²⁺ _{3,32} Fe ³⁺ _{0,77} Ti _{0,07}) _{5,99} (Al _{1,10} Fe ³⁺ _{0,33} Si _{8,57}) _{8,00} (OH _{1,85} F _{2,12})](K _{1,83} Rb _{0,29} Na _{0,03}) _{1,95}
PHR-164 ⁷	[(Li _{1,23} Zn _{0,29} Mn _{0,14} Fe ²⁺ _{3,26} Fe ³⁺ _{0,85} Ti _{0,06}) _{5,83} (Al _{1,19} Fe ³⁺ _{0,23} Si _{8,58}) _{8,00} (OH _{1,79} F _{2,21})](K _{1,73} Rb _{0,30}) _{2,04}

(1) Cr - 0,0010; Mg - 0,0021; Ca - 0,0008 (2) Cr - 0,0026; Mg - 0,0028; Ca - 0,0025 (3) Sn - 0,0047; Cr - 0,0004; Mg - 0,0025; Ca - 0,0003 (4) Mg - 0,0009; Ca - 0,0023 (5) Cr - 0,0014; Mg - 0,0012; Pb - 0,0009; Ca - 0,0015 (6) análise Chicago; Be - 0,0023; Cs - 0,0025 (7) análise BRGM; Pb - 0,0009; Be - 0,0023; Ca - 0,0021; Cs - 0,0025

3.3.3.4 - Discussão e implicações petrológicas

Relações das micas do ABGn com a série das Li-Fe-micas

As micas litíferas do albita-granito dividem-se, em função de suas características composicionais e petrográficas, em dois grupos distintos. Ambos, porém, pertencem à série das micas litíferas com ferro, conforme definida por Foster (1960a), Černý & Burt (1984), Sun & Yu (1999). O primeiro grupo é o das micas litíferas com teores de ferro relativamente baixos e alto Li_2O , classificadas como Zn-Rb-polilitionitas. O segundo grupo apresenta teores elevados de FeO^* , baixos de Li_2O e muito baixos de Al_2O_3 , sendo classificadas como micas tetraferíferas litíferas (MTLs) em função de apresentarem cátions Fe^{3+} ocupando posições tetraédricas e teores significativos de Li_2O . As micas do primeiro grupo ocorrem de forma disseminada no albita-granito, enquanto as do segundo ocorrem tanto disseminadas quanto formando níveis maciços nas porções mais interiores do corpo. As micas dos dois grupos ocorrem geralmente associadas.

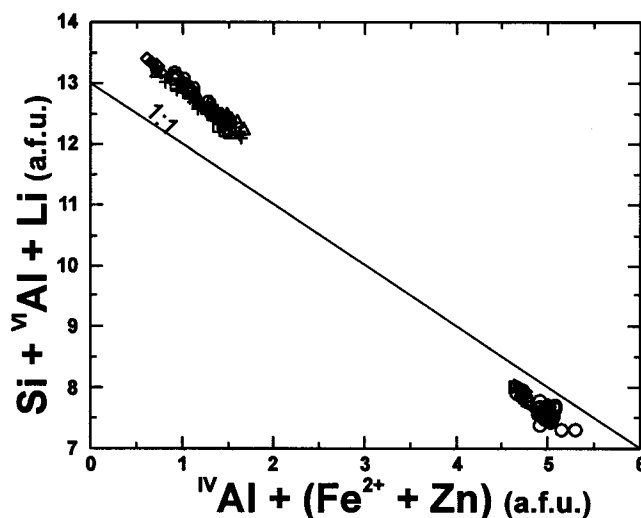


Fig. 3.35 - Diagrama $^{\text{IV}}\text{Al} + (\text{Fe}^{2+} + \text{Zn})$ vs. $\text{Si} + ^{\text{VI}}\text{Al} + \text{Li}$, para o conjunto de análises das MTLs (parte inferior) e Zn-Rb-polilitionitas (parte superior) do ABGn. (Símbolos como na Fig 3.25a, para as MTLs, e Fig 3.21 para as Zn-Rb-polilitionitas)

A substituição do tipo $\text{Si} + ^{\text{VI}}\text{Al} + \text{Li} \leftrightarrow ^{\text{IV}}\text{Al} + \text{Fe} + \text{Zn}$ (Sun & Yu, 1999; Fig. 3.35) é aparentemente efetiva quando aplicada aos dois conjuntos de análises, sugerindo que as Zn-Rb-polilitionitas e MTLs do ABGn têm uma evolução geoquímica bastante similar e que talvez pertençam a uma mesma série. Apesar de ambos os grupos de micas apresentarem razões de substituição próximas a 1:1, o exame do diagrama mostra que os seus *trends* de variação são

paralelos mas não coincidentes, como seria esperado no caso de uma única série. Entretanto, isso pode ser devido à ausência de $^{\text{VI}}\text{Al}$ e à presença de teores expressivos de Fe^{3+} nas MTLs, pois considerando-se para elas o Fe^{3+} no lugar do $^{\text{VI}}\text{Al}$, há uma melhoria no alinhamento entre os dois grupos de micas no referido diagrama.

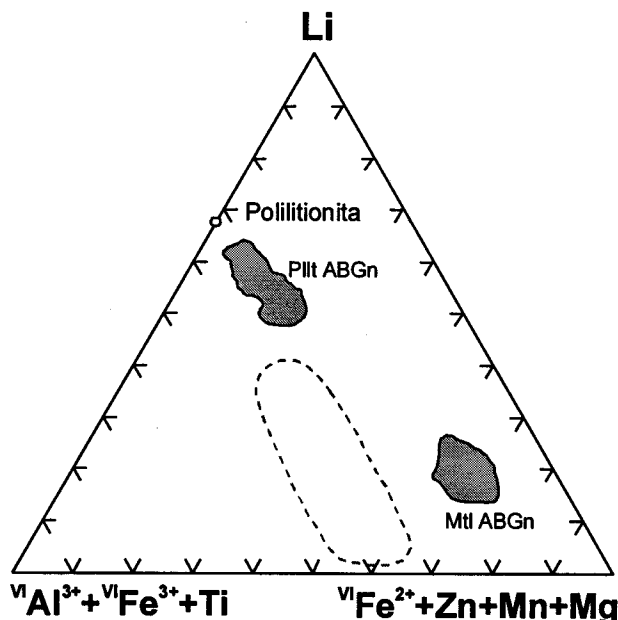
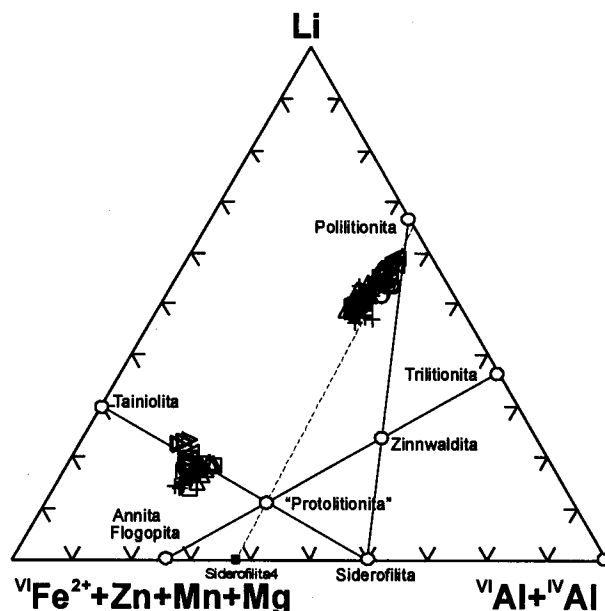


Fig. 3.36 - Diagrama Li - R^{3+} ($^{\text{VI}}\text{Al} + ^{\text{VI}}\text{Fe}^{3+} + \text{Ti}$) - R^{2+} ($^{\text{IV}}\text{Fe}^{2+} + \text{Zn} + \text{Mn} + \text{Mg}$) de Foster (1960a), para o conjunto de análises das MTLs e Zn-Rb-polilitionitas do ABGn, mostrando o *trend* desenvolvido por essas micas em comparação com o *trend* das micas litíferas ferrosas de Foster (campo pontilhado).

De qualquer modo, essa possível série definida pelas micas litíferas do ABGn se distribuiria segundo um *trend* distinto do apresentado pela série das micas litíferas ferrosas de Foster (1960a), que se alinham segundo o *trend* polilitionita-zinnwaldita-siderofilita. No diagrama ternário Li- R^{3+} - R^{2+} apresentado por essa autora (Fig 3.36), o grupo das Zn-Rb-polilitionitas define um campo alongado situado nas proximidades do polo da polilitionita, com os seus termos mais ricos em Li referindo-se às micas pegmatíticas, enquanto o grupo das MTLs situa-se em posição diametralmente oposta, estendendo-se até as proximidades do lado Li- R^{2+} . Nesse grupo também os termos mais ricos em Li referem-se às micas pegmatíticas. Embora as micas litíferas do albita-granito disponham-se em dois campos bem distintos, os *trends* definidos por cada grupo apresentam um certo alinhamento, sugerindo que os dois conjuntos possam representar uma única série, separados por um largo *gap* composicional.

A disposição espacial desses campos - causada pelos teores baixos de Al_2O_3 nas MTLs, e comparativamente muito elevados de $\text{FeO} + \text{ZnO}$ em ambos os grupos, assim como a efetividade de substituições do tipo $\text{Li} + ^{\text{VI}}\text{Al} \leftrightarrow \text{Fe}$ - define um *trend* distinto do normalmente

mostrado pelas micas litíferas ferrosas (Foster, 1960a; Rieder *et al.*, 1970). Esse comportamento pode ser verificado no diagrama Li - R^{2+} - Al (Fig. 3.37), onde é evidente que o *trend* das polilitionitas do ABGn afasta-se consideravelmente daquele usualmente apresentado pelas micas litíferas ferrosas, dispondo-se mais provavelmente segundo o vetor polilitionita-"protolitionita"-siderofilita 4 (razões Fe/Al menores do que as do termo siderofilita ideal), conforme Sun & Yu (1999, Fig. 1).



L.S. 0,60
Símbois de Annita → Polt

Fig. 3.37 - Diagrama Li - R^{2+} ($VI Fe^{2+} + Zn + Mn + Mg$) - Al ($VI Al + IV Al$) (Monier & Robert, 1986, modificado), mostrando a distribuição das MTLs e Zn-Rb-polilitionitas do ABGn. (Símbolos como na Fig 3.25a, para as MTLs, e Fig 3.21 para as Zn-Rb-polilitionitas).

Relações entre F e Fe nas micas estudadas

Diversos autores têm destacado o princípio de "rejeição" entre F e Fe (*F-Fe avoidance*; Munoz, 1984; Nash, 1993). Como esses dois elementos não possuem muita afinidade em micas, provavelmente em função de peculiaridades da estrutura desses minerais e dos sítios ocupados por tais elementos, existe uma clara tendência para o aumento das razões F/OH no sítio aniônico dar-se paralelamente ao crescimento das razões Mg/(Mg+Fe) no sítio octaédrico. O aumento das razões F/OH tende a ampliar o domínio de estabilidade da flogopita, ao passo que se verifica o inverso em micas ferrosas do tipo annita e siderofilita (Munoz, 1984).

Nas Zn-Rb-polilitionitas há uma clara correlação negativa entre FeO e F (Fig. 3.39d), o que seria coerente com o princípio de "rejeição" entre F-Fe. Mesmo considerando-se o ZnO adicionado ao FeO, não há modificação perceptível nessa tendência (Fig. 3.39d). No caso das

MTLs, as relações entre F e Fe são mais complexas. No diagrama F vs. FeO^* ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ transformado para FeO) + ZnO (Fig. 3.20), há uma nítida correlação positiva. Porém, considerando-se apenas F vs. FeO (Fig. 3.39b) tem-se nas micas disseminadas uma correlação negativa, enquanto que, inversamente, a mica maciça revela conteúdos máximos de F e FeO . Como há uma perfeita relação de substituição entre Fe e Zn, se for adicionado o ZnO ao FeO resultam valores praticamente constantes, independente das variações de F (Fig. 3.39b). Isso sugere que, nas MTLs disseminadas, o aumento de F tende a ser compensado pela substituição de Fe^{2+} por Zn, talvez influenciado pelo princípio de rejeição entre F e Fe. Resta explicar o comportamento peculiar das micas maciças. Ele sugere que, de algum modo, o princípio de rejeição F-Fe foi superado ou pelo menos atenuado neste caso particular. Uma possibilidade seria uma maior afinidade comparativa entre o Fe^{3+} , que substitui em torno de 25% do Fe^{2+} nessa amostra, e o F. Se verdadeiro, esse mecanismo seria dependente ao mesmo tempo do carácter peralcalino e oxidante dos líquidos formadores do ABGn, o que explicaria a raridade de exemplos análogos na natureza.

Ocupação do sítio aniônico, razões F/OH e distribuição de elementos

Na montagem das fórmulas estruturais das MTLs e Zn-Rb-polilitionitas considerou-se o sítio aniônico constituído apenas por F e H_2O , pois o Cl não foi detectado nas micas do ABGn (os teores de Cl são sempre muito inferiores aos de F em micas; Munoz, 1984). Tendo-se as determinações de F, assumiu-se que o restante da ocupação do sítio é feita pelo íon OH, não se levando em conta as possíveis vacâncias ou substituição por O^{2-} . A aplicação desse procedimento para as Zn-Rb-polilitionitas certamente não acarreta distorções significativas, pois o arranjo estrutural dessas micas necessariamente implica um sítio aniônico composto quase que completamente por F (Raade & Larsen, 1980; Černý & Trueman, 1985).

Nas micas da família da biotita, a ocupação do sítio aniônico ocorre a partir de substituições entre F e OH, sendo que a X_F/X_{OH} depende: das razões $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ da mica; da natureza e importância de outros íons metálicos presentes no sítio octaédrico (Sanz & Stone, 1983); da razão entre as fugacidades de H_2O e de HF na fase fluida em equilíbrio com a mica; da temperatura que controla as trocas entre a fase fluida e a mica (Munoz & Ludington, 1974; Munoz, 1984; Nash, 1993). Em última análise, a variação da razão X_F/X_{OH} deve retratar as condições termodinâmicas que controlaram a formação da mica, como determinado experimentalmente por Munoz & Ludington (1974).

Nas MTLs, observa-se que a concentração do F e a razão F/OH decrescem significativamente nas MTLs disseminadas, conforme são amostradas as cotas mais internas do

ABGn e que ambos sobem bruscamente nas micas maciças (Fig 3.38). Não se levando em conta as possíveis distorções causadas pela presumida ocupação total do sítio aniônico exclusivamente por F e OH⁻ e pelos altos teores de Li⁺ no sítio octaédrico, cuja importância é difícil de avaliar, interpreta-se o decréscimo da concentração do F nas MTLs disseminadas como decorrente essencialmente do aumento da f_{H_2O} , que se traduz na tendência ao decréscimo da razão F/OH nas micas disseminadas com o aumento da profundidade. Esse comportamento é análogo ao descrito em flúor-biotitas (Congdon & Nash, 1991; Nash, 1993) e poderia refletir o gradual avanço da cristalização do ABGn do teto para o interior do corpo.

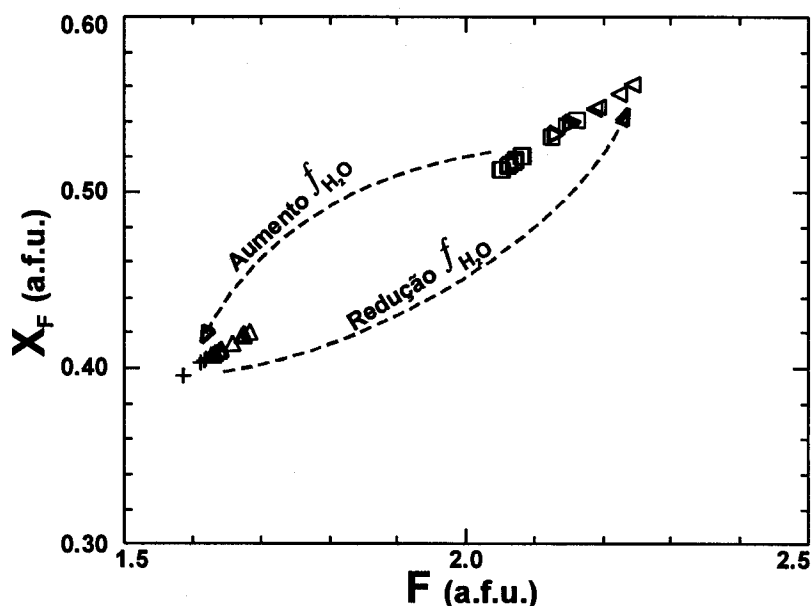


Fig. 3.38- Diagramas F - X_F (fração molar de F no sítio aniônico = cátions de F/4) para as MTLs do ABGn. (Símbolos como na Fig 3.25a)

O notável incremento da razão F/OH nas micas maciças da zona pegmatóide (Fig. 3.38) indica claramente que tais razões eram mais elevadas nessa zona do que no domínio das micas disseminadas. Variações acentuadas da razão F/OH podem resultar da saturação em água do sistema durante a cristalização, possivelmente relacionada com processos de decompressão e que provoca a partição de H₂O para a fase vapor (Nash, 1993). Em tais situações, o F, em vista dos seus elevados coeficientes de partição líquido/vapor (Munoz & Ludington, 1974; Munoz 1984; Dingwell, 1988), é retido preferencialmente na fase líquida, acarretando drásticos aumentos na razão F/OH da mesma. O aprofundamento dessa discussão deve levar em conta também os dados geoquímicos e petrogenéticos, devendo ser retomada mais adiante.

Os diagramas F-Li₂O (Fig. 3.39) mostram um acentuado enriquecimento em Li₂O paralelo ao F nas polilitionitas e MTLs. F, Si, Li e K tendem a crescer no ABGn do interior para o

topo do corpo, porém os teores máximos são observados nas micas maciças e na amostra com textura fluidal (127). O inverso se verifica com Rb, Cs e Al que mostram correlação negativa com o F. Isso indica que Si, Li e K tiveram seu comportamento influenciado pelo F, com as altas razões F/OH favorecendo o crescimento das suas concentrações, ao passo que a diminuição dessas razões, ou seja o aumento da f_{H_2O} , levou ao aumento expressivo dos teores de Rb, Cs e Al. Como os teores de Sn são muito mais elevados para o topo do albita-granito, decrescendo acentuadamente para o seu centro, pode-se concluir que o comportamento do estanho foi fortemente influenciado pelo F. Isso indica que as soluções com altas razões F/OH foram provavelmente as responsáveis pelo transporte do Sn em solução, favorecendo a sua concentração no topo do corpo.

Domínios de estabilidade das micas estudadas

As Zn-Rb-polilitionitas são micas litiníferas, tetrassilícicas, necessariamente muito ricas em flúor e, portanto, com razões F/OH muito elevadas. A substituição completa dos íons OH^- por F é perfeitamente assimilada por sua estrutura. Em decorrência a sua estabilidade não é afetada em ambientes muito ricos em flúor, com razões F/OH extremas. Isso explica porque polilitionitas são micas encontradas tipicamente em ambientes muito ricos em flúor, tais como certos pegmatitos (Černý & Burt, 1984). Por motivo idêntico, cristais de Zn-Rb-polilitionitas ocorrem no pluton Madeira, como inclusões estáveis, mesmo no interior dos bolsões de criolita maciça ou associados com concentrações de criolita e outras fases tardias em cavidades no ABGn. Há claras evidências texturais de que as polilitionitas possuem um domínio de estabilidade mais amplo do que as MTLs, que chegam, inclusive, a ser parcialmente substituídas por elas. Também no ABGb, constata-se que a preservação parcial das polilitionitas é relativamente freqüente, ao passo que as MTLs acham-se sempre inteiramente transformadas.

As micas ferrosas das séries da annita e da siderofilita tendem, por sua vez, a ser desestabilizadas em ambientes muito ricos em F, devido, entre outros, aos efeitos da rejeição F - Fe (Munoz, 1984). No caso das MTLs, o aumento da razão F/OH no sítio aniônico é acompanhado pelo aumento nos teores de Li^+ no sítio octaédrico (Fig 3.39a). O comportamento do Fe^{2+} é mais complexo, porém os teores mais elevados são apresentados pelas micas maciças (Fig. 3.39b) que, aparentemente, contornaram o princípio de rejeição F - Fe através da substituição parcial de Fe^{2+} por Fe^{3+} .

Nas MTLs maciças o sítio octaédrico tem ocupação máxima e o F tem um teor médio de 4,23%, equivalendo a uma fração molar (X_F) média de 0,54. Ao que tudo indica, esse valor

corresponde a um limite máximo para o teor de F admissível na estrutura das micas estudadas, que, aparentemente, pertencem a uma série particular de micas tetraferíferas litiníferas. O fato de não terem sido encontradas MTLs mais ricas em flúor sugere que tais composições encontram-se fora de seu domínio estabilidade. Coerentemente, ao contrário do que ocorre com as Zn-Rb-polilitionitas, não foram observadas inclusões de MTLs nos bolsões de criolita maciça, pois a alta a_F nesse ambiente possivelmente não permitiu a sua formação.

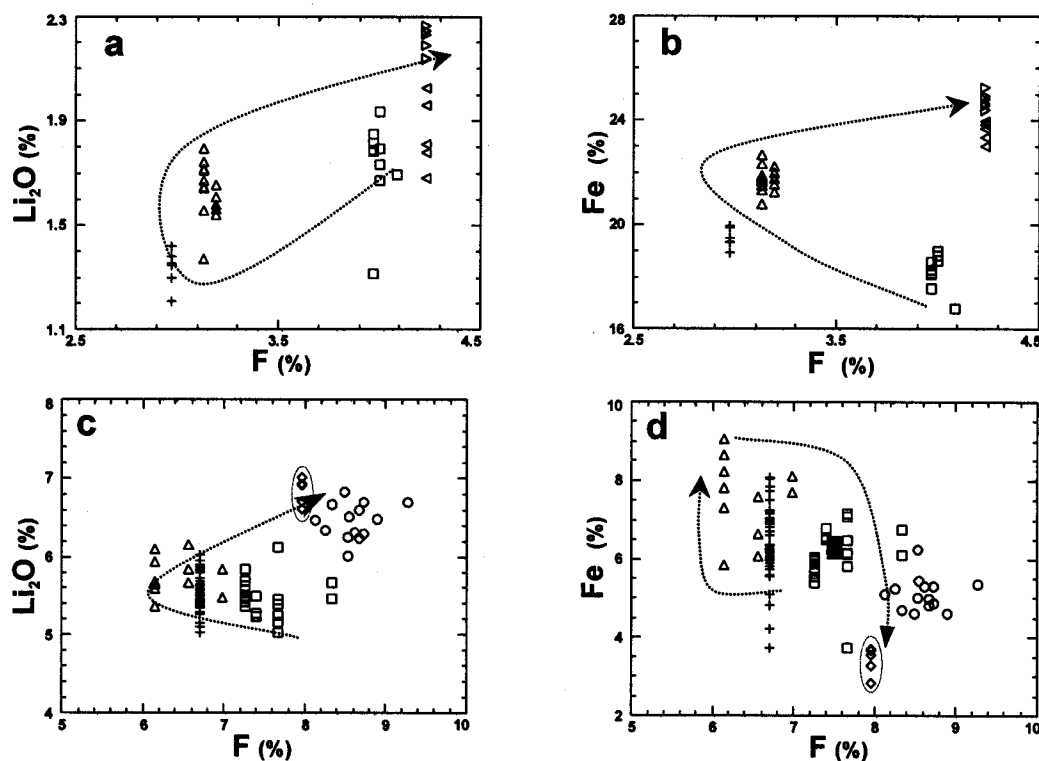


Fig. 3.39- Diagramas relacionando os percentuais em peso F-Li₂O (a) e F-FeO (b), para as MTLs; F-Li₂O (c) e F-FeO (d), para as Zn-Rb-polilitionitas. Em "c" e "d" o campo hachureado engloba as micas maciças. (Símbolos como na Fig. 3.25a para as MTLs e Fig. 3.21 para as polilitionitas)

É possível também que a desestabilização das MTLs em condições *subsolidus* tenha sido favorecida por concentrações muito elevadas de F nas soluções interagindo com o ABGn. Entretanto, no caso dos ABGb, a sua desestabilização parece relacionada predominantemente à intensa oxidação que afetou essas rochas.

Como existe uma correlação positiva entre F e Li₂O nas MTLs (Fig. 3.39a), também há um limite máximo para os teores de Li₂O que podem ser admitidos na estrutura da mica. Isso também é sugerido pelo fato das MTLs se alinharem segundo a série das Fe-tainiolitas (Fig. 3.36), cujo termo extremo é bem mais pobre em Li que as polilitionitas.

Condições de Cristalização das Micas do ABGn

A partir da determinação das proporções de FeO e Fe₂O₃ por espectrometria Mössbauer, realizada em amostra de MTL maciça, é possível ter-se uma estimativa preliminar das condições de f_{O_2} sob as quais essas micas cristalizaram. Para isso foi assumido o pressuposto que a mica não sofreu oxidação ou alteração hidrotermal *subsolidus* (ou que elas foram mínimas) e que portanto as suas atuais proporções de FeO e Fe₂O₃ são primárias.

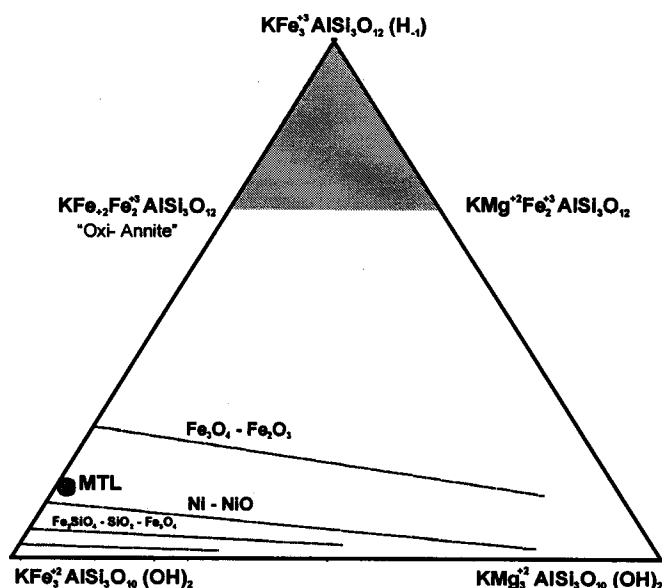


Fig. 3.40 - Diagrama $KFe_3^{+3}AlSi_3O_{12} (H-1) - KFe_3^{+2}AlSi_3O_{10} (OH)_2 - KMg_3^{+2}AlSi_3O_{10} (OH)_2$ de Wones & Eugster (1965), representando os termos finais "oxibiotita"-annita-flogopita, respectivamente. As linhas tracejadas indicam as composições obtidas sob condições de f_{O_2} controladas pelos tampões FMQ, Ni-NiO e MH; o campo acinzentado delimita composições fisicamente inviáveis. O ponto indica a composição da MTL.

Plotando-se as proporções molares de FeO, Fe₂O₃ e MgO determinadas para as MTLs no diagrama ternário "oxibiotita" - annita - flogopita de Wones & Eugster (1965; Fig 3.40), observa-se que, por serem virtualmente isentas de MgO, elas posicionam-se ao longo do lado annita - "oxibiotita" ($Fe^{3+}/Fe^{3+}+Fe^{2+} = 0,14$), entre os limites das composições experimentais obtidas sob condições de f_{O_2} controladas pelos tampões Ni-NiO e MH. Isso indica que as micas maciças cristalizaram sob condições relativamente oxidantes. Nash (1993) relata que Fe-biotitas associadas a riolito com alto F ocorrente em Honeycomb Hills, com razões $Fe^{3+}/Fe^{3+}+Fe^{2+}$ semelhantes (0,15) formaram-se sob essas mesmas condições de oxidação. Para temperaturas de ~ 600°C, estimada por geotermometria em feldspatos desse riolito, Congdon & Nash (1991) e Nash (1993) calculam a f_{O_2} em torno de $10^{-17,4}$ bars.

Nos experimentos de Wones & Eugster (1965) realizados com a fugacidade de O_2 controlada pelos tampões Ni-NiO e MH, biotitas com razões $Fe/Fe+Mg \approx 1$ (em equilíbrio com magnetita e sanidina) foram sintetizadas entre 650 e 440°C (pressão total = 1kb). Esses autores observam que, nos experimentos realizados em uma mesma faixa de temperatura, a razão $Fe/Fe+Mg$ nas biotitas sintéticas aumenta conforme a f_{O_2} que controla o experimento decresce. Ou, fixando-se o tampão, essa razão aumenta nos experimentos realizados a temperaturas mais baixas.

Com base nos dados experimentais de Wones & Eugster (1965) e nas composições das biotitas de riolito rico em F apresentadas por Nash (1993), admite-se que a temperatura de cristalização das MTLs situe-se abaixo de 600°C, pois: (1) no trabalho experimental não foi considerada a influência de Li e, principalmente, do F, ambos presentes em percentuais elevados nas MTLs; (2) pelas evidências experimentais do acentuado rebaixamento da temperatura do *solidus* em sistemas graníticos ricos em F (Wyllie & Tuttle, 1961; Glyuk & Anfilogov, 1973; Kovalenko, 1977; Manning, 1981; Pichavant & Manning, 1989; Dingwell, 1988; Johannes & Holtz, 1996; Xiong *et al.*, 1999). Segundo Rieder (1971), micas litíferas ferrosas sintéticas da série da siderofilita são estáveis na faixa de temperatura em torno de 550°C.

A partir das estimativas da f_{O_2} e temperatura de cristalização, teoricamente seria possível o cálculo das condições de pressão e fugacidade de H_2O e fugacidade de HF do magma ou líquido a partir do qual as micas cristalizaram (Wones & Eugster, 1965; Munoz & Ludington, 1974; Munoz, 1984; Nash, 1993), utilizando-se para isso as composições dessas micas recalculadas em função das frações molares de seus termos finais (flogopita, annita, siderofilita) e os coeficientes de atividade de feldspatos potássicos e magnetita associados, ambos aproximadamente estequiométricos. Todavia, as equações derivadas de dados termodinâmicos obtidos experimentalmente para biotitas não são aplicáveis às composições naturais com proporções significativas de Li_2O , pois não existem experimentos que calibrem o efeito da correlação F - Li_2O na distribuição dos demais cátions, principalmente octaédricos, em micas formadas a partir de fluidos onde esses componentes sejam significativos (Gunow *et al.*, 1980; Munoz, 1984; Parsons *et al.*, 1991). Desse modo, a definição destas condições somente será possível por meio de métodos indiretos ou através de experimentos que reproduzam as composições exibidas pelas MTLs e Zn-Rb-polilitionitas.

Não foram obtidos dados acerca dos teores de Fe_2O_3 nas Zn-Rb-polilitionitas, mas como as micas de ambos os tipos coexistem em todos os níveis do albita-granito, presume-se que as Zn-Rb-polilitionitas formaram-se sob as mesmas condições de f_{O_2} e temperatura estimadas para as MTLs.

Micas das zonas pegmatóides e micas disseminadas: implicações para a história de cristalização do albita-granito

Os dados apresentados indicam que as micas maciças pegmatóides e as MTLs e Zn-Rb-polilitionitas disseminadas cristalizaram sob condições de temperatura, pressão e f_{O_2} semelhantes. Como as Zn-Rb-polilitionitas e MTLs ocorrem disseminadas por todo o albita-granito, estima-se que essas mesmas condições prevaleceram em todo o corpo, controlando também a cristalização das demais fases. Desse modo pode-se admitir que o albita-granito de núcleo tenha cristalizado sob condições de oxidação relativamente elevadas, a temperaturas menores do que 550°C, o que é também coerentemente sugerido pelas composições puras mostradas pelos feldspatos associados às micas.

Relações entre as composições das micas e a geoquímica do albita-granito

As particularidades composicionais mostradas pelas micas litíferas do ABGn são características adquiridas durante a sua formação em um sistema geoquimicamente complexo e extremamente evoluído. As altas razões Rb/K, Cs/K e Zn/Fe e os elevados teores em F e Li das Zn-Rb-polilitionitas e MTLs indicam o extremo fracionamento do líquido a partir do qual elas cristalizaram. Por outro lado, as características geoquímicas peculiares apresentadas pelas MTLs, tais como teores baixos de Al_2O_3 e MgO e altos Rb_2O , FeO^* , ZnO, MnO, Li_2O e F, refletem o caráter peralcalino rico em voláteis do ABGn.

A conjugação de fatores tais como a extrema concentração do F, altas razões Fe/Fe+Mg e relativamente baixa concentração de Al_2O_3 no líquido, aliada a condições de alta fugacidade de oxigênio durante a cristalização do albita-granito de núcleo, resultou em micas com composições particulares. Isso é mais evidente no caso das MTLs, através da aparente estabilidade do par F-Fe nas micas maciças, e na deficiência de cátions de Al, compensada pela presença de Fe^{3+} no sítio octaédrico. Já as polilitionitas se destacam pelas anormalmente altas proporções de Zn, Rb e Fe.

**MINERAL CHEMISTRY OF CASSITERITES FROM PITINGA
PROVINCE, AMAZONIAN CRATON**

H.T. Costi¹; A.M.C. Horbe²; R.M.K. Borges¹; R. Dall'Agnol¹; A. Rossi³;
G.P. Sighnolfi³

¹ Universidade Federal do Pará - Centro de Geociências

CP 1611, Campus Universitário do Guamá, 66075-110, Belém — BRAZIL

² Fundação Universidade do Amazonas — Departamento de Geociências

Av. Gal. Rodrigo O. J. Ramos, 3000 - Japiim, 69077-000, Manaus — BRAZIL

³ Università degli Studi di Modena — Dipartimento di Scienze della Terra,
Largo S. Eufemia, 19 - 41100, Modena — ITALY.

Artigo aceito para publicação na Revista Brasileira de Geociências, atualmente em
impressão

**MINERAL CHEMISTRY OF CASSITERITES FROM PITINGA PROVINCE, AMAZONIAN
CRATON, BRAZIL**

03 figures

04 tables

ABSTRACT

INTRODUCTION

GEOLOGICAL SETTING

PETROGRAPHY AND MINERALOGY OF THE MINERALIZED ROCKS

ANALYTICAL METHODS

MINERAL CHEMISTRY OF CASSITERITE

CONCLUSIONS

ACKNOWLEDGMENTS

REFERENCES

ABSTRACT

Tin mineralization in the Pitinga Province is associated with Paleoproterozoic (1.82 Ga) Madeira and Água Boa plutons. The primary mineralization occurs as (1) disseminated cassiterite in the magmatic albite granite facies of the Madeira pluton; (2) hydrothermal cassiterite, related with greisen and episyenites in the Água Boa pluton. Another type of mineralization is secondary and associated with the lateritic profile developed over the albite granite. The aim of this paper is to discuss the mineralogical and chemical characteristics of these cassiterites and the relationships between them and the style of mineralization. The cassiterites of group (1) show higher FeO, Nb₂O₅, and Ta₂O₅ and lower TiO₂ contents when compared to those of the other groups. A coupled substitution $3 \text{Sn}^{4+} \leftrightarrow 2 (\text{Nb}, \text{Ta})^{5+} + \text{Fe}^{2+}$ is dominant and best explain the chemical variation observed in this group. The cassiterites from the group (2) and the laterites have comparatively higher TiO₂ contents indicating that the mechanism $\text{Sn}^{4+} \leftrightarrow \text{Ti}^{4+}$ is dominant. Thermogravimetric analysis and the non-stoichiometric behavior showed in some plots by the cassiterite of the laterite suggests that the coupled mechanism $\text{Sn}^{4+} + \text{O}^{2-} \leftrightarrow \text{Fe}^{3+} + \text{OH}^-$ is also effective in that group.

INTRODUCTION

World-class tin deposits have been found in the Pitinga and Rondônia provinces of the Amazonian craton. Cassiterite mineralization in these provinces is associated with Paleoproterozoic A-type, rapakivi granites. The field relationships, petrographic, geochemical and geochronological characteristics of these granites have been discussed by Horbe *et al.* (1991), Costi *et al.* (1995), Lenharo (1998), Dall'Agnol *et al.* (1999), and Bettencourt *et al.* (1999). Nevertheless, very limited mineralogical data are available for cassiterites found in the different kinds of mineralized rocks.

The Pitinga tin province, situated in the Amazonas State of Brazil (Fig. 1), has primary as well as eluvial and alluvial cassiterite deposits. Different kinds of primary cassiterite mineralization were identified in Pitinga (Borges *et al.* 1996, Costi *et al.* 1997), favoring a comparative study between them and the cassiterite found in the lateritic profile developed over the mineralized granites (Horbe & Costa 1997).

The relevance of mineralogical studies of cassiterite has been demonstrated (Giuliani 1987, Möller *et al.* 1988, Neiva 1996, Haapala 1997, Murciego *et al.* 1997). In this paper, it will be discussed the mineral chemistry of the cassiterite found in the different kinds of mineralized rocks of the Pitinga Province. The contrasts between the cassiterite related to magmatic and metasomatic rocks will be emphasized.

GEOLOGICAL SETTING

In the Pitinga Province, two Paleoproterozoic (1834-1818 Ma; Fuck *et al.* 1993, H. T. Costi unpubl. data) plutons named Água Boa and Madeira are distinguished (Fig. 1). They intrude the Paleoproterozoic acid volcanic rocks of the Iricoumé Group (Horbe *et al.* 1991).

The earliest facies of the Madeira pluton is a metaluminous hornblende syenogranite intruded by a peraluminous biotite granite (Fig. 1). Both facies are cut by a later stock formed by an outer, ring-shaped, porphyritic, hypersolvus alkali feldspar granite and a magmatic subsolvus albite granite (Costi & Dall'Agnol 1999). The latter shows a peralkaline cryolite-bearing core facies that is surrounded by an autometasomatic, peraluminous fluorite-bearing border facies (Costi *et al.* 1995). The development of thin sheets or lenses of sodic-potassic episyenites associated with the albite granite border facies are locally observed. The cassiterite occurs disseminated in both facies of the albite granite and in the episyenites. Besides Sn, the albite granite is also mineralized in Zr, Nb- (Ta), Y, Li, REE and cryolite (Horbe *et al.* 1991, Costi *et al.* 1995).

Figure 1: a) Geological map of the Pitinga Province: 1. volcanic rocks of the Iricoumé Group; 2. amphibole biotite syenogranite; 3. porphyritic syenogranite; 4. biotite granite; 5. porphyritic topaz granite; 6. porphyritic hypersolvus granite; 7. albite granite. b) Geological map of the albite granite: 8. core facies 9. border facies. d) and e) indicates the area of occurrence of the greisens and episyenites, respectively.

The Água Boa pluton (Fig. 1) is composed of an early amphibole biotite syenogranite facies, followed by a porphyritic biotite granite and a biotite syenogranite to alkali feldspar granite (Horbe *et al.* 1991). The later facies is a topaz-bearing biotite granite (Lenharo 1998). Tin-mineralized greisens and sodic episyenites are developed respectively in the hornblende biotite pyterlitic granite and biotite granite of the Água Boa Granite (Fig. 1). The greisens are controlled by fractures and occur as lenses or veins interlayered with greisenized granites in continuous zones up to 5 meters thick, located at the apical, border zones of the pluton. Two main greisen types have been characterized, based on mineralogical and textural features (Borges *et al.* 1996). The sodic episyenites are metasomatic rocks only sampled along drill cores. They form 9-meters thick and up to 40-m long lens-shaped bodies, enclosed in coarse-

grained biotite granite (Costi *et al.* 1997). Subordinate potassic episyenites and micaceous sodic episyenites occur associated with them.

Three kinds of primary cassiterite-mineralization have been identified in the province (Costi *et al.* 1997). They are associated with the albite granite facies of the Madeira pluton, and with the greisens and episyenites of the Água Boa pluton. The weathering processes originated a 20-m thick lateritic profile over the primary deposit of the Madeira pluton where the cassiterite was concentrated (Horbe & Costa 1997).

PETROGRAPHY AND MINERALOGY OF THE MINERALIZED ROCKS

The albite granite core facies (CABG) of the Madeira pluton is a grayish subsolvus granite, composed essentially by quartz, albite and K-feldspar. It displays a porphyritic or seriated, medium- to fine-grained texture. The varietal minerals comprise cryolite, tetra-ferri-dark mica, polyolithionite, and riebeckite. Accessory phases include zircon, cassiterite, pyrochlore-group minerals and thorite. The albite granite border facies (BABG) is a dark-brown to reddish rock texturally similar to the CABG but more strongly altered and oxidized. Its mineral assemblage comprises fluorite, cassiterite, zircon, hematite, thorite, and columbite. In both facies the cassiterite is subidiomorphic, pleochroic and irregularly zoned with the core zones showing generally dark-colors. It occurs disseminated in the rock and the size of most crystals ranges between 3.0 and 0.5 mm.

An albite-rich syenitic-like rock (SCABG), showing trachytic texture, locally occurs associated with the CABG. This rock is related to the latest stages of crystallization of the albite granite and it is mineralogically similar to the CABG. In this rock, the cassiterite is zoned, pleochroic and displays a subophitic texture with albite laths, indicating the simultaneous crystallization of both minerals.

The sodic-potassic episyenites (NaKEps) show brick-red color and even-grained texture. They derived from the BABG by metasomatic alteration, differing from it by their lower-quartz and higher-K-feldspar modal contents. The contents of the other mineral phases are similar to those found in the BABG. The NaKEps contain abundant K-feldspar and albite, and are more strongly oxidized than the sodic episyenites of the Água Boa pluton. Cassiterite occurs as pleochroic, occasionally corroded subidiomorphic zoned crystals, or as comparatively smaller xenomorphic grains.

The greisen types distinguished in the Água Boa pluton are a topaz siderophyllite greisen (GS1) and a chlorite phengite greisen (GS2) (Borges *et al.* 1996). The GS1 is a medium-grained, black rock, composed essentially of quartz, siderophyllite and topaz, with subordinate sphalerite, pyrite, chalcopyrite, cassiterite, zircon, fluorite, siderite and Nb-bearing anatase. The cassiterite

occurs mostly (1) as >1 mm large, idiomorphic to hypidiomorphic, reddish-brown to colorless crystals, associated to anatase, siderophyllite, sphalerite and quartz; (2) as fine, colorless to pale-red grains associated or included in topaz, quartz, sphalerite, chalcopyrite and partially chloritized siderophyllite. Both types show an irregular, speck-like zoning and a slight pleochroism. The GS2 is a massive, dark- to light- grayish green rock, composed of quartz, chlorite and phengite, with minor sphalerite, cassiterite, zircon, fluorite, beryl, topaz, pyrite, chalcopyrite and galena. In this greisen, cassiterite is more abundant than in the GS1. It occurs as (1) allotriomorphic to hypidiomorphic, corroded, dark red to colorless, irregularly zoned grains associated to fine aggregates of phengite and quartz, and (2) as hypidiomorphic to allotriomorphic, locally corroded, colorless to pale red, irregularly zoned crystals associated to chlorite, quartz and pyrite.

The sodic episyenites (NaEps) are medium, even-grained rocks composed essentially of albite. Other phases include quartz, cassiterite, fluorite, zircon, adularia and opaque minerals (Costi *et al.* 1997). The cassiterite occurs as drusiform or irregular aggregates of hypidiomorphic to allotriomorphic, corroded crystals. They are reddish brown to colorless, slightly pleochroic, and show a strong and irregular, locally oscillatory, speck-like zoning. The cassiterite occurs in cavities, associated with (1) albite, phengite and chlorite, or (2) later secondary quartz, cloudy K-feldspar $\pm$ albite.

The lateritic profile developed over the albite granite is composed by a sequence of six horizons, which main part is a saprolitic horizon (Horbe & Costa 1997). The cassiterite found in the laterite shows inclusions of quartz, ilmenite, rutile, kaolin, hematite, xenotime and pyrochlore. The crystal size ranges from up to 5 mm to less than 1 mm. The crystals are black, bipyramidal or prismatic and locally show corroded edges.

ANALYTICAL METHODS

Cassiterite grains of fresh albite granite, greisens and episyenites were analyzed on a Cameca SX-50 electron microprobe at the Instituto de Geociências of the Universidade de Brasília, Brazil. Analyses were conducted at an accelerating voltage of 15 Kv and a beam current of 25 nA for Ti, Sn and Fe, and 20 Kv and 40 nA for Nb, Ta, U and Y. Standards included SnO₂ (SnL), TiO₂ (TiK), MnHO (FeK), UO₂ (UM), REE₃ (YL), metal Nb (L) and Ta (L). Each element was counted for 10 seconds. ZAF corrections were applied.

The grains of cassiterite present in the lateritic profile were handpicked, mounted in epoxy resin and analyzed on an ARL-SEMQ microprobe at the Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Modena, Italy. Complementary mineralogical studies were

performed in an EDAX/XL-40 Philips scanning electron microscope at the Centro Interdipartimentale Grandi Strumenti of the Università degli Studi di Modena, Italy.

MINERAL CHEMISTRY OF CASSITERITE

The average chemical compositions of the cassiterites are shown in Table 1. The compositions of ca. 200 points were obtained. The analyzed cassiterites display significant contents of Nb_2O_5 , Ta_2O_5 and FeO or of TiO_2 and FeO. UO_2 and Y_2O_3 contents are systematically low. Th_2O contents are below detection levels in the albite granite, greisen and episyenites. Selected chemical analyses of representative cassiterite crystals of these rocks are given in Tables 2, 3 and 4. The average compositions (Table 1) of the magmatic cassiterites of the Madeira pluton (facies CABG, BABG and SCABG), show comparatively higher Nb_2O_5 and Ta_2O_5 , and lower TiO_2 contents, than those of the hydrothermal rocks of the Água Boa pluton (GS1, GS2 and NaEps). Their FeO contents are more variable, and a clear distinction between these two types of cassiterite is hampered. The highest FeO average values are found in the cassiterite of BAGB and NaEps, while the cassiterite of both greisen types displays characteristically low FeO contents. The cassiterites found in the NaKEps and in the lateritic cover of the Madeira pluton show Nb_2O_5 average contents intermediate between those of the cassiterite of the two mentioned rock groups. However, NaKEps Ta_2O_5 and TiO_2 average contents approach those of the albite granite facies, while in the cassiterite of the laterites Ta_2O_5 was not analyzed, and TiO_2 is similar to that found in the cassiterite of the hydrothermal rocks.

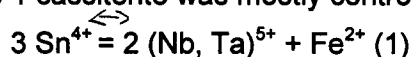
Table 1: Average chemical compositions of the cassiterites of the Pitinga province.

In the $\text{Sn}/10\text{-(Nb+Ta)}\text{-Ti}$ plot (Fig. 2a), the field of the CABG + BABG + SCABG + NaKEps cassiterite of the Madeira pluton (Group 1), and that of the GS1 + GS2 + NaEps of the Água Boa pluton (Group 2), are entirely distinctive. It is clear that the Group 1 cassiterite show Sn substitution by Nb+Ta and almost constant, low Ti values, while in that of Group 2, Ti is replacing Sn without significant variation in the Nb+Ta contents. The cassiterites of the laterite that are more enriched in Ti plot in the Group 2 field, but most of the analyses are situated in between the two fields (Fig. 2a).

Figure 2: Plots showing chemical contrasts between cassiterites from Pitinga mine. a) Sn/10-Ti-Nb-Ta diagram; field 1, field 2 and closed circles correspond respectively to magmatic, hydrothermal and supergenic cassiterites. b) Sn/10-Ti-Fe²⁺ diagram showing the Fe²⁺ ± Ti enrichment trend of the NaEps cassiterites red zones (closed diamond) compared to the colorless zones (open diamond), as indicated by pairs of analyses obtained in the same grain (Cf. Table 4). Other symbols as in 2a. c) Geochemical behavior of the analyzed cassiterites in the log [(Nb+Ta)/Sn]-log [Fe/Sn] diagram (Möller et al. 1988). Symbols: CABG (cross), SCABG (open circle), BABG (open triangle) and NaKEps (X). Fields: 1. NaEps red zones; 2. supergenic; 3. GS2 greisen; 4. GS1 greisen; 5. NaEps colorless zones. d) Nb-Ti-Fe²⁺ diagram showing the chemical variation in the GS1 cassiterites. Symbols: colorless zone (open square), light red zone (half-filled square), red zone (closed square). e) Nb-Ti-Fe²⁺ diagram showing the chemical variation in the GS2 cassiterites. Symbols: colorless zone (upside-down open triangle), light red zone (upside-down half-filled triangle), red and dark red zones (upside-down closed triangle). f) Nb-Ti-Fe²⁺ diagram showing the chemical variation in the NaEps cassiterites. Symbols and pairs of analyses as in 2b.

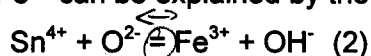
The Sn/10-Fe²⁺-Ti plot (Fig. 2b) shows that in the Group-1 cassiterite, the substitution of Sn by Fe²⁺ or Fe³⁺ is also important. The same is not true for the Group-2 cassiterite, in which the chemical variation of the analyzed crystals is controlled by the substitution of Sn by Ti with little influence of Fe. The cassiterite of the laterites and those of the NaEps, displaying red color, plot outside the fields of groups 1 and 2 (Fig. 2b). Iron contents increase from the Group-2 to the cassiterite of the laterites and finally to the red zones of NaEps cassiterite. The chemical variation from the colorless to the red zones is indicated in Fig. 2b.

The log [(Nb+Ta)/Sn]-log [Fe/Sn] plot (Fig. 2c) is based in Möller *et al.* 1988) and the calculated values correspond to atomic ratios. Mn is not included because it was not analyzed. In this plot, most of the Group-1 cassiterite follows the trend corresponding to the (Nb+Ta)/Fe=2 ratio with a few analyses approaching the (Nb+Ta)/Fe=1 ratio. This suggests that the chemical variation in the Group 1 cassiterite was mostly controlled by the equation (Möller *et al.* 1988):

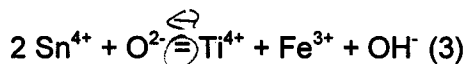


The Group-2 cassiterite, as well as that of the laterites, displays near-vertical trends (fig. 2c), which are totally contrasting with that observed in Group-1. The former shows a decrease of the (Nb+Ta)/Sn ratio with approximately constant Fe/Sn ratio, indicating that the ratio (Nb+Ta)/Fe does not follow the stoichiometric proportions of 2:1 or 1:1. The darker-colored zones of the NaEps cassiterite display the highest values of the Fe/Sn ratio. In this case, a

stronger influence of Fe^{3+} , certainly associated with Ti^{4+} (Fig. 2b), should be considered. The substitution of Sn by Fe^{3+} can be explained by the following equation (Möller *et al.* 1988):



Considering the participation of Ti^{4+} in the substitution mechanism, an alternative equation is



For the Group-2 cassiterite, the hypothesis of a direct substitution of Sn^{4+} by Ti^{4+} can also be a viable mechanism:



In the case of the cassiterite from the laterites, certainly derived from the magmatic albite granite, Nb, Fe^{2+} , and possibly Ta, can be also involved in the substitution mechanism (Table 2; Fig. 2a). A possible equation is:

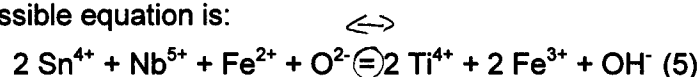


Table 2: Selected electron microprobe analyses in cassiterite crystals from the laterite of the Madeira pluton.

This substitution mechanism is partially supported by the results of a thermogravimetric analysis of one cassiterite sample of the supergene deposit. Structural breakdown of the cassiterite occurred between 200 to 300°C, with a decrease of 0.6 wt.% related to OH^- or H_2O lost.

The substitution mechanisms of equation (4) and, subordinately of (3) and (5), are probably able to explain most of the chemical variation in the Group-2 cassiterite, as well as that in the cassiterite found in the Madeira pluton lateritic cover. The chemical variation in Group-1 cassiterite is best explained by equation (1).

The chemical compositions of Group-1 cassiterite (Table 3) and the chemical changes related to zoning in different crystals (Fig. 3a, b, c) demonstrate that the crystal cores showing dark- red or dark-brown colors are enriched in $\text{Nb}_2\text{O}_5 + \text{Ta}_2\text{O}_5 + \text{FeO}$ and impoverished in SnO_2 . Their contents decrease regularly from these zones to the red-colored, intermediate zones and the lowest values are obtained in the light-red or colorless, border zones. SnO_2 shows an opposite behavior and TiO_2 does not show significant variations. These evidences reinforce the hypothesis that equation (1) controlled the substitution mechanisms in the group 1 cassiterite.

The chemical similarities between the cassiterite of the NaKEps and the Group 1 cassiterite (Table 3; Fig. 3a, b, c) suggest that the subidiomorphic, corroded grains of cassiterite of the NaKEps are inherited from the BABG, while the xenomorphic, comparatively smaller grains of cassiterite could possibly be newly formed grains, associated with the episyenitisation process.

Table 3: Selected electron microprobe analyses in zoned cassiterite crystals from the Madeira pluton.

Figure 3: Images of the cassiterites of the Madeira pluton, and chemical plots showing the compositional variation according to different zones in these crystals. a) core albite granite; b) border albite granite; c) sodic-potassic episyenite.

The broad chemistry of the Group-2 cassiterite, from the different hydrothermal rocks, is similar (Table 4) whereas the greisen contains a nearly pure cassiterite. There are, however, subtle chemical changes that deserve consideration. The zoning in these cassiterites is also more irregular and the number of zones generally smaller compared to those shown by the Group-1 cassiterite. The Ti-Nb-Fe²⁺ plots (Fig. 2d, e, f) illustrate the chemical variation in the cassiterite of the GS1, GS2 and NaEps. In the GS1 cassiterite (Table 4, Fig. 2d), most of the analyses display extremely low Nb contents. However, seven analyses, most of them corresponding to red-color zones in the crystals, are enriched in Nb $\pm$ Fe²⁺, although there are also red and light-red zones with low Nb contents. The analyzed GS2 cassiterite grains are enriched in Ti and concentrated along the Ti- Fe²⁺ joint (Table 4, Fig. 2e). Three analyses of light-red zones show, however, relatively high Fe/Ti ratios suggesting that the increase of this ratio could be responsible for the color of some zones. Except for two analyses of red-color zones, the GS2 cassiterite does not show the Nb enrichment observed in some GS1 analyses. The NaEps cassiterite (Table 4, Fig. 2f) can be distinguished from those of GS1 and GS2 by the accentuated Fe-enrichment, typical of the red and dark-red crystal zones. A significant number of analyses displays Nb-enrichment, but contrary to what is observed in the GS1, the Nb-rich zones of the crystals are colorless. The trend of Fe-enrichment from the colorless to the darker zones in the same crystal is clearly indicated by the four pair of analyses (Fig. 2f, Table 4; cf. Fig. 2b).

Table 4: Selected electron microprobe analyses in zoned cassiterite crystals from the Água Boa pluton.

CONCLUSIONS

The cassiterite formed in the magmatic rocks (CABG, BABG and SCABG) shows the highest contents of Nb, Ta and Fe^{2+} , while the cassiterite of the hydrothermal rocks (GS1, GS2 and NaEps) and that found in the laterites are impoverished in the mentioned elements and enriched in Ti compared to the magmatic cassiterite. Similar trends are reported by Neiva (1996), Haapala (1997) and Murciego *et al.* (1997). They are a clear evidence that, in the structure of the cassiterite crystallized at higher temperature, it is possible a larger degree of substitution of Sn by Nb, Ta and Fe^{2+} . In the hydrothermal cassiterite, as well as in that found in the laterites, the substitution of Sn^{4+} by Ti^{4+} is dominant. Partial substitution of Sn^{4+} by Fe^{3+} with the introduction of OH^- in the cassiterite structure (Möller *et al.* 1988) should also occur, particularly in the NaEps. The probable Fe^{3+} enrichment in the cassiterite of the latter rocks suggests that it was formed in comparatively lower temperatures than the greisen. The presence of dark-colored zones relatively enriched in Nb in the cassiterite of GS1 indicates, in turn, that this rock was formed at higher temperatures than the GS2 and NaEps.

The magmatic cassiterite of the albite granite from Pitinga has lower contents of Nb than the magmatic cassiterite of the Finnish rapakivi granites (Haapala 1997). This can be explained by the presence of pyrochlore or columbite as important accessory minerals in the former, since these phases should have a much larger partition coefficient for Nb than cassiterite. In Pitinga, as well as in Finland (cf. Haapala 1997), the cassiterite of the greisen shows near stoichiometric composition.

The contrasts in composition between the studied cassiterites, similar to that described in the Proterozoic rapakivi granites of Finland (Haapala 1997), suggest that it is possible to establish a relationship between its mineral chemistry and its origin. This may be used as an important tool for tin prospecting.

The relationship between color and element contents in the cassiterite is complex (Moore & Howie 1979, Giuliani 1987, Neiva 1996). According to Taylor (1979), intense pleochroism is characteristic of cassiterite formed in a high temperature environment. This hypothesis is coherent with the zoning observed in the cassiterite of the magmatic facies of the Madeira Granite. However, dark-colored zones in cassiterite are also present in the sodic episyenites of Pitinga, which are supposed to have been formed at lower temperature comparatively to the

other studied cassiterites. In this case, the coupled substitution of Sn by Ti and Fe^{3+} looks responsible for the change in color of the cassiterite.

ACKNOWLEDGMENTS

Mineração Taboca is acknowledged for logistical and technical support. Financial support was provided by PADCT/CNPq (Proc. 62.0037/97-0), UFPA (Proc. PROINT-CG-0025/1998) and CNPq/UFPA (Proc. 400038/99-4 - PNOPG). The Università degli Studi di Modena (Italy) and the Microprobe Laboratory of the Brasília University (UnB-Brazil) given analytical facilities. Telma Oliveira helped in sample preparation. HTC and RMKB profited of scholarships from CNPq. The manuscript benefited from critical comments and helpful review of an anonymous referee.

REFERENCES

- BETTENCOURT, J. S., TOSDAL, R. M., LEITE JR., W. B., PAYOLLA, B. L. 1999. Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondônia Tin Province, southwestern border of the Amazonian craton, Brazil. – I. Reconnaissance U-Pb geochronology and regional implications. *Precambrian Research*, **95** (1-2): 41-67.
- BORGES, R.M.K., DALL'AGNOL, R.; COSTI, H. T. 1996. Petrografia dos greisens associados ao Granito Água Boa – Mina do Pitinga (AM). In: CONG. BRAS. GEOL., 39, Salvador, 1996. Anais... Salvador, SBG, v6:436-438.
- COSTI, H.T.; BORGES, R.M.K.; DALL'AGNOL, R. 1997. Primary mineralizations of the Pitinga tin province, Amazonian craton, North Brazil. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS, 2, Salvador. Extended Abstract and Program, p.44-45.
- COSTI, H. T. & DALL'AGNOL. 1999. Aspectos da geologia e da petrografia do albite granito da Mina Pitinga, Amazonas. VI Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus, Boletim de resumos, SBG, p. 531-534.
- COSTI, H. T.; DALL'AGNOL, R.; TEIXEIRA, J. T.; POPINI, M. V. 1995. The albite granite of Pitinga mine: petrography, geochemistry and mineralizations. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON RAPAKIVI GRANITES AND RELATED ROCKS, 6., IGCP PROJECT 315, Belém, 1995. Abstracts. p. 20-21.
- DALL'AGNOL, R.; COSTI, H.T.; LEITE, A.A.S.; MAGALHÃES, M.S.; TEIXEIRA, N.P. 1999. Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas. *Precambrian Research*, **95** (1-2): 9-39.
- FUCK, R. A.; PIMENTEL, M. M.; MACHADO, N.; DAOUD, W. El. K. 1993. Idade U-Pb do Granito Madeira, Pitinga (AM). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 4., Brasília, 1993. Volume de Resumos Expandidos. Brasília, SBGq, p.246-249.

- GIULIANI, G. 1987. La cassitérite zonée du gisement de Sokhret Allal (Granite des Zaër; Maroc Central): composition chimique et phases fluides associées. *Mineralium Deposita*, **22**:253-261.
- HAAPALA, I. 1997. Magmatic and postmagmatic processes in tin-mineralized granites: topaz-bearing leucogranite in the Eurajoki Rapakivi Granite stock, Finland. *Journal of Petrology*, **12**:1645-1659.
- HORBE, A.M.C. & COSTA, M.L. 1997. Perfil laterítico mineralizado a Sn, Zr, Th, Nb, Y e ETR (Serra do Madeira - Pitinga - AM): Características mineralógicas e evolução geoquímica. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **69** (2):193-210.
- HORBE, M.A., HORBE, A.M.C., COSTI, H.T.; TEIXEIRA, J.T. 1991. Geochemical characteristics of cryolite-tin-bearing granites from the Pitinga Mines, northwestern Brazil - A review. *Journal of Geochemical Exploration*, **40**:227-249.
- KRETZ, R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, **68**:277-279.
- LENHARO, S. L. 1998. *Evolução magmática e modelo metalogenético de granitos mineralizados da região de Pitinga, Amazonas, Brasil*. (Tese de Doutorado. Escola Politécnica da Universidade de São Paulo. 290p.)
- MOORE, F. & HOWIE, R.A. 1979. Geochemistry of some cornubian cassiterites. *Mineralium Deposita*, **14**:103-107.
- MÖLLER, P.; DULSKI, P.; SZACKI, W.; MALOW, G.; RIEDEL, E. 1988. Substitution of tin in cassiterite by tantalum, niobium, tungsten, iron and manganese. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **52**: 1497-1503.
- MURCIEGO, A.; SANCHEZ, A. G.; DUSAUSOY, Y.; POZAS, J. M. M.; RUCK, R. 1997. Geochemistry and EPR of cassiterites from the Iberian Hercynian Massif. *Mineralogical Magazine*, **61**: 357-365.
- NEIVA, A.M.R. 1996. Geochemistry of cassiterite and its inclusions and exsolution products from tin and tungsten deposits in Portugal. *Canadian Mineralogist*, **34**:745-768.
- TAYLOR, R.G. 1979. *Geology of tin deposits*. Amsterdam, Elsevier, 543p.

Table 1 (Costi *et al.* - Cassiterites Pitinga)

	Madeira Granite					Água Boa Granite		
	CABG	BABG	SCABG	NaKEPS	Supergenic	NaEPS	GS1	GS2
Nb ₂ O ₅	0.75	0.91	0.74	0.45	0.40	0.08	0.08	0.02
Ta ₂ O ₅	0.19	0.20	0.2	0.15	--	0.04	0.02	0.04
TiO ₂	0.04	0.05	0.05	0.02	0.77	0.56	0.48	0.55
SnO ₂	96.61	98.57	99.25	99.53	96.94	97.90	99.54	99.71
UO ₂	0.002	0.001	0.002	0.002	--	0.004	0.00	0.00
Y ₂ O ₃	0.02	0.05	0.04	0.06	--	0.03	0.03	0.02
FeO	0.45	0.52	0.36	0.28	0.35	0.52	0.09	0.14

CABG: core albite granite; BABG: border albite granite; SCABG: albite-rich syenitic-like rock; NaKEPS: sodic-potassic episyenite; NaEPS: sodic episyenite; GS1: greisen GS1; GS2: greisen GS2. Valid for tables 3 and 4

Table 2 (Costi *et al.* - Cassiterites Pitinga)

Anal.	1	4	6	8	10	11	13	15
Nb ₂ O ₅	1.10	0.75	0.64	0.03	0.28	0.00	0.23	0.95
TiO ₂	0.35	0.38	0.54	1.41	1.53	1.40	0.27	0.66
SnO ₂	97.13	97.49	97.80	97.01	97.07	95.57	98.91	97.31
SiO ₂	0.03	0.00	0.03	0.03	0.05	0.07	0.05	0.04
MnO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
Yb ₂ O ₃	0.00	0.09	0.01	0.09	0.03	0.00	0.06	0.00
Sc ₂ O ₃	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
Ge ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.20	0.00	0.00	0.00
FeO	0.64	0.32	0.58	0.32	0.35	0.32	0.15	0.36
Total	99.46	99.04	99.60	98.89	99.51	97.36	99.63	99.32
Nb	0.012	0.009	0.007	0.000	0.003	0.000	0.003	0.011
Ti	0.007	0.007	0.010	0.027	0.028	0.027	0.005	0.012
Sn	0.970	0.978	0.974	0.968	0.958	0.968	0.988	0.969
Si	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.002	0.001	0.001
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Yb	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ge	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.013	0.007	0.012	0.007	0.007	0.007	0.003	0.008
Cátions	1.004	1.001	1.004	1.004	1.004	1.003	1.001	1.001

Oxides in wt%. Cation formula based in 2 atoms of oxygen

Table 3 (Costi *et al.*, Cassiterites Pitinga)

Sample (Assemblage)	PHR-163 (Cry - Rbk - Plt - Tfm - Tho - Zrn - Prc)						PHR-168 (Ab - Qtz - Chl - Py - Hem)					
	Anal.	738	735	733	732	736	739	476	477	501	500	502
Color*	drb	drb	dr	r	yr	c		r	r	drb	dr	yr
Rock	CABG	CABG	CABG	CABG	CABG	CABG	CABG	NaKEPS	NaKEPS	NaKEPS	NaKEPS	NaKEPS
Nb ₂ O ₅	2.3545	1.9429	1.3578	1.2737	0.1373	0.2543		0.0901	0.2046	0.7389	0.5281	0.4354
Ta ₂ O ₅	0.3656	0.3915	0.2466	0.4116	0.1259	0.0000		0.0000	0.0664	0.1819	0.2393	0.1789
TiO ₂	0.0523	0.0918	0.0776	0.0954	0.0034	0.0262		0.0126	0.0235	0.0000	0.0205	0.0000
SnO ₂	92.6183	93.9783	94.8032	94.2667	97.6658	96.9686		99.6104	100.4535	97.9307	99.1690	99.0115
UO ₂	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000		0.0000	0.0214	0.0000	0.0000	0.0000
Y ₂ O ₃	0.0000	0.0000	0.0324	0.0000	0.0324	0.0000		0.1252	0.1500	0.0000	0.0000	0.0000
FeO	1.4732	1.6245	1.2259	0.6953	0.1487	0.1694		0.0859	0.2533	0.5046	0.4612	0.1653
Total	96.8639	98.0290	97.7435	96.7427	98.1135	97.4185		99.9242	101.1727	99.3561	100.4181	99.7911
Nb	0.0273	0.0223	0.0156	0.0148	0.0016	0.0030		0.0010	0.0023	0.0084	0.0059	0.0049
Ta	0.0025	0.0027	0.0017	0.0029	0.0009	0.0000		0.0000	0.0004	0.0012	0.0016	0.0012
Ti	0.0010	0.0017	0.0015	0.0018	0.0001	0.0005		0.0002	0.0004	0.0000	0.0004	0.0000
Sn	0.9459	0.9498	0.9634	0.9685	0.9949	0.9940		0.9963	0.9919	0.9826	0.9853	0.9906
U	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000		0.0000	0.0001	0.0000	0.0000	0.0000
Y	0.0000	0.0000	0.0004	0.0000	0.0004	0.0000		0.0017	0.0020	0.0000	0.0000	0.0000
Fe ²⁺	0.0316	0.0344	0.0261	0.0150	0.0032	0.0036		0.0018	0.0052	0.0106	0.0096	0.0035
Cations	1.0083	1.0110	1.0088	1.0031	1.0011	1.0011		1.0011	1.0024	1.0029	1.0029	1.0002

Sample (Assemblage)	PHR - 167 (Fl - Chl - Hem - Zrn - Col)							PHR-127 (Cry - Rbk - Plt - Stp - Tho - Zrn - Cer)				
	Anal.	420	419	424	418	423	417	422	770	766	769	768
Color*		drb	drb	drb	dr	r	r	c	drb	r	yr	c
Rock		BABG	BABG	BABG	BABG	BABG	BABG	BABG	SCABG	SCABG	SCABG	SCABG
Nb ₂ O ₅		2.2869	1.9078	1.8654	1.5845	0.8426	0.8235	0.0461	1.3551	0.5460	0.0700	0.0000
Ta ₂ O ₅		0.3028	0.4061	0.3581	0.2775	0.0000	0.1637	0.0287	0.2512	0.0711	0.0638	0.0000
TiO ₂		0.1003	0.1034	0.1042	0.0436	0.0195	0.0700	0.0397	0.1307	0.0000	0.0571	0.0127
SnO ₂		95.9540	96.3610	97.3771	96.1501	99.4036	98.6056	100.8186	98.3831	100.7153	99.9163	101.0287
UO ₂		0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0099	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Y ₂ O ₃		0.0000	0.0248	0.0000	0.0000	0.0198	0.0000	0.0050	0.0000	0.0000	0.1435	0.0462
FeO		1.8064	1.5011	1.1997	1.0154	0.5252	0.7179	0.0037	0.5732	0.1220	0.0620	0.1312
Total		100.4504	100.3042	100.9045	99.0711	100.8206	100.3807	100.9418	100.6933	101.4544	100.3127	101.2188
Nb		0.0255	0.0214	0.0208	0.0180	0.0094	0.0093	0.0005	0.0152	0.0061	0.0008	0.0000
Ta		0.0020	0.0027	0.0024	0.0019	0.0000	0.0011	0.0002	0.0017	0.0005	0.0004	0.0000
Ti		0.0019	0.0019	0.0019	0.0008	0.0004	0.0013	0.0007	0.0024	0.0000	0.0011	0.0002
Sn		0.9450	0.9521	0.9567	0.9636	0.9821	0.9783	0.9983	0.9706	0.9905	0.9953	0.9979
U		0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0001	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Y		0.0000	0.0003	0.0000	0.0000	0.0003	0.0000	0.0001	0.0000	0.0000	0.0019	0.0006
Fe ²⁺		0.0373	0.0311	0.0247	0.0213	0.0109	0.0149	0.0001	0.0119	0.0025	0.0013	0.0027
Cations		1.0118	1.0096	1.0066	1.0057	1.0031	1.0049	0.9999	1.0017	0.9996	1.0008	1.0015

* c - colorless yr - yellowish red r - red dr - dark red drb - dark reddish brown (almost opaque)

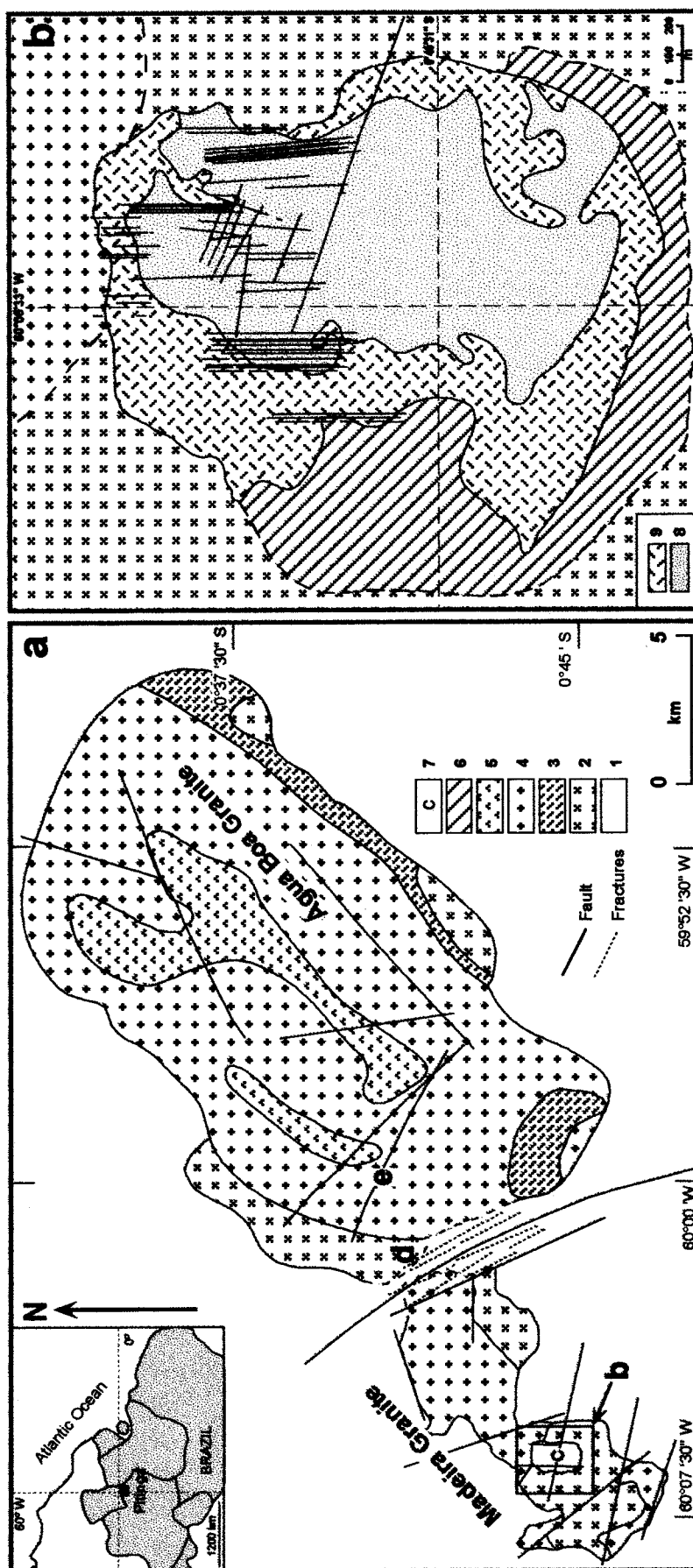
Symbols as in Kretz (1983) + Cry:cryolite, Plt:polythionite, Tfm: tetra-ferri-dark mica, Tho:thorite, Prc:pyrochlore, Col:columbite, Cer:cerussite.

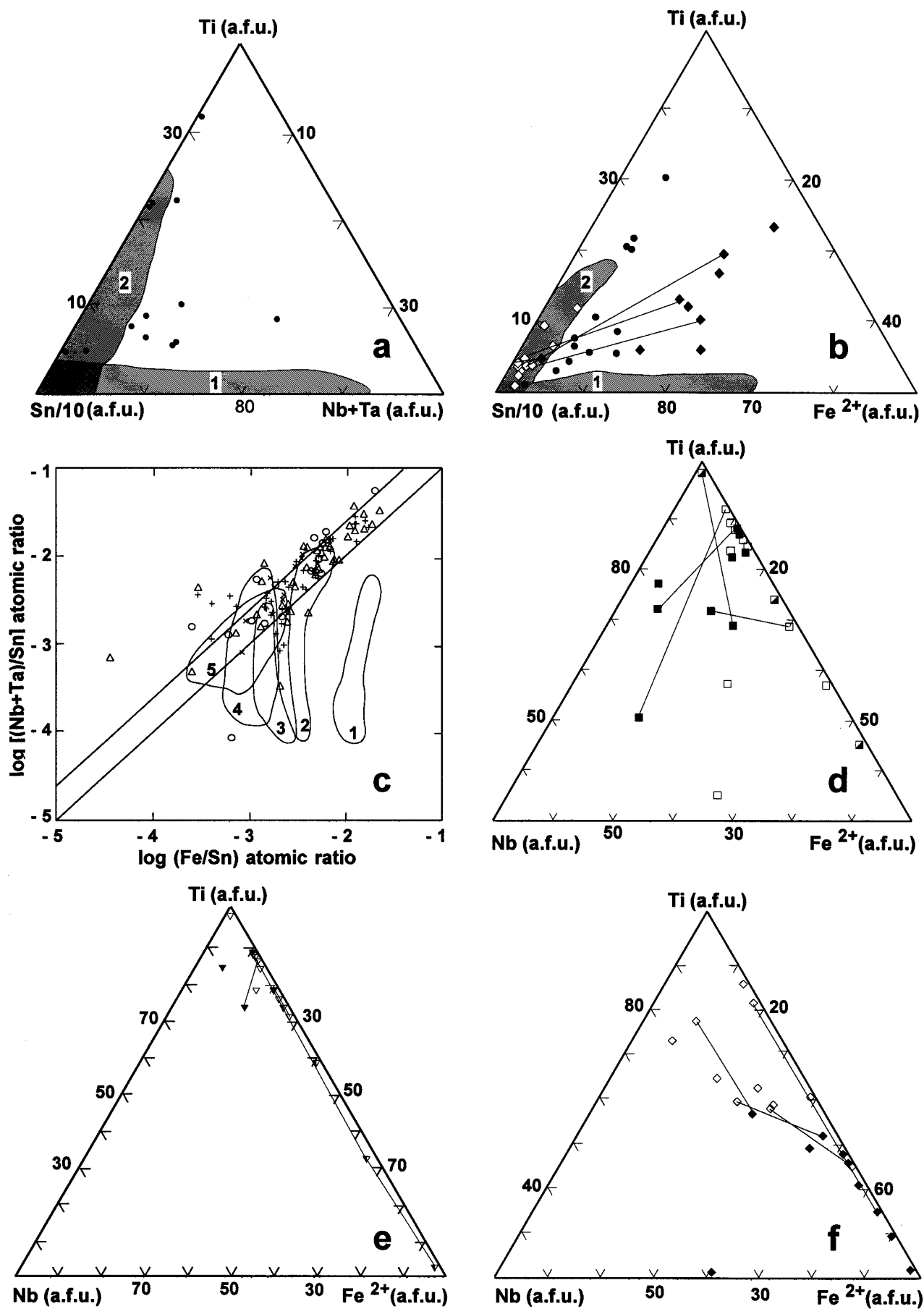
Table 4 (Costi *et al.*, Cassiterites Pitinga)

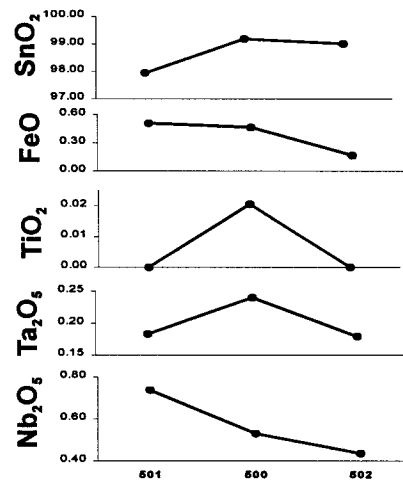
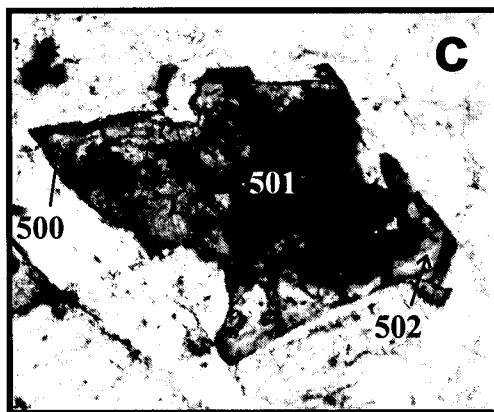
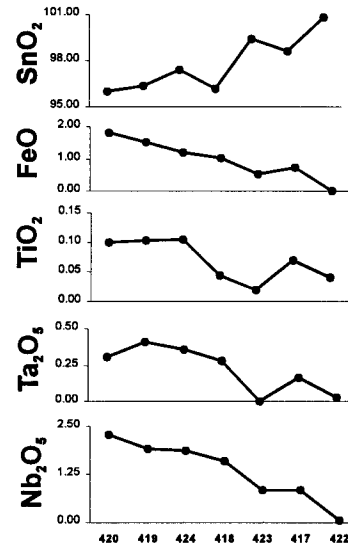
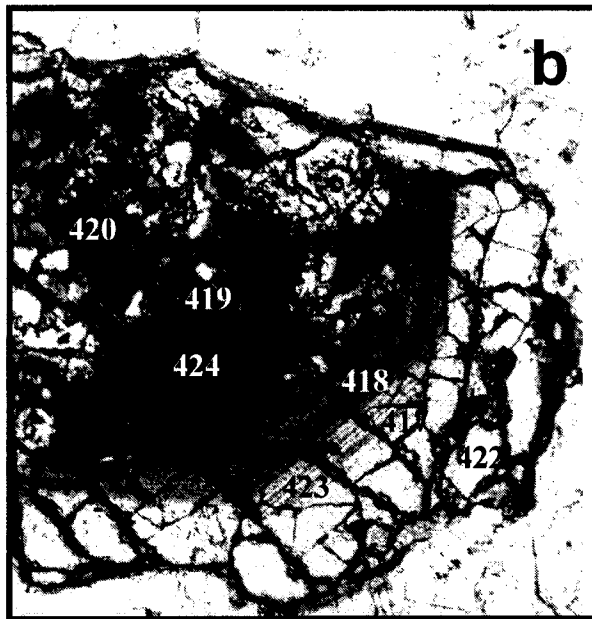
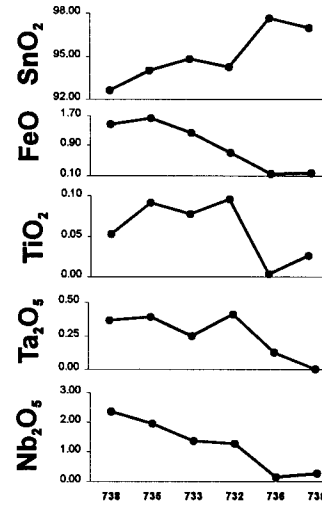
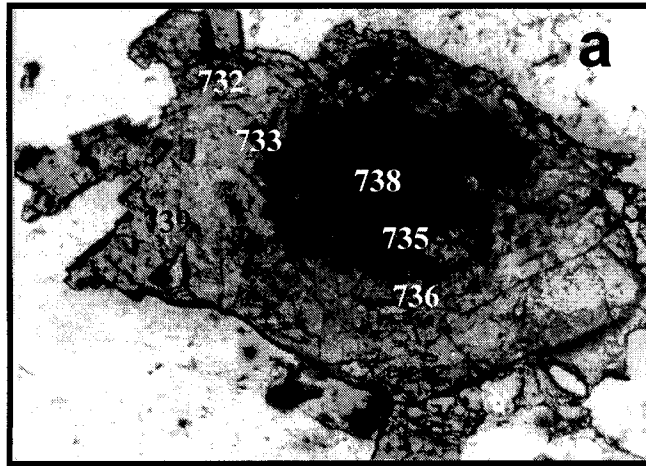
Sample/ Assem- blage	F02 - 26.96 m:				F14 - 51.75 m:				F4QX - 79.31 m:			
	Toz-Sdp-Ant-Qtz				Qtz - Toz - Sdp - Sp				Ab - Phn - Chl			
	Crystal 1		Crystal 1		Crystal 2		Crystal 3		Crystal 1		Crystal 2	
Color*	lr	dr	c	r	c	r	c	r	c	r	c	r
Rock	GS1	GS1	GS1	GS1	GS1	GS1	GS1	GS1	NaEpS	NaEpS	NaEpS	NaEpS
Nb ₂ O ₅	0.0131	0.1501	0.0270	0.1470	0.0000	0.2710	0.0000	0.6220	0.0620	0.1410	0.0860	0.0960
Ta ₂ O ₅	0.0264	0.0000	0.0130	0.0000	0.0000	0.0000	0.0420	0.0630	0.0000	0.0000	0.1670	0.0000
TiO ₂	0.8207	0.6021	0.3950	0.5130	0.4300	0.5520	0.3040	0.5310	0.2170	0.3710	0.2090	1.5860
SnO ₂	99.6855	99.6627	98.9070	99.3780	99.8890	98.9970	99.3080	98.2590	98.7600	97.9800	99.6480	97.2020
UO ₂	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Y ₂ O ₃	0.1695	0.0000	0.0260	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0360	0.0350	0.0000	0.0350	0.0000
FeO	0.0092	0.1625	0.1560	0.1030	0.0570	0.0500	0.0240	0.1320	0.0260	0.1810	0.0860	1.2680
Total	100.7244	100.5774	99.5240	100.1410	100.3760	99.8700	99.6780	99.6430	99.1000	98.6730	100.2310	100.1520
Nb	0.0001	0.0017	0.0003	0.0017	0.0000	0.0031	0.0000	0.0070	0.0007	0.0016	0.0010	0.0010
Ta	0.0002	0.0000	0.0001	0.0000	0.0000	0.0000	0.0003	0.0004	0.0000	0.0000	0.0010	0.0000
Ti	0.0153	0.0112	0.0075	0.0096	0.0080	0.0104	0.0057	0.0100	0.0041	0.0071	0.0040	0.0290
Sn	0.9826	0.9850	0.9901	0.9872	0.9914	0.9853	0.9937	0.9790	0.9944	0.9890	0.9920	0.9560
U	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Y	0.0022	0.0000	0.0003	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0005	0.0005	0.0000	0.0000	0.0000
Fe ²⁺	0.0002	0.0034	0.0033	0.0021	0.0012	0.0010	0.0005	0.0028	0.0005	0.0038	0.0020	0.0026
Cations	1.0006	1.0013	1.0016	1.0007	1.0006	0.9998	1.0002	0.9996	1.0002	1.0015	1.0000	1.0130

Sample/ Assem- blage	F4QX - 79.31 m:				F09 - 33.90 m:				F12 - 52.65 m:			
	Qtz - Kfs ± Ab				Qtz - Chl - Py				Qtz - Phn			
	Crystal 1		Crystal 2		Crystal 1		Crystal 2		Crystal 1			
Color*	c	dr	c	r	lr	lr	r	c	r	c	r	dr
Rock	NaEpS	NaEpS	NaEpS	NaEpS	GS2	GS2	GS2	GS2	GS2	GS2	GS2	GS2
Nb ₂ O ₅	0.0000	0.0000	0.0570	0.0000	0.0070	0.0000	0.0000	0.000	0.1640	0.0000	0.0000	0.0100
Ta ₂ O ₅	0.0000	0.0090	0.0380	0.0110	0.2010	0.0000	0.0160	0.000	0.0950	0.0120	0.0410	0.0000
TiO ₂	0.2540	0.7470	0.2150	0.9400	0.0820	0.0120	1.0500	0.9700	0.7220	0.1520	0.5570	1.1680
SnO ₂	99.3080	97.5140	99.6130	97.5560	99.5690	100.1460	97.8870	99.1090	98.9630	100.5220	101.1870	99.5080
UO ₂	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Y ₂ O ₃	0.0000	0.0150	0.0150	0.0000	0.0700	0.0000	0.0550	0.0000	0.0000	0.0500	0.0000	0.0450
FeO	0.0540	1.2550	0.1110	0.9930	0.1450	0.3720	0.1350	0.1270	0.1460	0.0510	0.1750	0.2690
Total	99.6160	99.5400	100.0490	99.5000	100.0740	100.5300	99.1430	100.2048	100.0900	100.7870	101.9600	101.0000
Nb	0.0000	0.0000	0.0006	0.0000	0.0001	0.0000	0.0000	0.0000	0.0018	0.0000	0.0000	0.0001
Ta	0.0000	0.0001	0.0003	0.0001	0.0014	0.0000	0.0001	0.0000	0.0006	0.0001	0.0003	0.0000
Ti	0.0048	0.0141	0.0040	0.0177	0.0015	0.0002	0.0198	0.0181	0.0135	0.0028	0.0103	0.0216
Sn	0.9946	0.9726	0.9935	0.9719	0.9944	0.9959	0.9781	0.9806	0.9819	0.9960	0.9876	0.9751
U	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Y	0.0000	0.0002	0.0002	0.0000	0.0009	0.0000	0.0007	0.0000	0.0000	0.0007	0.0000	0.0006
Fe ²⁺	0.0011	0.0263	0.0023	0.0207	0.0030	0.0078	0.0028	0.0026	0.0030	0.0011	0.0036	0.0055
Cations	1.0006	1.0132	1.0010	1.0104	1.0014	1.0039	1.0016	1.0013	1.0009	1.0007	1.0017	1.0029

*c - colorless lr - light red r - red dr - dark red. Symbols as in Kretz (1983) + Sdp:siderophyllite, Phn:phengite.

Figure 1 (Costi *et al.*, Cassiterite Pitinga)

Figure 2 (Costi *et al.*, Cassiterites Pitinga)



1 mm

Figure 3 (Costi *et al.*, Cassiterites Pitinga)

3.3.3.6- Referências Bibliográficas

- AFONINA, G.G.; MAKAGON, V.M.; SHMAKIN, B.M.; GLEBOV, M.P. & MAKRYGIN, A.I. 1979. Effects of rubidium and cesium on the structural states of potash feldspars from rare-metal pegmatites. *International Geology Review*, 21(5): 597-604.
- ANNERSTEN, H. 1996. New Mössbauer data on iron in potash feldspar. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte*, 1996 (11): 337-343.
- BARTON, M.D. & FRANTZ, J.D. 1983. Exchange equilibria of alkali feldspars with fluoride-bearing fluids. *Carnegie Institution of Washington, Yearbook*, 82: 377-381.
- CARMICHAEL, I.S.E. 1967. The mineralogy and petrology of the volcanic rocks from Leucite Hills, Wyoming. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 15: 24-66.
- ČERNÝ, P. 1991. Fertile granites of Precambrian rare-element pegmatite fields: is geochemistry controlled by tectonic setting or source lithologies? *Precambrian Research*, 51: 429-468.
- ČERNÝ, P. & BURT, D.M. 1984. Paragenesis, crystallochemical characteristics, and geochemical evolution of micas in granite pegmatites. In: BAILEY, S.W. (ed.) *Micas. Reviews in Mineralogy* vol. 13. Washington, Mineralogical Society of America, p. 257-297.
- ČERNÝ, P. & CHAPMAN, R. 1984. Paragenesis, chemistry and structural state of adularia from granitic pegmatites. *Bulletin de Minéralogie*, 107: 369-384.
- ČERNÝ, P.; MEINTZER, R.E. & ANDERSON, A.J. 1985a. Extreme fractionation in rare-element granitic pegmatites: selected examples of data and mechanisms. *Canadian Mineralogist*, 23: 381-421.
- ČERNÝ, P.; PENTINGHAUS, H. & MACEK, J.J. 1985b. Rubidian microcline from Red Cross Lake, northeastern Manitoba. *Bulletin of the Geological Society of Finland*, 57: 217-230.
- ČERNÝ, P.; SMITH, J.V.; MASON, R.A. & DELANEY, J.S. 1984. Geochemistry and petrology of feldspar crystallization in the Vná pegmatite, Czechoslovakia. *Canadian Mineralogist*, 22: 631-651.
- ČERNÝ, P.; TEERTSTRA, D.K.; CHAPMANN, R.; FRYER, B.J.; LONGSTAFFE, F.J.; WANG, X.J.; CHACKOWSKY, L.E. & MEINTZER, R.E. 1994. Mineralogy of extreme fractionation in rare-element granitic pegmatites at Red Cross Lake, Manitoba, Canada. In: INTERNATIONAL MINERALOGICAL ASSOCIATION, 16th GENERAL MEETING, Pisa, Abstracts, p. 67.
- ČERNÝ, P. & TRUEMAN, D.L. 1985. Polyolithionite from the rare-metal deposits of the Blachford Lake alkaline complex, N.W.T., Canada. *American Mineralogist*, 70: 1127-1134.

- CÉSAR-MENDES, J.; BOTELHO, N.F. & SVISERO, D.P. 1993. Polyolithionita: uma mica rara no pegmatito do Cruzeiro, São José da Safira, Minas Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 4. Brasília, *Anais...* SBGq, vol. 1, p. 164-166.
- CHAROY, B.; CHAUSSIDON, M. & NORONHA, F. 1995. Lithium zonation in white micas from the Argemela microgranite (central Portugal): an in-situ ion-, electron-microprobe and spectroscopic investigation. *European Journal of Mineralogy*, 7: 335-352.
- CONGDON, R.D. & NASH, W.P. 1988. High fluorine rhyolite: An eruptive pegmatite magma at the Honeycomb Hills, Utah. *Geology*, 16: 1018-1021.
- CONGDON, R.D. & NASH, W.P. 1991. Eruptive pegmatite magma: Rhyolite of the Honeycomb Hills, Utah. *American Mineralogist*, 76: 1261-1278.
- COSTI, H.T.; DALL'AGNOL, R.; MINUZZI, O.R.R. & TEIXEIRA, J.T. 1996a. Epi-sienitos sódicos mineralizados em estanho associados ao Granito Água Boa, mina Pitinga, Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39. Salvador, *Resumos Expandidos*. SBG, p. 372-374.
- COSTI, H.T.; DALL'AGNOL, R.; MINUZZI, O.R.R. & TEIXEIRA, J.T. 1996b. Tin-bearing sodic metasomatic epysienites associated with the Agua Boa Granite, Pitinga, Amazonian Craton, Brazil. In: HAAPALA, I.; RÄMÖ, O.T. & KOSUNEN, P. (eds) *The Seventh International Symposium on Rapakivi Granites and Related Rocks*. Helsinki, University of Helsinki, Abstract Volume, p. 16.
- CZAMANSKE, G.K. & DILLET, B. 1988. Alkali amphibole, tetrasilicic mica, and sodic pyroxene in peralkaline siliceous rocks, Questa Caldera, New Mexico. *American Journal of Science*, 288-A: 358-392.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. 1963. *Rock-Forming Minerals. Vol. 4 – Framework Silicates*. Longman, London. 435 p.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. 1966. *An Introduction to the Rock-Forming Minerals*. Longman, London. 528 p.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. 1992. *An Introduction to the Rock-Forming Minerals*. Second Edition. Longman, London. 696 p.
- DINGWELL, D.B. 1988. The structure and properties of fluorine-rich magmas: a review of experimental studies. In: TAYLOR, R.P. & STRONG, D.F. (eds) *Recent Advances in the Geology of Granite-Related Mineral Deposits*. Canadian Institution of Mining and Metallurgy Special Volume 39: 1-12.
- DYAR, M.D. & BURNS, R.G. 1986. Mössbauer spectral study of one-layer trioctahedral micas. *American Mineralogist*, 71: 955-965.

- FINCH, A.A.; PARSONS, I. & MINGARD, S.C. 1995. Biotites as indicators of fluorine fugacities in late-stage magmatic fluids: the Gardar Province of South Greenland. *Journal of Petrology*, 36: 1701-1728.
- FONTEILLES, M. 1987. La composition chimique des micas lithinifères (et autres minéraux) des granites d'Échassières comme image de leur évolution magmatique. *Géologie de la France*, no 2-3: 149-178.
- FOORD, E.E.; ČERNÝ, P.; JACKSON, L.L.; SHERMAN, D.M. & EBY, R.K. 1995. Mineralogical and geochemical evolution of micas from miarolitic pegmatites of the anorogenic Pikes Peak batholith, Colorado. *Mineralogy and Petrology*, 55: 1-26.
- FOSTER, M.D. 1960a. Interpretation of the composition of lithium micas. *United States Geological Survey, Professional Paper*, 354-E: 115-147.
- FOSTER, M.D. 1960b. Interpretation of the composition of trioctahedral micas. *United States Geological Survey, Professional Paper*, 354-B: 11-49.
- GLYUK, D. S. & ANFILOGOV, N. V. (1973). Phase equilibria in the system granite-H₂O-HF at a pressure of 1000 kg/cm². *Geochemistry International*, 10: 321-325.
- GORDIENKO, V.V. & KAMENTSEV, I.Ye. 1969. Effect of large cations on structural ordering of potash feldspar. *Geochemistry International*, 6 (1): 180-192.
- GREW, E.S.; BELAKOVSKIY, D.I.; FLEET, M.E.; YATES, M.G.; McGEE, J.J. & MARQUEZ, N. 1993. Reedmergnerite and associated minerals from peralkaline pegmatite, Dara-i-Pioz, southern Tien Shan, Tajikistan. *European Journal of Mineralogy*, 5: 971-984.
- GUNOW, A.J.; LUDINGTON, S. & MUNOZ, J.L. 1980. Fluorine in micas from the Henderson molybdenite deposit, Colorado. *Economic Geology*, 75 (8): 1125-1137.
- HENDERSON, C.M.B.; MARTIN, J.S. & MASON, R.A. 1989. Compositional relations in Li-micas from S.W. England and France: an ion- and electron-microprobe study. *Mineralogical Magazine*, 53: 427-449.
- HILDRETH, W. 1981. Gradients in silicic magma chambers: implications for lithospheric magmatism. *Journal of Geophysical Research*, B11: 10153-10192.
- JOHANNES, W. & HOLTZ, F. 1996. *Petrogenesis and experimental petrology of granitic rocks*. Berlin: Springer-Verlag, 335 pp.
- JOHNSON, C.M. & LIPMAN, P.W. 1988. Origin of metaluminous and alkaline volcanic rocks of the Latir volcanic field, northern Rio Grande rift, New Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 100: 107-128.
- KILE, D.E. & FOORD, E.E. 1998. Micas from the Pikes Peak batholith and its cogenetic granitic pegmatites, Colorado: optical properties, composition, and correlation with pegmatite evolution. *Canadian Mineralogist*, 36: 463-482.

- KOVALENKO, V.I. 1977. The reactions between granite and aqueous hydrofluoric acid in relation to the origin of fluorine-bearing granites. *Geochemistry International*, 14(2): 108-118.
- KOVALENKO, V. I. & KOVALENKO, N. I. 1984. Problems of the origin, ore-bearing and evolution of rare-metal granitoids. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 35: 51-62.
- KOVALENKO, V.I.; ANTIPIN, V.S.; KOVALENKO, N.I.; RYABCHIKOV, I.D. & PETROV, L.L. 1984. Fluorine distribution coefficients in magmatic rocks. *Geochemistry International*, 21 (3): 66-84.
- KUEHNER, S.M. & JOSWIAK, D.J. 1996 – Naturally occurring ferric iron sanidine from Leucite Hills lamproite. *American Mineralogist*, 81: 229-237.
- LAGACHE, M. & QUÉMÉNEUR, J. 1997. The Volta Grande pegmatites, Minas Gerais, Brazil: an example of rare-element granitic pegmatites exceptionally enriched in lithium and rubidium. *Canadian Mineralogist*, 35: 153-165.
- LALONDE, A.E.; RANCOURT, D.G. & CHAO, G.Y. 1996 – Fe-bearing trioctahedral micas from Mont Saint-Hilaire, Québec, Canada. *Mineralogical Magazine*, 60: 447-460.
- LAMBERT, R. St. J. & HOLLAND, J.G. 1974. Yttrium geochemistry applied to petrogenesis utilizing calcium-yttrium relationships in minerals and rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38: 1393-1414.
- LINTHOUT, K. & LUSTENHOUWER, W.J. 1993. Ferrian high sanidine in a lamproite from Cancarix, Spain. *Mineralogical Magazine*, 57: 289-299.
- LUECKE, W. 1981. Lithium pegmatites in the Leinster Granite (southeast Ireland). *Chemical Geology*, 34: 195-233.
- MASON, R.A. 1992. Models of order and iron-fluorine avoidance in biotite. *Canadian Mineralogist*, 30: 343-354.
- McBIRNEY, A.R. 1998. Iron in plagioclase as a monitor of the differentiation of the Skaergaard intrusion: a discussion of Christian Tegner (Contrib. Mineral. Petrol. 128: 45-51). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 132: 103-105.
- McBIRNEY, A.R. & SONNENTHAL, E.L.. 1990. Metasomatic replacement in the Skaergaard Intrusion, East Greenland: Preliminary observations. *Chemical Geology*, 245: 245-260.
- MANNING, D.A.C. 1981. The effect of fluorine on liquidus phase relationships in the system Qz-Ab-Or with excess water at 1 kb. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 76: 206-215.
- MARTIN, R.F. 1982. Quartz and the Feldspars. In: ČERNÝ, P. (ed.) *Short Course in Granitic Pegmatites in Science and Industry*. Winnipeg, Mineralogical Association of Canada, Short Course Handbook vol. 8, p. 41-62.

- MONIER, G. & ROBERT, J. -L. 1986. Muscovite solid solutions in the system K_2O - MgO - FeO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O : an experimental study at 2 Kbar PH_2O and comparison with natural Li-free white micas. *Mineralogical Magazine*, 50: 257-66.
- MONIER, G.; CHAROY, B.; CUNEY, M.; OHNENSTETTER, D. & ROBERT, J.-L. 1987. Évolution spatiale et temporelle de la composition des micas du granite albitique à topaze-lépidolite de Beauvoir. *Geologie de la France*, no 2-3:179-188.
- MUNOZ, J.L. & LUDINGTON, S.D. 1974. Fluoride-hydroxyl exchange in biotite. *American Journal of Science*, 247: 396-413.
- NASH, W.P. 1993. Fluorine iron biotite from the Honeycomb Hills rhyolite, Utah: The halogen record of decompression in a silicic magma. *American Mineralogist*, 78: 1031-1040.
- PARSONS, I.; MASON, R.A.; BECKER, S.M. & FINCH, A.A. 1991. Biotite equilibria and fluid circulation in the Klokken intrusion. *Journal of Petrology*, 32:1299-1333.
- PETROV, I. & HAFNER, S.S. 1988. Location of trace Fe^{3+} ions in sanidine, $KAlSi_3O_8$. *American Mineralogist*, 73: 97-104.
- PICHAVANT, M. & MANNING, D. A. C. 1984. Petrogenesis of tourmaline granites and topaz granites: the contribution of experimental data. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 35: 31-50.
- PICHAVANT, M.; BOHER, M.; STENGER, J.F.; AISSA, M. & CHAROY, B. 1987. Relations de phases de granites de Beauvoir à 1 et 3 kbar, en conditions de saturation en H_2O . *Géologie de la France*, 2-3: 77-86.
- RAADE, G. & LARSEN, A.O. 1980. Polyolithionite from syenite pegmatite at Vøra, Sandefjord, Oslo Region, Norway. Contributions to the Mineralogy of Norway, No. 65. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 60: 117-124.
- RAIMBAULT, L. & BURNOL, L. 1998. The Richemont rhyolite dyke, Massif Central, France: a subvolcanic equivalent of rare-metal granites. *Canadian Mineralogist*, 36: 265-282.
- REED, S.J.B. 1995. Ion microprobe analysis - a review of geological applications. *Mineralogical Magazine*, 53: 3-24.
- REED, S.J.B. 1996. *Electron Microprobe Analysis and Scanning Electron Microscopy in Geology*. Cambridge, Cambridge University Press. 201p.
- RIEDER, M. 1971. Stability and physical properties of synthetic lithium-iron micas. *American Mineralogist*, 56: 256-280.
- RIEDER, M.; CAVAZZINI, G.; D'YAKONOV, Y.S.; FRANK-KAMENETSKII, V.A.; GOTTARDI, G.; GUGGENHEIM, S.; KOVAL, P.V.; MÜLLER, G.; NEIVA, A.M.R.; RADOSLOVICH, E.W.; ROBERT, J.-L.; SASSI, F.P.; TAKEDA, H.; WEISS, Z. & WONES, D.R. 1998. Nomenclature of the micas. *Clays and Clay Minerals*, 46: 586-595.

- RIEDER, M.; CAVAZZINI, G.; D'YAKONOV, Y.S.; FRANK-KAMENETSKII, V.A.; GOTTARDI, G.; GUGGENHEIM, S.; KOVAL, P.V.; MÜLLER, G.; NEIVA, A.M.R.; RADOSLOVICH, E.W.; ROBERT, J.-L.; SASSI, F.P.; TAKEDA, H.; WEISS, Z. & WONES, D.R. 1998. Nomenclature of the micas. *Clays and Clay Minerals*, 46: 586-595.
- RIEDER, M.; HUKA, M.; KUČEROVÁ, D.; MINARIK, L.; OBERMAJER, J. & POVONDRA, P. 1970. Chemical composition and physical properties of lithium-iron micas from the Krušné Hory Mts. (Erzgebirge). Part A: chemical composition. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 27: 131-158.
- ROBERT, J.-L. & GASPÉRIN, M. 1985. Crystal structure refinement of hendrickisite, a Zn- and Mn-rich trioctahedral potassium mica: a contribution to the crystal chemistry of zinc-bearing minerals. *Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 34: 1-14.
- ROBERT, J.-L. & MAURY, R.C. 1979. Natural occurrence of a (Fe, Mn, Mg) tetrasilicic potassium mica. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 68: 117-123.
- ROSENBERG, P.E. & FOIT, F.F. Jr. 1977. Fe²⁺ - F avoidance in silicates. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 41: 345-346.
- SANZ, J. & STONE, W.E.E. 1983. NMR applied to minerals: IV. Local order in the octahedral sheet of micas: Fe - F avoidance. *Clay Minerals*, 18: 187-192.
- SINKANKAS, J. 1968. Classic mineral occurrences: I. Geology and mineralogy of the Rutherford pegmatites, Amelia, Virginia. *American Mineralogist*, 53: 373-405.
- SOARES, M.R.F. 1998. *Estudo experimental de magmatismo granítico potássico*. Porto Alegre. Instituto de Geociências - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. (Tese de Doutorado).
- SMITH, J.V. 1974. *Feldspar Minerals. II. Chemical and Textural Properties*. Berlin, Springer-Verlag, 670 p.
- SMITH, J.V. 1983. Some chemical properties of feldspars. In: RIBBE, P.H., (ed.) *Feldspar Mineralogy*. Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy vol. 2, second edition, p. 281-296.
- SMITH, J.V. & BROWN, W.L. 1988. *Feldspar Minerals. 1 Crystal Structures, Physical, Chemical and Microtextural Properties*. Berlin, Springer-Verlag, 828 p.
- SNOW, E. & KIDMAN, S. 1991. Effect of fluorine on solid-state alkali interdiffusion rates in feldspar. *Nature*, 349: 231-233.
- STONE, M.; EXLEY, C.S. & GEORGE, M.C. 1988. Compositions of trioctahedral micas in the Cornubian batholith. *Mineralogical Magazine*, 52: 175-192.
- SUN, S. & YU, J. 1999. Fe-Li micas: a new approach to the substitution series. *Mineralogical Magazine*, 63: 933-945.

- TEERTSTRA, D.K.; ČERNÝ, P. & HAWTHORNE, F.C. 1998a. Rubidian feldspars in granitic pegmatites. *Canadian Mineralogist*, 36: 483-496.
- TEERTSTRA, D.K.; ČERNÝ, P., HAWTHORNE, F.C., PIER, J., WANG, L.-M. & EWING, R.C. 1998c. Rubicline, a new feldspar from San Piero in Campo, Elba, Italy. *American Mineralogist*, 83: 1335-1339.
- TEERTSTRA, D.K.; HAWTHORNE, F.C. & ČERNÝ, P. 1998b. Identification of normal and anomalous compositions of minerals by electron-microprobe analysis: K-rich feldspar as a case study. *Canadian Mineralogist*, 36: 87-95.
- TEGNER, C. 1997. Iron in plagioclase as a monitor of the differentiation of the Skaergaard intrusion. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 128: 45-51.
- TINDLE, A.G. & WEBB, P.C. 1990. Estimation of lithium content in trioctahedral micas using microprobe data: application to micas from granitic rocks. *European Journal of Mineralogy*, 2: 595-610.
- WONES, D.R. & EUGSTER, H.P., 1965. Stability of biotite: experiments, theory, and applications. *American Mineralogist*, 50: 1228-1272.
- WYLLIE, P. J. & TUTTLE, O. F. 1961. Experimental investigation of silicate systems containing two volatile components. Part II. The effects of NH_3 and HF, in addition to H_2O on the melting temperatures of albite and granite. *American Journal of Sciences*, 259: 128-143.
- XIONG, X. L., ZHAO, Z. H., ZHU, J. C. & RAO, B. 1999. Phase relations in albite granite- H_2O -HF system and their petrogenetic applications. *Geochemical Journal*, 33: 199-214.

CAPÍTULO 4

GEOCHEMISTRY AND PETROGENESIS OF THE PALEOPROTEROZOIC, PERALKALINE, CRYOLITE-TIN- MINERALIZED ALBITE GRANITE FROM PITINGA, AMAZONIAN CRATON, BRAZIL.

H. T. Costi, R. Dall'Agnol, O. T. Rämö & M. Pichavant

(Minuta de artigo, em revisão pelos co-autores)

**GEOCHEMISTRY AND PETROGENESIS OF THE
PALEOPROTEROZOIC, PERALKALINE, CRYOLITE-TIN-
MINERALIZED ALBITE GRANITE FROM PITINGA, AMAZONIAN
CRATON, BRAZIL.**

H. T. Costi¹, R. Dall'Agnol¹, O. T. Rämö² & M. Pichavant³

¹UFPA, Belem, Brazil

²University of Helsinki, Finland;

³CRSCM/CNRS, Orléans, France

ABSTRACT

INTRODUCTION

From the end of the Paleoproterozoic until the beginning of the Neoproterozoic, the evolution of the Amazonian Craton displays many similarities with North American and Fennoscandian shields (Brito Neves & Cordani, 1991; Sadowski & Bettencourt, 1996). During this time period, several magmatic events led to generation of a widespread rapakivi granite series in the Amazonian craton (Dall'Agnol *et al.*, 1999; Bettencourt *et al.*, 1999; Fraga *et al.*, 2000). The A-type rapakivi granites of the Amazonian Craton are dominantly metaluminous- to peraluminous granites and their evolved facies are commonly tin-mineralized (Horbe *et al.*, 1991; Dall'Agnol *et al.*, 1993; Teixeira, 1999; Bettencourt *et al.*, 1995).

The Pitinga province is one of the most important tin-provinces of the Amazonian craton and shows a cogenetic assemblage of metaluminous to peraluminous leucogranites and peralkaline granites of the rapakivi series. The peralkaline albite granite of the Madeira pluton of Pitinga is strongly mineralized in cassiterite and cryolite.

The origin of albite granites has been a matter of considerable controversy. The hypothesis of a magmatic origin (Kovalenko & Kovalenko, 1984; Pichavant *et al.*, 1987; Cuney *et al.*, 1992; Xiong *et al.*, 1999) has been gradually put forward as an alternative to the initial idea of a metasomatic origin (Beus, 1982; Horbe *et al.*, 1991). A closely related problem is the effect of fluorine in the crystallization of leucogranites. It has been studied experimentally by Wyllie *et al.* (1961), Glyuk & Anfilogov (1973), Kovalenko (1976), Manning (1981), Pichavant & Manning (1984), Dingwell (1988, 1998), Xiong *et al.* (1999). The origin of peralkaline granites is also controversial. Most authors have proposed a mantle source (Baker & McBirney, 1985; Nardi & Bonin, 1991; Bonin, 1996); however, Bailey & Macdonald (1970) and Macdonald *et al.* (1987), among others, have proposed a crustal source for the peralkaline granite magmas. As regards the Madeira peralkaline albite granite, all these questions are at focus. It also serves as an outstanding and probably unique example of important tin deposits related with this kind of granite (Pollard, 1995).

This paper presents a synthesis of the petrography, mineralogy and geochemistry of the Madeira albite granite of the Pitinga Province. These data will be combined with published zircon geochronology and new Nd isotopic data to explain the petrogenesis of the albite granite.

GEOLOGICAL SETTING

The Pitinga Province is situated in the southern part of the Guiana Shield (Almeida *et al.*, 1981; Gibbs & Barron, 1983) in the Central Amazonian Province of the Amazonian Craton (Tassinari & Macambira, 1999; Santos *et al.*, 2000). Calc-alkaline granitoids of the Água Branca Suite ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -zircon evaporation ages of 1960 ± 20 and 1938 ± 37 Ma - Almeida *et al.*, 1997) and acid volcanic rocks of the Uatumã Supergroup are dominant in the province. The main geological aspects about the region were discussed and reviewed in Costi *et al.* (2000a). The calc-alkaline granitoids and the volcanic rocks are intruded by anorogenic rapakivi granite complexes (Dall'Agnol *et al.*, 1999a).

Geology of the Pitinga Region

The geology of the Pitinga region is depicted in Fig. 1. The main geologic units are the calc-alkaline granitoids of the Água Branca Suite and the volcanic rocks of the Iricoumé Group; these are intruded by A-type granitic plutons (Horbe *et al.*, 1991). In stratigraphy, these are followed by the clastic sediments and pyroclastic sheets of the Urupi Formation and a set of hypabyssal tholeiitic rocks of the Quarenta Ilhas Formation. Alkaline basalts and diabases of the Seringa Formation, dated at ~ 1100 Ma (Veiga Jr. *et al.*, 1979), are the youngest magmatic rocks identified in this area.

The Iricoumé Group is composed of rhyolites, rhyodacites, quartz trachytes, and ignimbrites. A rhyolite of this unit yielded a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ zircon evaporation age of 1888 ± 3 Ma (Costi *et al.*, 2000a). The contacts between the Iricoumé Group and the A-type granite plutons are normally sharp and centimeter- to meter-size enclaves of the volcanic rocks are found in the granites.

Geological Aspects of the A-type Granite Plutons

The Madeira and Água Boa plutons are the carriers of the tin exploited in Pitinga and have been studied to a considerable detail (Macambira *et al.*, 1987; Daoud, 1988; Horbe *et al.*, 1991; Costi *et al.*, 1995; Lenharo, 1998; Costi *et al.*, 2000a).

The early facies of the Água Boa pluton is a coarse-grained pyterlitic amphibole biotite syenogranite, known as the rapakivi facies (Fig. 2a). It is followed, successively, by a fine-grained porphyritic biotite syenogranite, a coarse- to medium-grained biotite alkali feldspar granite, and a topaz-bearing porphyritic biotite granite (Daoud, 1988; Lenharo, 1998). Primary tin-deposits are associated with greisen (Daoud, 1988; Borges *et al.*, 1996) and episyenites (Costi *et al.*, 1997).

The less evolved facies of the Madeira Pluton are petrographically similar to those of the Água Boa pluton (Horbe *et al.*, 1991; Lenharo, 1998). A metaluminous, porphyritic amphibole biotite syenogranite (ABSG), commonly showing phenocrysts of plagioclase-mantled alkali feldspar and, locally, fine-grained, rounded enclaves of volcanic rocks, is the early facies. This 'rapakivi facies' is intruded by a peraluminous to metaluminous, equigranular, biotite alkali feldspar granite (BAFG). Enclaves of the earlier facies are included in the biotite granite along their contacts. Costi *et al.* (2000a) reported $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ zircon evaporation ages of 1824 ± 2 Ma and 1822 ± 2 Ma for the ABSG and BAFG facies, respectively. The BASG and BAFG are intruded by a near circular-shaped stock with a diameter of ~2 km.

This stock has been in part mapped at the 1:500 scale and was the target of an extensive drilling program (Fig. 2b). It is a sheet-like intrusion, which comprises an upper layer of subsolvus albite granite and an underlying sheet of porphyritic hypersolvus alkali feldspar granite (PHAFG; Fig. 3). The albite granite is composed of a peralkaline, gray cryolite-bearing core facies (CAbG) and a surrounding peraluminous, deep red, fluorite-bearing border facies (BAbG — Costi *et al.*, 1995; Costi *et al.*, 2000a). The transition between the CAbG and the BAbG is gradual. The gray PHAFG shows euhedral quartz and alkali feldspar phenocrysts in a fine-grained matrix of quartz, alkali feldspar, biotite, fluorite, opaques, as well as rare riebeckite and pyrochlore.

The contacts between the PHAFG and the albite granite were observed in drill cores and outcrops. In the drill cores, the CAbG facies of the albite granite displays sinuous or interfingered contacts with a grayish-colored PHAFG. Additional evidence of interaction between both "magmas" is given by the presence in the CAbG of perthitic alkali feldspar xenocrysts derived from the PHAFG (Costi *et al.*, 2000a). In some places, the alkali feldspar phenocrysts of the PHAFG are corroded and show cavities filled by cryolite. Near the contact, the hypersolvus granite displays abundant bipyramidal zircon crystals, similar to those found in the albite granite. In the exposed part of the pluton, the PHAFG shows a contact only with the BAbG. The contact relationships are similar to those seen in the drill holes. However, along the contact between the BAbG and the PHAFG, the latter displays a red brick color, is intensely oxidized and shows evidence for albitization and/or episyenitization. This indicates that the hydrothermal processes observed in the BAbG also affected the hypersolvus granite. Costi *et al.* (2000a) concluded that the hypersolvus granite and the albite granite were only partially crystallized when they were juxtaposed and thus they are practically coeval. They obtained a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ zircon evaporation age of 1818 ± 2 Ma for the PHAFG and, accordingly, assumed a similar age for the albite granite.

A cryolite deposit comprising pods and ~0.5 to ~50 m thick massive veins intercalated with the CAbG is found ~100 m below the present surface of the albite granite sheet (Costi *et al.*, 2000a). Coarse-grained, meter-thick layers of quartz or perthitic feldspar or massive lithium-iron mica are associated with the cryolite veins, suggesting that pegmatitic processes were involved in the origin of the massive cryolite and associated rocks (Costi & Dall'Agnol, 1999).

PETROGRAPHY

Amphibole Biotite Syenogranite (ABSG)

The ABSG displays a porphyritic or seriated texture. It consists of perthitic alkali feldspar (60-75%), quartz (20-30%), and plagioclase (<10%) with biotite and hornblende as varietal phases. The phenocrysts are subhedral or oval-shaped, ~10 to 5 mm large alkali feldspar crystals, locally mantled by plagioclase. They are set in a fine- to medium-grained granophyric groundmass of alkali feldspar, quartz and plagioclase. Besides amphibole and biotite, some samples show amphibole-rimmed clinopyroxene crystals. The mafic phases form rounded clots containing also zircon, apatite, opaques, titanite, and fluorite.

Biotite Alkali Feldspar Granite (BAFG)

The BAFG is a leucocratic, medium- or fine-grained equigranular rock and consists of mesoperthitic alkali feldspar (55-60%), quartz (30-35%), plagioclase (0-10%), and biotite (1-5%), with accessory fluorite, zircon, and topaz (Daoud, 1988; Horbe *et al.*, 1991). Subhedral crystals of mesoperthitic alkali feldspar, quartz, and tabular plagioclase form a granular texture. The alkali feldspar is partially replaced by chessboard albite and albite swapped rims. The plagioclase is scarce or absent, suggesting a transition between subsolvus and hypersolvus conditions during crystallization. The biotite occurs as fine-grained flakes partially replaced by chlorite.

Porphyritic Hypersolvus Alkali Feldspar Granite (PHAFG)

The PHAFG shows 15 to 3 mm large, euhedral phenocrysts of perthitic alkali feldspar and quartz. The fine-grained matrix is composed of alkali feldspar, quartz and late intergranular albite. The accessories are biotite, fluorite, zircon, and opaques. Some samples show scattered crystals of blue alkali amphibole and pyrochlore. The quartz phenocrysts are euhedral, strain-free, and occasionally show evidence for partial resorption. The PHAFG is affected by albitization along the contacts with the albite granite and, in particular, in the zones close to the massive cryolite levels.

Albite granite

The subsolvus core and border facies of the albite granite are quite similar in their general petrographic aspects (Horbe *et al.*, 1991), but they show clear differences in texture and modal composition when examined in detail (Costi *et al.*, 1995; Table 1). The main compositional feature of the CAbG is the remarkably similar amounts of K-feldspar (K-feldspar will be used here for essentially potassic alkali feldspar to avoid confusion with albite), albite and quartz (Fig. 4). Compared to the CAbG, the BAbG facies shows higher quartz, lower albite but similar K-feldspar contents (Table 1). In the modal Qz-Ab-Kf plot (Fig. 4), the CAbG samples are concentrated near the center while those of the BAbG are scattered. This indicates a near-cotectic crystallization for the CAbG facies and, assuming a common origin for both albite granite facies, suggests that the primary magmatic composition of the BAbG was modified. Albite-rich 'quartz syenitic' rocks are found associated with the CAbG (Fig. 4; Table 1). These albite-rich rocks show a fluidal texture due to the preferred alignment of albite and micas. They form irregular masses displaying transitional contacts with the albite granite and, locally, with ~50 cm large pegmatitic pods. These pegmatitic rocks are composed by cryolite, quartz, K-feldspar, $\pm$ riebeckite.

The CAbG is characterized by a typical peralkaline mineral assemblage with significant modal proportions of Fe-Li mica, polyolithionite, cryolite, riebeckite, pyrochlore, and minor aegirine and catapleiite. All these minerals are absent or present only as remnants in the BAbG that, in contrast, has abundant fluorite, phengite, iron oxides, and chlorite (Table 1). This is interpreted as evidence for the original magmatic peralkaline mineralogy of the albite granite having been destabilized and replaced along the margin and upper part of the albite granite body, leading to the formation of the BAbG.

The relatively high modal contents of cassiterite and zircon and the frequent occurrence of thorite in both albite granite facies are also remarkable. Magnetite is the dominant iron oxide mineral in the CAbG, while in the border facies hematite is a prominent phase. Carbonates, sphalerite (core facies), xenotime, galena, pyrite (border facies), and other rare minerals have also been observed.

The CAbG is grayish and shows a medium- to fine-grained seriated or locally porphyritic texture. The quartz crystals (generally 1 to 5 mm) are larger than feldspar crystals. K-feldspar crystals are intermediate in size (1-2 mm) and larger than albite crystals. This suggests that quartz formed less abundant crystal nuclei that grew faster compared to the feldspars and formed larger, less numerous crystals. Albite, on the contrary, nucleated easily, forming a large number of relatively small laths. The K-feldspar presented a behavior intermediate between quartz and albite. There is experimental evidence that albite nucleates more easily and has

lower growth rates than quartz and K-feldspar in granitic systems (London *et al.*, 1989; B. Scaillet, Pers. Commun.). Swanson & Fenn (1992) also mention that albite crystal growth rates decrease in F-bearing systems in experiments at 850°C. The modal compositions (Table 1) and contrasts between the dominant felsic minerals indicate that the albite granite textural evolution was controlled, in one hand, by the fact that the liquid evolution was near cotectic and, on the other hand, by the different rates of nucleation and growth shown by quartz, K-feldspar and albite.

The crystallization order of the main mineral phases of the CAbG is illustrated in Fig. 5a. The criteria used to determine the crystallization order were those described in Taylor (1992). Quartz crystals are subhedral to euhedral and were the first to crystallize. They commonly show inclusions of albite laths that are concentrated preferentially along the marginal portions of quartz crystals characterizing a snowball-like texture (Beus, 1982; Schwartz, 1992; Yin *et al.*, 1995; Helba *et al.*, 1997). Some quartz crystals are texturally similar to sieved-quartz described in Macusani experiments (London *et al.*, 1989). The K-feldspar crystals are subhedral and homogenous, only rarely showing very thin perthitic films. It was the second phase to crystallize and represents the stage when the liquidus composition attained the cotectic line, shortly after the beginning of quartz crystallization (Fig. 5b). The lack of swapped rims and late intergranular albite along the contacts of K-feldspar grains is also outstanding, indicating absence of significant late albitization processes. Albite is found as individual, twinned, clear, subhedral laths. Albite began to crystallize when the liquid attained the minimum composition (Fig. 5b) and, beyond this point quartz, K-feldspar, and albite crystallized together. The crystallization of these three minerals occurred largely in a same temperature interval as suggested by textural evidence such as the subhedral character of all these minerals and their coherent contact relationships.

The Li-Fe mica is pleochroic in shades of brown and green, subhedral and includes albite laths. It is sometimes replaced by cryolite or riebeckite or, in the albite-rich quartz syenitic rocks, by stilpnomelane. It was probably the first mafic mineral to crystallize. Polyolithionite shows moderately pleochroic, colorless to pale blue, generally homogeneous ~0.5 to 2.5 mm long crystals. Colorless border zones is sometimes observed. Polyolithionite is always unaltered, displays regular contacts with the Li-Fe-mica and shows inclusions of albite. It probably began to precipitate almost simultaneously with the Li-Fe-mica. Nevertheless, contrarily to that mica, polyolithionite remained in equilibrium until the final stages of crystallization and is commonly associated with cryolite.

Zircon is found as exceptionally large (>3 to 0.5 mm), euhedral, bipyramidal crystals. It has inclusions of albite and magnetite and is commonly corroded showing cavities filled by

cryolite, micas, or opaques. Zircon is strongly altered and often displays large metamict cores surrounded by thin, clean border zones. Preliminary investigation indicates that it contains significant amounts of H₂O (A. M. Horbe, pers. commun.). The cassiterite is found as subhedral, dark red to yellowish red, moderate to strongly pleochroic, irregularly zoned crystals with a grain size ranging between 3 and 0.1 mm. It is disseminated through the rock and commonly forms short, twinned prisms with straight contacts with quartz, albite, and K-feldspar. The primary magnetite is present as fine-grained (up to 0.5 mm), subhedral or euhedral individual crystals or form aggregates associated with Li-Fe mica, cassiterite, or zircon. Secondary magnetite crystals are associated with late cryolite or replace thorite, pyrochlore, and zircon.

Zircon, cassiterite and primary magnetite should crystallize at a similar temperature interval, and the initial precipitation of these mineral phases should probably follow shortly the beginning of micas crystallization. Consequently, cassiterite is a magmatic mineral in the albite granite.

High modal contents of cryolite were observed in almost all the studied CAbG samples. Average cryolite modal content is around 6% (Table 1), implying whole-rock F contents of about 3%. Cryolite occurs as fine-grained, anhedral, late-precipitated crystals that are disseminated among the feldspars, quartz and mafic phases. The cryolite can also occur as coarse-grained aggregates with zircon, cassiterite, micas and riebeckite, probably representing "bubbles" of fluorine-rich liquid segregated during the crystallization of the CAbG.

The deep to indigo blue riebeckite is found as subhedral, prismatic, individual crystals, nest-like aggregates of fibrous crystals, or as relatively large (up to 10 mm long) poikilitic crystals. The latter may include feldspar, quartz, micas, and mafic minerals. Riebeckite is one of the latest magmatic phases and is locally replaced by granular aegirine.

The BAbG is a reddish, strongly oxidized rock, texturally similar to the CAbG. It displays a turbid aspect in thin sections due to ubiquitous dust-size iron oxides grains. Albite shows evidence for partial resorption when in contact with quartz. Cavities infilled by late quartz, probably formed by the dissolution of primary phases, are commonly observed throughout the BAbG. These textural aspects, combined with the mineralogical observations, indicate that autometasomatic processes led to generation of the BAbG from the CAbG (Horbe *et al.*, 1991; Costi *et al.*, 1995). The transition from the peralkaline CAbG to the peraluminous BAbG is marked by: (1) replacement of the cryolite by fluorite; (2) destabilization of micas and riebeckite and their replacement by chlorite and iron oxides; (3) destabilization of the pyrochlore-group minerals and their replacement by columbite; (4) partial replacement of albite by quartz (Costi *et al.*, 1995).

MAGNETIC SUSCEPTIBILITY OF THE ALBITE GRANITE

A study of magnetic petrology of the albite granite, involving the definition of nature, abundance, and textural aspects of iron-titanium oxide minerals and the measurement of magnetic susceptibility is underway (J. A. C. Almeida and M. A. B. M. Figueiredo, in prep.). Preliminary results indicate that the CAbG facies displays moderate to high magnetic susceptibility values (MS between 5.67×10^{-4} to 3.78×10^{-2} SIv). This is coherent with the common presence of magnetite in this rock. In contrast, the BAbG facies is only moderately magnetic (MS between 9.49×10^{-4} and 1.14×10^{-3} SIv), which reflect the partial replacement of magnetite by hematite (martite) during the hydrothermal oxidation processes.

The occurrence of primary magnetite in the CAbG suggests that the CAbG crystallized in relatively oxidizing conditions, possibly near the NNO buffer. The destabilization of magnetite and its partial replacement by hematite in the BAbG facies indicates that more oxidizing conditions, above the HM buffer, were attained at the hydrothermal stage.

MINERAL CHEMISTRY OF THE ALBITE GRANITE

It is beyond the scope of this paper to discuss in detail the complex mineralogy of the albite granite. Costi (in prep.) presents complementary information about this topic and a synthesis of the data obtained by that author will be presented in the following.

Back-scattered scanning electron microscope studies and microprobe analyses of potassium feldspars and albite (Table 2) of the CABG and BABG demonstrated that both feldspars present in these rocks display near end members compositions. They show, however, anomalously high Fe_2O_3 contents (around 1 wt. %; Table 2) and the K-feldspars are also enriched in Rb_2O (ca. 2 wt. %; Table 2).

The fact that albite and K-feldspar show almost pure compositions could be interpreted as an evidence of strong subsolidus reequilibration of both feldspars. However, the lack of perthites intergrowths in K-feldspars, as well as the absence of additional textural evidence of exsolution in the feldspars, like for instance significant development of intergranular albite crystals, precludes this interpretation. The careful examination in optical microscope and SEM (BSE images) indicate also that Fe_2O_3 is contained in solution in the feldspars and not as exsolved or included micrograins.

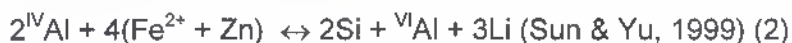
The chemical compositions of the studied feldspars are shown in Or-Ab vs. Fe_2O_3 and Ab-An vs. Fe_2O_3 plots (Fig. 6) presented originally by Smith & Brown (1988). It is clear in these plots that the albite and K-feldspar of the studied granites are enriched in Fe_2O_3 compared to common near end members alkali feldspars. Similar compositions or even Fe-richer alkali feldspars are found in sanidines of lamproites, carbonatites and ultrapotassic rocks

(Carmichael, 1967; Linthout & Lustenhouwer, 1993; Kuehner & Joswiak, 1996). The alkali feldspars of peralkaline granites are generally also enriched in iron compared to those of metaluminous and peraluminous granites. The presence of iron in the structure of feldspars is clearly favored in peralkaline or high potassic liquids, because their low Al contents are frequently compensated by the introduction of Fe^{3+} in the tetrahedral sites of feldspar structure. A relatively high oxygen fugacity should also prevail during liquid crystallization to assure a higher oxidation state for iron. Both conditions were present during the albite granite crystallization, justifying the high iron contents found in its alkali feldspars.

High Rb contents and extremely low K/Rb ratios are obtained in the studied K-feldspars (Fig. 7a). Similar geochemical characteristics are found in feldspars from Tanco, Red Cross Lake (Černý *et al.*, 1985b), and Volta Grande (Lagache & Quéméneur, 1997) pegmatites. This suggests that the Madeira albite granites derived from extremely evolved liquids, which approach in this aspect the liquids responsible for the origin of the mentioned pegmatites.

Two groups of trioctahedral Li-Fe-micas occur in the CABG (Table 3), a zincian-rubidian polyolithionite and a iron-rich mica, classified tentatively as zincian-rubidian-tetra-ferri-mica (Rieder *et al.*, 1998). Both micas display extremely high Rb contents and very low K/Rb ratios in the same range of those found in pegmatites (Fig. 7b). In the tetra-ferri-micas, Fe and Zn show a strong negative correlation, putting in evidence the isomorphic replacement between these elements. In the polyolithionites, the relationship between Fe and Zn is more complex, but they tend to a positive correlation (Fig. 7c). There is a clear increase in Zn contents in the polyolithionites and tetra-ferri-micas from the center to the top of the albite granite stock. F, Si, Li and K contents increase in the same way, while Rb, Cs and Al decrease. It results a clear negative correlation between F and Rb or Cs, an inverse relationship compared to that generally observed in evolved granites and pegmatites (Černý *et al.*, 1985a; Nash, 1993).

In the Li – R^{2+} – Al plot (Monier & Robert, 1986), these micas do not follow the classic polyolithionite – zinnwaldite – siderophyllite trend of Li-Fe-micas (Foster, 1960). They are more akin to the Li-Fe-micas associated with pegmatites (Černý & Burt, 1984). The polyolithionites are probably disposed along the polyolithionite – protolithionite – siderophyllite 4 trend and the tetra-ferri-micas along the "Fe-tainiolite" – protolithionite – siderophyllite trend (Fig. 8; Costi, in prep.; trends according Sun & Yu, 1999). The available data suggest that the two mica groups do not define a unique discontinuous mica series. Instead, they follow two independent trends that are parallel in the Fe-Al-Li-micas space (Sun & Yu, 1999). The evolution of both groups was controlled by the substitution equations:



However, for the tetra-ferri-micas, $^{\text{VI}}\text{Al}$ is not available and should be more probably replaced by Fe^{3+} in equation (2).

As reviewed by Munoz (1984), the extent of halogen replacement of hydroxyl in micas depend of: (1) the activity of halogen ion present during crystallization; (2) the cation population of the octahedral sheet; (3) the temperature of hydroxyl – halogen exchange; (4) the eventual subsolidus effects of hydrothermal fluids or groundwater. In the polyolithionites, the anionic site is almost entirely occupied by F and the $X_{\text{F}}/X_{\text{OH}}$ ratios attain maximum values. In the tetra-ferri-micas of the CABG, this ratio change essentially in function of variable F contents, implying X_{F} decrease and $X_{\text{F}}/X_{\text{OH}}$ increase from the top to the center of the stock (Fig. 9). In the massive tetra-ferri-micas of the pegmatitic zone, in the innermost portion of the body, F contents are higher than in the CABG micas of the same group.

The $X_{\text{F}}/X_{\text{OH}}$ behavior and the geochemical variation observed in the studied micas could be probably explained by a gradual crystallization of the CABG from the top toward the inner parts of the stock. The increase in $X_{\text{F}}/X_{\text{OH}}$ in the micas of the pegmatitic domain, near the massive cryolite zone, could be related alternatively to water saturation in the fluid, possibly related to decompression (Nash, 1993). This will be probably followed by water release, provoking a sudden increase in the $X_{\text{F}}/X_{\text{OH}}$ ratio.

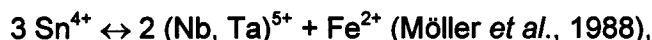
A $0.25 \text{ Fe}_2\text{O}_3 / \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ ratio was obtained for the tetra-ferri-micas of the pegmatitic domain by Mössbauer spectroscopy (Costi, in prep.). In the diagram of Wones & Eugster (1965) the composition of the MgO-free massive mica plot near and above the Ni-NiO buffer (Fig. 10), indicating that it crystallized in relatively oxidizing conditions. The similarities between these micas and the iron-rich micas of the CABG, as well as the presence of magnetite and relatively high magnetic susceptibility values obtained in the CABG, suggest that the albite granites also evolved in oxidizing conditions.

In the experiments of Wones & Eugster (1965), at 100MPa pressure, and oxygen fugacity controlled by NNO and HM buffers, biotites with $\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg}$ ratio ~ 1 were synthesized at temperatures between 650 and 450°C. Nash (1993), employing feldspar geothermometers, estimated temperatures of $\sim 600^\circ\text{C}$ for rhyolites containing fluorine-rich-biotites. The latter can be assumed as a maximum temperature for the crystallization of the CABG micas.

The alkali amphibole present in the CABG is a F-rich, zincian riebeckites (Clasamph - Currie, 1997). It show strong variations in FeO^* , ZnO and MnO contents. Iron display a negative correlation with ZnO + MnO and increase generally from the top to the center of the stock (Fig. 7c), defining a trend similar to that observed in polyolithionite and tetra-ferri-mica. The amphibole of the fluidal albite-rich rocks associated with the CABG display the highest FeO^* and lower ZnO contents. In this aspect, it approaches the tetra-ferri-micas and polyolithionites found in the

same rocks, as well as the massive tetra-ferri-micas of the pegmatitic domain. This demonstrates that the distribution of the mentioned elements was controlled by the crystallization processes driving the evolution of the albite granite and does not reflect local processes.

The cassiterites from the different facies of the albite granite (Costi *et al.*, 2000b; Table 4) show high Nb₂O₅ and Ta₂O₅, low TiO₂ and significant FeO contents (~0.45 wt. %). The dark-red or dark-brown cassiterite crystal cores are enriched in Nb₂O₅, Ta₂O₅ and FeO, which decrease regularly from these zones to the red-colored, intermediate zones. The lowest values are obtained in the light-red or colorless, border zones. SnO₂ shows an opposite behavior and TiO₂ does not show significant variations. These data suggest that the main substitution mechanism in the cassiterite of the albite granite can be represented by:



which is favored by relatively high temperatures during cassiterite formation.

The chemical compositions of the cassiterites of the albite granite from Pitinga are similar to those of the magmatic cassiterite of the evolved, topaz-bearing Finnish rapakivi granites (Haapala, 1997). Costi *et al.* (2000b) and Borges *et al.* (2000) demonstrated that the cassiterites of the Madeira albite granite differ in composition from the hydrothermal cassiterites of the greisen and episyenites associated with the Água Boa pluton. Thus, the chemical and textural data discussed above points for a magmatic origin for the cassiterite of the Madeira albite granite (Costi *et al.*, 2000b).

LITOGEOCHEMISTRY

The litogeochemistry of the Madeira granite facies was discussed by Daoud (1988), Horbe *et al.* (1991), Costi *et al.* (1995) and Lenharo (1998). Unpublished data of Costi *et al.* (1995), together with additional analyses are presented in Tables 5 and 6. Analytical methods are discussed in the appendix. Most analyses refer to CAbG and BAbG facies, but samples of the porphyritic hypersolvus granite and Europa granite were also analyzed. Analyses of the amphibole-biotite syenogranite and biotite granite are also presented to allow comparisons with the albite granite facies. The former are geochemically similar to rapakivi granites of equivalent silica contents (Rämö & Haapala, 1995; Dall'Agnol *et al.*, 1999a) and will not be discussed in detail.

SiO₂ ranges from ~70 wt% in the ABSG to 76 wt% in the BAFG. The PHAFG displays intermediate SiO₂ contents (~74 wt%). In the CAbG, silica contents are around 70 wt%, while in the BAbG they are higher and more variable compared to the CAbG (Tables 5a,b). The ABSG and BAFG vary from metaluminous to slightly peraluminous; the PHAFG is apparently

metaluminous, when only major elements are considered, but trace elements indicate a clear peralkaline signature for it; the CAbG is peralkaline. The BAbG samples are dispersed in the metaluminous and peraluminous fields and contrast in this aspect with those of the CAbG. In spite of the typical peralkaline mineralogy of the Europa granite, the analyzed samples do not plot always in the peralkaline field possibly due to little problems in the alkali chemical analyses. $\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2$, $\text{Na/K}-\text{SiO}_2$ and Na/K-Zr plots (Figs. 11a,b,c) discriminate clearly the different studied granites; Na_2O and Na/K increases markedly from the ABSG and BAFG to the CAbG. The Europa granite and the PHAFG display intermediate values. Al_2O_3 remains almost constant (Table 5 and 6) showing that the peralkaline character of some of these granites is essentially due to their relatively high Na_2O implying high total alkali contents. The PHAFG displays higher Na_2O , Na/K , Zr, and Li (Fig. 11a,b,c,d), compared with the BAFG and ABSG. This is a evidence of the peralkaline affinity of the PHAFG. The PHAFG differ also from the ABSG and BAFG in the behavior of REE and HFSE (Fig. 12a,b,c; 13a,b,c).

The CAbG is impoverished in CaO, MgO, TiO_2 , Sr, and Ba, and extremely enriched in Na_2O , F, Rb, Cs, Li, Ga, Zr, Nb, Y, Sn, Pb, Hf, Ta, Th, U, Zn, and HREE compared to fractionated I- and S-type granites (Whalen *et al.*, 1987; Chappell & White, 1992; Chappell, 1999). The BAbG shows higher SiO_2 , CaO, K/Rb and lower Na_2O , F, Rb, Cs, Li, and Zn compared to the CAbG (Tables 5a,b; Fig. 11a,d,e). These chemical contrasts are related to the decrease of albite and increase of quartz modal proportions from the CAbG to the BAbG (Table 1; Fig. 4), destabilization of cryolite and micas of the CAbG and crystallization of fluorite in the BAbG. Tin and REE behavior is similar in both CAbG and BAbG (Table 5a,b; Fig. 11f,g, 12e,f).

The high $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^*+\text{MgO})$ and Ga/Al ratios of the Europa granite and different facies of the Madeira pluton, associated with their strong enrichment in HFSE (Fig. 11h), demonstrates their geochemical affinity with A-type granites (Whalen *et al.*, 1987; Horbe *et al.*, 1991; Dall'Agnol *et al.*, 1994, 1999). The extreme enrichment in HFSE in the albite granites is outstanding and put in evidence the contrast between the peralkaline albite granites of the Madeira pluton and the aluminous, A-type granites (King *et al.*, 1997). The high contents in HFSE can be explained by the strong influence of F which favors their strong concentration in residual liquids during the evolution of the studied granites (Collins *et al.*, 1982; Černý *et al.*, 1985; Whalen *et al.*, 1987; London *et al.*, 1989; Keppler, 1993).

The Europa granite is a little older than the Madeira granite (1829 ± 1 Ma and ca. 1824 to 1818 Ma, respectively; Costi *et al.*, 2000a). Nevertheless, its has a peralkaline mineralogy and its possible relationship with the peralkaline Madeira albite granite deserves attention. Geochemical data (Table 6b) show that the Europa granite differs from the CAbG in the following aspects: Na/K ratio lower than unit (Fig. 11b); silica in the range 74 to 76 wt%; higher

Ba, La, Sm, and lower F, Cl, Ga, Hf, Nb, Rb, Sn, Th, U, Zn, Ta, and Zr contents (Fig. 13d,e). The REE patterns of the mentioned granites are also quite different (Fig. 12d,e). The Europa granite patterns are comparatively enriched in LREE and do not show the striking HREE enrichment displayed by the Madeira albite granite. Finally, the Europa granite is not tin-mineralized and displays strong geochemical analogies with peralkaline comendites (Fig. 13d). These geochemical aspects and the contrasts in age and ϵNd in these granites (see below) do not support the hypothesis of a genetic link between the Madeira albite granite and the Europa granite.

Mineralogical and geochemical data demonstrate that the Madeira albite granite is a granite exceptionally enriched in F (Table 5a,b). This is corroborated by the occurrence of massive cryolite deposits associated with it. The Cl contents are systematically low and mineralogical evidence demonstrates that the $X_{\text{F}}/X_{\text{H}_2\text{O}}$ in the granite liquid should be necessarily high. The degree of volatile loss by degassing is difficult to evaluate (Taylor, 1992). However, if the present F contents in the analyzed granites are taken as minimum values in the liquids, the CAbG liquid should contain at least around 2 wt% of F. This value is higher than those obtained in some topaz rhyolites (Christiansen *et al.*, 1986) and topaz-bearing granites (Taylor, 1992; Haapala, 1977, 1997) and similar to those found in ongonites (volcanic analogues of Li-F granites; Kovalenko & Kovalenko, 1984; Kortemeier & Burt, 1988). As discussed by Christiansen *et al.* (1986) and Taylor (1992), the F/Cl ratios vary significantly in different kind of evolved rhyolites or granites. $\text{F/Cl} < 3$ are typical of peralkaline rhyolites (Christiansen *et al.*, 1986), while F/Cl ratios between 3 to 10 and 40 to 70 have been obtained, respectively, in topaz rhyolite glasses and topaz granites (Taylor, 1992). In the Europa granite, F/Cl range from 3.9 to 14. It is higher in the PHAFG and BAFG (72 to 126) and attains maximum values in the CAbG (370-865). In the BAbG, the F/Cl ratio is lower (33 to 87.5), compared to the CAbG, probably due to F lost during alteration processes. The entirely contrasting behavior of CAbG and Europa granite is worthwhile. The extremely high F/Cl ratios of the CAbG distinguish this rock from other peralkaline granites. All the granites of the Pitinga region are relatively depleted in Cl (Fig. 13).

The albite granite of the Madeira pluton is an extremely evolved granite, enriched in F, Rb, Yb, Th, U, Zr, Nb, and Ta compared with topaz rhyolites (Fig. 13e,f) and low-P topaz granites (Christiansen, 1986; Taylor, 1992), including those associated with rapakivi granite complexes (Haapala, 1997). This is a reflex of the peralkaline and extreme F-enriched character of the CAbG and allows distinguishing it from the evolved, peraluminous topaz-bearing leucogranites. The Madeira albite granite and peralkaline comendites differ in some

geochemical aspects. The former show a relative depletion in Y and Zr and a positive anomaly in U compared to adjacent elements, while the latter is relatively depleted in U (Fig. 13e,f).

The REE contents of the different facies of the Madeira pluton are quite variable (Tables 5 and 6; Fig. 12). The total REE contents are moderate and the La/Ybn ratios decrease gradually from the ABSG toward BAFG, PHAFG, and CAbG-BAbG. Eu/Eu* decreases in the same direction and is extremely low in the albite granite. Excepting the ABSG, the other facies display typical gullwing-shaped REE patterns (Fig. 12). In the albite granite, the decrease in LREE, accentuated increase of HREE, and the outstanding presence of tetrad effect-like REE patterns (Irber, 1999) are remarkable (Fig. 12e,f). These aspects strengthen the importance of REE fluorine complexation and suggest a gradual transition from the silicate melt into a high-temperature hydrothermal fluid during the evolution of the albite granite (Irber, 1999).

The Europa granite has higher total REE contents compared to the Madeira pluton facies (Table 6b). It shows a relatively flat REE pattern (Fig. 12d) with average La/Ybn and Eu/Eu* ratios of 3.88 and 0.0684, respectively.

Geochemical data indicate that the metaluminous ABSG and the mildly peraluminous BAFG are probably related by magmatic differentiation processes, as commonly observed in similar rapakivi granite complexes (Rämö & Haapala, 1995; Dall'Agnol *et al.*, 1999). The PHAFG and the CAbG are also probably comagmatic. Regarding the relationship between the two mentioned group of rocks, two hypothesis can be envisaged: (1) the existence of a peculiar magmatic differentiation trend relating ABSG-BAFG and PHAFG-CAbG; (2) an independent magmatic origin for both groups.

Nd ISOTOPE GEOCHEMISTRY

Sampling

In order to assess the origin and magmatic evolution of the Madeira albite granite, 17 whole rock samples were analyzed for their Nd isotopic composition (Table 7). For Madeira, two samples were analyzed from the 1824 ± 2 Ma amphibole-biotite granite, two from the 1822 ± 1 Ma biotite granite, and two from the late-stage 1818 ± 2 Ma peralkaline hypersolvus granite; one sample from the hypersolvus granite (PHR-178) shows pervasive subsolidus oxidation. Eight samples were analyzed from the Madeira albite granite – four from the border facies and four from the core facies. All samples from the border facies are thoroughly oxidized. One of the core facies samples (PHR-127) represents a late fluidal facies that probably intruded into cooling cracks that developed in the albite granite core after its crystallization. In addition to the Madeira samples, two samples of the 1829 ± 1 Ma peralkaline amphibole hypersolvus granite of the

Europa pluton were analyzed. Two country rocks of Madeira and Europa – a rhyolite from the ~1890 Ma Iricoumé suite and a ~1940 Ma charnockite from Roraima – were also analyzed.

Nd isotopic results

The Nd isotopic compositions of the analyzed samples are listed in Table 7 and are shown in Figs. 14 and 15. Overall, the Nd data are quite variable. The two peralkaline granites from the ~1830 Ma Europa pluton, the amphibole-biotite and biotite granites from the ~1820 Ma Madeira pluton, and the two country rocks have $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ within the range of 0.106 to 0.141 which is typical of a LREE enriched continental crust. The measured $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ are between 0.5115 and 0.5120 and calculated initial ϵNd values vary from slightly positive to slightly negative (–0.8 to +0.7 for the granites, –0.5 and +1.0 for the country rocks). These conform to the typical Nd signature of a Paleoproterozoic crust, as do the T_{DM} model ages (DePaolo, 1981) that range from 2.10 to 2.20 Ga.

In contrast to the uniform Nd isotopic composition of the amphibole-biotite and biotite granites, the porphyritic hypersolvus granite and the albite granite of the Madeira pluton show extreme variation in $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (0.132 to 0.365) and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.5120 to 0.5146). The initial ϵNd values are, therefore, also extremely variable: –1.5 and +2.1 in the porphyritic hypersolvus granite, –9.5 to –3.1 in the albite granite border facies, +2.3 to +3.6 in the albite granite core facies, and +16.4 in the fluidal core facies. Because the $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ are, except for the porphyritic hypersolvus granite, higher than the chondritic ratio (0.1966), T_{DM} model ages cannot be calculated for them. The model ages for the two hypersolvus granites are 2.00 and 2.68 Ga (Table 7).

The Nd isotopic data on the Madeira and Europa granites are shown in a Sm-Nd isochron diagram in Fig. 14. The two samples from the Europa granite and the amphibole-biotite and biotite granites from the Madeira pluton plot in the lower left corner of the diagram. If the biotite granite sample (PHR-109) showing evidence for subsolidus oxidation is omitted, the granites fall on an isochron of 1912 ± 91 Ma, MSWD of 1.58, and initial ϵNd of +1.1. The calculated age is higher than the 1830 – 1820 Ma Pb-Pb zircon ages of the plutons, yet compatible if the experimental error is considered. This shows that the granites had similar source characteristics in terms of Nd isotopes and that they have retained their magmatic Nd isotopic signature since crystallization. The average ϵNd values calculated using the Pb-Pb zircon ages are +0.1 (Madeira) and +0.4 (Europa).

As regards the hypersolvus granite and albite granite of the Madeira pluton, the Sm-Nd isochron diagram shows considerable variation but also some consistent relationships. The hypersolvus granite and albite granite core facies that are intimately intermingled (and thus may

constitute a single magmatic system) have (at least in part) retained their magmatic Sm-Nd systematics since ~1820 Ma. If the oxidized hypersolvus granite sample (PHR-178) and the sample from the late fluidal core facies (PHR-127) are not taken into account, the hypersolvus granite and albite core samples fall on a trend corresponding to an age of 1851 ± 120 Ma (MSWD 8.14, initial ϵ_{Nd} value +2.4). The three core facies samples show some scatter but we take the age of the errorchron to still reflect the time of crystallization of the hypersolvus granite-albite granite system. Thus, the Nd isotopic data also favor a magmatic origin for the albite granite core facies. Quite importantly, the initial ϵ_{Nd} values of the hypersolvus granite and albite core facies (+2.1 to +3.6, average at +2.7) are measurably higher than those of the granites of Europa and the amphibole-biotite and biotite granites of Madeira. The four samples from the severely oxidized albite granite border facies show extreme scatter in Fig. 14 and do not show meaningful correlations. The fluidal albite granite core facies sample (PHR-127) has a $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ that is of the same order as those of the border facies samples but has a distinctly lower $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$.

Time-integrated evolution of Nd isotopes

Figure 15 is an ϵ_{Nd} vs. age diagram that shows the composition of the samples from the Madeira and Europa granites and the two country rocks. The country rocks show initial values around zero and their evolution lines define a path typical of a Paleoproterozoic crust (see, e.g., Patchett, 1992). The amphibole-biotite and biotite granites conform well to this evolutionary trend and thus probably represent material derived from such a Paleoproterozoic source. Due to the slightly higher $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, the peralkaline granites have evolution lines with somewhat gentler slopes, yet their initial values are quite similar to those of Madeira amphibole-biotite and biotite granites. It is thus possible that these two granite systems were derived from the same overall protolith with ~chondritic Nd isotopic composition 1830 – 1820 Ma ago. The non-oxidized hypersolvus granite and the three albite granite core samples define an initial ratio that is slightly, yet probably significantly, higher (~ +2.5) than that of Europa and the amphibole-biotite and biotite granites of Madeira (~ 0) (see Fig. 15). It is possible that these two rock groups represent two magmatic systems with distinct initial Nd isotopic compositions.

The oxidized albite border facies and hypersolvus granite samples have clearly more negative initial ϵ_{Nd} values than the samples from the core facies (Fig. 15). The former does not reflect differences in protolith composition; rather they show that the Sm-Nd systematics of these samples were severely disturbed at the subsolidus stage. The fluidal core sample that has a ~chondritic Sm/Nd and an initial ϵ_{Nd} value of +16.4 indicates that the $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ of the residual magma from which the fluidal core eventually crystallized were

thoroughly modified in a fluid-enriched environment. In the following, we will assess the evolution of Sm-Nd isotopes in the albite granite in more detail.

Sm-Nd systematics of the porphyritic hypersolvus granite-albite granite system

As suggested above, the non-oxidized porphyritic hypersolvus granite and the three albite granite core facies samples probably show an isochronous relationship reflecting magmatic crystallization ~1820 Ma ago. The calculated initial ϵ_{Nd} values of the samples range from +2.1 to +3.6 and the corresponding initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ from 0.510390 to 0.510468 (Table 8). Assuming that the border facies and fluidal core facies samples also had this initial ratio (~0.5104) 1820 Ma ago, relative changes in $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ that could be responsible for the scatter in the Sm-Nd systematics of these samples can be calculated. We did this using the measured $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and changing the $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ to reach the presumed initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ of 0.5104 at 1820 Ma. The results of these calculations are shown in Table 8.

For the four samples from the border facies, an increase in $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ of 6.3 to 14.5% is indicated. These relative changes correlate negatively with the initial ϵ_{Nd} values. They should not be related to the lanthanide tetrad effect (Irber, 1999) because the tetrad effect imprint is clearly identified in both, CAbG and BAbG (Fig. 6.2e,f), and the Nd system of the former is apparently not disturbed (Fig. 14, 15). Moreover, a comparable change (+9.8 %) is calculated for the oxidized sample from the porphyritic hypersolvus granite (PHR-178) that, contrarily to the BAbG do not display the tetrad effect (Fig. 6.2c). In contrast, a decrease of 30.3 % is required for the late fluidal core facies sample (PHR-127).

These calculations show that the disturbed Sm-Nd systematics of the albite border facies and fluidal core facies samples can be explained by assuming a common initial ratio (~0.5104) for the hypersolvus granite-albite granite system and a subsequent random increase in the $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ of individual samples. In this scenario, the highly variable initial ratios of the albite granite border facies samples are ascribed to subsolidus oxidation inducing a modest increase in the $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (~5 to 15 %) concomitantly with the escape of much of the fluorine from the border facies. On the other hand, the extremely high initial ratio of the fluidal core facies can be explained as a result of a marked (30 %) decrease in $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, probably related to the development of a late-stage high-fluorine, non-oxidized residual liquid in the albite granite core.

DISCUSSION

Origin of the Albite Granite and Associated Porphyritic Hypersolvus Granite of the Madeira Pluton

Costi *et al.* (2000a), based on field and mesoscopic evidence, concluded that the albite granite and PHAFG of the Madeira pluton should be coeval. Contact relationships indicate that these granites crystallized from liquids that coexisted during at least part of their crystallization.

Petrographic data, including modal composition and textures, also favor a magmatic origin for the CAbG. The similar modal proportions of quartz, K-feldspar and albite, and the clustering of CAbG samples in Qz-Kf-Ab plot (Fig. 4) are difficult to reconcile with the hypothesis of a metasomatic origin for this rock (Horbe *et al.*, 1991). The snowball texture displayed by quartz crystals, the contact relationships between different minerals and the proposed sequence of crystallization for the CAbG go in the same direction. Contrarily, the dispersion of BAbG samples in modal plot (Fig. 4) due to its more variable modal proportions of felsic minerals, as well as the textural and mineralogical changes observed in this subfacies, compared to the CAbG, indicate that the present BAbG had its primary composition modified.

High iron contents in feldspars, a feature commonly found in ultrapotassic and peralkaline magmatic rocks (Smith & Brown, 1988), the chemical analogies between feldspars and micas with those of NYF-pegmatites (Černý & Burt, 1984), the high contents of Nb, Ta and Fe in zoned cassiterites (Moller *et al.*, 1988; Neiva, 1996; Haapala, 1997), are all mineralogical evidence of a magmatic origin for the Madeira albite granite. Excepting for micas, these features are shared by both CAbG and BAbG subfacies.

The geochemical composition of the CAbG is consistent with which should be expected in a peralkaline and extremely F-rich magmatic rock. The anomalous exceptionally high concentration of HFSE in the Madeira albite granite is an enhanced geochemical feature of peralkaline evolved leucogranites. The BAbG is a more geochemically heterogeneous rock and does not have a peralkaline character. It displays, however, a REE pattern almost identical to that of the CAbG, suggesting that both rocks could have had a similar magmatic origin, regardless the contrasts in their mineralogy and texture.

Nd isotopic data together with the mildly peralkaline geochemical signature of the PHAFG suggest a genetic link between this rock and the CAbG. The same aspects accentuate the contrasts between it and the peraluminous BAFG. The Nd isotopic data of the CAbG samples is coherent with a possible magmatic origin, while the strong dispersion of the BAbG samples in ϵNd vs. t diagram (Fig. 15) indicate that this subfacies was intensely disturbed by late-magmatic or hydrothermal processes.

Concluding, all the aspects mentioned above demonstrate that the Madeira albite granite is undoubtedly of magmatic origin, as admitted for other albite leucogranites (Kovalenko &

Kovalenko, 1984; Pichavant *et al.*, 1987; London *et al.*, 1989; Cuney *et al.*, 1992; Xiong *et al.*, 1999). Mineralogical and geochemical data, associated with the spatial disposition of the BAbG, in the top or in the more intensely deformed border zones of the albite granite sheet, and the gradual transition between it and the CAbG strongly suggest that the BAbG was similar to the actual CAbG, being altered by autometasomatic processes. In other words, the BAbG correspond to a strongly oxidized rock originally similar to the present CAbG.

The Role of Fluorine in the Evolution of the Madeira Albite Granite

Much experimental work has been developed to evaluate the influence of fluorine in the crystallization of haplogranitic systems. The first studies (Wyllie & Tuttle, 1961; Glyuk & Anfilogov, 1973; Kovalenko, 1977) put in evidence the strong decrease in the liquidus and solidus temperatures of the Qz-Ab-Or-H₂O system (Tuttle & Bowen, 1958) when F is a significant additional component. More detailed melting and crystallization experiments concerning synthetic granite-HF systems or natural F-Li-rich granites and volcanites (Manning, 1981; Pichavant & Manning, 1984; Weidner & Martin, 1987; Pichavant *et al.*, 1987; Manning & Pichavant, 1988; London, 1989; Xiong *et al.*, 1999) confirmed previous interpretations. They demonstrated also that the generally mineralized, F-Li-rich leucogranites, regardless the fact that they are commonly affected by late- or post-magmatic processes, could represent the final products of magmatic differentiation of granites containing high F. The influence of F is also responsible for the transition from hypersolvus to subsolvus conditions during magmatic crystallization at low pressures. Consequently, these granites display typically two independent feldspar phases, an essentially albitic and a dominantly potassic alkali feldspar.

The strong influence of F in the physical properties of granitic melts, causing depolymerization and reducing their viscosity (Dingwell, 1988; Johannes & Holtz, 1996; Dingwell *et al.*, 1998), as well as the partitioning of F between fluid and melt (London, 1989; Webster, 1990; Webster & Rebbert, 1998) have also been intensely discussed. The glass transition temperatures are exceptionally low in hydrous peralkaline compositions, attaining ~500°C for 4-5 wt% of water. Viscosities are also very low allowing a efficient degassing during their crystallization (Dingwell *et al.*, 1998).

The general conclusions that arisen from these experiments could certainly be applied to the Madeira albite granite, a strongly mineralized, F-rich subsolvus leucogranite. However, almost all of the mentioned works deal with peraluminous haplogranitic systems or rocks and in this aspect they differ from the studied granite. Nevertheless this difference, the high F contents of the Madeira albite granite could explain its subsolvus character and extreme enrichment in HFSE, Li, Cs, Rb and other elements. Sn is also commonly associated with F-rich granites,

however, contrarily to what occurs with the CAbG, it is not found in economic concentrations associated with peralkaline granites. In this aspect the studied granite is certainly exceptional.

Experimental studies indicated solidus temperatures around 550°C (Kovalenko, 1977; Manning, 1981; Pichavant *et al.*, 1987) or even 500°C (Xiong *et al.*, 1999) for F-rich granite systems. These are more probably maximum solidus temperatures for the crystallization of the Madeira albite granite. The liquidus temperatures are also reduced but the effect of increasing fluorine content on the liquidus temperature for a given composition depends on the composition involved (Manning, 1981). Temperatures around 750 to 700°C for the liquidus of haplogranitic systems have been generally obtained (Manning, 1981; Pichavant *et al.*, 1987; Johannes & Holtz, 1996; Xiong *et al.*, 1999).

The model envisaged for the crystallization of the Madeira albite granite, based on petrographic, mineralogical and geochemical data faced with available experimental petrological information is the following:

The albite granite derived from an extremely fluorine-rich evolved liquid containing also a certain amount of water. The crystallization of this low viscosity, very fluid liquid, started probably at a temperature around 700°C or even lower. Quartz, whose stability field is enlarged due to F influence, was the liquidus phase. The liquid composition evolved in the direction of the cotectic line; when it is attained, at an estimated temperature of ~650°C (Xiong *et al.*, 1999), K-feldspar begins to crystallize together with quartz. The solvus of the system was intercepted at a similar temperature and the liquid composition should evolve to the minimum, where albite crystallizes in equilibrium with quartz and K-feldspar. Albite and K-feldspar formed at this stage should not have end-member pure composition. However, the presence of fluorine as an additional component in the system and its well-known effect in the solidus temperature, further extended magmatic crystallization. This allows continuous reequilibration of feldspars compositions along the solvus still during the magmatic stage. When the solidus is attained, at temperatures around 500°C or even a little lower, albite and K-feldspar should have near end-member pure compositions (see Kovalenko & Kovalenko, 1984, p.57). Other textural aspects are explained by the differences in nucleation and growth rates of the mentioned minerals (London *et al.*, 1989; Swanson & Fenn, 1992).

During the crystallization of the albite granite, fluorine is concentrated in the residual liquid. Water should also be present as a subordinated volatile phase in the liquid. It was also concentrated during crystallization. Near the end of crystallization, the residual liquid was extremely enriched in fluorine and contained appreciable amounts of water. In these conditions, the composition of the melt would change toward increasing alkalis and aluminum and decreasing Si (London *et al.*, 1989), allowing cryolite crystallization. At this stage, water should

be separated from the residual liquid that is split into a high water, relatively F-poor fraction, and a Na-, Al- and F-rich residual liquid fraction. Both fractions will be individualized near the center of the albite granite sheet. The Na-Al-F-rich fraction will originate the massive cryolite veins and pods, while the water-rich fraction will form the associated quartz, feldspar and mica pegmatitic rocks. The albite-rich, fluidal rocks associated with the CAbG probably approach in composition the residual liquid of the CAbG crystallization, which would be locally injected along open fractures and cavities in the early crystallized rocks.

Relationship between the Madeira Albite Granite and Pegmatites

The continuous transition between magmatic and hydrothermal stages during the evolution of leucogranitic liquids enriched in fluxing components like F, Li, B, and P is generally admitted (Manning, 1981; London *et al.*, 1989). The striking geochemical similarities presented by many mineralized leucogranites and specialized pegmatites has been emphasized (Congdon & Nash, 1988, 1991; London *et al.*, 1989; London, 1992; Charoy & Noronha, 1996). Mineralogical and geochemical data demonstrate that the CAbG is also entirely akin of evolved rare-metal pegmatites.

One of the more relevant petrologic questions is why pegmatites or alternatively leucogranites are formed. This question has been extensively discussed (Fenn, 1977; London *et al.*, 1989; London, 1992; Swanson & Fenn, 1992) and the control of density nucleation and growth rates of felsic dominant minerals over the final texture has been stressed. Pegmatites need low density of nucleation and a fast growth rate to allow the formation of large crystals, the opposite being true for leucogranites. Independent of the controversies about the role of water during pegmatite formation (Burnham & Nekvasil, 1986; London *et al.*, 1989; London, 1992), several points of the hypothesis presented by London *et al.* (1989) and London (1992) to explain the textures of pegmatitic-like, metal-rich F-Li-leucogranites are coherent with textural aspects of the CAbG. This granite derived from relatively low temperature liquids, extremely enriched in F and displaying high X_F/X_{H_2O} ratio. The accentuated undercooling, lowering of solidus temperatures and expanded quartz stability field delay the beginning of feldspars crystallization. Textural evidence suggests that density nucleation increase from quartz to K-feldspar and finally albite. The final texture implies that density of crystal nucleation versus growth rates during crystallization were able to allow the development of a granitic texture instead of a pegmatitic one. This is certainly an effect of the extreme F enrichment in residual CAbG liquid, resulting in high F/H₂O ratios and inhibiting the formation of pegmatitic texture.

Magmatic Series and Magma Sources of the Madeira Albite Granite

Geochemical and Nd isotopic data suggest that the ABSG and BAFG are related to a same magmatic series. The same kind of evidence indicates that the PHAFG and CAbG are also probably derived from a same magma. Consequently, a possible interpretation is that these two groups of Madeira facies derived from independent liquids. In this hypothesis, the ABSG + BAFG liquid was initially metaluminous and evolved during magmatic differentiation to a slightly peraluminous composition, similarly to which is commonly observed in rapakivi granite series (Rämö & Haapala, 1995; Dall'Agnol *et al.*, 1999). Contrarily, the liquid that originated the PHAFG and CAbG would have a peralkaline geochemical signature from the beginning and became more strongly peralkaline during differentiation.

An alternative interpretation is to admit that the four mentioned facies of the Madeira pluton are comagmatic. In this case, the inversion of the geochemical trend from metaluminous-peraluminous to peralkaline would be explained by the effects of extreme fluorine enrichment in the residual granitic melts. This would cause in the melt an accentuated increase in Na_2O and Na/K at constant Al_2O_3 , decrease of SiO_2 and, at the same time, an exceptional enrichment in Rb, Cs, Li, HFSE and Sn, resulting in a tin-mineralized, rare-metal granite (Kovalenko & Kovalenko, 1984). This hypothesis could explain the anomalously high tin contents, as well as the negative Y and Zr anomalies of the peralkaline albite granite (Fig. 11g, 13e,f). The rarity or even inexistence of examples of similar magmatic changing trends would be due to the scarcity of this kind of extremely F-rich peralkaline granitic magmas in nature.

The first hypothesis is certainly more easily acceptable, but it fails to explain the tin behavior in the Madeira albite granite. On the other hand, the merit of the second hypothesis is to provoke a more sound reflection about the fact that the petrologic evolution of such kind of exceptionally rare peralkaline granite should not correspond to that described in common granites.

Nd isotopic data suggest that the ABSG and BAFG magma should be derived from a little older Paleoproterozoic crust (Fig. 14). The CAbG and PHAFG display higher ϵ_{Nd} compared to ABSG and BAFG. This can be seen as evidence of a comparatively more mantelic source for CAbG and PHAFG magma. However, the high tin contents of the albite do not favor this hypothesis. Another possibility is the origin of this peralkaline magma from mafic sources with short crustal residence time (Bohrson & Reid, 1997). In this case, it could be admitted that this magma was able to assimilate tin and possibly F from adjacent crustal rocks.

On the other hand, if a comagmatic origin is assumed for the four facies of the Madeira pluton, it is reasonable to deduce that all derived from crustal Paleoproterozoic sources and the tin enrichment in these granites would be explained by inheritance from an originally tin-rich

crust. This hypothesis is weakened, however, by the contrast in ϵNd values shown by the peralkaline granites and the ABSG and BAFG. To assume this interpretation, it should be admitted that the Nd isotopic system was strongly disturbed during the magmatic evolution of these granites. The lanthanid tetrad effect (Irber, 1999) in REE patterns is a remarkable feature of the albite granite, but it needs to be investigated if the tetrad effect is able to affect the Nd isotopic system in such way. The totally anomalous Nd isotopic behavior displayed by the fluidal core albite granite facies (Fig. 14, 15), that probably represents a evolved residual fluid from the crystallization of the CAbG, can be seen as an evidence that such disturbance really occurred.

CONCLUSIONS

1. The 1818 Ma old Madeira albite granite is a subsolvus magmatic rock originated by the crystallization of residual magmatic fluids, as indicated by its modal composition, mineral chemistry, litogeochemistry and Nd isotopic data. These fluids were strongly enriched in F, Na_2O , Rb, HFSE, Li, Sn and rare metals. The albite granite is composed by two subfacies, a dominant, core subfacies and a border subfacies, situated along the top and border zones of the albite granite sheet. The CAbG is a peralkaline, cryolite-bearing rock, while the BAbG is a peraluminous to metaluminous, strongly oxidized, fluorite-bearing rock. Mineralogical, petrographic, and geochemical data, as well as the spatial disposition of the BAbG, show that the BAbG is the product of late autometasomatic processes that affected the actual CAbG. The consanguinity of the two subfacies is attested by: (a) their transitional field contacts; (b) similar chemical composition of their K-feldspar and albite; (c) their similar REE patterns and geochemical signatures. The contact relationships between the CAbG and the PHAFG, their similar Nd isotopic behavior and the peralkaline geochemical signature of the latter indicate that both facies are comagmatic and coeval. The available data demonstrate that the Madeira albite granite and PHAFG and the peralkaline Europa granite are not comagmatic.

2. The CAbG derived from an extremely fractionated, very low-viscosity, fluorine-rich, H_2O -bearing melt. The crystallization of this liquid started at low temperature, probably below 700°C , with quartz as the liquidus phase due to the influence of the high F contents (Manning, 1981; Kovalenko & Kovalenko, 1984). The crystallizing melt soon reaches the Qz-KF cotectic line, where K-feldspar began to crystallize together with quartz, at temperatures around 650°C (Xiong *et al.*, 1999). After a small decrease of temperature, the solvus of the system was reached, and albite crystallization started. Due to the high and increasing contents of fluorine, the solidus is strongly depressed, further extending the crystallization and allowing the

continuous reequilibration of both feldspar compositions along the solvus. At the end of the crystallization, around 500°C or even lower, the feldspars show near end-member compositions.

3. The Madeira albite granite displays mineralogical, geochemical and metallogenetic similarities with pegmatites. The former probably also crystallized in a temperature interval largely coincident with those normally admitted for granitic pegmatites. Like pegmatitic liquids, the melt originating the albite granite also represent a transition between magmatic and hydrothermal fluids. However, the medium- to fine-grained granular texture shown by the albite granite is entirely distinct of those displayed by typical pegmatites. This aspect is explained by the fact that the liquid forming the albite granite was an extremely fractionated peralkaline melt, exceptionally enriched in fluxing elements, like F and Li, and had also significant water contents. This peculiar composition implied a strong reduction in viscosity (Dingwell, 1998) and an accentuated undercooling (Manning, 1981; London *et al.*, 1989; Xiong *et al.*, 1999) delaying the crystallization of major felsic minerals. The textural characteristics of the albite granite demonstrated that, when crystallization occurred, the relatively high density of nucleation and low crystal growth rates of felsic minerals exerted a determinant influence in the texture development and inhibited the formation of pegmatites.

4. The massive cryolite deposits and associated pegmatitic rocks derived from residual fluids of the crystallization of the albite granite. This residual fluid was extremely enriched in fluorine and sodium, impoverished in Si and contained appreciable amounts of water. The albite-rich, fluidal rocks associated with the CAbG are considered as representative of this residual fluid. It was individualized near the center of the albite granite sheet. At this stage, water saturation was attained and the residual liquid was splitted into a high water, relatively F-poor fraction, and a Na-, Al- and F-rich residual liquid fraction. The water depleted, Na-Al-F-rich fraction originated the massive cryolite veins and pods. The water-rich fraction formed the associated quartz, feldspar and mica pegmatitic rocks.

5. The ABSG and BAFG of the Madeira pluton are metaluminous to peraluminous comagmatic rocks akin to Proterozoic rapakivi granite (Rämö & Haapala, 1995; Dall'Agnol *et al.*, 1999). The Nd isotopic data suggest that the ABSG + BAFG magma derived from a Paleoproterozoic crustal source. Despite its peralkaline character, a similar source is also indicated for the Europa granite magma. The PHAFG and CAbG are also probably comagmatic but they have a

peralkaline geochemical signature. Two hypothesis are proposed to explain their origin and relationships with the ABSG and BAFG facies:

(1) The liquid that originated the PHAFG and CAbG was derived from a pristine peralkaline melt, entirely distinct from that responsible for the ABSG and BAFG. The higher ϵ_{Nd} of CAbG + PHAFG compared to ABSG + BAFG favors this hypothesis and suggests a comparatively more mantelic source or a mafic source with short crustal residence (Bohrson & Reid, 1997) for the former magma. It does not explain, however, the extremely high tin contents of the albite granite and the geochemical contrasts between it and comendites.

(2) The four mentioned facies of the Madeira pluton are comagmatic and the inversion of the geochemical trend from metaluminous-peraluminous to peralkaline was due to the effects of extreme enrichment in fluorine and other fluxing elements in the residual granitic melt. In this case, it should be admitted that the Nd isotopic system was severely disturbed during the magmatic evolution of the PHAFG and CAbG melt. The anomalous Nd isotopic behavior displayed by the albite-rich, fluidal CAbG, which probably represents the residual fluid of CAbG crystallization, is a possible evidence of that presumed disturbance.

ACKNOWLEDGMENTS

OTR acknowledges financial support from the Academy of Finland and help from the staff of the Unit for Isotope Geology, Geological Survey of Finland while making the isotopic analyses. Funded by the Academy of Finland (Grants ...). This paper is a contribution to IGCP Project 426 (Granite Systems and Proterozoic Lithospheric Processes) and PRONEX 103/98 (CNPq/MCT).

APPENDIX

ANALYTICAL METHODS

Nd isotopes

For purification of Sm and Nd, whole-rock powders (150 – 200 mg) were dissolved for a minimum of two days in a teflon bomb at 180 °C in HF-HNO₃. After evaporation the samples were dissolved in HCl and totally-spiked with a ¹⁴⁹Sm-¹⁵⁰Nd tracer. Light rare earth elements (LREEs) were separated first using standard cation exchange chromatography whereafter Sm

and Nd were purified on quartz columns according to the method of Richard *et al.* (1976). The total procedural blank for Nd was < 300 pg.

Isotopic ratios of Sm and Nd were measured using a VG SECTOR 54 mass spectrometer, those of Nd in dynamic mode. Nd isotopic ratios were normalized to $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. Repeated analyses of the La Jolla Nd standard gave $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ of 0.511851 ± 0.000013 (mean and external 2σ error of 13 measurements). The external 2σ error on $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ was thus 0.0025 % and the Sm-Nd ratios are estimated to be accurate within 0.5 %. The maximum error in the ϵNd values is ± 0.35 ϵ -units.

REFERENCES

- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves, B. B. & Fuck, R. A. (1981). Brazilian structural Provinces: an introduction. *Earth-Sciences Review* **17**, 1-29.
- Almeida, M. E. (1997). Petrografia e geoquímica de elementos maiores da Suíte Intrusiva Tiquié: o caso dos granitos Tiquié e Marié- Mirim no estado do Amazonas. In: Costa, M. L & Angélica, R.S. (eds) *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Belém: FINEP/SBG, pp. 224-240.
- Bailey, D. K. & Macdonald, R. (1970). Petrochemical variations among mildly peralkaline (comendite) obsidians from the oceans and continents. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **28**, 340-351.
- Baker, B. H. & McBirney, A. R. (1985). Liquid fractionation. Part III: Geochemistry of zoned magmas and the compositional effects of liquid fractionation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **24**, 55-81.
- Bettencourt, J. S., Tosdal, R. M., Leite Jr., W. B., & Payolla, B. L. (1995). Overview of the rapakivi granites of the Rondônia Tin Province (RTP). In: Bettencourt, J.S. & Dall'Agnol, R. (eds) *The rapakivi granites of the Rondônia Tin Province and associated mineralization*. Symposium on Rapakivi Granites and Related Rocks, Excursion Guide, Belém, Universidade Federal do Pará, p. 5-14.
- Bettencourt, J. S., Tosdal, R. M., Leite Jr., W. B. & Payolla, B. L. (1999). Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondônia Tin Province, southwestern border of the Amazonian craton, Brazil – I. Reconnaissance U– Pb geochronology and regional implications. *Precambrian Research* **95**, 41-67.
- Beus, A. A. 1982. Metallogeny of Precambrian rare-metal granitoids. *Revista Brasileira de Geociências*, **12**, 410-413.

- Bohrson, W. A. & Reid, M. R. (1997). Genesis of silicic peralkaline volcanic rocks in an ocean island setting by crustal melting and open-system processes: Socorro Island, Mexico. *Journal of Petrology* **38**, 1137-1166.
- Borges, R. M. K., Costi, H. T. & Dall'Agnol, R. (2000). Mineral chemistry of magmatic and hydrothermal cassiterites from Pitinga, Amazonian craton, Brazil. *31st International Geological Congress, Symposium on Granitic Magmatism and Associated Mineralization, poster session*.
- Burham, C. W. & Nekvasil, H. (1986). Equilibrium properties of granite pegmatite magmas. *American Mineralogist* **71**, 239-263.
- Carmichael, I.S.E. (1967). The mineralogy and petrology of the volcanic rocks from Leucite Hills, Wyoming. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **15**, 24-66.
- Černý, P. & Burt, D. M. (1984). Paragenesis, crystallochemical characteristics, and geochemical evolution of micas in granite pegmatites. In: Bailey, S. W. (ed) *Micas. Reviews in Mineralogy, 13. Mineralogical Society of America*, pp. 257-297.
- Černý, P., Meintzer, R. E. & Anderson, A. J. (1985a). Extreme fractionation in rare-element granitic pegmatites: selected examples of data and mechanisms. *Canadian Mineralogist* **23**, 381-421.
- Černý, P.; Penttinen, H. & Macek, J.J. (1985b). Rubidian microcline from Red Cross Lake, northeastern Manitoba. *Bulletin of the Geological Society of Finland* **57**, 217-230.
- Chappell, B. W. & White, J. R. (1992). I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* **83**, 1-26.
- Chappell, B. W. (1999). Aluminium saturation in I- and S- type granites and the characterization of fractionated haplogranites. *Lithos* **46**, 535-551.
- Charoy, B., Chaussidon, M. & Noronha, F. (1995). Lithium zonation in white micas from the Argemela microgranite (Central Portugal): an in situ ion-, electron-microprobe and spectroscopic investigation. *European Journal of Mineralogy* **7**, 335-352.
- Charoy, B. & Noronha, F. (1996). Multistage growth of a rare-element, volatile-rich microgranite at Argemela (Portugal). *Journal of Petrology* **37**, 73-94.
- Christiansen, E. H., Sheridan, M. F. & Burt, D. M. (1986). The geology and geochemistry of Cenozoic topaz rhyolites from the Western United States. *Geological Society of America, Special Paper* **205**, 82 pp.
- Congdon, R. D. & Nash, W. P. (1991). Eruptive pegmatite magma: rhyolite at Honeycomb Hills, Utah. *American Mineralogist* **76**, 1261-1278.
- Costi, H. T., Dall'Agnol, R., Teixeira, J. T. & Popini, M. V. (1995). The albite granite of Pitinga mine: petrography, geochemistry and mineralization. In: Dall'Agnol, R.; Macambira, M.J.B. &

- Costi, H.T. (eds) *Symposium on Rapakivi Granites and Related Rocks, abstracts volume*, Belém, p. 20-21.
- Costi, H. T., Borges, R. M. K. & Dall'Agnol, R. (1997). Primary mineralization of the Pitinga tin province, Amazonian craton, North Brazil. *Second International Symposium on Granites and Associated Mineralizations*, p. 44-45.
- Costi, H. T. & Dall'Agnol, R. (1999). Aspectos da geologia e petrografia do albita-granito da mina Pitinga, Amazonas, Brasil. *VI Simpósio de Geologia da Amazônia, Boletim de Resumos Expandidos, Manaus*, 531-534.
- Costi, H. T., Dall'Agnol, R. & Moura, C. A. V. (2000a). Geology and Pb-Pb geochronology of Paleoproterozoic volcanic and granitic rocks of the Pitinga Province, Amazonian craton, northern Brazil. *International Geology Review*. In press.
- Costi, H. T., Horbe, A. M. C., Borges, R. M. K., Dall'Agnol, R., Rossi, A. & Sighinolfi, G. P. (2000b). Mineral chemistry of cassiterites from Pitinga Province, Amazonian craton. *Revista Brasileira de Geociências*. In press.
- Cuney, M., Marignac, C. & Weisbrod, A. (1992). The Beauvoir topaz-lepidolite granite (Massif Central, France): The disseminated magmatic Sn-Li-Ta-Nb-Be mineralization. *Economic Geology* **87**, 1766-1794.
- Currie, K.L. (1997). A revised computer program for amphibole classification. *Canadian Mineralogist* **35**, 1351-1352.
- Dall'Agnol, R., Teixeira, N. P. & Magalhães, M. S., 1993. Diagnostic features of tin-specialized anorogenic granites of the Amazonian Region, MAGMA WORKSHOP. Acad. bras. Ciências, Rio de Janeiro, 1993, pp. 13-14.
- Dall'Agnol, R., Lafon, J. -M. & Macambira, M. J. B. (1994). Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: geochronological, petrological and geochemical aspects. *Mineralogy and Petrology* **50**, 113-138.
- Dall'Agnol, R., Costi, H. T., Leite, A. A. S., Magalhães, M. S. & Teixeira, N. P. (1999). Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas. *Precambrian Research* **95**, 9-39.
- Daoud, W. K. (1988). *Granitos estaníferos de Pitinga, Amazonas: contexto geológico e depósitos minerais associados*. MsC Thesis, Universidade de Brasília, Brasília, 194 pp.
- Deer, W.A.; Howie, R.A. & Zussman, J. (1963). *Rock-Forming Minerals. Vol. 4 – Framework Silicates*. Longman, London. 435 pp.
- DePaolo, D. J. (1981). Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature* **291**, 193–196.
- DePaolo, D. J. & Wasserburg, G. J. (1976). Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophysical Research Letters* **3**, 249–252.

- Dingwell, D. B. (1988). The structures and properties of fluorine-rich magmas: a review of experimental studies. In: Taylor, R. P. & Strong, D. F. (eds) *Recent advances in the geology of granite-related mineral deposits. Canadian Institution of Mining and Metallurgy Special Volume 39*, 1-12.
- Dingwell, D. B., Hess, K. -U. & Romano, C. (1998). Extremely fluid behaviour of hydrous peralkaline rhyolites. *Earth and Planetary Science Letters* **158**, 31-38.
- Fenn, P. M. (1977). The nucleation and growth of alkali feldspars from hydrous melts. *Canadian Mineralogist* 135-161.
- Foster, M. D. (1960). Interpretation of the composition of lithium micas. *U. S. Geological Survey Professional Paper 354-E*, 115-146.
- Gibbs, A. K. & Barron, C. N. (1983). The Guiana Shield reviewed. *Episodes* 7-14.
- Glyuk, D. S. & Anfilogov, N. V. (1973). Phase equilibria in the system granite-H₂O-HF at a pressure of 1000 kg/cm². *Geochemistry International* **10**, 321-325.
- Govindaraju, K. (1984). Compilation of working values and sample description for 170 international reference samples of mainly silicate rocks and minerals. *Geostandards Newsletter* **8** (Special Issue), 87 pp.
- Haapala, I. (1997). Magmatic and postmagmatic processes in tin-mineralized granites: topaz-bearing leucogranite in the Eurajoki rapakivi granite stock, Finland. *Journal of Petrology* **38**, 1645-1659.
- Haapala, I. (1977). Petrography and geochemistry of the Eurajoki Stock, a rapakivi granite complex with greisen-type mineralization in southwestern Finland. *Geological Survey of Finland Bulletin* **286**, 128 pp.
- Helba, H., Trumbull, R. B., Morteani, G. & Khalil, S. O. (1997). Geochemical and petrographic studies of Ta mineralization in the Nuweibi albite granite complex, eastern Desert, Egypt. *Mineralium Deposita* **32**, 164-179.
- Horbe, M. A., Horbe, A. C., Costi, H. T. & Teixeira, J. T. (1991). Geochemical characteristics of cryolite-tin-bearing granites from the Pitinga Mine, northwestern Brazil: a review. *Journal of Geochemical Exploration* **40** 227-249.
- Irber, W. (1999). The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu, Sr/Eu, Y/Ho and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **63**, 489-508.
- Johannes, W. & Holtz, F. (1996). Petrogenesis and experimental petrology of granitic rocks. Berlin: Springer-Verlag, 335 pp.

- King, P. L., White, A. J. R., Chappell, B. W. & Allen, C. M. (1997). Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *Journal of Petrology* **38**, 371-391.
- Keppler, H. (1993). Influence of fluorine on the enrichment of high field strength trace elements in granitic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **114**, 479-488.
- Kortemeier, W. T. & Burt, D. M. (1988). Ongonite and topazite dikes in the Flying W ranch area, Tonto basin, Arizona. *American Mineralogist* **73**, 507-519.
- Kovalenko, V. I. & Kovalenko, N. I. (1984). Problems of the origin, ore-bearing and evolution of rare-metal granitoids. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* **35**, 51-62.
- Kovalenko, N. I. (1977). The reactions between granite and aqueous hydrofluoric acid in relation to the origin of fluorine-bearing granites. *Geochemistry International* **14**, 108-118.
- Kuehner, S.M. & Joswiak, D.J. (1996). Naturally occurring ferric iron sanidine from Leucite Hills lamproite. *American Mineralogist* **81**: 229-237.
- Lenharo, S. L. R. (1998). Evolução magmática e modelo metalogenético dos granitos mineralizados da região de Pitinga, Amazonas, Brasil. Doctorate Thesis, Escola Politécnica da Universidade de São Paulo, São Paulo, 290 pp.
- Linhout, K. & Lustenhouwer, W.J. (1993). Ferrian high sanidine in a lamproite from Cancarix, Spain. *Mineralogical Magazine* **57**, 289-299.
- London, D. (1992). The application of experimental petrology to the genesis and crystallization of granitic pegmatites. *Canadian Mineralogist* **30**, 499-540.
- London, D., Morgan VI, G. B. & Hervig, R. L. (1989). Vapor- undersaturated experiments with Macusani glass + H₂O at 200 MPa, and the internal differentiation of granitic pegmatites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **102**, 1-17.
- Macambira, M. J. B., Teixeira, J. T., Daoud, W. K. & Costi, H. T. (1987). Geochemistry, mineralization and age of tin-bearing granites from Pitinga, northwestern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* **17**, 562-570.
- Macdonald, R., Davies, G. R., Bliss, C. M., Leat, P. T., Bailey, D. K. & Smith, R. L. (1987). Geochemistry of high-silica peralkaline rhyolites, Naivasha, Kenia Rift Valley. *Journal of Petrology* **28**, 979-1008.
- Manning, D. A. C. (1981). The effect of fluorine on liquidus phase relationships in the system Qz-Ab- Or with excess water at 1 kb. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **76**, 206-215.
- Manning, D. A. C. & Pichavant, M. (1988). Volatiles and their bearing on the behaviour of metals in granitic systems. In: Taylor, R. P. & Strong, D. F. (eds) *Recent advances in the geology of granite-related mineral deposits. Canadian Institution of Mining and Metallurgy Special Volume* **39**, 13-24.

- Möller, P., Dulski, P., Szacki, W., Malow, G. & Riedel, E. (1988). Substitution of tin in cassiterite by tantalum, niobium, tungsten, iron and manganese. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **52**, 1497-1503.
- Monier, G. & Robert, J. -L. (1986). Muscovite solid solutions in the system K_2O - MgO - FeO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O : an experimental study at 2 Kbar P_{H_2O} and comparison with natural Li-free white micas. *Mineralogical Magazine* **50**, 257-66.
- Munoz, J. L., (1984). F-OH and Cl-OH exchange in micas with applications to hydrothermal ore deposits. In: Bailey, S. W. (ed) *Micas. Reviews in Mineralogy*, 13. *Mineralogical Society of America*, pp. 469- 491.
- Nardi, L. V. S. & Bonin, B. (1991). Post-orogenic and non-orogenic alkaline granite associations: the Saibro intrusive suite, southern Brazil-a case study. *Chemical Geology* **92**, 197-211.
- Nash, W. P. (1993). Fluorine iron biotite from the Honeycomb Hills rhyolite, Utah: The halogen record of decompression in a silicic magma. *American Mineralogist* **78**, 1031-1040.
- Neiva, A. M. R. (1996). Geochemistry of cassiterite and its inclusions and exsolution products from tin and tungsten deposits in Portugal. *Canadian Mineralogist* **34**, 745-768.
- Patchett, P. J. (1992). Isotopic studies of Proterozoic crustal growth and evolution. In: Condie, K. C. (ed) *Proterozoic Crustal Evolution, Developments in Precambrian Geology* 10. Amsterdam: Elsevier, pp. 481-508.
- Pichavant, M. & Manning, D. A. C. (1984). Petrogenesis of tourmaline granites and topaz granites: the contribution of experimental data. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* **35**, 31-50.
- Pichavant, M., Boher, M., Stenger, J. -F., Aissa, M. & Charoy, B. (1987). Relations de phase des granites de Beauvoir à 1 et 3 kbar, en conditions de saturation en H_2O . *Géologie de la France* **2**, 77-85.
- Pollard, P. (1995). A special issue devoted to the geology of rare metal deposits: An introduction and overview. *Economic Geology* **90**, 489-493.
- Rämö, O. T. & Haapala, I. (1995). One hundred years of rapakivi granite. *Mineralogy and Petrology* **52**, 129-185.
- Richard, P., Shimizu, N., & Allègre, C. J. (1976). $^{143}Nd/^{146}Nd$, a natural tracer: an application to oceanic basalts. *Earth and Planetary Science Letters* **31**, 269-278.
- Rieder, M., Cavazzini, G., D'Yakonov, Y., Frank-Kamenetskii, V. A., Gottardi, G., Guggenheim, S., Koval, P. V., Müller, G., Neiva, A. M. R., Radoslovich, E. W., Robert, J. -L., Sassi, F. P., Takeda, H., Weiss, Z. & Wones, D. R. (1998). Nomenclature of the micas. *Clays and Clay Minerals* **46**, 586-595.

- Sadowski, G. R. & Bettencourt, J. S. (1996). Mesoproterozoic tectonic correlations between eastern Laurentia and the western border of the Amazon Craton. *Precambrian Research* **76**, 213-227.
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Gaudette, H.E., Groves, D.I., McNaughton, N.J., & Fletcher, I. (2000). A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research* (in press).
- Schwartz, M. O. (1992). Geochemical criteria for distinguishing magmatic and metasomatic albite-enrichment in granitoids - examples from the Ta-Li granite Yichun (China) and the Sn-W deposit Tikus (Indonesia). *Mineralium Deposita* **27**, 101-108.
- Smith, J. V. & Brown, W. L. (1988). *Feldspar Minerals. 1 Crystal Structures, Physical, Chemical and Microtextural Properties*, 2nd edn. Berlin: Springer-Verlag, 828 pp.
- Sun, S. & Yu, J. (1999). Fe-Li micas: a new approach to the substitution series. *Mineralogical Magazine* **63**, 933-945.
- Swanson, S. E. (1992). The effect of F and Cl on the kinetics of albite crystallization: A model for granitic pegmatites? *Canadian Mineralogist* **30**, 549-559.
- Tassinari, C. C. G. & Macambira, M. J. B. (1999). Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes* **22**, 174-182.
- Taylor, R. P. (1992). Petrological and geochemical characteristics of the Pleasant Ridge zinnwaldite-topaz granite, southern New Brunswick, and comparisons with other topaz-bearing felsic rocks. *Canadian Mineralogist* **30**, 895-921.
- Teixeira, N. P. (1999). Contribuição ao estudo das rochas granitóides e mineralizações associadas da Suíte Intrusiva Velho Guilherme, província estanífera do sul do Pará. Doctorate Thesis, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo, Vol. 1, 508 pp.
- Tuttle, O. F. & Bowen, N. L. (1958). Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O . *Geological Society of America Memoir* **74**, 152 pp.
- Veiga Jr., J. P.; Nunes, A. C. B.; Fernandes, A. S.; Amaral, J. E.; Pessoa, M. R. & Cruz, S. A. (1979). Projeto Sulfetos de Uatumã; relatório final. Manaus. DNPM/CPRM, 7 vol.
- Webster, J. D. (1990). Partitioning of F between H_2O and CO_2 fluids and topaz rhyolite melt. Implications for mineralizing magmatic-hydrothermal fluids in F-rich granitic systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **104**, 424-438.
- Webster, J. D. & Rebbert, C. R. (1998). Experimental investigation of H_2O and Cl^- solubilities in F-enriched silicate liquids; implications for volatile saturation of topaz rhyolite magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **132**, 198-207.
- Weidner, J. R. & Martin, R. F. (1987). Phase equilibria of a fluorine-rich leucogranite from the St. Austell pluton, Cornwall. *Geochimica et Cosmochimica* **51**, 1591-1597.

- Whalen, J. B., Currie, K. L. & Chappell, B. W. (1987). A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **95**, 407-419.
- Wones, D. R. & Eugster, H. P. (1965). Stability of biotite: experiment, theory and application. *American Mineralogist* **50**, 1228-1272.
- Wyllie, P. J. & Tuttle, O. F. (1961). Experimental investigation of silicate systems containing two volatile components. Part II. The effects of NH_3 and HF, in addition to H_2O on the melting temperatures of albite and granite. *American Journal of Sciences* **259**, 128-143.
- Xiong, X. L., Zhao, Z. H., Zhu, J. C. & Rao, B. (1999). Phase relations in albite granite- H_2O -HF system and their petrogenetic applications. *Geochemical Journal* **33**, 199-214.
- Yin, L., Pollard, P. J., Shouxi, H. & Taylor, R. G. (1995). Geologic and geochemical characteristics of the Yichun Ta-Nb-Li deposit, Jiangxi Province, South China. *Economic Geology* **90**, 577-585.

FIGURE CAPTIONS

Figure 1 - Geological map of the Pitinga Province, showing the distribution of the A-type granite plutons. a - Europa Granite, b - Água Boa Granite, c - Madeira Granite, d - Bom Futuro Granite, e - Simão Granite. (Modified from Costi *et al.*, 2000a, Veiga Jr. *et al.*, 1979, and unpublished data from the Paranapanema Group)

Figure 2 - a) Geological map of the Madeira and Água Boa Granites; b) Geological map of the albite granite and porphyritic hypersolvus granite (modified from Costi *et al.*, 2000a).

Figure 3 - Schematic profiles along the central part of the albite granite, showing the contacts with the early facies and the position of the cryolite-rich zone at the core of the albite granite. Vertical scale = horizontal scale (modified from Costi *et al.*, 2000a).

Figure 4 - Modal proportions in samples of the albite granite. Symbols: + - albite granite, core facies; X - fluidal albite granite, core facies; ■ - albite granite, border facies. Also plotted, for reference, the F-free minimum of Tuttle & Bowen, 1958 (filled circle) and the minima for 1%, 2% e 4% of Manning (1981 — open circles).

Figure 5 - a) crystallization order inferred for the albite granite; mineral symbols: Qtz - quartz, Ab - albite, Kfs - K-feldspar, FeLi Mica - tetra-ferri-mica, Pll - polyolithionite, Cst - cassiterite, Mag - magnetite, Zrn - zircon, CrI - cryolite, Rbk - riebeckite; b) suggested crystallization path for the albite granite. Symbols: open square - minimum of Tuttle & Bowen, 1958; X - suggested initial composition of the albite granite liquidus.

Figure 6 - Or-Ab vs. Fe_2O_3 and Ab-An vs. Fe_2O_3 diagram (modified from fig. 14.4 of Smith & Brown, 1988) for the K-feldspar and albite from the albite granite (fields indicated by arrows). Dotted fields showing the feldspars compositions compiled by Smith & Brown (1988); field A - K-feldspars in porphyritic granite; field B - K-feldspars in carbonatites; field C - K-feldspars in leucite-bearing lavas; field D - K-feldspars in lamprophyre; field E - K-feldspars in lamproites (see references in Smith & Brown, 1988, PP 313); sanidines studied by Carmichael, 1967; K&J - field of sanidines studied by Kheuer & Joswiak (1996); filled dots: ferriferous K-feldspars in Deer *et al.*, 1963; CAbG - albite granite core facies; BAbG - albite granite border facies.

Figure 7 - a) Rb vs. K/Rb diagram for K feldspars of the albite granite and the range displayed by K-feldspars from the Tanco, Red Cross Lake and Volta Grande pegmatites. Symbols: + - K-feldspars of the CAbG; X - K-feldspars of the BAbG ; b) Rb vs. K/Rb diagram for the polyolithionites (filled symbols) and tetra-ferri mica (open symbols) from the CAbG. Symbols: ● - polyolithionite from the fluidal CAbG; □ ■ - tetra-ferri mica and polyolithionite from the topographic level 160; + - tetra-ferri mica and polyolithionite from the topographic level 140; △ ▲ - tetra-ferri mica and polyolithionite from the topographic level 120; ▷ ◁ ◆ - tetra-ferri mica and polyolithionite from the pegmatitic massive layers in the center of the CAbG (topographic level 30); c) Fe^{2+} vs. Zn diagram for the polyolithionites, tetra-ferri mica and riebeckites from the CAbG; symbols relating samples to the topographic level as in the Fig. 7b.

Figure 8 - Li - Al - R^{2+} diagram (modified from Monier & Robert, 1986) for the tetra-ferri micas and polyolithionites from the CAbG. Pole "siderophyllite 4" from Sun & Yu *et al.* (1999).

Figure 9 - F vs. X_F diagram for the tetra-ferri mica from the CAbG. Symbols relating samples to the topographic level as in the Fig. 7b.

Figure 10 - Diagram $\text{KFe}_3^{3+}\text{AlSi}_3\text{O}_{12} (\text{H}_2\text{O}) - \text{KFe}_3^{2+}\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2 - \text{KMg}_3^{2+}\text{AlSi}_3\text{O}_{10} (\text{OH})_2$ (Wones & Eugster, 1965) showing the plot of the average composition of the tetra-ferri mica of the CAbG.

Figure 11 - Geochemical plots for the samples of Madeira and Europa plutons. For symbols see 11h. The shaded diamond in 11h represents the average A-type granites of Whalen *et al.* (1987)

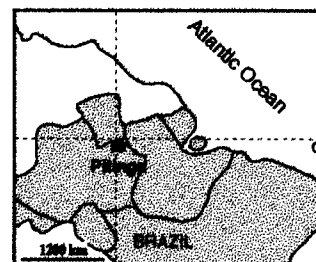
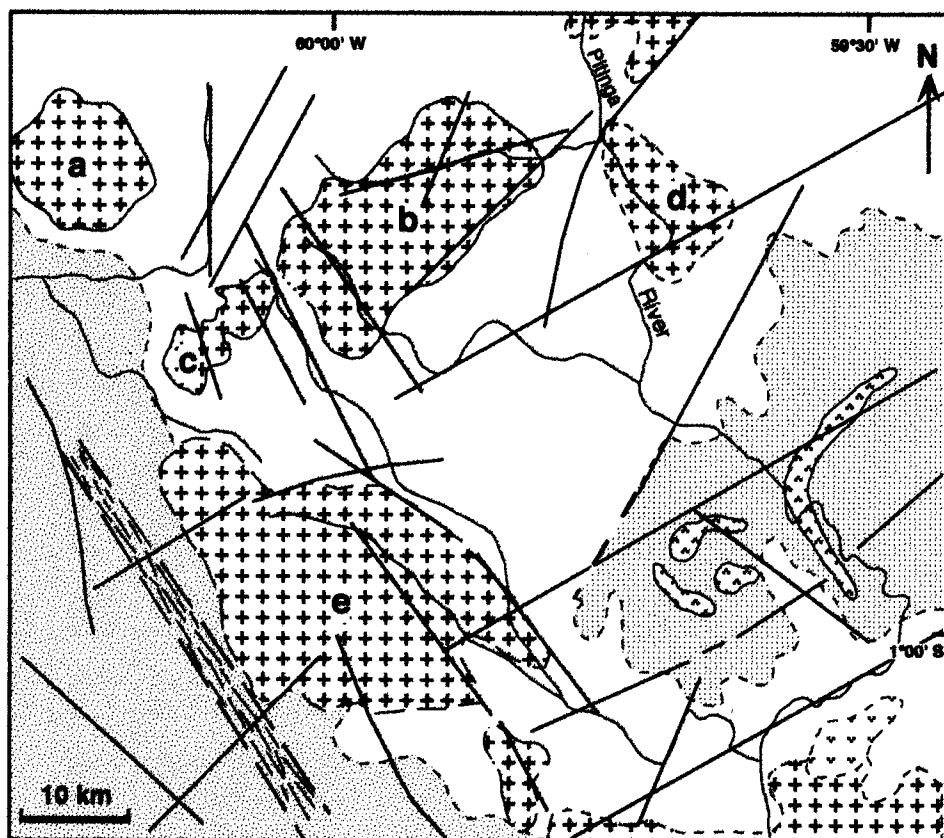
Figure 12 - REE plots for the samples of the Madeira and Europa plutons: a) ABSG; b) BAFG; c) HPAFG; d) Europa Granite; e) CAbG; f) BAbG.

Figure 13 - diagram showing the concentrations of selected trace elements in the granites from the Madeira and Europa plutons (same order as in the Fig. 12), normalized to those of the geochemical reference sample RGM-1 (Govindaraju, 1984). Also plotted the field (shaded) of the topaz rhyolites from the western United States (Christiansen *et al.*, 1986, fig. 41a) and the composition of a comendite (half-filled square; Macdonald *et al.*, 1987, table 4, sample 565). The samples of the peralkaline Europa Granite, excepting for the lower contents of F and Cl and

higher of Ba and Sr, fits well the concentrations of the comendite. The samples of the peralkaline CAbG, by the other side, are distinct from the comendite by showing negative anomalies of Y and Zr, and positive anomalies of Th and U. The BAbG shows a similar behaviour.

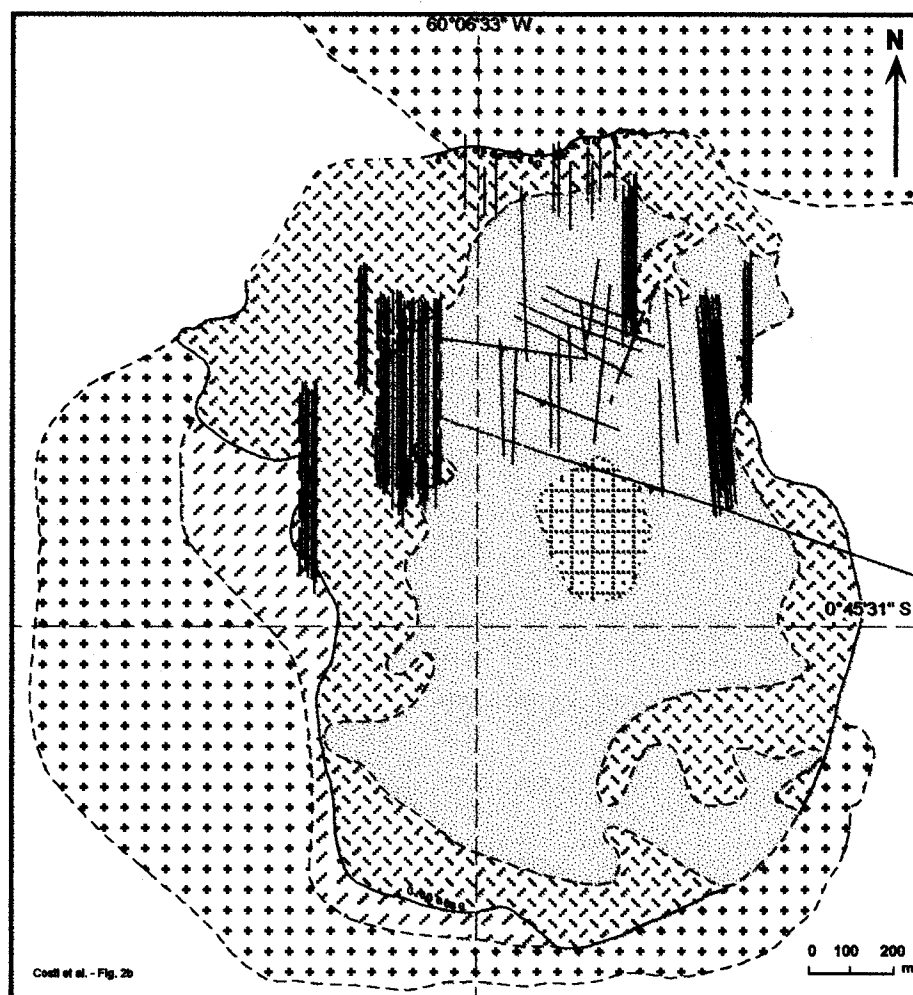
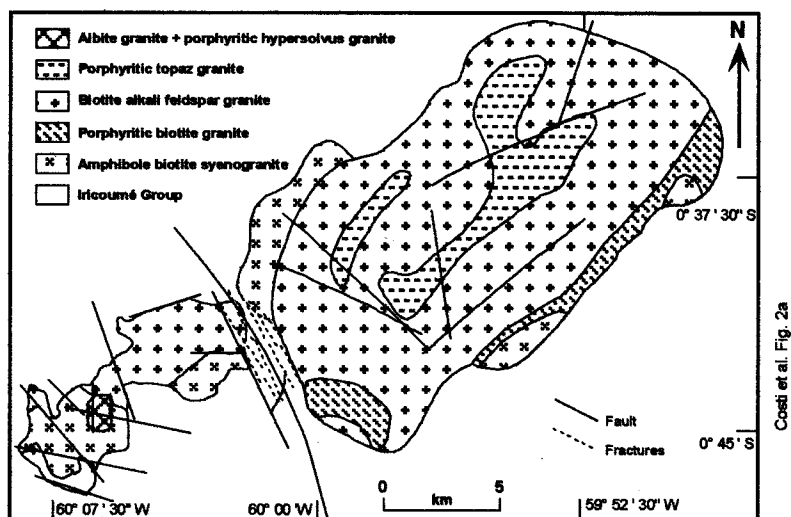
Fig. 14. Sm-Nd isochron diagram showing the composition of the samples analyzed from the Madeira and Europa granites. Sample symbols as 2σ error ellipses.

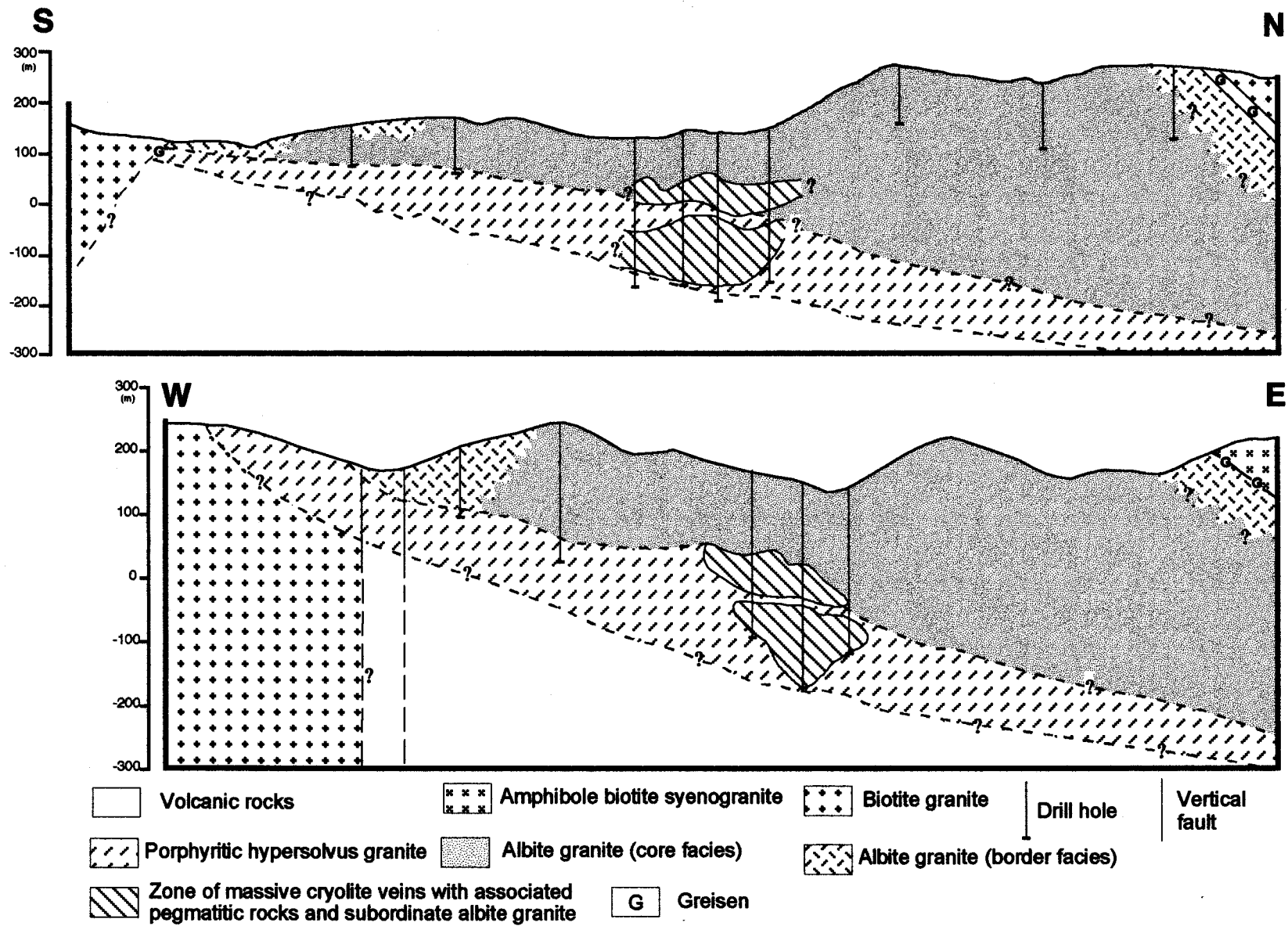
Fig. 15. ϵ Nd vs. age diagram showing initial Nd isotopic composition of the Madeira and Europa granites and their country rocks. CHUR is undifferentiated Earth (DePaolo & Wasserburg, 1976) and DM depleted mantle (DePaolo, 1981).



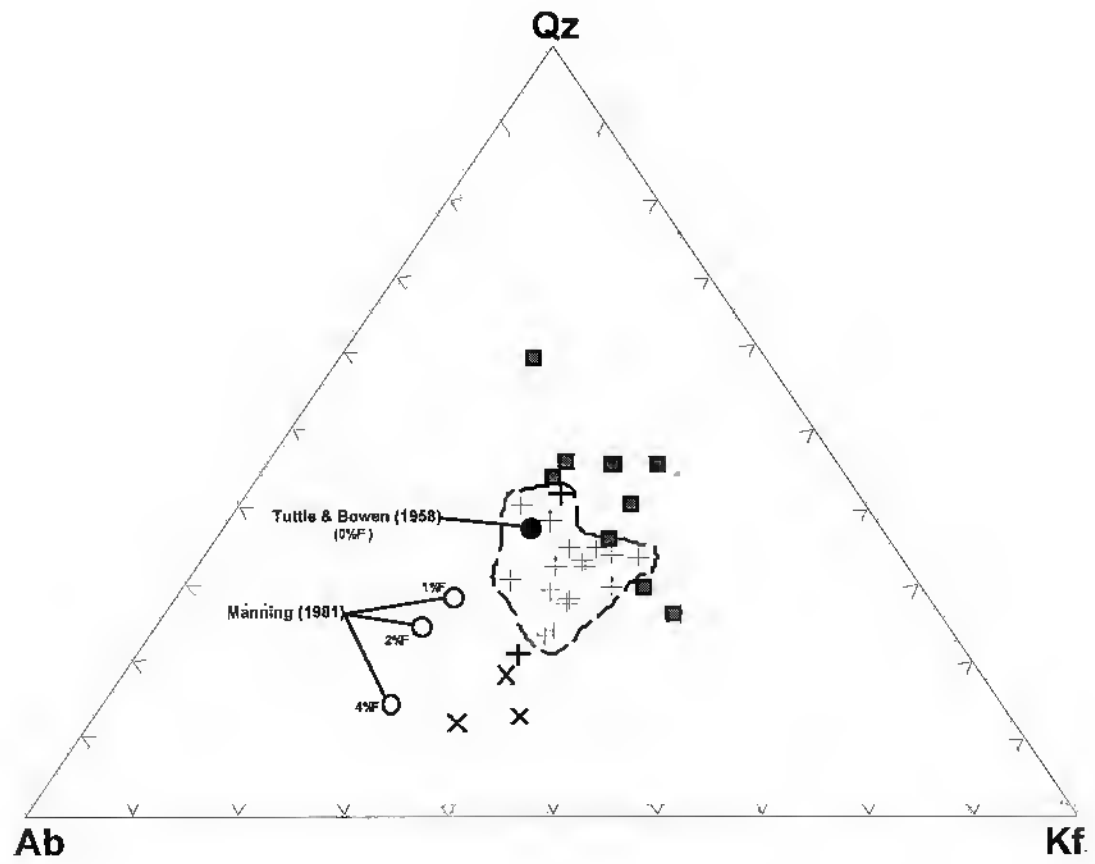
-  Seringa Formation (alkaline basalts and diabases)
-  Quarenta Ilhas Formation (tholeiitic basalts and diabases)
-  Urupi Formation (quartz arenites and pyroclastic rocks)
-  Anorogenic granites (syenogranites and alkali feldspar granites)
-  Iricoumé Group (rhyolites, rhyodacites, dacites, tuffs and ignimbrites)
-  Água Branca Suite (calc-alkaline monzogranites and granodiorites)

Costi et al. - Fig. 1



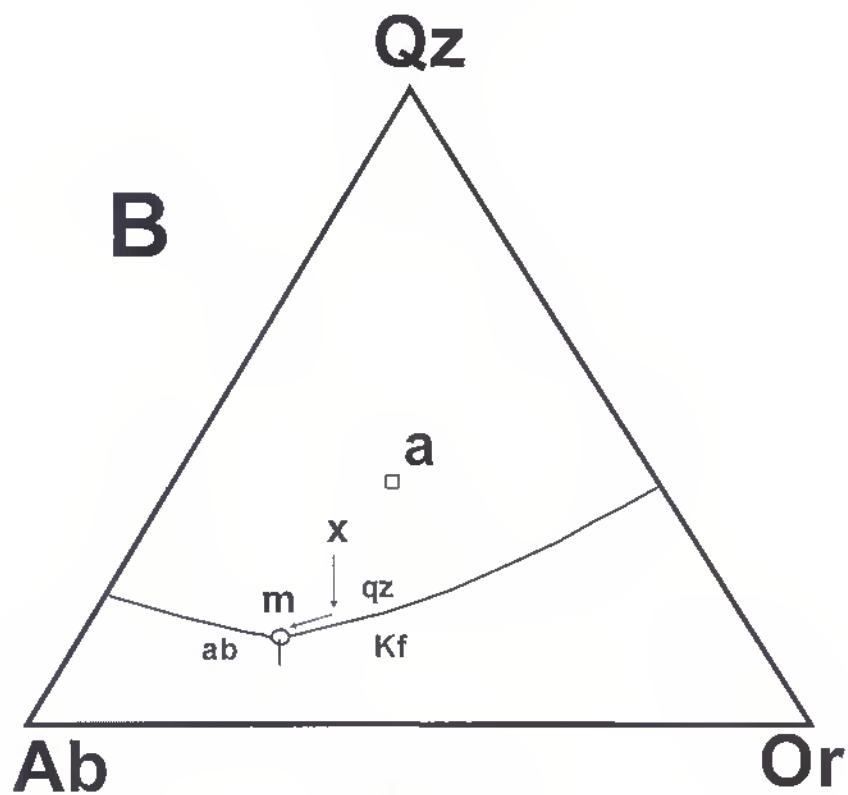
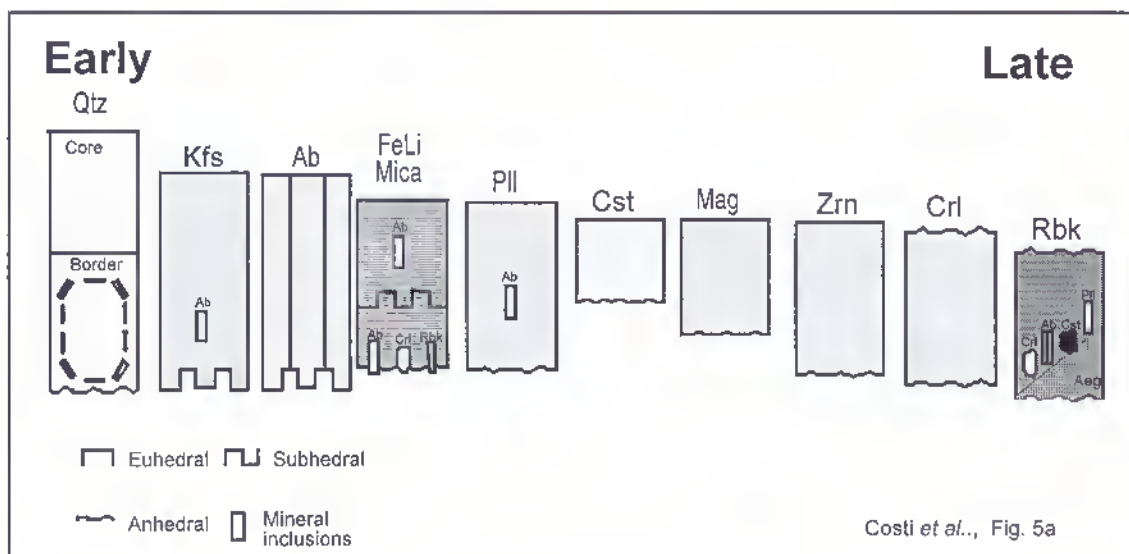


Costi *et al.* - Fig. 3

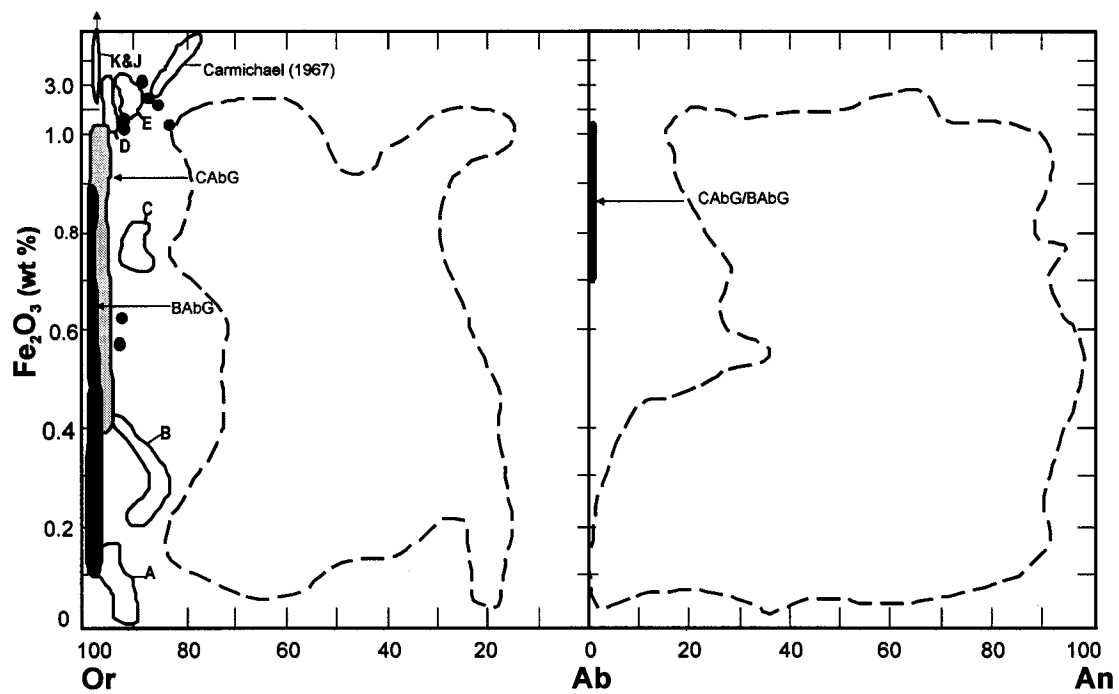


Costi et al., fig. 4

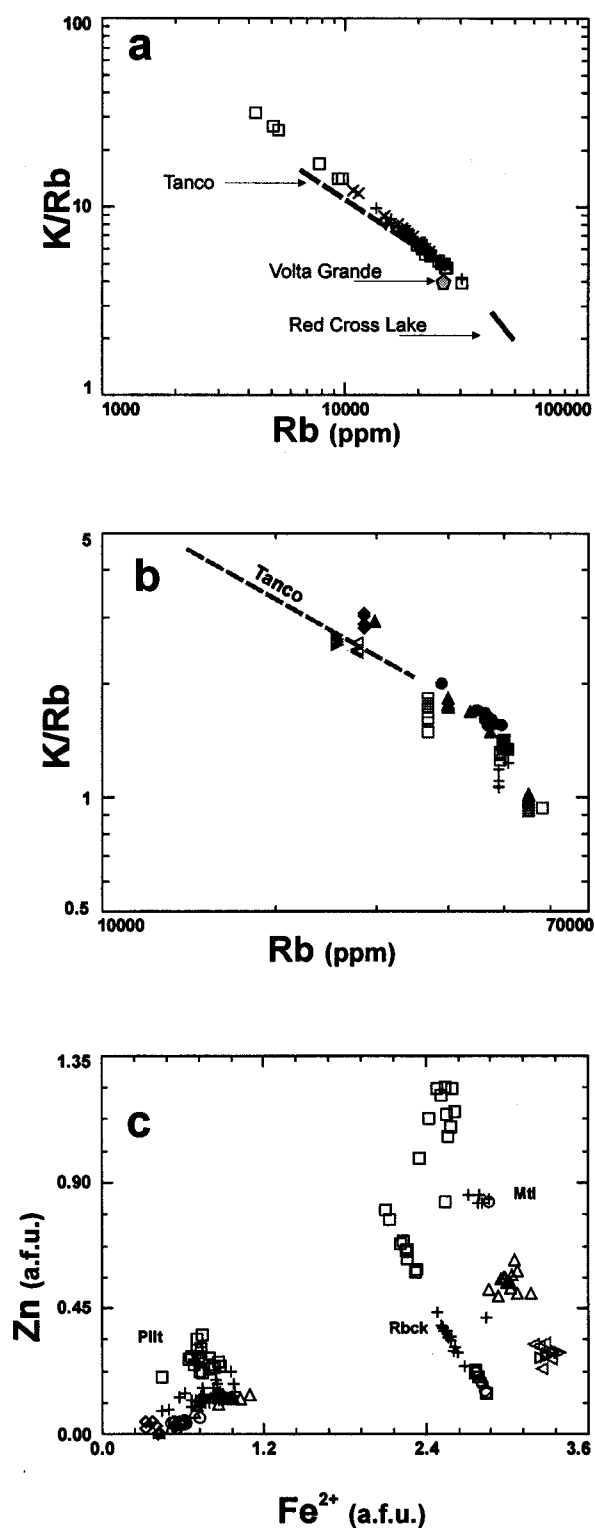
A



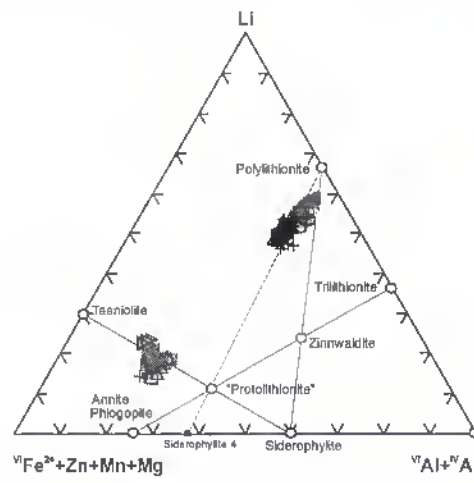
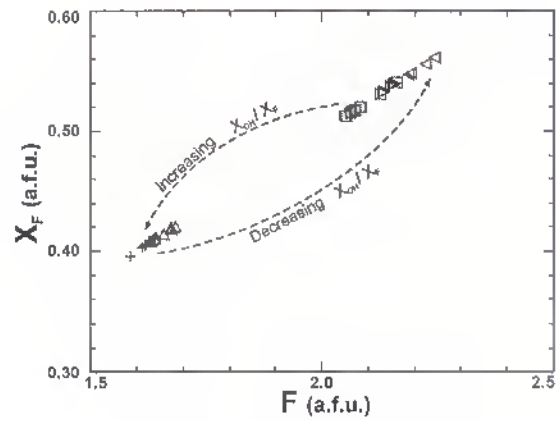
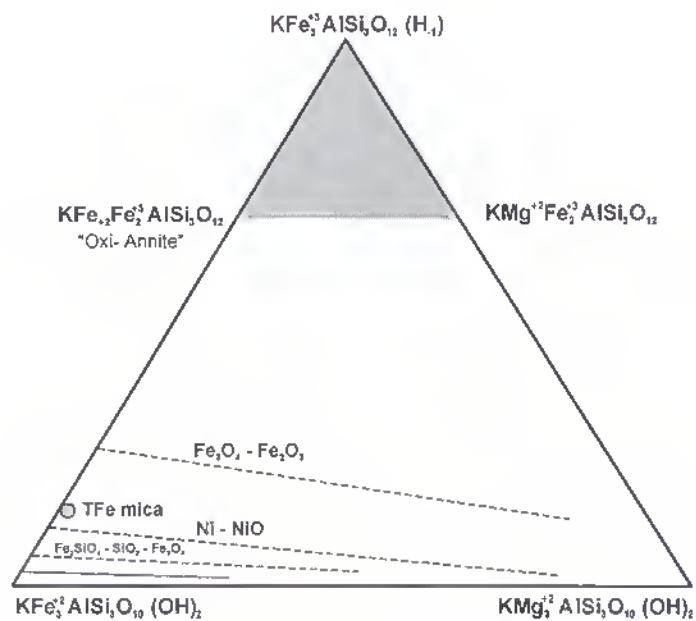
Costi et al., Fig. 5b

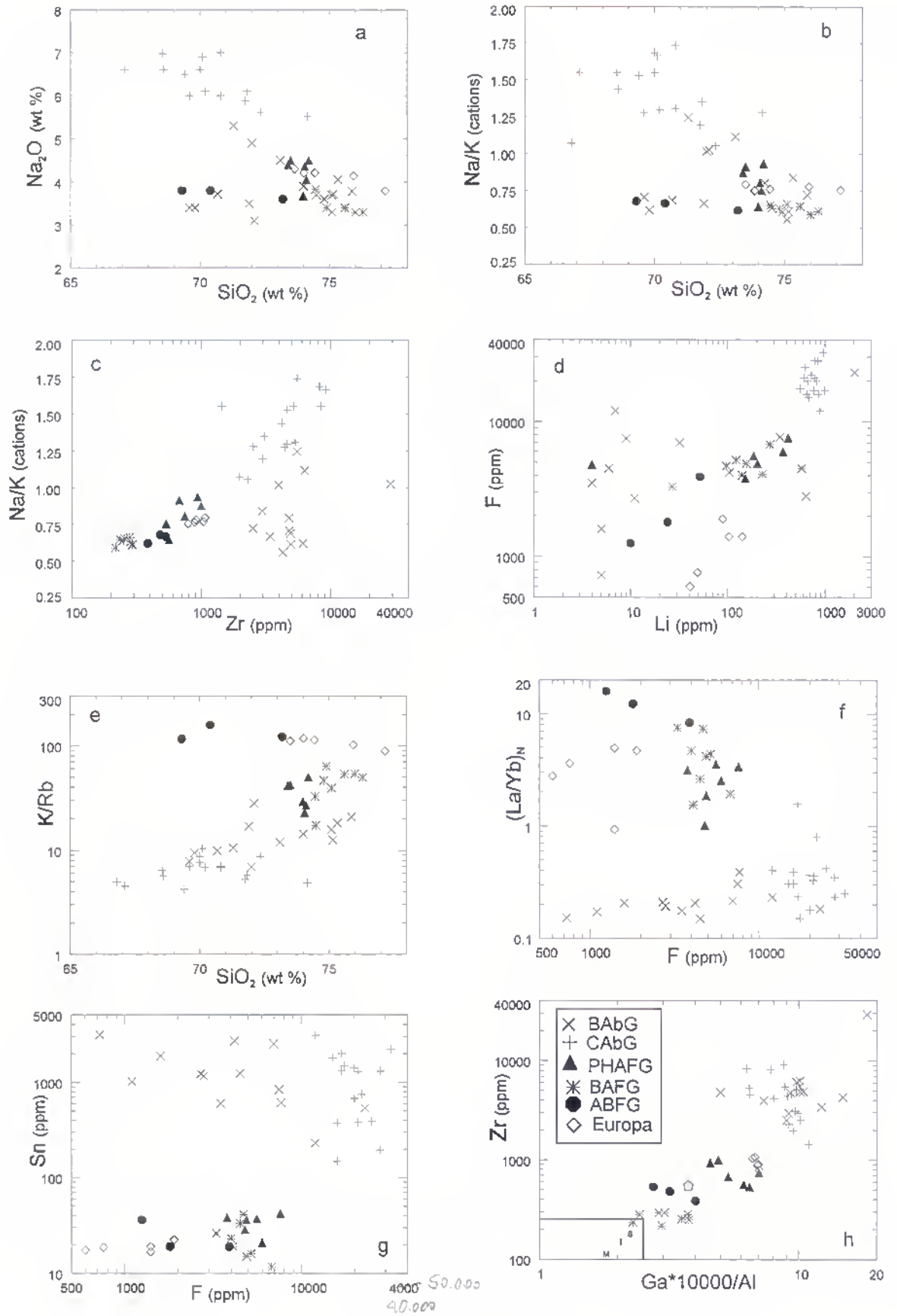


Costi et al., Fig. 6

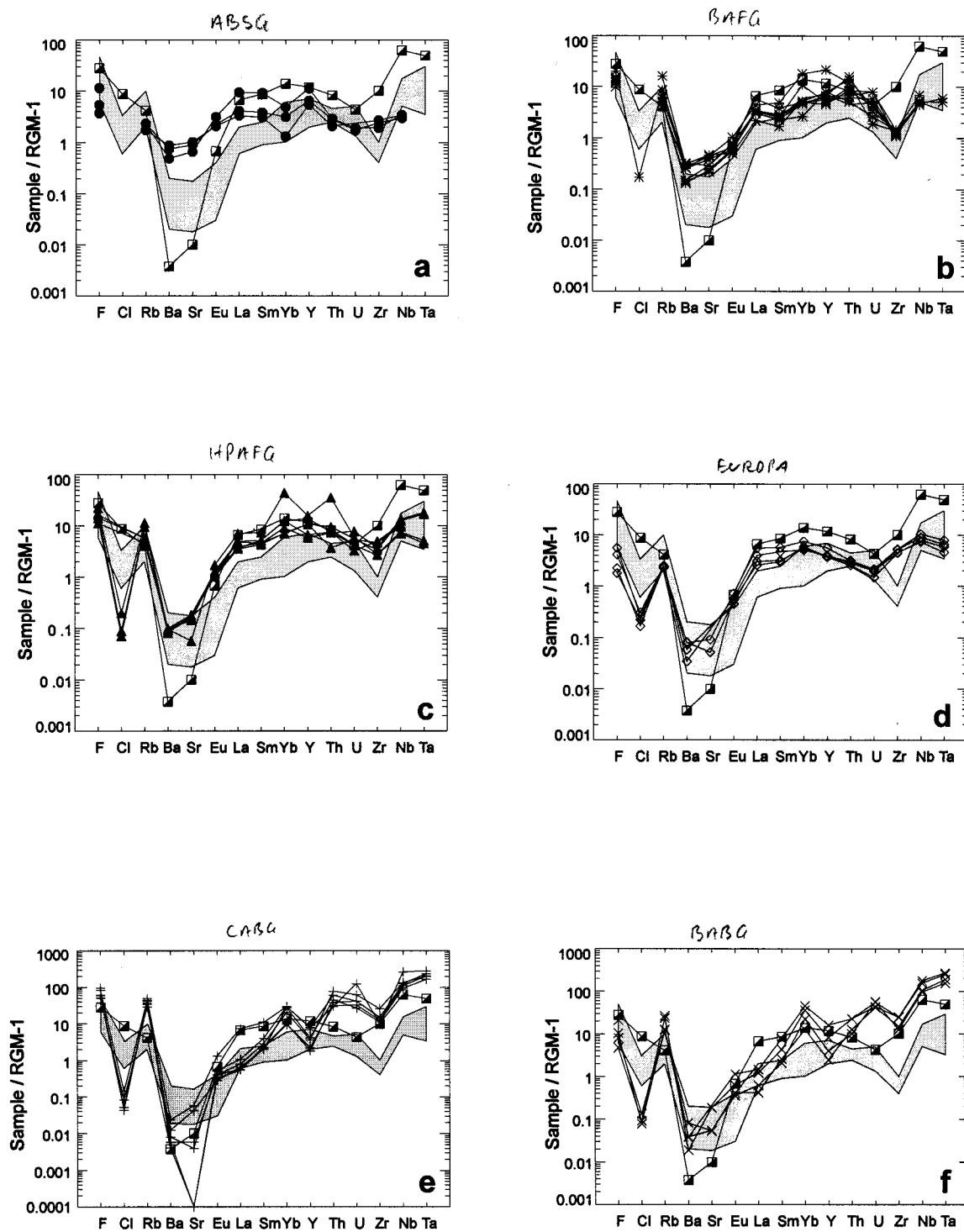


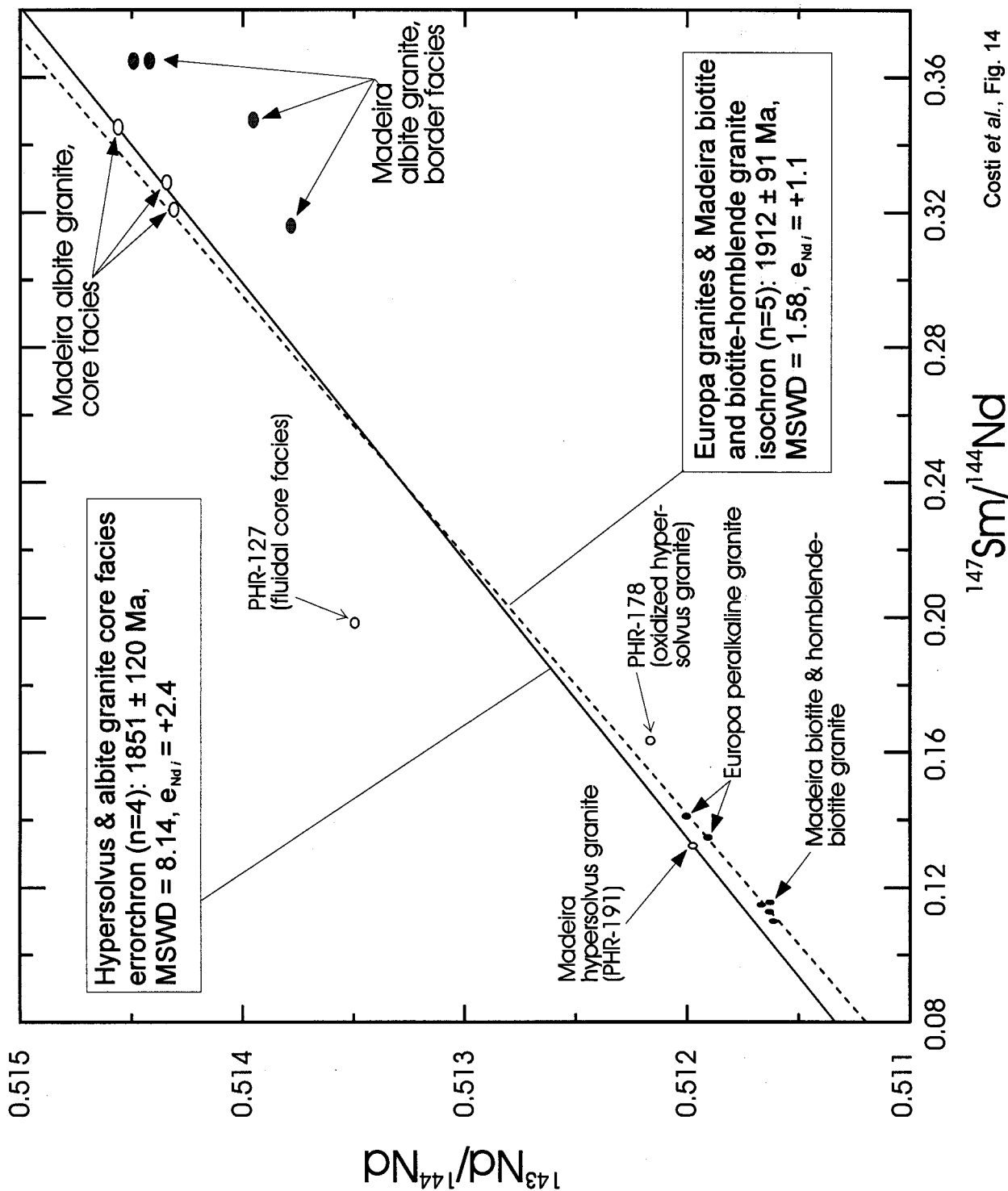
Costi et al., Fig. 7

Costi *et al.*, Fig. 8Costi *et al.*, Fig. 9Costi *et al.*, Fig. 10



Costi et al., Fig. 11

Costi *et al.*, Fig. 13



Costi et al., Fig. 14

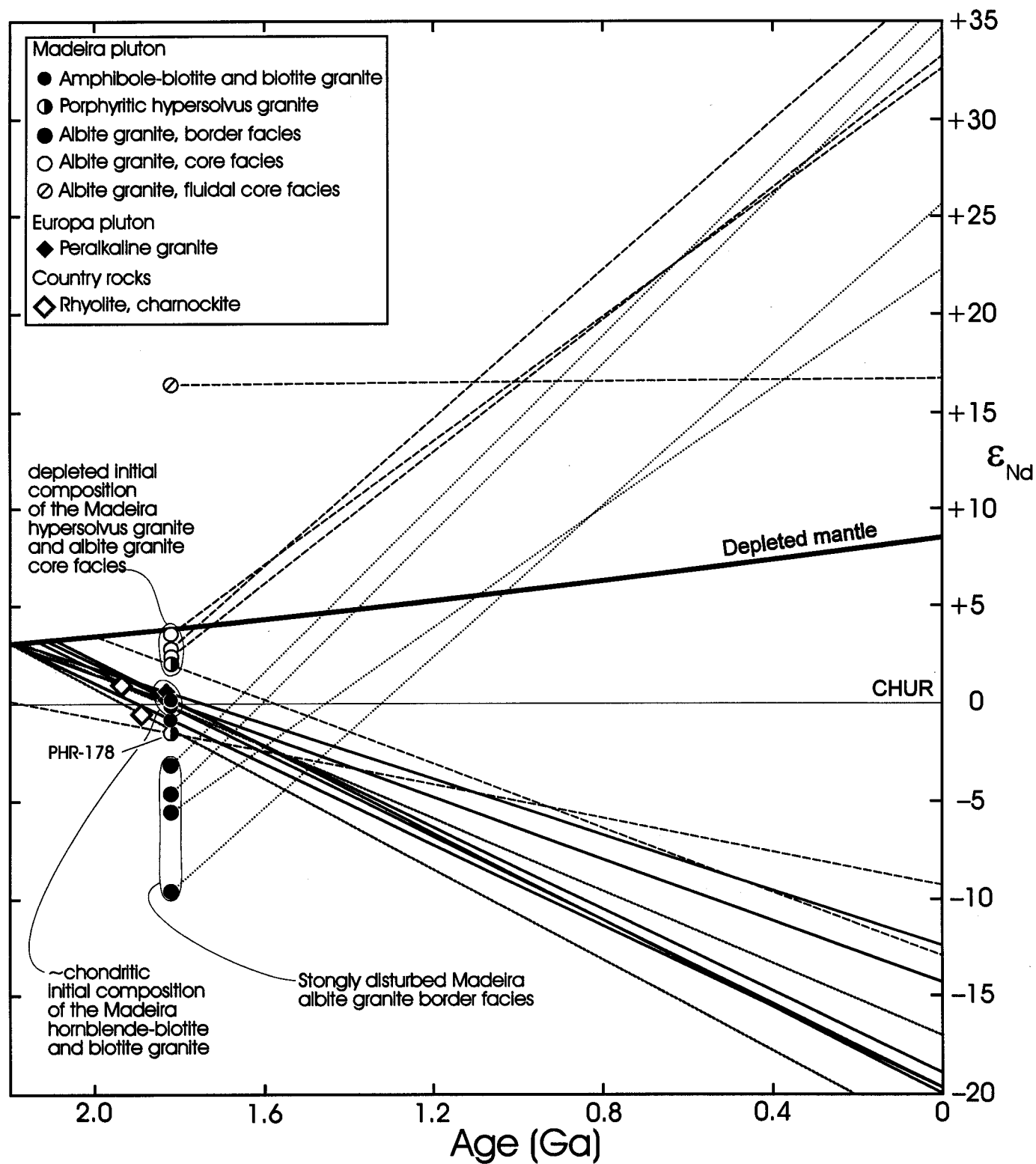


Table 1: modal composition of the albite granite facies

ALBITE GRANITE - CORE FACIES																
Sample	Ab	Kfs	Qtz	LiFe-M	Pll	Chl	Phg	CrI	Fl	Zrn	Prc	Opq	Tho	Rbk	Cst	Obs
82a	25.99	36.47	26.88	-	1.84	-	-	5.63	-	0.89	0.37	0.34	-	1.53	0.06	
83	23.78	24.64	35.21	0.21	6.26	-	-	6.92	-	1.42	0.43	0.79	-	0.23	0.13	
120a	22.91	28.48	25.46	1.17	2.71	-	-	9.48	-	2.14	0.57	0.14	-	6.74	0.17	
127.1	46.20	30.25	10.70	5.99	1.76	-	-	2.24	-	0.57	0.79	0.23	0.11	0.28	0.20	1
127.2	38.95	31.56	15.95	4.41	2.07	-	-	3.44	-	0.68	0.74	0.26	-	1.34	0.11	
130	32.43	32.23	20.31	0.64	3.08	-	-	6.65	-	0.56	0.76	0.25	0.22	1.74	-	2
135	28.02	31.60	31.94	0.51	1.70	-	-	3.75	-	0.51	0.31	0.28	0.06	0.74	0.03	3
136	43.37	37.63	11.97	2.37	1.63	-	-	1.91	-	0.28	0.57	0.14	0.06	0	0.06	
137	31.14	24.80	25.00	3.40	2.97	-	-	7.08	-	2.60	0.37	0.20	-	2.43	-	
138	26.84	21.88	33.17	4.48	2.85	-	-	6.76	-	1.80	0.23	0.03	-	1.80	Tr	4
142	27.26	32.50	29.74	0.05	1.97	-	-	5.40	-	0.32	0.78	0.16	-	1.80	-	
142a	31.83	31.42	26.12	1.50	2.16	-	-	4.47	-	0.44	0.28	0.36	0.22	0.83	0.11	5
143	28.25	28.06	35.07	0.56	1.60	-	-	5.41	-	0.28	0.22	0.17	-	0.36	-	
158	29.59	32.30	23.74	-	1.41	-	-	7.34	-	2.11	0.50	1.81	0.30	0.70	0.20	
159	31.53	34.14	25.90	0.20	1.30	-	-	4.40	-	1.10	0.40	0.50	-	0.50	-	
160	20.20	34.24	27.56	0.57	4.65	-	-	4.28	-	1.23	1.14	0.11	-	5.53	0.34	6
161	29.35	28.90	18.10	0.17	2.39	-	-	14.79	-	1.68	0.68	2.59	-	0.97	-	7
162	24.86	34.63	31.43	2.06	1.83	-	-	3.43	-	0.31	0.51	0.26	-	0.60	0.08	
163	30.50	31.37	30.04	1.06	0.81	-	-	3.43	-	0.51	0.16	0.73	-	0.97	0.05	8
165	24.16	31.96	30.28	2.44	1.00	-	-	7.84	-	1.52	0.60	0.20	-	-	-	
Average	29.86	30.95	25.73	1.77	2.30	-	-	5.73	-	1.05	0.52	0.48	0.16	1.53	0.13	
ALBITE GRANITE - BORDER FACIES																
93a	18.66	28.90	40.39	-	-	6.65	-	-	2.11	2.20	-	0.61	0.17	-	0.19	9
134	40.72	34.28	19.87	-	-	0.46	1.70	-	-	0.81	-	1.59	0.05	-	0.35	10
139	23.97	34.26	32.25	-	-	4.55	-	-	1.51	3.25	-	0.21	0	-	-	
139a	26.56	25.86	40.64	-	-	1.90	-	-	2.42	2.23	-	0.08	0.05	-	0.24	
140	24.63	27.20	44.46	-	-	0.06	0.11	-	0.26	2.46	-	0.80	0	-	0.03	
141	15.97	13.60	43.90	-	tr	-	15.59	-	9.82	0.30	-	0.65	0	-	-	11
146	21.67	36.52	24.97	-	tr	-	2.68	-	3.57	3.76	-	6.56	0.04	-	0.04	12
147	15.91	34.94	43.03	-	-	-	0.87	-	0.61	1.18	-	2.58	0	-	0.08	13
150	24.78	47.66	25.90	-	-	0.60	0.07	-	0.23	0.23	-	0.54	0	-	-	
151	21.12	36.06	38.97	-	-	1.62	-	-	0.13	0.84	-	0.65	0	-	0.39	14
Average	23.40	31.93	35.44	-	-	2.26	3.50	-	2.30	1.73	-	1.43	0.08	-	0.19	

Mineral symbols after Kretz (1983), except LiFeM (tetraferri-lithium mica), Pll (polyolithionite), Phg (phengitic mica), CrI (cryolite), Prc (pyrochlore), Opq (opaques), Tho (thorite). 1 sphalerite - 0.25%, carbonate - 0.42%; 2. iron hydroxides - 0.84%; 3. adularia - 0.26%, iron hydroxides - 0.23%; aegirine - 0.03%; carbonate - 0.03% 4. unidentified mineral (alteration of cryolite) - 0.17%; 5. aegirine - 0.25%; 6. aegirine - 0.14% 7. unidentified mineral - 0.26% 8. Chlorite - 0.35%; 9. sphalerite: 0.11%; 10. pyrochlore included in quartz: 0.16%; 11. cryolite included in quartz: 0.15%; 12. hematite: 0.19%; 13. sphalerite: 0.04%; 14. sphalerite: 0.19%

Table 2 - Representative compositions of albite and K-feldspar in the albite granite

Rock	Albite					K-feldspar				
	ABGc	ABGc	ABGc	ABGb	ABGb	ABGc	ABGc	ABGc	ABGb	ABGb
SiO ₂	68.6266	68.6278	68.8056	68.6670	68.6502	64.2481	64.1296	64.5992	63.5360	63.8349
Al ₂ O ₃	18.4756	18.3637	18.5427	18.3719	18.4099	17.3455	17.2637	17.5602	17.4279	17.7696
CaO	0.0095	0.0000	0.0000	0.0000	0.0206	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
MnO	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0280	0.0000	0.0000	0.0231	0.0152
FeO*	1.1005	1.0330	0.9508	0.9881	1.1184	0.7235	0.5936	0.3947	0.6983	0.3616
SrO	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
BaO	0.0569	0.0550	0.0000	0.0000	0.2342	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Na ₂ O	11.5525	11.5702	11.5112	11.4581	11.5443	0.2425	0.2003	0.1473	0.1346	0.1782
K ₂ O	0.0645	0.0551	0.0423	0.0520	0.0362	15.8223	15.2582	15.3275	15.6412	15.9117
Rb ₂ O	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	1.4708	2.3170	2.3524	1.8650	1.8071
Total	99.8861	99.7048	99.8526	99.5371	100.0138	99.8807	99.7624	100.3813	99.3261	99.8783
Number of ions on the basis of 32 (O)										
Si	12.0286	12.0473	12.0466	12.0605	12.0321	12.0306	12.0576	12.0596	11.9961	11.9840
Al	3.8166	3.7993	3.8263	3.8030	3.8029	3.8280	3.8256	3.8636	3.8781	3.9317
Fe	0.1613	0.1516	0.1392	0.1451	0.1639	0.1133	0.0933	0.0616	0.1103	0.0568
Ca	0.0018	0.0000	0.0000	0.0000	0.0039	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Na	3.9260	3.9380	3.9076	3.9019	3.9230	0.0880	0.0730	0.0533	0.0493	0.0649
K	0.0144	0.0123	0.0094	0.0117	0.0081	3.7797	3.6599	3.6504	3.7675	3.8109
Mn	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0044	0.0000	0.0000	0.0037	0.0024
Rb	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.1770	0.2800	0.2823	0.2264	0.2181
Ba	0.0039	0.0038	0.0000	0.0000	0.0161	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Total	19.9526	19.9524	19.9292	19.9222	19.9500	20.0212	19.9895	19.9708	20.0313	20.0687
Ab	99.5889	99.6876	99.7588	99.7023	99.6960	2.2763	1.9561	1.4395	1.2910	1.6736
An	0.0453	0.0000	0.0000	0.0000	0.0983	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Or	0.3659	0.3124	0.2412	0.2977	0.2057	97.7237	98.0439	98.5605	98.7090	98.3264
NaAlSi ₃ O ₈	0.9528	0.9490	0.9576	0.9516	0.9511	0.0220	0.0183	0.0133	0.0123	0.0162
KAlSi ₃ O ₈	0.0036	0.0031	0.0024	0.0029	0.0020	0.8898	0.8686	0.8833	0.8992	0.9091
RbAlSi ₃ O ₈	*	*	*	*	*	0.0442	0.0700	0.0707	0.0565	0.0543
NaFeSi ₃ O ₈	0.0310	0.0380	0.0228	0.0277	0.0411	*	*	*	*	*
KFeSi ₃ O ₈	*	*	*	*	*	0.0283	0.0233	0.0306	0.0275	0.0141
Si (exc.)	0.0104	0.0097	0.0148	0.0161	0.0066	0.0103	0.0150	0.0051	0.0015	0.0009
K (exc.)						0.0052	0.0047	*		0.0052
Na (exc.)	*	*	*	*	*	*	*	*	0.0027	*
Fe ³⁺ (exc.)	0.0019	*	0.0024	0.0017	*	*	*	*	*	0.0012
Al (exc.)	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Total	0.9997	0.9998	1.0000	1.0000	1.0008	0.9998	1.0000	0.9997	0.9998	0.9999

Table 3 - Representative compositions of micas in the core facies of the albite granite

Sample	TFeLiM				Polyolithionite				
SiO ₂	40.0196	38.2193	38.9980	40.7300	55.8381	53.5920	53.4774	53.6054	56.3250
TiO ₂	0.5634	0.5850	0.5230	0.3800	0.0090	0.1129	0.0651	0.0916	0.1030
SnO ₂	0.1237	0.1326	0.0810	nd	0.0185	0.0180	0.0000	0.0576	nd
Al ₂ O ₃	6.7196	6.4720	7.0730	5.6700	13.3702	12.4093	13.0233	12.4613	13.4580
Cr ₂ O ₃	0.0000	0.0038	0.0090	nd	0.0000	0.0000	0.0289	0.0000	0.0000
MgO	0.0000	0.0094	0.0000	0.0100	0.0000	0.0157	0.0000	0.0000	0.0000
CaO	0.0000	0.0000	0.0120	nd	0.0000	0.0220	0.0000	0.0000	0.0000
MnO	1.7791	1.6835	1.0510	0.9400	0.0000	0.3035	0.2936	0.2159	0.1730
FeO	18.8381	18.9209	21.8160	24.9450	4.6142	5.3926	5.9940	8.0951	3.6540
Fe ₂ O ₃	6.9783	7.0089	8.0810	9.2400	nd	nd	nd	nd	nd
ZnO	8.8716	6.7492	4.4410	2.4800	0.4283	2.5492	1.1032	1.2317	0.0800
PbO	0.0000	0.7603	0.0000	nd	0.6348	1.3608	1.0166	0.0000	0.0250
Na ₂ O	0.0000	0.0000	0.0000	0.0700	0.0457	0.0114	0.0618	0.0000	0.0000
K ₂ O	7.6584	6.2663	6.5560	8.0900	8.9782	8.2124	8.4109	8.4557	10.5450
Rb ₂ O	4.0254	5.3632	6.0200	2.8050	5.1759	5.4799	5.5706	5.1712	3.1236
Cs ₂ O	0.3417	0.6561	0.8100	0.0360	0.1472	0.2532	0.2949	0.3073	0.0046
F	4.0053	2.9730	3.1300	4.2310	8.8902	7.2618	6.6972	6.9762	7.9586
Li ₂ O	1.9336	1.4169	1.6400	2.1380	6.4735	5.8289	5.7960	5.8327	6.6133
BeO	0.0253	0.0115	0.0030	0.0060	0.0000	0.1459	0.1397	0.1827	0.0275
O=F	1.6866	1.2519	1.3180	1.7820	3.7437	3.0579	2.8202	2.9377	3.3514
TOTAL	100.1965	95.9801	98.9270	99.9890	100.8802	99.9116	99.1530	99.7468	98.7392
Number of ions on the basis of 22 (O) [calculated OH = 4-F]									
Si	6.5336	6.5704	6.4750	6.5670	7.6696	7.5819	7.5548	7.5320	7.6985
Be	0.0099	0.0047	0.0010	0.0020	0.0000	0.0496	0.0474	0.0617	0.0090
Fe ³⁺	0.1635	0.1135	0.1400	0.3530	-	-	-	-	-
^{IV} Al	1.2929	1.3113	1.3840	1.0780	0.3304	0.3685	0.3978	0.4064	0.2925
T site	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000
^{VI} Al	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	1.8340	1.7006	1.7706	1.6572	1.8754
Ti	0.0692	0.0756	0.0650	0.0460	0.0009	0.0120	0.0069	0.0097	0.0106
Sn	0.0081	0.0091	0.0050	-	0.0010	0.0010	0.0000	0.0032	0.0000
Cr	0.0000	0.0005	0.0010	-	0.0000	0.0000	0.0032	0.0000	0.0000
Mg	0.0000	0.0024	0.0000	0.0020	0.0000	0.0033	0.0000	0.0000	0.0000
Mn	0.2460	0.2451	0.1480	0.1280	0.0000	0.0364	0.0351	0.0257	0.0200
Fe ³⁺	0.6938	0.7932	0.8700	3.3640	-	-	-	-	-
Fe	2.5721	2.7203	3.0290	0.7690	0.5300	0.6380	0.7082	0.9512	0.4177
Zn	1.0694	0.8567	0.5440	0.2950	0.0434	0.2663	0.1151	0.1278	0.0081
Pb	0.0000	0.0352	0.0000	-	0.0235	0.0518	0.0387	0.0000	0.0009
Li	1.2695	0.9796	1.0950	1.3860	3.5758	3.3163	3.2929	3.2958	3.6351
Total	5.9281	5.7178	5.7580	5.9900	6.0087	6.0258	5.9707	6.0707	5.9678
Ca	0.0000	0.0000	0.0020	-	0.0000	0.0033	0.0000	0.0000	0.0000
Cs	0.0238	0.0481	0.0570	0.0020	0.0086	0.0153	0.0178	0.0184	0.0003
Na	0.0000	0.0000	0.0000	0.0220	0.0122	0.0031	0.0169	0.0000	0.0000
K	1.5951	1.3743	1.3890	1.6640	1.5732	1.4822	1.5159	1.5157	1.8387
Rb	0.4225	0.5927	0.6420	0.2910	0.4570	0.4984	0.5059	0.4671	0.2745
Total	2.0414	2.0151	2.0910	1.9790	2.0510	2.0023	2.0565	2.0012	2.1134
F	2.0681	1.6164	1.6430	2.1580	3.8619	3.2492	2.9922	3.1000	3.4402
OH	1.9319	2.3836	2.3567	1.8425	0.1381	0.7508	1.0078	0.9000	0.5598

Table 4 - Representative compositions of cassiterites from the albite granite

Rock	CAbG	CAbG	CAbG	CAbG	BAbG	BAbG	BAbG	BAbG	BAbG
Nb ₂ O ₅	2.3545	1.9429	1.2737	0.2543	2.2869	1.9078	1.5845	0.8426	0.0461
Ta ₂ O ₅	0.3656	0.3915	0.4116	0	0.3028	0.4061	0.2775	0	0.0287
TiO ₂	0.0523	0.0918	0.0954	0.0262	0.1003	0.1034	0.0436	0.0195	0.0397
SnO ₂	92.6183	93.9783	94.2667	96.9686	95.954	96.361	96.1501	99.4036	100.8186
UO ₂	0	0	0	0	0	0	0	0.0099	0
Y ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0.0248	0	0.0198	0.005
FeO	1.4732	1.6245	0.6953	0.1694	1.8064	1.5011	1.0154	0.5252	0.0037
Total	96.8639	98.029	96.7427	97.4185	100.4504	100.3042	99.0711	100.8206	100.9418
Nb	0.0273	0.0223	0.0148	0.003	0.0255	0.0214	0.018	0.0094	0.0005
Ta	0.0025	0.0027	0.0029	0	0.002	0.0027	0.0019	0	0.0002
Ti	0.001	0.0017	0.0018	0.0005	0.0019	0.0019	0.0008	0.0004	0.0007
Sn	0.9459	0.9498	0.9685	0.994	0.945	0.9521	0.9636	0.9821	0.9983
U	0	0	0	0	0	0	0	0.0001	0
Y	0	0	0	0	0	0.0003	0	0.0003	0.0001
Fe ²⁺	0.0316	0.0344	0.015	0.0036	0.0373	0.0311	0.0213	0.0109	0.0001
Cations	1.0083	1.011	1.0031	1.0011	1.0118	1.0096	1.0057	1.0031	0.9999

Table 5a - Chemical Analysis in the albite granite core facies (CAbG)

Sample	82-A	82-A ¹	120-A	121 ¹	127	127*	130	135	136	137	138	142	143	152 ¹	153 ¹	154 ¹
SiO ₂	68.60	68.55	69.40	71.75	67.10	66.80	70.00	69.60	70.80	70.00	70.10	70.20	70.80	74.15	71.83	72.34
Al ₂ O ₃	13.70	13.08	13.30	12.78	13.80	14.94	12.60	13.20	12.40	12.00	12.10	12.80	12.30	12.18	13.17	13.79
FeO	1.80	0.86	1.50	0.79	2.20	1.88	2.10	2.10	1.50	1.70	2.10	1.80	1.50	0.69	0.48	0.37
Fe ₂ O ₃	1.50	1.74	1.30	1.55	1.20	1.18	0.96	1.10	1.60	1.50	1.60	0.90	1.50	1.50	1.99	1.98
CaO	<0.05	tr	<0.05	0.08	<0.05	0.03	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.04	0.05	0.07
MgO	<0.10	0.02	<0.10	0.04	<0.10	0.25	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	<0.04	tr	0.04
MnO	0.08	0.05	0.15	0.05	0.10	0.04	0.09	0.20	0.09	0.15	0.20	0.15	0.09	0.04	0.04	0.02
Na ₂ O	6.60	6.98	6.50	5.88	6.60	5.39	6.60	6.00	7.00	6.60	6.90	6.10	6.00	5.52	6.10	5.62
K ₂ O	4.10	4.02	3.80	4.39	3.80	4.49	3.50	4.20	3.60	3.80	3.70	4.20	4.10	3.85	4.03	4.75
TiO ₂	<0.05	0.03	<0.05	tr	0.05	0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.02	tr	0.02
P ₂ O ₅	<0.05	0.05	<0.05	0.02	<0.05	0.06	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.03	tr	0.04
H ₂ O ⁺	0.38	*	0.50	*	0.47	*	0.37	0.51	0.44	0.35	0.39	0.48	0.51	*	*	*
L.O.I.	0.83	2.14	0.67	1.91	1.38	1.89	0.76	0.75	0.62	0.68	0.46	0.77	0.75	1.43	1.41	1.20
Total	97.59	97.52	97.12	99.24	96.70	97.00	96.98	97.66	98.05	96.78	97.55	97.40	97.55	99.41	99.10	100.24
As	*	1.39	*	1.94	*	0.60	*	*	*	*	*	*	*	2.10	1.21	1.25
Ba	92	4.6	101	6.5	110	19	54	64	45	59	56	67	48	3.30	4.70	9.80
Be	17	34.8	44	53.5	18	27.70	9	13	10	15	8	24	19	31.50	28.30	18.60
Bi	*	10.3	*	16.9	*	51.80	*	*	*	*	*	*	*	14.60	14.70	7.94
Cd	*	2.2	*	3.29	*	3.86	*	*	*	*	*	*	*	2.62	2.99	6.11
Cl	*	*	*	76	*	*	*	*	*	*	*	*	*	23	28	45
Co	*	14	*	15.2	*	6.55	*	*	*	*	*	*	*	14.60	13.30	11.00
Cr	*	8.32	*	6.7	*	3.19	*	*	*	*	*	*	*	4.80	2.60	tr
Cs	59	324.40	196	73.10	250	394	45	60	78	65	24	90	81	114	77.50	31.50
Cu	*	1.7	*	<3.0	*	12.50	*	*	*	*	*	*	*	1.00	1.40	2.50
F	15000	32300	17000	28100	12000	17000	25000	20000	16000	28000	16000	22000	21000	19900	21100	17500
Ga	58	67.8	66	67.0	80	75.10	52	63	58	40	56	44	42	65.40	67.60	66.90
Ge	*	7.18	*	8.39	*	9.04	*	*	*	*	*	*	*	7.72	7.14	8.65
Hf	199	313	245	373	93	216	317	175	217	236	282	178	209	294	362	302
In	*	2.76	*	2.73	*	5.49	*	*	*	*	*	*	*	1.68	1.55	2.23
Li	679	964	765	789	890	992	628	820	650	850	856	725	775	660	608	551
Mo	*	0.24	*	0.46	*	0.19	*	*	*	*	*	*	*	0.21	0.12	0.14
Nb	915	1265	1079	1174	1132	2504	939	981	1096	805	849	885	991	1047	1030	880
Ni	*	2.3	*	38.5	*	1	*	*	*	*	*	*	*	1.70	1.70	0.90
Pb	544	492	1248	743	12230	7200	480	592	736	448	430	848	560	917	781	667
Rb	6000	5266	7500	6944	7000	7538	3820	5000	4260	3621	2957	5100	4963	6603	5780	4495
S	<50	*	89	*	613	*	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	*	*	*
Sb	*	1.81	*	2.36	*	0.97	*	*	*	*	*	*	*	5.30	3.72	0.69
Sn	1800	2194	2000	1310	3100	1319	390	680	375	196	148	744	380	1406	1289	1479
Sr	46	0.59	59	<0.4	62	5.65	31	40	49	25	23	37	40	tr	tr	4.2
Ta	114	198	145	237	114	283	105	104	111	89	86	108	104	204	202	166
Th	887	1169	815	897	598	447	427	733	402	302	181	1381	273	468	570	673
U	375	359	240	241	322	721	468	468	410	434	401	511	401	189	239	157
V	*	0.31	*	<0.2	*	tr	*	*	*	*	*	*	*	tr	tr	tr
W	28	94.4	39	90.8	28	56.7	28	136	37	54	55	40	42	88.80	82.9	79.7
Y	90	90.5	250	200	80	191	84	500	102	290	174	146	112	54.20	45.8	103.0
Zn	1100	1242	1700	1740	3525	3068	900	1100	1000	1125	984	1100	1300	1346	1149	962
Zr	4170	5137	4606	2970	1435	1977	8200	4405	5500	8400	9200	4562	5300	2516	3058	2280
La	19.04	18.38	21.9	24.9	33.92	169.1	21.11	36.12	24.98	22.28	22.18	98.56	23.01	12.5	12.9	15.0
Ce	74.02	72.28	91.02	98.4	131.3	399.1	79.93	158.5	107.6	108.2	114.7	284.4	108.6	46.8	50.1	54.9
Pr	*	8.66	*	11.3	*	54.01	*	*	*	*	*	*	*	5.72	6.14	6.65
Nd	23.35	23.14	30.95	31.8	57.88	142.9	25.89	60.61	36.49	39.09	38.62	86.65	33.45	16.1	18.0	18.7
Sm	11.78	12.16	16.55	17.0	21.39	45.82	10.13	25.25	12.36	12.1	12.24	24.3	12.49	9.39	9.97	8.57
Eu	0.318	0.278	0.381	0.367	0.581	0.930	0.221	0.653	0.262	0.272	0.318	0.761	0.259	0.228	0.283	0.198
Gd	10.49	11.200	15.490	17.8	20.430	32.750	7.276	23.880	7.945	9.882	10.790	20.770	8.958	8.88	9.39	8.92
Tb	*	4.29	*	7.17	*	10.4	*	*	*	*	*	*	*	3.54	3.43	3.92
Dy	31.76	35.57	60.46	66.9	77.37	78.71	22.72	133.2	29.93	40.194	48.84	63.74	34.05	27.2	23.5	39.2
Ho	7.654	8.65	14.724	15.6	18.85	16.49	5.964	33.81	7.985	11.244	13.08	15.791	8.597	5.24	4.54	10.80
Er	27.12	29.88	52.8	56.0	67.66	51.92	23.16	126.9	31.49	40.645	51.71	57.73	32.08	17.3	14.5	41.8
Tm	*	7	*	11.1	*	11.03	*	*	*	*	*	*	*	3.31	3.07	9.59
Yb	43.08	50.78	64.09	73.8	58.39	74.6	34.75	139.5	44.57	44.03	50.02	84.71	48.43	23.7	24.9	68.7
Lu	5.870	7.780	6.705	9.82	6.689	11.18	4.834	14.540	5.911	5.654	6.232	10.100	5.877	3.43	3.58	9.13

* - not determined

tr - traces

¹ - Analysis by CRPG laboratory

Table 5b - Chemical Analysis in the albite granite border facies (BAbG)

Sample	93-A	93-A ¹	134	139	139a	140	141	146	147	150	151	155 ¹	1571	174 ¹
SiO ₂	69.8	70.68	72	71.3	72.1	73.1	69.6	71.9	79.4	75.1	74	75.33	75.87	75.15
Al ₂ O ₃	12.7	12.61	13.4	12.4	9.9	11.6	12.1	12.5	9.4	12.5	12	12.66	12.2	12.56
FeO	3.2	2.13	0.98	1.5	3.5	2.5	1.5	0.84	1.7	0.6	0.7	1.33	0.28	0.22
Fe ₂ O ₃	1.3	1.44	2.1	2.9	0.58	0.37	0.78	3.4	0.89	1	3	1.14	2.29	1.88
CaO	0.9	1.02	0.05	0.23	1.8	1.3	3	0.8	0.24	0.15	0.21	0.52	0.64	0.26
MgO	<0.10	0.08	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	0.13	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	0.24	0.1	<d.l.
MnO	0.22	0.09	0.14	0.17	0.08	0.24	0.17	0.1	0.25	0.05	0.23	0.03	0.02	0.03
Na ₂ O	3.4	3.72	4.9	5.3	3.1	4.5	3.4	3.5	1.6	3.3	3.9	4.05	3.78	3.72
K ₂ O	4.9	4.84	4.3	3.8	2.7	3.6	4.3	4.7	4.8	5.3	4.4	4.31	4.68	5.44
TiO ₂	<0.05	0.06	<0.05	<0.05	0.08	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.02	tr	<d.l.
P ₂ O ₅	<0.05	0.07	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.05	0.05	<d.l.
H ₂ O ⁺	0.83	*	0.57	0.65	0.89	0.71	0.72	0.5	0.36	0.32	0.41	*	*	*
L.O.I.	0.72	0.85	0.47	0.75	1.33	0.63	1.72	0.61	0.16	0.31	0.14	0.57	0.51	0.38
Total	97.97	97.59	98.91	99	96.06	98.55	97.42	98.85	98.8	98.63	98.99	100.25	100.42	99.64
As	*	0.66	*	*	*	*	*	*	*	*	*	0.69	1.59	0.91
Ba	84	15	87	51	44	87	96	70	137	85	72	64.8	30.7	29.8
Be	14	23.7	14	9	6	6	11	5	7	6	10	11.7	12.2	16.5
Bi	*	11.2	*	*	*	*	*	*	*	*	*	2.72	12.5	11.5
Cd	*	4.63	*	*	*	*	*	*	*	*	*	3.78	2.85	2.31
Cl	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	72	42	49
Co	*	16.1	*	*	*	*	*	*	*	*	*	28.4	16.4	3.95
Cr	*	3.71	*	*	*	*	*	*	*	*	*	3.1	4.5	6.4
Cs	29	43.84	36	37	<5	16	51	<5	10	10	21	3.4	4.23	13.8
Cu	*	2	*	*	*	*	*	*	*	*	*	0.3	4.1	<5.00
F	4200	7000	2800	7700	12000	7500	23000	4500	1200	725	1100	2700	3500	1600
Ga	66	67.5	52	66	96	62	32	81	44	98	59	61.3	58	69.1
Ge	*	6.29	*	*	*	*	*	*	*	*	*	4.81	3.59	7.19
Hf	270	420	215	168	915	221	183	192	245	239	192	351	215	405
In	*	2.27	*	*	*	*	*	*	*	*	*	1.63	3.22	1.75
Li	104	32	633	343	7	9	2025	6	<5	5	<5	11	4	5
Mo	*	0.12	*	*	*	*	*	*	*	*	*	0.12	4.05	1.9
Nb	1074	1435	861	836	1130	1059	975	1260	1017	943	1170	972	900	1650
Ni	*	1.14	*	*	*	*	*	*	*	*	*	1.7	3.1	<5.00
Pb	1714	1141	800	448	32	2857	80	76	262	1451	310	47.5	698	700
Rb	4321	4070	5200	2999	800	2511	4573	2309	2443	2804	2570	1971	1870	3617
S	1496	*	126	89	533	430	<50	84	187	357	620	*	*	*
Sb	*	0.38	*	*	*	*	*	*	*	*	*	0.51	0.36	0.34
Sn	2680	2504	1160	610	230	840	536	1240	1220	3100	1020	1222	600	1872
Sr	56	18.3	106	49	18	25	45	22	22	28	26	5.3	5.4	<0.10
Ta	140	250	120	92	141	118	99	153	119	139	121	188	155	270
Th	493	336	770	336	193	751	270	268	189	304	232	188	151	338
U	205	253	208	368	595	796	530	181	672	34	406	241	330	323
V	*	tr	*	*	*	*	*	*	*	*	*	tr	tr	3.7
W	75	136	65	43	74	81	38	99	53	61	73	166	104	44.7
Y	280	204	140	188	510	154	100	370	138	220	180	62	101	401
Zn	3700	1276	270	370	73	212	575	115	125	290	1475	43.3	679	277
Zr	6100	4865	3957	5500	29000	6300	4788	3401	7100	4262	4755	2955	2511	4904
La	24.83	27.77	23.95	32.93	23.11	38.28	15.93	23.88	23.15	17.56	26.44	9.56	14.1	33.7
Ce	97.5	95.44	93.49	137.6	152.1	126.2	73.18	100.3	110.5	77.63	113.8	34.7	60.9	118
Pr	*	11.35	*	*	*	*	*	*	*	*	*	5.1	7.06	16.4
Nd	27.69	31.16	31.46	45.38	68.02	37.82	22.88	34.38	33.99	22.44	38.24	18	18.1	51.9
Sm	15.45	18.51	13.64	16.66	25.5	12.37	9.28	17.53	11.56	12.02	13.42	11.1	8.94	32.9
Eu	0.39	0.433	0.331	0.409	0.801	1.373	0.232	0.411	0.256	0.286	0.317	0.285	0.249	0.793
Gd	15.05	19.35	10.62	14.22	35.26	8.716	6.695	16.65	7.861	12.12	9.451	9.61	7.9	43.0
Tb	*	8.22	*	*	*	*	*	*	*	*	*	3.47	3.34	16.5
Dy	55.45	69.88	43.21	49.52	88.4	39.71	29.35	79.58	28.55	46.43	41.19	26.1	29.9	145
Ho	14.06	15.62	12.24	12.37	21.765	11.762	8.775	20.91	8.459	12.905	12.9	5.62	8.07	31.2
Er	52.71	52.7	50.94	45.62	68.66	50.77	38.15	81.28	36.52	52.84	58.04	18.9	31.8	97.0
Tm	*	12.35	*	*	*	*	*	*	*	*	*	4.05	7.31	17.4
Yb	83.32	88.93	85.75	58.57	68.46	86.55	60.47	111	73.53	79.89	106.4	31.7	55.3	113
Lu	11.23	12.88	10.56	7.019	8.174	11.41	7.896	13.3	10.14	10.61	13.86	4.47	7.82	14.5

* - not determined

tr - traces

¹ - Analysis by CRPG laboratory

Table 6a - Chemical Analysis in the amphibole-biotite syenogranite (ABSG) and the biotite-alkali feldspar granite (BAFG)

Sample	BAFG								ABSG		
	96	109	111	144	145	148	149	193 ¹	101	103	125
SiO ₂	76.30	76.00	75.60	74.50	75.10	74.80	74.90	74.46	69.30	73.20	70.40
Al ₂ O ₃	12.40	12.10	12.30	12.50	12.40	12.60	12.40	12.79	13.60	13.20	13.00
FeO	1.10	1.50	1.70	1.40	1.50	1.50	1.70	1.08	3.60	1.70	2.50
Fe ₂ O ₃	0.39	0.28	0.47	0.35	0.65	0.51	0.28	0.58	1.60	1.40	2.10
CaO	0.57	0.64	0.64	0.68	0.64	0.65	0.73	0.81	1.10	0.76	1.30
MgO	<0.10	<0.10	<0.10	0.12	<0.10	0.15	0.15	<0.10	0.32	<0.10	0.28
MnO	0.12	0.05	0.05	0.09	0.06	0.06	0.09	<0.03	0.09	0.08	0.16
Na ₂ O	3.30	3.30	3.40	3.70	3.70	3.60	3.40	3.83	3.80	3.60	3.80
K ₂ O	4.80	5.00	4.70	5.20	5.00	5.10	5.00	5.23	5.00	5.20	5.10
TiO ₂	0.08	0.09	0.10	0.14	0.15	0.15	0.15	0.15	0.44	0.18	0.47
P ₂ O ₅	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.05	0.09	<0.05	0.13
H ₂ O ⁺	0.60	0.67	0.72	0.50	0.54	0.43	0.45	*	0.77	0.50	0.68
L.O.I.	0.49	0.65	0.60	0.49	0.42	0.42	0.54	0.62	0.04	0.30	0.41
Total	100.15	100.28	100.28	99.67	100.16	99.97	99.79	99.60	99.75	100.12	100.33
As	*	*	*	*	*	*	*	1.70	*	*	*
Ba	120	112	104	247	214	254	203	258	591	389	695
Be	4	31	6	6	6	174	8	40.1	<2	<2	<2
Bi	*	*	*	*	*	*	*	0.36	*	*	*
Cd	*	*	*	*	*	*	*	<0.30	*	*	*
Co	*	*	*	*	*	*	*	2.54	*	*	*
Cr	*	*	*	*	*	*	*	5.7	*	*	*
Cs	24	17	30	56	32	38	18	45.8	19	10	<5
Cu	*	*	*	*	*	*	*	<5.00	*	*	*
F	4700	4000	5200	4500	4100	4900	3300	6800	3900	1800	1250
Ga	20	19	15	25	16	25	19	24.0	23	18	19
Ge	*	*	*	*	*	*	*	2.29	*	*	*
Hf	11	8	8	8	8	10	8	9.14	11	10	14
In	*	*	*	*	*	*	*	<0.10	*	*	*
Li	97	141	122	575	227	156	27	270	52	24	10
Mo	*	*	*	*	*	*	*	3.01	*	*	*
Nb	65	50	44	49	42	46	44	48.4	28	32	32
Ni	*	*	*	*	*	*	*	<5.00	*	*	*
Pb	107	67	73	121	124	111	89	124	56	93	62
Rb	806	773	737	2500	1062	916	658	1334	358	355	267
S	<50	<50	<50	60	68	<50	52	*	180	293	252
Sb	*	*	*	*	*	*	*	0.23	*	*	*
Sn	41	23	16	33	19	15	26	11.7	19	19	36
Sr	29	22	24	47	44	44	38	28.9	89	66	101
Ta	<5	>5	6	<5	<5	<5	<5	5.08	<5	<5	<5
Th	128	101	93	210	180	239	78	146	42	43	31
U	46	46	34	<10	11	19	15	26.8	10	11	<10
V	*	*	*	*	*	*	*	2.1	*	*	*
W	<15	21	27	23	57	38	< d.l.	14.7	<15	<15	<15
Y	114	162	140	194	540	168	200	125	162	280	134
Zn	67	41	67	310	165	62	90	112	91	154	172
Zr	293	217	235	250	279	283	292	254	479	385	532
La	131.3	79.28	77.42	49.74	100.2	68.51	71.06	75.6	93.54	215.2	75.5
Ce	307.7	172.8	183	121	244.8	161.9	157.9	154	215.9	497.6	171.7
Pr	*	*	*	*	*	*	*	17.3	*	*	*
Nd	80.61	53.81	55.33	35.42	71.17	51.23	47.62	55.2	80.11	184.5	63.7
Sm	16.2	11.34	12.3	7.183	20.71	9.968	9.53	10.7	16.33	39.11	13.15
Eu	0.56	0.4	0.427	0.353	0.715	0.469	0.416	0.528	1.532	2.156	1.449
Gd	12.67	9.175	9.663	5.529	18.96	7.429	7.087	9.22	12.54	29.53	9.409
Tb	*	*	*	*	*	*	*	2.08	*	*	*
Dy	15.16	12.23	12.94	10.01	54.61	10.31	10.69	16.9	14	27.62	8.251
Ho	3.3	2.74	2.942	2.393	12.557	2.402	2.232	4.11	2.884	5.373	1.564
Er	10.22	8.854	9.69	8.404	41.98	8.17	6.489	16.0	8.188	13.71	3.782
Tm	*	*	*	*	*	*	*	3.57	*	*	*
Yb	12.42	11.78	12.32	13.13	41.96	11.41	6.547	27.0	7.744	12.03	3.27
Lu	1.59	1.383	1.512	1.474	4.728	1.439	0.702	4.12	0.964	1.304	0.411

* - not determined

tr - traces

¹ - Analysis by CRPG laboratory

Table 6b - Chemical analysis in the porphyritic hypersolvus alkali feldspar granite (PHAFG) and the Europa Granite

Sample	PHAFG						EUROPA GRANITE				
	131	132	133	178 ¹	191 ¹	194 ¹	182 ¹	189 ¹	195 ¹	196 ¹	197 ¹
SiO ₂	73.5	73.4	74.2	73.99	74.11	74.05	74.43	75.94	77.16	73.5	74.01
Al ₂ O ₃	12.7	12.7	12.4	12.56	12.56	12.54	12.65	11.73	11.16	12.31	12.42
FeO	1.4	1.5	1.7	0.28	1.01	1.37	1.4	1.23	1.12	1.99	1.94
Fe ₂ O ₃	1.4	0.96	0.86	2.36	1.36	1.1	1.15	1.23	1.24	1.47	1.22
CaO	0.78	0.91	0.67	0.79	0.72	0.53	0.16	<0.10	<0.10	0.34	0.27
MgO	<0.10	0.11	0.14	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10
MnO	0.05	0.08	0.1	<0.03	0.03	0.03	<0.03	<0.03	<0.03	0.04	0.04
Na ₂ O	4.5	4.4	4.5	3.68	4.05	4.63	4.21	4.14	3.79	4.37	4.21
K ₂ O	4.4	4.5	4.3	5.1	4.81	4.84	4.93	4.74	4.49	4.92	4.9
TiO ₂	0.13	0.14	0.13	0.14	0.15	0.13	0.19	0.18	0.14	0.21	0.21
P ₂ O ₅	<0.05	<0.05	<0.05	0.06	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
H ₂ O ⁺	0.52	0.53	0.68	*	*	*	0.48	0.39	0.57	0.45	0.38
L.O.I.	0.52	0.65	0.51	0.83	0.86	0.68	99.6	99.58	99.67	99.6	99.6
Total	99.9	99.88	100.19	99.79	99.66	99.9					
As	*	*	*	0.89	0.57	0.73	1.16	4.41	3.56	3.44	1.43
Ba	65	79	76	77.5	66	74.9	46.8	27.5	17.9	63	64.6
Be	3	3	4	7.88	18.3	15.6	10.4	13.7	13.5	17.7	15
Bi	*	*	*	0.26	0.11	0.15	0.27	0.45	0.43	0.56	0.19
Cd	*	*	*	0.44	<0.30	<0.30	0.5	0.49	0.37	0.75	0.48
Cl	*	*	*	38	48	93	89	163	358	136	117
Co	*	*	*	1.14	9.08	2.83	<0.30	<0.30	<0.30	0.57	0.44
Cr	*	*	*	11.6	<5.00	8.5	<5.00	<5.00	7.1	9.2	11.1
Cs	<5	<5	6	2.99	24.5	26.7	4.38	15.6	4.32	17.1	4.94
Cu	*	*	*	<5.00	<5.00	<5.00	<5.00	<5.00	<5.00	<5.00	<5.00
F	5600	4900	3800	4800	6000	7600	760	1400	1400	190	600
Ga	36	33	30	40.8	43	46.6	46.4	43.4	41.6	44.3	43.7
Ge	*	*	*	2.24	3.16	3.23	2.19	2.29	2.3	2.29	2.28
Hf	18	24	27	25.7	20.8	34	28	29.2	26.6	34.2	31
In	*	*	*	0.12	0.34	0.25	0.16	0.14	0.16	0.22	0.21
Li	185	202	152	4	369	418	49	103	141	89	41
Mo	*	*	*	9.18	19.7	1.48	4.1	1.75	2.1	2.81	3.53
Nb	119	100	91	70.4	66.4	128	73.3	69.4	79.8	97.9	84.2
Ni	*	*	*	5.7	<5.00	<5.00	<5.00	<5.00	<5.00	<5.00	5.5
Pb	69	100	112	86.7	19.1	58.9	65.3	71.6	37	74.9	48.1
Rb	872	904	718	1462	1497	1766	361	388	420	370	347
S	<50	<50	<50	*	*	*	*	*	*	*	*
Sb	*	*	*	0.14	0.13	0.17	0.34	0.92	0.74	0.66	0.34
Sn	37	36	38	28.4	20.8	41.9	18.6	20.3	18.9	22.3	17.4
Sr	18	18	16	5.7	16.2	14.3	<4.00	<4.00	<4.00	<4.00	<4.00
Ta	17	<5	<5	5.16	4.6	18.4	5.93	4.58	5.76	7.9	6.59
Th	143	113	56	535	113	109	38.4	44.2	34.6	47.5	43
U	32	19	31	34.4	24.1	45.2	8.59	11.5	12.4	12.5	11.4
V	*	*	*	<1.50	<1.50	<1.50	<1.50	<1.50	<1.50	<1.50	<1.50
W	35	75	19	9.53	63.5	16.7	1.87	3.36	3.71	1.6	1.71
Y	270	350	270	396	167	147	92.9	100	35.3	141	95
Zn	137	107	140	110	297	317	213	241	273	312	247
Zr	675	999	935	562	534	745	889	903	790	1065	1038
La	89.55	83.38	81.24	161	115	111	69.9	91	10.2	126	59.3
Ce	221.9	213.5	199	258	237	222	155	182	23.2	267	156
Pr	*	*	*	35.9	27.5	25.4	16.6	22.4	2.52	29	14.6
Nd	78.3	80.61	80.03	127	95.9	91.3	59	81.7	9.05	106	52.6
Sm	19.83	22.15	18.66	31.9	22.3	19.7	13.6	20.3	4.1	24.5	12.9
Eu	0.728	0.856	0.712	1.19	0.907	0.806	0.313	0.404	0.069	0.498	0.375
Gd	14.45	18.75	14.1	34.7	20.3	17.1	11.9	18.8	4.64	22.5	10.9
Tb	*	*	*	9.16	4.05	3.24	2.39	3.36	1.01	4	2.08
Dy	18.87	35	20.37	71.2	28	22.9	15.9	20	7.61	26.8	15
Ho	4.102	7.852	5.569	16.8	6.18	5.07	3.49	3.92	1.77	5.65	3.58
Er	12.68	25.4	14.62	64.6	21.4	17.3	11	11.5	6.02	17.3	12
Tm	*	*	*	14.5	4.18	3.3	1.89	1.79	1.13	2.96	2.13
Yb	7.744	12.03	3.27	110	31.3	22.8	13.5	12.8	7.6	18.7	14.8
Lu	0.964	1.304	0.411	15.6	4.6	3.38	2.12	1.9	1.28	3	2.42

* - not determined

¹ - Analysis by CRPG laboratory

Table 7: Nd isotope data on the Madeira and Europa granites and their country rocks

Sample	Rock type	Sm (p.p.m.)	Nd (p.p.m.)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}^*$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}^\dagger$	$\epsilon_{\text{Nd}}^\ddagger$	T_{DM}^{**} (Ma)
<i>Madeira pluton (1820 Ma)</i>							
PHR-101	amphibole-biotite granite	15.51	83.12	0.1128	0.511629 ± 10	-0.1	2129
PHR-125	amphibole-biotite granite	12.31	67.62	0.1100	0.511612 ± 10	+0.2	2097
PHR-96	biotite granite	9.19	48.35	0.1149	0.511667 ± 11	+0.1	2115
PHR-109	biotite granite	10.99	57.46	0.1156	0.511627 ± 10	-0.8	2193
PHR-178	porphyritic hypersolvus granite	24.19	89.67	0.1631	0.512161 ± 10	-1.5	2679
PHR-191	porphyritic hypersolvus granite	20.56	93.93	0.1323	0.511974 ± 8	+2.1	1995
PHR-93a	albite granite, border facies	19.29	33.59	0.3472	0.513954 ± 9	-9.5	—
PHR-155	albite granite, border facies	12.42	20.60	0.3647	0.514491 ± 9	-3.1	—
PHR-157	albite granite, border facies	11.29	21.61	0.3159	0.513782 ± 9	-5.6	—
PHR-174	albite granite, border facies	26.79	44.40	0.3650	0.514418 ± 8	-4.6	—
PHR-82a	albite granite, core facies	13.63	25.06	0.3289	0.514342 ± 10	+2.3	—
PHR-121	albite granite, core facies	16.46	31.04	0.3208	0.514309 ± 9	+3.6	—
PHR-153	albite granite, core facies	9.84	17.24	0.3452	0.514561 ± 9	+2.8	—
PHR-127	albite granite, fluidal core facies	50.12	153.0	0.1982	0.513493 ± 7	+16.4	—
<i>Europa pluton (1830 Ma)</i>							
PHR-182	peralkaline granite	12.60	56.49	0.1348	0.511905 ± 9	+0.2	2195
PHR-189	peralkaline granite	19.00	81.42	0.1410	0.512002 ± 8	+0.7	2179
<i>Iricoumé rhyolite (1888 Ma)</i>							
PHR-06	? rhyolite	9.77	55.65	0.1062	0.511488 ± 9	-0.5	2198
<i>Roraima charnockite (1936 Ma)</i>							
LF-65A	? charnockite	4.59	22.43	0.1237	0.511759 ± 10	+1.0	2170

Note: The analyses were carried out at the Unit for Isotope Geology, Geological Survey of Finland.

* Estimated error is better than 0.5 %.

† Normalized to $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$, within-run precision expressed as $2\sigma_m$ in the last significant digits.

‡ Initial ϵ_{Nd} values calculated using U-Pb and Pb-Pb zircon ages and chondritic ratios of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$ and $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1966$; maximum error is ± 0.35 ϵ -units.

** Depleted mantle model age, calculated according to the model of DePaolo (1981).

Table 8: Evolution of Sm/Nd in the porphyritic hypersolvus granite-albite granite system of the Madeira pluton

Sample	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_0^*$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_0^*$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i^\dagger$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_i^\ddagger$	$\Delta^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}^{**}$	$\epsilon_{\text{Nd}_i}^\ddagger$
<u>Porphyritic hypersolvus granite</u>						
PHR-191	0.1323	0.511974	0.510390	—	—	+2.1
<u>Porphyritic hypersolvus granite, oxidized</u>						
PHR-178	0.1631	0.512161	0.510208	0.1471	+9.8 %	-1.5
<u>Albite granite core facies</u>						
PHR-82a	0.3289	0.514342	0.510404	—	—	+2.3
PHR-121	0.3208	0.514309	0.510468	—	—	+3.6
PHR-153	0.3452	0.514561	0.510428	—	—	+2.8
<u>Albite granite core facies</u>						
PHR-93a	0.3472	0.513954	0.509797	0.2968	+14.5 %	-9.5
PHR-155	0.3647	0.514491	0.510124	0.3417	+6.3 %	-3.1
PHR-157	0.3159	0.513782	0.509999	0.2825	+10.6 %	-5.6
PHR-174	0.3650	0.514418	0.510048	0.3356	+8.1 %	-4.6
<u>Albite granite fluidal core facies</u>						
PHR-127	0.1982	0.513493	0.511120	0.2583	-30.3 %	+16.4

* Present-day ratios (Table 5).

† Initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ at 1820 Ma.

‡ Initial (magmatic) $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ calculated assuming initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ of 0.5104.

** Relative difference between the present-day $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ and the calculated initial $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$.

†† Initial ϵ_{Nd} at 1820 Ma (Table 5).

CAPÍTULO 5

CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

O Granito Madeira é um pluton composto por quatro fácies distintas, distinguidas, com base em mapeamento geológico de detalhe e em dados obtidos de testemunhos de sondagem, como anfibólio-biotita-sienogranito (rapakivi), biotita-feldspato alcalino-granito, granito porfirítico hipersolvus e albita-granito. A fácies albita-granito é, por sua vez, dividida em duas sub-fácies, denominadas albita-granito de núcleo (ABGn) e albita-granito de borda (ABGb).

As determinações geocronológicas, efetuadas pelo método de evaporação em monocristal de zircão, revelaram que: (1) as rochas vulcânicas ácidas encaixantes do Granito Madeira, atualmente agrupadas sob a denominação de Grupo Iricoumé, apresentam idade de 1888 ± 3 Ma; (2) O granito Europa, situado a noroeste do Granito Madeira e de afinidade peralcalina, tem idade de 1829 ± 1 Ma; (3) Dentre as diversas fácies do Granito Madeira, a ~~o~~ fácies anfibólio-biotita-sienogranito (rapakivi) forneceu uma idade de 1824 ± 2 Ma, a fácies biotita-feldspato alcalino-granito 1822 ± 1 Ma e, finalmente, a fácies denominada granito ~~x~~ porfirítico hipersolvus 1818 ± 2 Ma. Com base no mapeamento geológico, no exame de testemunhos, na integração de perfis de sondagem e no exame detalhado de grande número de seções delgadas, verificou-se que o albita-granito e o granito porfirítico hipersolvus apresentam interdigitações ao longo de seus contatos, indicando um posicionamento e cristalização praticamente simultâneos. Portanto, interpreta-se que o albita-granito tenha também uma idade próxima a 1818 Ma.

O ABGn apresenta proporções modais similares de quartzo, albita e feldspato potássico, indicando que esta fácies possui origem magmática, tendo cristalizado a partir de um líquido de composição próxima daquela da linha cotética ou do mínimo do sistema. A presença de texturas microscópicas do tipo *snowball*, bem como a ocorrência localizada de texturas de fluxo e bolsões pegmatóides também revelam a origem magmática desta rocha. As características texturais indicam que os feldspatos do albita-granito formaram-se em condições magmáticas, não sendo resultantes de processos de exsolução, desmistura ou substituição metassomática. O caráter peralcalino do ABGn é atestado pela presença constante de criolita, riebeckita e pirocloro entre os seus minerais constituintes. A esses se somam a politionita e a tetra-ferri-mica litínifera. Os contatos entre as duas sub-fácies do albita-granito são transicionais, e o ABGb ocorre ao longo das bordas do corpo do albita-granito. As proporções modais de quartzo, feldspato potássico e albita do ABGb são bastante variáveis, havendo redução nos conteúdos modais de albita e aumento nos de quartzo, quando comparados aos do ABGn. Além disso,

diversos outros minerais presentes no último são desestabilizados pelos processos de oxidação que afetaram o ABGb.

Os feldspatos potássicos e albitas do ABGn e ABGb têm composições muito próximas daquelas dos termos finais. Os feldspatos potássicos são ricos em Rb_2O e Fe_2O_3 , enquanto as albitas exibem teores de Fe_2O_3 extremamente elevados (~1%). Os elevados teores de Fe_2O_3 dos feldspatos refletem a deficiência em Al_2O_3 do líquido a partir do qual cristalizaram, com o Fe_2O_3 sendo admitido em suas estruturas para compensar essa deficiência. A disponibilidade de Fe_2O_3 no líquido gerador do albita-granito indica que os mesmos cristalizaram sob condições oxidantes. Ambos os feldspatos são praticamente desprovidos de Ba e Sr. Os elevados teores de Rb_2O fazem com que os feldspatos potássicos do albita-granito apresentem razões K/Rb muito baixas, similares às encontradas em feldspatos associados a corpos pegmatíticos fortemente fracionados.

As micas encontradas no ABGn são de dois tipos. O tipo mais abundante é uma mica tetrassilícica da família da polilitionita que, além de altos teores de F e Li, apresenta também teores consideráveis de Rb e Zn, sendo classificada como Zn-Rb-polilitionita. O segundo tipo é uma mica ferrífera, também muito rica em Rb e Zn, que tem como característica marcante a presença de Fe^{3+} como constituinte tetraédrico, o que corrobora a deficiência em Al_2O_3 no líquido formador do ABGn. Estas micas são provisoriamente classificadas como micas tetraferíferas litiníferas.

O ABGn é uma rocha peralcalina portadora de criolita, enquanto o ABGb é uma rocha peraluminosa ou metaluminosa, fortemente oxidada, contendo fluorita. Dados de campo, mineralógicos, petrográficos e geoquímicos indicam que o ABGb foi originado por processos autometassomáticos a partir do ABGn. Os dados geoquímicos, isotópicos e geocronológicos demonstram que tanto o albita-granito quanto o granito porfírico hipersolvus não são comagmáticos com o Granito Europa. Este possui uma assinatura geoquímica muito similar a de vulcânicas e granitos peralcalinos, ao passo que os primeiros divergem em diversos aspectos dessas rochas.

O ABGn derivou de um *melt* extremamente fracionado, de baixa viscosidade, muito rico em F e com teor significativo de H_2O , cuja cristalização iniciou a temperaturas muito baixas, provavelmente abaixo de 700°C . O quartzo foi a fase do *liquidus*, seguido por feldspato potássico e, posteriormente, albita, cuja presença como fases independentes demonstra que o

processo de cristalização se desenvolveu em condições subsolvus. Isso se deve aos altos teores de F, que causou o forte rebaixamento do *solidus* do sistema e fez com que a cristalização fosse prolongada até temperaturas normalmente situadas no domínio subsolidus, permitindo assim o contínuo reequilíbrio da composição de ambos os feldspatos ao longo do *solvus*. Ao final do estágio magmático (possivelmente em torno de 500°C), os feldspatos apresentavam composições praticamente puras.

Os isótopos de Nd sugerem que tanto as fácies anfibólio-biotita-granito e biotita-feldspato alcalino-granito do Granito Madeira, como as amostras analisadas do Granito Europa derivaram de fontes crustais Paleoproterozóicas, mostrando valores de ϵNd ligeiramente negativos. Os isótopos de Nd também sugerem que o ABGn e o granito porfirítico hipersolvus são comagmáticos, com suas amostras apresentando valores de ϵNd positivos. A partir da integração destes dados com os dados mineralógicos, geoquímicos e petrológicos, são propostas duas hipóteses para explicar a origem e as relações entre o albita-granito (mais o granito hipersolvus) com as fácies precoces do Granito Madeira:

(1) o líquido que originou o ABGn e o granito hipersolvus derivou de um *melt* peralcalino primitivo, geoquímica e isotopicamente distinto daquele que originou o anfibólio-biotita-granito e o biotita-feldspato alcalino-granito. Os valores positivos de ϵNd do ABGn e do granito hipersolvus apoiam esta interpretação, pois sugerem para ambos uma fonte máfica, com curto tempo de residência crustal ou uma fonte mantélica. Todavia, essa hipótese não explica os altos teores de Sn do albita-granito, nem o comportamento anômalo de alguns de seus elementos-traço, quando comparado ao de outras rochas peralcalinas.

(2) as quatro fácies do Granito Madeira são comagmáticas e seus contrastes geoquímicos são devidos aos efeitos do extremo enriquecimento em F e outros elementos capazes de causar a despolimerização e acentuada redução de viscosidade dos líquidos graníticos residuais, bem como de conduzir a uma inversão do *trend* de evolução magmática de metaluminoso-peraluminoso com sílica crescente para peralcalino com sílica decrescente. Neste caso, deve-se admitir que o sistema isotópico Sm-Nd do ABGn e do granito hipersolvus foi severamente perturbado durante a sua evolução magmática. O comportamento extremamente anômalo dos isótopos de Nd da rocha com textura fluidal associada ao ABGn, interpretada como representativa de seus fluídos mais evoluídos, constitui uma evidência de que esta perturbação efetivamente ocorreu.

ANEXOS

ANEXO 1

Elementos analisados e padrões utilizados para a determinação da composição química das cassiteritas do albita-granito (Lab. Microsonda Eletrônica - Universidade de Brasília).

El.	Linha	Padrão	Composição
Sn	L α	SnO ₂	Sn 0,7877; O 0,2123
Ti	K α	TiO ₂	Ti 0,5994; O 0,4006
Fe	K α	Mn-hortonolita	Si 0,1564; Mg 0,1026; Mn 0,0397; Ca 0,0014; Fe 0,3439; O 0,3568
Nb	L α	Metal	Nb 1,0000
Y	L α	Vidro sintético	Si 0,1269; Al 0,1626; Ca 0,1810; Y 0,0321; La 0,0365; Ce 0,0342; Pr 0,0379; O 0,3888
U	M α	UO ₂	U 0,8815; O 0,1185
Ta	L α	Metal	Ta 1,0000
Th	M α	ThSiO ₄	Th 0,7159; Si 0,0867; O 0,1975

Elementos analisados e padrões utilizados para a determinação da composição química das micas do albita-granito (Lab. Microsonda Eletrônica - Universidade de Brasília).

El.	Linha	Padrão	Composição
K	K α	Asbestos	K 0,1376; Al 0,0973; Si 0,3024; Ca 0,0002; Na 0,0014; O 0,4611
Ti	K α	TiO ₂	Ti 0,5994; O 0,4006
Fe	K α	Mn-hortonolita	Si 0,1564; Mg 0,1026; Mn 0,0397; Ca 0,0014; Fe 0,3439; O 0,3568
Cr	K α	Cr ₂ O ₃	Cr 0,6842; O 0,3158
Ca	K α	Diopsídeo	Ca 0,1858; Mg 0,1123; Si 0,2594; O 0,4432
Mn	K α	Mn-hortonolita	Si 0,1564; Mg 0,1026; Mn 0,0397; Ca 0,0014; Fe 0,3439; O 0,3568
Pb	M α	PbS	Pb 0,8660; S 0,1340
Cs	L α	Polucita	Cs 0,3056; Al 0,0831; Na 0,0139; Rb 0,0060; Si 0,2188; O 0,3673
Zn	K α	ZnO	Zn 0,8034; O 0,1966
Na	K α	Jadeita	Na 0,0994; Al 0,1367; Ti 0,0002; Mg 0,0009; Ca 0,0007; Si 0,2776; Fe 0,0031; K 0,0002; H 0,0004; Cr 0,0001; O 0,4773
Si	K α	Mn-hortonolita	Si 0,1564; Mg 0,1026; Mn 0,0397; Ca 0,0014; Fe 0,3439; O 0,3568
Al	K α	Enstatita	Al 0,1059; Mg 0,1937; Si 0,2239; O 0,4765
Mg	K α	Mn-hortonolita	Si 0,1564; Mg 0,1026; Mn 0,0397; Ca 0,0014; Fe 0,3439; O 0,3568
Rb	L α	RbSi	Rb 0,0401; Ca 0,0875; Si 0,2860; Cl 0,0028; Na 0,0008; Al 0,1154 O 0,4674
Sn	L α	SnO ₂	Sn 0,7877; O 0,2123

ANEXO 2

ANÁLISES QUÍMICAS EM MICAS TETRAFERRÍFERAS LITINÍFERAS - MTL

Anexo 2 - Composições químicas de micas tetraferíferas litínicas - MTL

Amostra	PHR-159	PHR-159	PHR-159	PHR-159	PHR-159	PHR-159	PHR-159	PHR-159	PHR-159	PHR-159	PHR-159	PHR-160
Análise	a166	a167	a168	a169	a170	a172	a195	a222	a223	a224	a229	a71
SiO ₂	39.6009	39.4929	37.8681	39.6046	39.7185	39.5172	39.1809	40.0196	39.1123	39.5229	39.3112	38.0871
TiO ₂	0.5029	0.6238	0.4813	0.5320	0.5255	0.4835	0.5960	0.5634	0.5927	0.4998	0.5800	0.6199
SnO ₂	0.1017	0.1991	0.0465	0.1522	0.0253	0.1204	0.0933	0.1237	0.0979	0.1229	0.1673	0.0000
Al ₂ O ₃	6.7872	7.4345	7.3552	7.0713	6.7140	6.9339	7.7492	6.7196	6.7000	6.8252	6.7876	6.5143
Cr ₂ O ₃	0.0000	0.0350	0.0750	0.0092	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0310	0.0000	0.0000	0.0010
MgO	0.0050	0.0277	0.0000	0.0050	0.0000	0.0314	0.0114	0.0000	0.0311	0.0031	0.0000	0.0183
CaO	0.0355	0.0474	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0057	0.0000	0.0048	0.0123	0.0000	0.0010
MnO	1.5342	1.4044	1.6293	1.5609	1.6243	1.5480	1.3190	1.7791	1.7916	1.6750	1.7909	1.6073
FeO total	24.1565	23.4069	24.4013	24.1964	24.7709	24.3613	22.3828	25.1175	25.3736	24.8247	25.0503	26.0054
FeO	18.1174	17.5552	18.3010	18.1473	18.5782	18.2710	16.7871	18.8381	19.0302	18.6185	18.7877	19.5041
Fe ₂ O ₃	6.7113	6.5030	6.7793	6.7224	6.8820	6.7682	6.2185	6.9783	7.0494	6.8969	6.9596	7.2250
ZnO	9.7527	9.2431	9.8539	10.2315	10.2655	9.9451	7.9635	8.8716	9.4780	9.3957	9.0488	6.7492
PbO	0.9857	1.0669	1.3806	0.2476	0.0000	0.0000	1.5102	0.0000	0.2864	0.0000	0.2907	0.0000
Na ₂ O	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
K ₂ O	7.4714	7.1742	6.5825	8.1166	7.8328	7.7304	6.5640	7.6584	7.7359	7.4387	7.7951	6.3015
Rb ₂ O	4.0254	4.0254	4.0254	4.0254	4.0254	4.0254	6.3754	4.0254	4.0254	4.0254	4.0254	5.3632
Cs ₂ O	0.1522	0.1522	0.1522	0.1522	0.1522	0.1522	0.7515	0.3417	0.3417	0.3417	0.3417	0.6561
F	3.9669	3.9669	3.9669	3.9669	3.9669	3.9669	4.0842	4.0053	4.0053	4.0053	4.0053	2.9730
Li ₂ O	1.8135	1.7825	1.3161	1.8145	1.8472	1.7894	1.6929	1.9336	1.6732	1.7911	1.7303	1.3790
BeO	0.0248	0.0248	0.0248	0.0248	0.0248	0.0248	0.0242	0.0253	0.0253	0.0253	0.0253	0.0115
Total	101.5886	100.7590	99.8381	102.3844	102.1826	101.3078	100.9270	101.8831	102.0123	101.1998	101.6469	97.0114
O=F	1.6705	1.6705	1.6705	1.6705	1.6705	1.6705	1.7199	1.6866	1.6866	1.6866	1.6866	1.2519
TOTAL	99.9182	99.0885	98.1676	100.7139	100.5121	99.6373	99.2072	100.1965	100.3256	99.5132	99.9603	95.7595
Si	6.6440	6.5214	6.4181	6.4747	6.4980	6.5048	6.5612	6.5336	6.4543	6.5149	6.4855	6.5387
Be	0.0100	0.0098	0.0101	0.0097	0.0097	0.0098	0.0097	0.0099	0.0100	0.0100	0.0100	0.0047
Fe ³⁺	0.0039	0.0218	0.1026	0.1530	0.1977	0.1402	0.1003	0.1635	0.2326	0.1492	0.1847	0.1385
Al ^{IV}	1.3421	1.4469	1.4692	1.3625	1.2946	1.3452	1.3288	1.2929	1.3031	1.3259	1.3198	1.3181
Sum T	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000
Carga	-0.68	-0.74	-0.80	-0.77	-0.76	-0.75	-0.72	-0.74	-0.78	-0.75	-0.76	-0.73
Al ^{VI}	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.2006	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Ti	0.0634	0.0775	0.0613	0.0654	0.0647	0.0599	0.0751	0.0692	0.0736	0.0620	0.0720	0.0800
Sn	0.0068	0.0131	0.0031	0.0099	0.0017	0.0079	0.0062	0.0081	0.0064	0.0081	0.0110	0.0000
Cr	0.0000	0.0046	0.0101	0.0012	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0040	0.0000	0.0000	0.0001
Mg	0.0013	0.0068	0.0000	0.0012	0.0000	0.0077	0.0028	0.0000	0.0077	0.0008	0.0000	0.0047
Mn	0.2180	0.1964	0.2339	0.2161	0.2251	0.2158	0.1871	0.2460	0.2504	0.2339	0.2503	0.2337
Fe ³⁺	0.8434	0.7863	0.7620	0.6740	0.6495	0.6982	0.6833	0.6938	0.6428	0.7063	0.6793	0.7949
Fe	2.5420	2.4243	2.5940	2.4811	2.5418	2.5152	2.3510	2.5721	2.6263	2.5666	2.5922	2.8003
Zn	0.8313	1.1269	1.2331	1.2350	1.2400	1.2087	0.9846	1.0694	1.1548	1.1435	1.1022	0.8555
Pb	0.0445	0.0474	0.0630	0.0109	0.0000	0.0000	0.0681	0.0000	0.0127	0.0000	0.0129	0.0000
Li	1.2236	1.1837	0.8971	1.1930	1.2153	1.1846	1.1401	1.2695	1.1104	1.1873	1.1480	0.9521
Sum O	5.7744	5.8670	5.8576	5.8878	5.9381	5.8979	5.6989	5.9281	5.8890	5.9084	5.8678	5.7213
Carga	-0.35	-0.24	-0.14	-0.30	-0.28	-0.28	-0.35	-0.28	-0.26	-0.26	-0.28	-0.28
Carga T+O	-1.03	-0.98	-0.94	-1.06	-1.03	-1.03	-1.07	-1.02	-1.04	-1.01	-1.05	-1.01
Ca	0.0064	0.0084	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0010	0.0000	0.0008	0.0022	0.0000	0.0002
Cs	0.0109	0.0107	0.0110	0.0106	0.0106	0.0107	0.0537	0.0238	0.0240	0.0240	0.0240	0.0480
Na	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
K	1.5992	1.5113	1.4233	1.6928	1.6348	1.6234	1.4023	1.5951	1.6286	1.5643	1.6406	1.3801
Rb	0.4341	0.4273	0.4386	0.4230	0.4233	0.4260	0.6863	0.4225	0.4270	0.4265	0.4269	0.5919
Sum A	2.0506	1.9578	1.8728	2.1265	2.0688	2.0600	2.1433	2.0414	2.0805	2.0170	2.0916	2.0202
Carga	1.03	0.98	0.94	1.06	1.03	1.03	1.07	1.02	1.04	1.01	1.05	1.01
OH	1.8951	1.9283	1.8737	1.9490	1.9475	1.9349	1.8370	1.9319	1.9097	1.9120	1.9102	2.3858
F	2.1049	2.0717	2.1263	2.0510	2.0525	2.0651	2.1630	2.0681	2.0903	2.0880	2.0898	1.6142

Amostra	PHR-160	PHR-160	PHR-160	PHR-160	PHR-160	PHR-162	PHR-162	PHR-162	PHR-162	PHR-162	PHR-162	PHR-162
Análise	a72	a76	a81	a89	a91	a235	a237	a242	a243	a244	a245	a246
SiO ₂	37.9704	37.8127	38.2193	37.4890	38.0064	38.6999	38.0681	39.0045	39.2614	39.1100	38.9982	39.2430
TiO ₂	0.5730	0.5498	0.5850	0.6311	0.5637	0.7078	0.5475	0.5120	0.5589	0.4928	0.5232	0.5618
SnO ₂	0.0000	0.0000	0.1326	0.1304	0.1468	0.1439	0.1447	0.1249	0.0532	0.0633	0.0813	0.1285
Al ₂ O ₃	6.5276	6.5649	6.4720	6.2160	6.6414	7.4523	7.4563	7.2753	7.3257	7.2413	7.0732	6.9559
Cr ₂ O ₃	0.0000	0.0000	0.0038	0.0000	0.0133	0.0000	0.0236	0.0127	0.0000	0.0237	0.0091	0.0000
MgO	0.0000	0.0222	0.0094	0.0035	0.0044	0.0000	0.0103	0.0278	0.0048	0.0000	0.0000	0.0000
CaO	0.0025	0.0000	0.0000	0.0000	0.0075	0.0000	0.0319	0.0043	0.0214	0.0000	0.0119	0.0000
MnO	1.5283	1.4780	1.6835	1.5652	1.4526	1.0790	0.8446	1.0401	0.9446	1.0242	1.0509	1.0942
FeO total	26.6180	26.4940	25.2279	25.7401	25.7846	28.9912	30.2460	28.6672	28.8657	29.2099	29.0882	29.7763
FeO	19.9635	19.8705	18.9209	19.3051	19.3385	21.7434	22.6845	21.5004	21.6493	21.9074	21.8162	22.3322
Fe ₂ O ₃	7.3951	7.3607	7.0089	7.1512	7.1636	8.0545	8.4031	7.9645	8.0196	8.1152	8.0814	8.2726
ZnO	6.6623	6.5265	6.7492	6.4420	6.5030	4.4472	4.0787	4.5959	4.6397	4.2643	4.4408	4.1258
PbO	0.0000	0.0000	0.7603	0.7755	0.9347	0.0000	0.0000	0.0409	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Na ₂ O	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
K ₂ O	6.5358	6.2907	6.2663	6.9574	6.2745	6.6661	6.2245	6.4980	6.7345	6.4389	6.5564	6.3957
Rb ₂ O	5.3632	5.3632	5.3632	5.3632	5.3632	6.0197	6.0197	6.0197	6.0197	6.0197	6.0197	6.0197
Cs ₂ O	0.6561	0.6561	0.6561	0.6561	0.6561	0.8102	0.8102	0.8102	0.8102	0.8102	0.8102	0.8102
F	2.9730	2.9730	2.9730	2.9730	2.9730	3.1295	3.1295	3.1295	3.1295	3.1295	3.1295	3.1295
Li ₂ O	1.3455	1.3002	1.4169	1.2073	1.3558	1.5549	1.3735	1.6423	1.7160	1.6726	1.6405	1.7107
BeO	0.0115	0.0115	0.0115	0.0115	0.0115	0.0025	0.0025	0.0025	0.0025	0.0025	0.0025	0.0025
Total	97.5079	96.7800	97.2320	96.8776	97.4100	100.5109	99.8532	100.2055	100.8910	100.3156	100.2450	100.7824
O=F	1.2519	1.2519	1.2519	1.2519	1.2519	1.3178	1.3178	1.3178	1.3178	1.3178	1.3178	1.3178
TOTAL	96.2559	95.5281	95.9801	95.6256	96.1581	99.1930	98.5354	98.8876	99.5732	98.9978	98.9271	99.4645
Si	6.5075	6.5191	6.5704	6.5307	6.5369	6.4150	6.3754	6.4704	6.4638	6.4731	6.4749	6.4742
Be	0.0047	0.0048	0.0047	0.0048	0.0048	0.0010	0.0010	0.0010	0.0010	0.0010	0.0010	0.0010
Fe ³⁺	0.1693	0.1422	0.1135	0.1883	0.1121	0.1280	0.1518	0.1061	0.1138	0.1134	0.1401	0.1723
Al ^{IV}	1.3185	1.3339	1.3113	1.2762	1.3463	1.4560	1.4718	1.4225	1.4215	1.4125	1.3840	1.3525
Sum T	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000
Carga	-0.75	-0.74	-0.72	-0.74	-0.73	-0.79	-0.81	-0.77	-0.77	-0.76	-0.76	-0.76
Al ^M	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Ti	0.0738	0.0713	0.0756	0.0827	0.0729	0.0882	0.0690	0.0639	0.0692	0.0613	0.0653	0.0697
Sn	0.0000	0.0000	0.0091	0.0091	0.0101	0.0095	0.0097	0.0083	0.0035	0.0042	0.0054	0.0085
Cr	0.0000	0.0000	0.0005	0.0000	0.0018	0.0000	0.0031	0.0017	0.0000	0.0031	0.0012	0.0000
Mg	0.0000	0.0057	0.0024	0.0009	0.0011	0.0000	0.0026	0.0069	0.0012	0.0000	0.0000	0.0000
Mn	0.2219	0.2158	0.2451	0.2309	0.2116	0.1515	0.1198	0.1461	0.1317	0.1436	0.1478	0.1529
Fe ³⁺	0.7844	0.8127	0.7932	0.7491	0.8151	0.8767	0.9072	0.8881	0.8797	0.8973	0.8696	0.8547
Fe	2.8613	2.8650	2.7203	2.8124	2.7816	3.0142	3.1772	2.9828	2.9807	3.0323	3.0292	3.0812
Zn	0.8430	0.8308	0.8567	0.8286	0.8258	0.5443	0.5043	0.5629	0.5640	0.5211	0.5444	0.5026
Pb	0.0000	0.0000	0.0352	0.0364	0.0433	0.0000	0.0000	0.0018	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Li	0.9274	0.9015	0.9796	0.8458	0.9378	1.0365	0.9251	1.0956	1.1362	1.1133	1.0953	1.1350
Sum O	5.7119	5.7028	5.7178	5.5959	5.7011	5.7209	5.7179	5.7581	5.7662	5.7762	5.7582	5.8046
Carga	-0.29	-0.27	-0.29	-0.36	-0.28	-0.26	-0.21	-0.27	-0.29	-0.26	-0.28	-0.26
Carga T+O	-1.03	-1.01	-1.01	-1.10	-1.01	-1.05	-1.02	-1.04	-1.06	-1.03	-1.05	-1.02
Ca	0.0005	0.0000	0.0000	0.0000	0.0014	0.0000	0.0057	0.0008	0.0038	0.0000	0.0021	0.0000
Cs	0.0479	0.0482	0.0481	0.0487	0.0481	0.0573	0.0579	0.0573	0.0569	0.0572	0.0574	0.0570
Na	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
K	1.4290	1.3836	1.3743	1.5462	1.3768	1.4097	1.3299	1.3752	1.4145	1.3596	1.3887	1.3461
Rb	0.5909	0.5944	0.5927	0.6006	0.5930	0.6415	0.6481	0.6419	0.6371	0.6405	0.6425	0.6384
Sum A	2.0683	2.0262	2.0151	2.1955	2.0192	2.1084	2.0416	2.0752	2.1122	2.0572	2.0907	2.0415
Carga	1.03	1.01	1.01	1.10	1.01	1.05	1.02	1.04	1.06	1.03	1.05	1.02
OH	2.3886	2.3790	2.3836	2.3621	2.3828	2.3594	2.3424	2.3581	2.3705	2.3619	2.3567	2.3671
F	1.6114	1.6210	1.6164	1.6379	1.6172	1.6406	1.6576	1.6419	1.6295	1.6381	1.6433	1.6329

Amostra	PHR-162	PHR-162	PHR-162	PHR-162	PHR-162	PHR-162	PHR-162	PHR-162
Análise	a247	a248	a249	a255	a256	a257	a258	a260
SiO ₂	39.0253	39.5271	39.3485	38.7865	38.6416	38.7257	38.8817	39.0518
TiO ₂	0.5132	0.5845	0.6717	0.5278	0.5296	0.5175	0.4753	0.4608
SnO ₂	0.1102	0.0309	0.0820	0.0961	0.1151	0.1017	0.1402	0.1192
Al ₂ O ₃	7.6660	7.6222	7.8630	7.0712	7.4283	6.9813	6.9047	7.2037
Cr ₂ O ₃	0.0312	0.0018	0.0036	0.0000	0.0000	0.0000	0.0288	0.0000
MgO	0.0000	0.0000	0.0053	0.0000	0.0191	0.0000	0.0096	0.0035
CaO	0.0000	0.0095	0.0028	0.0189	0.0225	0.0123	0.0489	0.0131
MnO	0.9213	0.9808	0.8823	1.0076	0.8604	1.0714	0.9421	1.0042
FeO total	29.0320	28.4363	27.7105	29.6519	28.7286	29.3215	29.0056	28.3598
FeO	21.7740	21.3272	20.7829	22.2389	21.5465	21.9911	21.7542	21.2699
Fe ₂ O ₃	8.0658	7.9003	7.6987	8.2380	7.9815	8.1462	8.0585	7.8791
ZnO	4.4463	4.0673	4.2465	4.7957	4.4516	5.0868	4.6427	4.5348
PbO	0.1647	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	2.0721
Na ₂ O	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
K ₂ O	6.7579	6.0885	6.7060	6.5771	6.5652	6.5307	6.4814	6.3015
Rb ₂ O	6.0197	6.0197	6.0197	6.0197	6.0197	6.0197	6.0197	6.0197
Cs ₂ O	0.8102	0.8102	0.8102	0.8102	0.8102	0.8102	0.8102	0.8102
F	3.1295	3.1295	3.1295	3.1895	3.1895	3.1895	3.1895	3.1895
Li ₂ O	1.6483	1.7923	1.7410	1.5797	1.5381	1.5623	1.6070	1.6559
BeO	0.0025	0.0025	0.0025	0.0025	0.0025	0.0025	0.0025	0.0025
Total	101.0861	99.8943	99.9962	100.9595	99.7214	100.7489	99.9970	101.5914
O=F	1.3178	1.3178	1.3178	1.3431	1.3431	1.3431	1.3431	1.3431
TOTAL	99.7682	98.5765	98.6783	99.6164	98.3783	99.4058	98.6539	100.2483
Si	6.4234	6.5073	6.4828	6.4283	6.4503	6.4379	6.4856	6.4818
Be	0.0010	0.0010	0.0010	0.0010	0.0010	0.0010	0.0010	0.0010
Fe ³⁺	0.0884	0.0128	0.0105	0.1895	0.0873	0.1933	0.1560	0.1080
Al ^{IV}	1.4872	1.4789	1.5058	1.3812	1.4614	1.3678	1.3574	1.4092
Sum T	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000
Carga	-0.79	-0.75	-0.76	-0.79	-0.78	-0.78	-0.76	-0.76
Al ^{VI}	0.0000	0.0000	0.0210	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Ti	0.0635	0.0724	0.0832	0.0658	0.0665	0.0647	0.0596	0.0575
Sn	0.0072	0.0020	0.0054	0.0064	0.0077	0.0067	0.0093	0.0079
Cr	0.0041	0.0002	0.0005	0.0000	0.0000	0.0000	0.0038	0.0000
Mg	0.0000	0.0000	0.0013	0.0000	0.0048	0.0000	0.0024	0.0009
Mn	0.1284	0.1368	0.1231	0.1414	0.1217	0.1509	0.1331	0.1412
Fe ³⁺	0.9106	0.9659	0.9440	0.8379	0.9153	0.8258	0.8555	0.8761
Fe	2.9972	2.9363	2.8635	3.0824	3.0079	3.0574	3.0346	2.9524
Zn	0.5403	0.4944	0.5166	0.5868	0.5486	0.6244	0.5718	0.5557
Pb	0.0073	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0926
Li	1.0910	1.1866	1.1535	1.0529	1.0326	1.0445	1.0780	1.1053
Sum O	5.7498	5.7946	5.7121	5.7737	5.7049	5.7743	5.7482	5.7895
Carga	-0.27	-0.24	-0.29	-0.26	-0.28	-0.26	-0.29	-0.26
Carga T+O	-1.06	-0.99	-1.05	-1.05	-1.05	-1.05	-1.05	-1.02
Ca	0.0000	0.0017	0.0005	0.0034	0.0040	0.0022	0.0087	0.0023
Cs	0.0569	0.0569	0.0569	0.0573	0.0577	0.0574	0.0576	0.0573
Na	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
K	1.4191	1.2787	1.4095	1.3906	1.3981	1.3851	1.3792	1.3343
Rb	0.6369	0.6371	0.6375	0.6413	0.6460	0.6433	0.6455	0.6423
Sum A	2.1129	1.9744	2.1044	2.0926	2.1058	2.0880	2.0911	2.0363
Carga	1.06	0.99	1.05	1.05	1.05	1.05	1.05	1.02
OH	2.3709	2.3706	2.3694	2.3282	2.3162	2.3231	2.3174	2.3257
F	1.6291	1.6294	1.6306	1.6718	1.6838	1.6769	1.6826	1.6743

Amostra Análise	BRGM					Análises por Ian Steele					
	PHR-164 81	PHR-164 82	PHR-164 85	PHR-164 86	PHR-164 96	PHR-164 I.S. 1	PHR-164 I.S.2	PHR-164 I.S.3	PHR-164 I.S.4	PHR-164 I.S.5	PHR-164 I.S.6
SiO ₂	40.1140	39.5940	39.4890	39.1360	40.3300	40.7400	40.9000	40.7300	41.0600	41.1700	41.1000
TiO ₂	0.3470	0.2690	0.3770	0.5020	0.4420	0.4000	0.4200	0.3800	0.3700	0.9300	0.9600
SnO ₂											
Al ₂ O ₃	6.3050	6.3280	6.0800	5.9820	5.7420	5.9300	5.5000	5.6700	5.8900	6.0800	5.7300
Cr ₂ O ₃											
MgO	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0100	0.0100	0.0100	0.0200	0.0100	0.0100
CaO	0.0000	0.0290	0.0000	0.0310	0.0000						
MnO	1.1750	1.0600	1.1400	0.8570	0.8870	0.9100	0.9500	0.9400	0.8800	0.9300	0.9600
FeO total	31.7440	30.7080	31.1190	31.6140	31.9480	33.0600	33.6400	33.2600	32.7300	32.5300	32.8500
FeO	23.8080	23.0310	23.3393	23.7105	23.9610	24.7950	25.2300	24.9450	24.5475	24.3975	24.6375
Fe ₂ O ₃	8.8193	8.5315	8.6456	8.7832	8.8760	9.1849	9.3460	9.2405	9.0932	9.0376	9.1266
ZnO	1.9380	2.6200	2.5800	2.1550	2.6700	2.4400	2.4400	2.4800	2.4200	2.3000	2.3500
PbO	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0970						
Na ₂ O	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.1100	0.0900	0.0700	0.0900	0.0900	0.1200
K ₂ O	8.1150	8.2250	8.5320	8.0680	8.1080	7.9900	8.1000	8.0900	7.8500	7.8600	7.9900
Rb ₂ O	2.8050	2.8050	2.8050	2.8050	2.8050	2.8050	2.8050	2.8050	2.8050	2.8050	2.8050
Cs ₂ O	0.0361	0.0361	0.0361	0.0361	0.0361	0.0361	0.0361	0.0361	0.0361	0.0361	0.0361
F	4.2308	4.2308	4.2308	4.2308	4.2308	4.2308	4.2308	4.2308	4.2308	4.2308	4.2308
Li ₂ O	1.9607	1.8115	1.7813	1.6800	2.0227	2.1404	2.1863	2.1375	2.2322	2.2638	2.2437
BeO	0.0059	0.0059	0.0059	0.0059	0.0059	0.0059	0.0059	0.0059	0.0059	0.0059	0.0059
Total	99.6597	98.5766	99.0419	97.9824	100.2134	101.7280	102.2500	101.7707	101.5306	102.1466	102.3054
O=F	1.7816	1.7816	1.7816	1.7816	1.7816	1.7816	1.7816	1.7816	1.7816	1.7816	1.7816
TOTAL	97.8781	96.7950	97.2603	96.2008	98.4318	99.9464	100.4685	99.9891	99.7491	100.3651	100.5239
Si	6.5746	6.5817	6.5622	6.5653	6.5995	6.5572	6.5679	6.5675	6.5960	6.5553	6.5574
Be	0.0023	0.0023	0.0023	0.0024	0.0023	0.0023	0.0023	0.0023	0.0023	0.0022	0.0022
Fe ³⁺	0.2052	0.1762	0.2447	0.2497	0.2908	0.3157	0.3889	0.3527	0.2867	0.3015	0.3629
Al ^{IV}	1.2179	1.2397	1.1908	1.1827	1.1074	1.1248	1.0409	1.0775	1.1151	1.1410	1.0775
Sum T	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000
Carga	-0.71	-0.71	-0.72	-0.72	-0.70	-0.72	-0.72	-0.72	-0.70	-0.72	-0.72
Al ^{VI}	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0001	0.0000	0.0000	0.0001	0.0000	0.0000
Ti	0.0428	0.0336	0.0471	0.0633	0.0544	0.0484	0.0507	0.0461	0.0447	0.1114	0.1152
Sn	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Cr	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Mg	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0024	0.0024	0.0024	0.0048	0.0024	0.0024
Mn	0.1631	0.1492	0.1605	0.1218	0.1229	0.1241	0.1292	0.1284	0.1197	0.1254	0.1297
Fe ³⁺	0.8825	0.8910	0.8364	0.8591	0.8022	0.7968	0.7405	0.7685	0.8125	0.7814	0.7328
Fe	3.2633	3.2017	3.2435	3.3264	3.2790	3.3375	3.3883	3.3638	3.2978	3.2487	3.2873
Zn	0.2345	0.3216	0.3165	0.2669	0.3226	0.2900	0.2893	0.2952	0.2870	0.2704	0.2768
Pb	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0043	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Li	1.2924	1.2110	1.1905	1.1334	1.3311	1.3854	1.4119	1.3861	1.4421	1.4496	1.4396
Sum O	5.8786	5.8082	5.7945	5.7709	5.9164	5.9846	6.0124	5.9905	6.0087	5.9892	5.9839
Carga	-0.28	-0.32	-0.34	-0.30	-0.29	-0.26	-0.27	-0.27	-0.26	-0.23	-0.25
Carga T+O	-1.00	-1.03	-1.06	-1.02	-1.00	-0.98	-0.99	-0.99	-0.96	-0.96	-0.98
Ca	0.0000	0.0052	0.0000	0.0056	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Cs	0.0025	0.0026	0.0026	0.0026	0.0025	0.0025	0.0025	0.0025	0.0025	0.0024	0.0025
Na	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0343	0.0280	0.0219	0.0280	0.0278	0.0371
K	1.6968	1.7443	1.8088	1.7267	1.6926	1.6406	1.6594	1.6642	1.6088	1.5966	1.6263
Rb	0.2955	0.2997	0.2996	0.3025	0.2951	0.2902	0.2896	0.2908	0.2897	0.2871	0.2877
Sum A	1.9948	2.0517	2.1110	2.0373	1.9902	1.9677	1.9795	1.9793	1.9289	1.9140	1.9536
Carga	1.00	1.03	1.06	1.02	1.00	0.98	0.99	0.99	0.96	0.96	0.98
OH	1.8070	1.7758	1.7765	1.7554	1.8105	1.8464	1.8513	1.8425	1.8506	1.8695	1.8652
F	2.1930	2.2242	2.2235	2.2446	2.1895	2.1536	2.1487	2.1575	2.1494	2.1305	2.1348

ANEXO 3

ANÁLISES QUÍMICAS EM POLILITIONITAS

AMOSTRA	PHR-127.2	PHR-127.2	PHR-127.2	PHR-127.2	PHR-127.2	PHR-127.2	PHR-127.2	PHR-127.2	PHR-127.2	PHR-127.2	PHR-127.2
Análise	A290	A291	A307	A308	A324	A325	A326	A327	A329	A357	A358
SiO ₂	54.2313	55.2275	55.0191	55.7652	55.8381	55.2706	56.6230	55.3602	55.0472	56.5924	56.2582
TiO ₂	0.0262	0.0357	0.0017	0.0180	0.0090	0.0518	0.0276	0.0158	0.0034	0.0000	0.0000
SnO ₂	0.0228	0.0000	0.0000	0.0077	0.0185	0.0538	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0293
Al ₂ O ₃	14.3536	14.5677	14.7847	14.4594	13.3702	13.9123	13.9156	14.1156	14.6651	14.1079	14.8934
Cr ₂ O ₃	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0270	0.0042	0.0000	0.0021	0.0042	0.0230
MgO	0.0033	0.0082	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0050	0.0000	0.0000	0.0000	0.0083
CaO	0.0000	0.0093	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0042	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
MnO	0.0377	0.0234	0.0409	0.0564	0.0000	0.0057	0.0221	0.0636	0.0172	0.0065	0.0693
FeO	6.2440	5.3017	4.9793	5.5044	4.6142	5.3054	5.3563	5.2519	5.0196	4.8772	4.8069
ZnO	0.5707	0.4530	0.3496	0.3994	0.4283	0.3901	0.3426	0.3299	0.3702	0.1975	0.2890
PbO	0.0000	0.3594	1.3933	0.0000	0.6348	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Na ₂ O	0.0704	0.0089	0.0248	0.0353	0.0457	0.0389	0.0441	0.0441	0.0434	0.0540	0.0296
K ₂ O	8.9552	9.2491	9.1502	9.0715	8.9782	8.7518	8.9754	9.0807	9.3864	9.2404	9.2903
Rb ₂ O	5.0753	5.3983	4.9007	5.1609	5.1759	5.1100	5.0835	5.2603	4.2523	5.2182	5.0610
Cs ₂ O	0.0162	0.0405	0.0000	0.0081	0.1472	0.0000	0.0000	0.0000	0.0573	0.0247	0.0000
F	8.5335	8.7334	8.6691	8.3227	8.8902	8.6113	9.2750	8.2570	8.5302	8.7321	8.6761
Li ₂ O	6.0124	6.2983	6.2385	6.4526	6.4735	6.3107	6.6988	6.3364	6.2465	6.6900	6.5941
BeO	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Total	104.1526	105.7144	105.5519	105.2616	104.6238	103.8394	106.3774	104.1155	103.6409	105.7451	106.0285
O=F	3.5935	3.6776	3.6506	3.5047	3.7437	3.6262	3.9057	3.4770	3.5921	3.7771	3.6535
TOTAL	100.5591	102.0368	101.9013	101.7569	100.8802	100.2131	102.4717	100.6385	100.0489	102.0680	102.3750
Si	7.4999	7.5239	7.5186	7.5485	7.6696	7.6011	7.6177	7.5810	7.5462	7.6176	7.5449
Be	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
AlIV	0.5001	0.4761	0.4814	0.4515	0.3304	0.3989	0.3823	0.4190	0.4538	0.3824	0.4551
Sum T	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000
Carga	-0.25	-0.24	-0.24	-0.23	-0.17	-0.20	-0.19	-0.21	-0.23	-0.19	-0.23
AlVI	1.8394	1.8629	1.8998	1.8552	1.8340	1.8561	1.8241	1.8592	1.9156	1.8557	1.8990
Ti	0.0027	0.0037	0.0002	0.0018	0.0009	0.0054	0.0028	0.0016	0.0004	0.0000	0.0000
Sn	0.0013	0.0000	0.0000	0.0004	0.0010	0.0030	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0016
Cr	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0029	0.0004	0.0000	0.0002	0.0004	0.0024
Mg	0.0007	0.0017	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0010	0.0000	0.0000	0.0000	0.0017
Mn	0.0044	0.0027	0.0047	0.0065	0.0000	0.0007	0.0025	0.0074	0.0020	0.0007	0.0079
Fe	0.7222	0.6040	0.5691	0.6231	0.5300	0.6102	0.6026	0.6015	0.5755	0.5490	0.5391
Zn	0.0583	0.0456	0.0353	0.0399	0.0434	0.0396	0.0340	0.0334	0.0375	0.0196	0.0286
Pb	0.0000	0.0132	0.0513	0.0000	0.0235	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Li	3.3438	3.4507	3.4284	3.5126	3.5758	3.4902	3.6243	3.4895	3.4437	3.6214	3.5565
Sum O	5.9728	5.9844	5.9887	6.0395	6.0087	6.0079	6.0918	5.9925	5.9749	6.0470	6.0367
Carga	-0.78	-0.81	-0.78	-0.79	-0.86	-0.80	-0.81	-0.82	-0.79	-0.84	-0.79
Carga T+O	-1.03	-1.04	-1.02	-1.01	-1.03	-1.00	-1.00	-1.03	-1.02	-1.03	-1.02
Ca	0.0000	0.0014	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0006	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Cs	0.0010	0.0024	0.0000	0.0005	0.0086	0.0000	0.0000	0.0000	0.0033	0.0014	0.0000
Na	0.0189	0.0024	0.0066	0.0093	0.0122	0.0104	0.0115	0.0117	0.0115	0.0141	0.0077
K	1.5800	1.6075	1.5952	1.5665	1.5732	1.5355	1.5405	1.5864	1.6416	1.5868	1.5895
Rb	0.4512	0.4728	0.4305	0.4491	0.4570	0.4518	0.4396	0.4631	0.3747	0.4515	0.4363
Sum A	2.0510	2.0863	2.0323	2.0253	2.0510	1.9976	1.9922	2.0612	2.0312	2.0538	2.0335
Carga	1.03	1.04	1.02	1.01	1.03	1.00	1.00	1.03	1.02	1.03	1.02
F	3.7323	3.7629	3.7467	3.5629	3.8619	3.7454	3.9463	3.5760	3.6983	3.7173	3.6799
OH	0.2677	0.2371	0.2533	0.4371	0.1381	0.2546	0.0537	0.4240	0.3017	0.2827	0.3201

AMOSTRA	PHR-127.2	PHR-127.2	PHR-127.2	PHR-127.2	PHR-159	PHR-159	PHR-159	PHR-159	PHR-159	PHR-159	PHR-159	PHR-159
Análise	A359	A362	A363	A364	A155	A156	A157	A158	A159	A161	A162	A164
SiO ₂	57.0837	55.8302	55.9645	56.5075	52.4428	53.5920	52.1612	51.9791	53.1150	52.8540	52.6930	52.3328
TiO ₂	0.0442	0.1035	0.0333	0.0306	0.1385	0.1129	0.1197	0.1292	0.1547	0.1608	0.1237	0.1132
SnO ₂	0.0185	0.0000	0.0370	0.0386	0.0313	0.0180	0.0220	0.0294	0.0089	0.0809	0.0765	0.0044
Al ₂ O ₃	13.9220	13.6329	13.7401	13.7188	12.3472	12.4093	12.4325	12.3840	12.7276	12.6939	12.7189	12.4187
Cr ₂ O ₃	0.0063	0.0000	0.0062	0.0000	0.0100	0.0000	0.0000	0.0158	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
MgO	0.0061	0.0000	0.0000	0.0189	0.0000	0.0157	0.0059	0.0000	0.0000	0.0075	0.0205	0.0000
CaO	0.0000	0.0000	0.0000	0.0018	0.0127	0.0220	0.0275	0.0420	0.0171	0.0125	0.0381	0.0000
MnO	0.0544	0.0206	0.0027	0.0000	0.4089	0.3035	0.3283	0.4028	0.3143	0.3712	0.3571	0.2816
FeO	4.6102	5.0943	5.4384	4.6959	5.9524	5.3926	6.0166	6.0400	5.7110	5.5181	5.8767	5.8605
ZnO	0.4023	0.4376	0.4799	0.4184	2.6130	2.5492	2.7283	2.8798	2.3612	2.6216	2.8530	2.5665
PbO	0.0000	0.7732	1.5379	0.0000	1.1321	1.3608	0.0000	0.7744	0.0000	0.0433	0.0000	0.0000
Na ₂ O	0.0818	0.0576	0.0546	0.0333	0.0000	0.0114	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
K ₂ O	9.0698	9.0649	9.1884	9.0705	8.0601	8.2124	8.1412	8.0956	8.3309	8.3858	8.2036	8.3270
Rb ₂ O	5.0702	5.0574	5.1233	5.1963	5.4799	5.4799	5.4799	5.4799	5.4799	5.4799	5.4799	5.4799
Cs ₂ O	0.0575	0.1395	0.0000	0.0000	0.2532	0.2532	0.2532	0.2532	0.2532	0.2532	0.2532	0.2532
F	8.4881	8.1238	8.5446	8.3430	7.2618	7.2618	7.2618	7.2618	7.2618	7.2618	7.2618	7.2618
Li ₂ O	6.8310	6.4713	6.5098	6.6657	5.4991	5.8289	5.4183	5.3660	5.6920	5.6171	5.5709	5.4675
BeO	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.1459	0.1459	0.1459	0.1459	0.1459	0.1459	0.1459	0.1459
Total	105.7461	104.8068	106.6607	104.7393	101.7889	102.9695	100.5423	101.2789	101.5735	101.5075	101.6728	100.5130
O=F	3.5743	3.4209	3.5981	3.5132	3.0579	3.0579	3.0579	3.0579	3.0579	3.0579	3.0579	3.0579
TOTAL	102.1718	101.3858	103.0626	101.2260	98.7309	99.9116	97.4843	98.2210	98.5156	98.4496	98.6148	97.4551
Si	7.6427	7.6180	7.5872	7.6501	7.5459	7.5819	7.5439	7.5243	7.5535	7.5424	7.5220	7.5596
Be	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0504	0.0496	0.0507	0.0507	0.0498	0.0500	0.0500	0.0506
AlIV	0.3573	0.3820	0.4128	0.3499	0.4036	0.3685	0.4054	0.4250	0.3966	0.4076	0.4280	0.3898
Sum T	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000
Carga	-0.18	-0.19	-0.21	-0.17	-0.25	-0.23	-0.25	-0.26	-0.25	-0.25	-0.26	-0.25
AlVI	1.8396	1.8104	1.7826	1.8391	1.6903	1.7006	1.7138	1.6878	1.7366	1.7274	1.7119	1.7245
Ti	0.0045	0.0106	0.0034	0.0031	0.0150	0.0120	0.0130	0.0141	0.0165	0.0173	0.0133	0.0123
Sn	0.0010	0.0000	0.0020	0.0021	0.0018	0.0010	0.0013	0.0017	0.0005	0.0046	0.0044	0.0003
Cr	0.0007	0.0000	0.0007	0.0000	0.0011	0.0000	0.0000	0.0018	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Mg	0.0012	0.0000	0.0000	0.0038	0.0000	0.0033	0.0013	0.0000	0.0000	0.0016	0.0044	0.0000
Mn	0.0062	0.0024	0.0003	0.0000	0.0498	0.0364	0.0402	0.0494	0.0379	0.0449	0.0432	0.0345
Fe	0.5162	0.5813	0.6166	0.5317	0.7163	0.6380	0.7277	0.7312	0.6792	0.6585	0.7016	0.7080
Zn	0.0398	0.0441	0.0480	0.0418	0.2776	0.2663	0.2913	0.3078	0.2479	0.2762	0.3007	0.2737
Pb	0.0000	0.0284	0.0561	0.0000	0.0439	0.0518	0.0000	0.0302	0.0000	0.0017	0.0000	0.0000
Li	3.6780	3.5510	3.5492	3.6291	3.1821	3.3163	3.1514	3.1238	3.2553	3.2236	3.1982	3.1762
Sum O	6.0871	6.0282	6.0589	6.0507	5.9778	6.0258	5.9400	5.9477	5.9740	5.9557	5.9775	5.9294
Carga	-0.83	-0.83	-0.82	-0.84	-0.75	-0.77	-0.76	-0.75	-0.77	-0.77	-0.75	-0.78
Carga T+O	-1.01	-1.02	-1.03	-1.01	-1.00	-1.00	-1.02	-1.02	-1.02	-1.02	-1.01	-1.03
Ca	0.0000	0.0000	0.0000	0.0003	0.0020	0.0033	0.0043	0.0065	0.0026	0.0019	0.0058	0.0000
Cs	0.0033	0.0081	0.0000	0.0000	0.0155	0.0153	0.0156	0.0156	0.0154	0.0154	0.0154	0.0156
Na	0.0212	0.0152	0.0144	0.0087	0.0000	0.0031	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
K	1.5492	1.5780	1.5892	1.5666	1.4796	1.4822	1.5021	1.4950	1.5114	1.5267	1.4940	1.5345
Rb	0.4364	0.4436	0.4465	0.4522	0.5069	0.4984	0.5095	0.5099	0.5010	0.5027	0.5029	0.5089
Sum A	2.0101	2.0449	2.0500	2.0278	2.0039	2.0023	2.0315	2.0271	2.0304	2.0467	2.0181	2.0590
Carga	1.01	1.02	1.03	1.01	1.00	1.00	1.02	1.02	1.02	1.02	1.01	1.03
F	3.5941	3.5057	3.6636	3.5722	3.3046	3.2492	3.3216	3.3245	3.2661	3.2774	3.2785	3.3175
OH	0.4059	0.4943	0.3364	0.4278	0.6954	0.7508	0.6784	0.6755	0.7339	0.7226	0.7215	0.6825

AMOSTRA	PHR-159	PHR-159	PHR-159	PHR-159	PHR-159	PHR-159	PHR-159	PHR-159	PHR-159	PHR-159	PHR-159	PHR-159	PHR-160
Análise	A165	A180	A192	A193	A194	A206	A207	A208	A226	A227	A228	A231	A1
SiO ₂	53.0337	52.3095	51.5389	52.4012	51.6514	54.6341	52.2620	52.0611	51.2482	51.5891	52.2452	50.8125	51.9928
TiO ₂	0.1611	0.1506	0.1226	0.1265	0.1443	0.0622	0.1418	0.1381	0.1385	0.0917	0.1511	0.0999	0.1622
SnO ₂	0.0571	0.0278	0.0531	0.0102	0.0641	0.0296	0.0000	0.0220	0.0087	0.0379	0.0000	0.0147	0.0000
Al ₂ O ₃	12.9738	12.2408	12.2319	12.3956	11.9196	12.9543	12.4987	12.0641	12.0568	12.6585	12.3053	11.7203	12.8638
Cr ₂ O ₃	0.0000	0.0275	0.0000	0.0059	0.0000	0.0080	0.0059	0.0000	0.0059	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
MgO	0.0000	0.0144	0.0000	0.0170	0.0000	0.0000	0.0129	0.0000	0.0000	0.0000	0.0096	0.0107	0.0143
CaO	0.0000	0.0000	0.0231	0.0000	0.0010	0.0000	0.0015	0.0080	0.0297	0.0119	0.0304	0.0000	0.0129
MnO	0.2890	0.3977	0.4497	0.4107	0.3677	0.2460	0.3468	0.4083	0.4257	0.4091	0.4437	0.4399	0.3908
FeO	6.1158	6.7637	6.5139	6.5697	6.8022	3.7244	5.8092	6.1278	6.4675	6.1449	7.1725	7.0762	7.2361
ZnO	2.1427	2.2529	2.5237	2.1906	2.1955	1.9626	3.2034	3.3088	2.3030	2.0235	2.4176	2.1974	1.4227
PbO	0.0000	1.1555	1.5489	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0862	2.3251	1.4511	2.1707	1.2493	0.0000
Na ₂ O	0.0000	0.0078	0.0000	0.0017	0.0000	0.0128	0.0000	0.0000	0.0275	0.0768	0.0000	0.0000	0.0318
K ₂ O	8.3131	8.2735	8.1354	8.2101	8.4030	8.4760	8.1996	8.1777	8.1322	8.4321	8.1983	8.0839	7.9176
Rb ₂ O	5.4331	5.4331	5.4503	5.4503	5.4503	5.4544	5.4544	5.4544	5.4544	5.4544	5.4544	5.4544	5.5706
Cs ₂ O	0.1772	0.1772	0.2213	0.2213	0.2213	0.2172	0.2172	0.2172	0.2172	0.2172	0.2172	0.2172	0.2949
F	8.3347	8.3347	7.3962	7.3962	7.3962	7.6642	7.6642	7.6642	7.6642	7.6642	7.6642	7.6642	6.6972
Li ₂ O	5.6687	5.4608	5.2397	5.4871	5.2720	6.1280	5.4472	5.3895	5.1562	5.2541	5.4424	5.0312	5.3699
BeO	0.1845	0.1845	0.1588	0.1588	0.1588	0.1631	0.1631	0.1631	0.1631	0.1631	0.1631	0.1631	0.1397
Total	102.8845	103.2120	101.6075	101.0529	100.0474	101.7369	101.4279	101.2905	101.8239	101.6796	104.0857	100.2349	100.1173
O=F	3.5097	3.5097	3.1145	3.1145	3.1145	3.2274	3.2274	3.2274	3.2274	3.2274	3.2274	3.2274	2.8202
TOTAL	99.3747	99.7023	98.4929	97.9384	96.9328	98.5095	98.2005	98.0631	98.5965	98.4522	100.8583	97.0075	97.2971
Si	7.5195	7.5205	7.5106	7.5418	7.5551	7.6557	7.5269	7.5418	7.5197	7.5006	7.4818	7.5412	7.5002
Be	0.0628	0.0637	0.0556	0.0549	0.0558	0.0549	0.0564	0.0568	0.0575	0.0570	0.0561	0.0581	0.0484
AlIV	0.4176	0.4158	0.4338	0.4033	0.3891	0.2894	0.4166	0.4014	0.4228	0.4425	0.4621	0.4007	0.4513
Sum T	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000
Carga	-0.27	-0.27	-0.27	-0.26	-0.25	-0.20	-0.26	-0.26	-0.27	-0.28	-0.29	-0.26	-0.27
AlVI	1.7504	1.6584	1.6670	1.6993	1.6657	1.8500	1.7049	1.6584	1.6622	1.7266	1.6147	1.6494	1.7357
Ti	0.0172	0.0163	0.0134	0.0137	0.0159	0.0066	0.0154	0.0150	0.0153	0.0100	0.0163	0.0111	0.0176
Sn	0.0032	0.0016	0.0031	0.0006	0.0037	0.0017	0.0000	0.0013	0.0005	0.0022	0.0000	0.0009	0.0000
Cr	0.0000	0.0031	0.0000	0.0007	0.0000	0.0009	0.0007	0.0000	0.0007	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Mg	0.0000	0.0031	0.0000	0.0036	0.0000	0.0000	0.0028	0.0000	0.0000	0.0000	0.0020	0.0024	0.0031
Mn	0.0347	0.0484	0.0555	0.0501	0.0456	0.0292	0.0423	0.0501	0.0529	0.0504	0.0538	0.0553	0.0478
Fe	0.7252	0.8132	0.7938	0.7907	0.8321	0.4365	0.6997	0.7424	0.7936	0.7472	0.8590	0.8783	0.8730
Zn	0.2243	0.2391	0.2715	0.2328	0.2371	0.2030	0.3406	0.3539	0.2495	0.2172	0.2556	0.2408	0.1515
Pb	0.0000	0.0447	0.0608	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0034	0.0918	0.0568	0.0837	0.0499	0.0000
Li	3.2323	3.1573	3.0707	3.1759	3.1011	3.4533	3.1550	3.1399	3.0426	3.0720	3.1343	3.0028	3.1153
Sum O	5.9874	5.9853	5.9358	5.9674	5.9012	5.9811	5.9614	5.9643	5.9092	5.8824	6.0194	5.8909	5.9439
Carga	-0.73	-0.74	-0.75	-0.76	-0.80	-0.81	-0.75	-0.76	-0.76	-0.78	-0.72	-0.77	-0.73
Carga T+O	-1.00	-1.02	-1.02	-1.01	-1.05	-1.01	-1.01	-1.02	-1.03	-1.06	-1.01	-1.03	-1.00
Ca	0.0000	0.0000	0.0036	0.0000	0.0002	0.0000	0.0002	0.0012	0.0047	0.0019	0.0047	0.0000	0.0020
Cs	0.0107	0.0109	0.0138	0.0136	0.0138	0.0130	0.0133	0.0134	0.0136	0.0135	0.0133	0.0137	0.0181
Na	0.0000	0.0022	0.0000	0.0005	0.0000	0.0035	0.0000	0.0000	0.0078	0.0216	0.0000	0.0000	0.0089
K	1.5037	1.5175	1.5125	1.5075	1.5680	1.5152	1.5066	1.5113	1.5223	1.5640	1.4978	1.5306	1.4571
Rb	0.4952	0.5021	0.5106	0.5043	0.5125	0.4913	0.5050	0.5079	0.5145	0.5098	0.5021	0.5204	0.5166
Sum A	2.0096	2.0326	2.0404	2.0258	2.0945	2.0230	2.0251	2.0339	2.0628	2.1107	2.0178	2.0647	2.0027
Carga	1.00	1.02	1.02	1.01	1.05	1.01	1.01	1.02	1.03	1.06	1.01	1.03	1.00
F	3.7375	3.7897	3.4087	3.3666	3.4215	3.3965	3.4910	3.5114	3.5566	3.5241	3.4711	3.5973	3.0554
OH	0.2625	0.2103	0.5913	0.6334	0.5785	0.6035	0.5090	0.4886	0.4434	0.4759	0.5289	0.4027	0.9446

AMOSTRA	PHR-160	PHR-160	PHR-160	PHR-160	PHR-160	PHR-160	PHR-160	PHR-160	PHR-160	PHR-160	PHR-160	PHR-160	PHR-160
Análise	A2	A3	A4	A5	A6	A7	A9	A10	A11	A13	A14	A15	A16
SiO ₂	51.7441	53.5684	53.5494	51.9669	52.3174	52.1031	53.7296	54.2705	52.5673	53.0599	51.6753	52.8876	53.6391
TiO ₂	0.1136	0.1008	0.0928	0.1154	0.1077	0.1504	0.0963	0.0550	0.1693	0.1249	0.1465	0.0924	0.1128
SnO ₂	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Al ₂ O ₃	12.4531	12.5977	12.6375	12.5116	12.6571	12.3862	12.5075	13.7515	12.4285	12.3897	12.4809	12.3840	12.7928
Cr ₂ O ₃	0.0000	0.0267	0.0000	0.0041	0.0000	0.0062	0.0000	0.0000	0.0000	0.0145	0.0000	0.0021	0.0166
MgO	0.0066	0.0065	0.0000	0.0061	0.0000	0.0177	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0006	0.0000	0.0060
CaO	0.0093	0.0145	0.0187	0.0322	0.0166	0.0062	0.0000	0.0000	0.0083	0.0000	0.0104	0.0141	0.0251
MnO	0.4346	0.3147	0.2572	0.2629	0.3616	0.4275	0.2777	0.2447	0.3846	0.3677	0.3410	0.2949	0.4000
FeO	8.0577	5.9915	5.5931	6.9195	6.2849	7.1576	5.5698	4.2084	6.8066	6.0720	7.0354	6.2519	5.9904
ZnO	1.6949	1.1033	1.1488	1.3200	1.0431	1.3053	0.9354	0.8293	1.2040	1.1104	1.3339	1.3134	1.1770
PbO	0.5352	0.0000	0.2255	0.0000	0.3149	0.0000	2.0149	0.6315	0.9417	0.0000	1.4351	0.0000	0.0000
Na ₂ O	0.0000	0.0045	0.0198	0.2510	0.0217	0.0593	0.0258	0.0177	0.0027	0.0245	0.0100	0.0263	0.0316
K ₂ O	8.1341	8.0769	8.1593	7.5759	7.9729	8.2531	8.0656	8.4207	8.1026	7.9659	8.0672	8.0919	8.1100
Rb ₂ O	5.5706	5.5706	5.5706	5.5706	5.5706	5.5706	5.5706	5.5706	5.5706	5.5706	5.5706	5.5706	5.5706
Cs ₂ O	0.2949	0.2949	0.2949	0.2949	0.2949	0.2949	0.2949	0.2949	0.2949	0.2949	0.2949	0.2949	0.2949
F	6.6972	6.6972	6.6972	6.6972	6.6972	6.6972	6.6972	6.6972	6.6972	6.6972	6.6972	6.6972	6.6972
Li ₂ O	5.2986	5.8221	5.8167	5.3625	5.4631	5.4016	5.8684	6.0236	5.5348	5.6762	5.2788	5.6267	5.8424
BeO	0.1397	0.1397	0.1397	0.1397	0.1397	0.1397	0.1397	0.1397	0.1397	0.1397	0.1397	0.1397	0.1397
Total	101.1842	100.3300	100.2212	99.0305	99.2634	99.9766	101.7934	101.1553	100.8528	99.5081	100.5175	99.6877	100.8462
O=F	2.8202	2.8202	2.8202	2.8202	2.8202	2.8202	2.8202	2.8202	2.8202	2.8202	2.8202	2.8202	2.8202
TOTAL	98.3640	97.5098	97.4010	96.2103	96.4432	97.1564	98.9732	98.3351	98.0326	96.6879	97.6973	96.8676	98.0260
Si	7.4780	7.6150	7.6245	7.5560	7.5778	7.5386	7.6261	7.5983	7.5577	7.6223	7.5214	7.6066	7.5899
Be	0.0485	0.0477	0.0478	0.0488	0.0486	0.0486	0.0476	0.0470	0.0482	0.0482	0.0488	0.0483	0.0475
AlIV	0.4735	0.3373	0.3277	0.3952	0.3736	0.4129	0.3263	0.3547	0.3940	0.3295	0.4298	0.3452	0.3626
	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000
Carga	-0.29	-0.22	-0.21	-0.25	-0.24	-0.25	-0.21	-0.22	-0.25	-0.21	-0.26	-0.22	-0.23
AlVI	1.6477	1.7734	1.7930	1.7489	1.7871	1.6993	1.7660	1.9145	1.7119	1.7682	1.7112	1.7541	1.7708
Ti	0.0123	0.0108	0.0099	0.0126	0.0117	0.0164	0.0103	0.0058	0.0183	0.0135	0.0160	0.0100	0.0120
Sn	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Cr	0.0000	0.0030	0.0000	0.0005	0.0000	0.0007	0.0000	0.0000	0.0000	0.0016	0.0000	0.0002	0.0019
Mg	0.0014	0.0014	0.0000	0.0013	0.0000	0.0038	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0001	0.0000	0.0013
Mn	0.0532	0.0379	0.0310	0.0324	0.0444	0.0524	0.0334	0.0290	0.0468	0.0447	0.0420	0.0359	0.0479
Fe	0.9739	0.7123	0.6660	0.8414	0.7613	0.8661	0.6611	0.4928	0.8184	0.7295	0.8564	0.7520	0.7089
Zn	0.1809	0.1158	0.1208	0.1417	0.1116	0.1394	0.0980	0.0857	0.1278	0.1178	0.1433	0.1395	0.1230
Pb	0.0208	0.0000	0.0086	0.0000	0.0123	0.0000	0.0770	0.0238	0.0364	0.0000	0.0562	0.0000	0.0000
Li	3.0795	3.3284	3.3306	3.1356	3.1822	3.1430	3.3497	3.3916	3.2002	3.2792	3.0899	3.2545	3.3246
Sum O	5.9697	5.9829	5.9600	5.9144	5.9105	5.9210	5.9955	5.9432	5.9599	5.9545	5.9153	5.9462	5.9904
Carga	-0.73	-0.78	-0.80	-0.77	-0.78	-0.78	-0.79	-0.79	-0.77	-0.79	-0.76	-0.79	-0.77
Carga T+O	-1.02	-1.00	-1.01	-1.01	-1.01	-1.04	-1.00	-1.01	-1.01	-1.00	-1.02	-1.01	-1.00
Ca	0.0014	0.0022	0.0029	0.0050	0.0026	0.0010	0.0000	0.0000	0.0013	0.0000	0.0016	0.0022	0.0038
Cs	0.0182	0.0179	0.0179	0.0183	0.0182	0.0182	0.0178	0.0176	0.0181	0.0181	0.0183	0.0181	0.0178
Na	0.0000	0.0012	0.0055	0.0708	0.0061	0.0166	0.0071	0.0048	0.0008	0.0068	0.0028	0.0073	0.0087
K	1.4997	1.4648	1.4821	1.4053	1.4733	1.5234	1.4605	1.5041	1.4862	1.4599	1.4980	1.4847	1.4640
Rb	0.5175	0.5091	0.5099	0.5207	0.5187	0.5181	0.5083	0.5014	0.5148	0.5144	0.5212	0.5150	0.5067
	2.0368	1.9952	2.0182	2.0200	2.0188	2.0773	1.9937	2.0279	2.0211	1.9992	2.0419	2.0274	2.0010
	1.02	1.00	1.01	1.01	1.01	1.04	1.00	1.01	1.01	1.00	1.02	1.01	1.00
F	3.0610	3.0109	3.0158	3.0797	3.0679	3.0645	3.0063	2.9655	3.0452	3.0427	3.0829	3.0463	2.9971
OH	0.9390	0.9891	0.9842	0.9203	0.9321	0.9355	0.9937	1.0345	0.9548	0.9573	0.9171	0.9537	1.0029

AMOSTRA	PHR-160	PHR-160	PHR-160	PHR-160	PHR-160	PHR-160	PHR-160	PHR-160	PHR-160	PHR-160	PHR-160	PHR-160	PHR-160
Análise	A17	A18	A19'	A20	A20a	A23	A39	A41	A42	A45	A47	A49	A54
SiO ₂	53.5765	53.0736	54.0330	53.5868	52.9454	52.1536	52.1509	52.9677	53.4774	52.4348	51.9351	52.5746	52.9033
TiO ₂	0.1084	0.1386	0.0524	0.1172	0.1176	0.1195	0.1297	0.1133	0.0651	0.0889	0.1230	0.0937	0.0698
SnO ₂	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Al ₂ O ₃	12.6046	12.6951	13.5192	12.2865	11.3232	12.5628	12.5776	12.4077	13.0233	12.3089	12.6942	12.8335	12.3338
Cr ₂ O ₃	0.0290	0.0000	0.0000	0.0478	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0289	0.0023	0.0000	0.0288	0.0506
MgO	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0126	0.0040	0.0000	0.0000	0.0000	0.0024	0.0000	0.0000	0.0000
CaO	0.0450	0.0167	0.0000	0.0283	0.0369	0.0049	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0083	0.0022	0.0000
MnO	0.2833	0.3213	0.2169	0.2584	0.3250	0.3820	0.3559	0.3153	0.2936	0.2630	0.3524	0.3684	0.3916
FeO	5.8239	6.1189	3.7274	5.8220	6.1914	6.9184	7.4968	6.3640	5.9940	5.9663	7.2261	6.0414	6.2037
ZnO	1.1344	1.2926	0.7718	1.0981	1.1560	1.2217	1.2442	1.1448	1.1032	0.9089	1.3598	1.1815	1.2132
PbO	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.4226	0.0000	0.7154	0.8070	1.0166	2.4486	0.0000	0.2907	0.1444
Na ₂ O	0.0480	0.0000	0.0091	0.0436	0.0690	0.0000	0.0048	0.0295	0.0618	0.0159	0.0156	0.0408	0.0048
K ₂ O	7.9612	8.0294	7.9046	8.1023	7.9835	8.1750	8.3699	8.1470	8.4109	8.0853	8.1775	8.4504	8.2899
Rb ₂ O	5.5706	5.5706	5.5706	5.5706	5.5706	5.5706	5.5706	5.5706	5.5706	5.5706	5.5706	5.5706	5.5706
Cs ₂ O	0.2949	0.2949	0.2949	0.2949	0.2949	0.2949	0.2949	0.2949	0.2949	0.2949	0.2949	0.2949	0.2949
F	6.6972	6.6972	6.6972	6.6972	6.6972	6.6972	6.6972	6.6972	6.6972	6.6972	6.6972	6.6972	6.6972
Li ₂ O	5.8245	5.6801	5.9555	5.8274	5.6433	5.4161	5.4153	5.6497	5.7960	5.4968	5.3534	5.5369	5.6312
BeO	0.1397	0.1397	0.1397	0.1397	0.1397	0.1397	0.1397	0.1397	0.1397	0.1397	0.1397	0.1397	0.1397
Total	100.1412	100.0687	98.8923	99.9208	98.9289	99.6604	101.1629	100.6484	101.9732	100.7245	99.9478	100.1453	99.9387
O=F	2.8202	2.8202	2.8202	2.8202	2.8202	2.8202	2.8202	2.8202	2.8202	2.8202	2.8202	2.8202	2.8202
TOTAL	97.3210	97.2485	96.0721	97.1006	96.1087	96.8402	98.3427	97.8282	99.1530	97.9043	97.1276	97.3251	97.1186
Si	7.6214	7.5872	7.6627	7.6466	7.7006	7.5479	7.5069	7.5931	7.5548	7.6029	7.5151	7.5557	7.6053
Be	0.0477	0.0480	0.0476	0.0479	0.0488	0.0486	0.0483	0.0481	0.0474	0.0487	0.0486	0.0482	0.0482
AlIV	0.3309	0.3648	0.2897	0.3055	0.2506	0.4035	0.4448	0.3588	0.3978	0.3485	0.4363	0.3961	0.3465
	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000
Carga	-0.21	-0.23	-0.19	-0.20	-0.17	-0.25	-0.27	-0.23	-0.25	-0.22	-0.27	-0.25	-0.22
AlVI	1.7823	1.7741	1.9699	1.7609	1.6904	1.7393	1.6890	1.7375	1.7706	1.7550	1.7286	1.7776	1.7432
Ti	0.0116	0.0149	0.0056	0.0126	0.0129	0.0130	0.0140	0.0122	0.0069	0.0097	0.0134	0.0101	0.0075
Sn	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Cr	0.0033	0.0000	0.0000	0.0054	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0032	0.0003	0.0000	0.0033	0.0058
Mg	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0027	0.0009	0.0000	0.0000	0.0000	0.0005	0.0000	0.0000	0.0000
Mn	0.0341	0.0389	0.0261	0.0312	0.0400	0.0468	0.0434	0.0383	0.0351	0.0323	0.0432	0.0448	0.0477
Fe	0.6928	0.7315	0.4421	0.6948	0.7531	0.8373	0.9025	0.7630	0.7082	0.7235	0.8745	0.7261	0.7458
Zn	0.1191	0.1364	0.0808	0.1157	0.1241	0.1305	0.1322	0.1212	0.1151	0.0973	0.1453	0.1254	0.1288
Pb	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0165	0.0000	0.0277	0.0311	0.0387	0.0956	0.0000	0.0112	0.0056
Li	3.3320	3.2655	3.3965	3.3441	3.3009	3.1523	3.1348	3.2571	3.2929	3.2052	3.1153	3.2001	3.2556
Sum O	5.9753	5.9615	5.9210	5.9647	5.9407	5.9201	5.9436	5.9603	5.9707	5.9194	5.9202	5.8987	5.9400
Carga	-0.79	-0.77	-0.79	-0.81	-0.85	-0.77	-0.77	-0.79	-0.78	-0.80	-0.76	-0.80	-0.81
Carga T+O	-1.00	-1.00	-0.98	-1.01	-1.03	-1.02	-1.04	-1.01	-1.03	-1.02	-1.03	-1.05	-1.03
Ca	0.0069	0.0026	0.0000	0.0043	0.0058	0.0008	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0013	0.0003	0.0000
Cs	0.0179	0.0180	0.0178	0.0179	0.0183	0.0182	0.0181	0.0180	0.0178	0.0182	0.0182	0.0181	0.0181
Na	0.0132	0.0000	0.0025	0.0121	0.0195	0.0000	0.0013	0.0082	0.0169	0.0045	0.0044	0.0114	0.0013
K	1.4448	1.4644	1.4301	1.4750	1.4813	1.5094	1.5370	1.4899	1.5159	1.4956	1.5096	1.5493	1.5204
Rb	0.5094	0.5119	0.5078	0.5110	0.5208	0.5183	0.5155	0.5133	0.5059	0.5192	0.5182	0.5146	0.5148
	1.9922	1.9968	1.9583	2.0203	2.0457	2.0466	2.0719	2.0295	2.0565	2.0376	2.0516	2.0937	2.0546
	1.00	1.00	0.98	1.01	1.03	1.02	1.04	1.01	1.03	1.02	1.03	1.05	1.03
F	3.0130	3.0279	3.0038	3.0224	3.0806	3.0654	3.0489	3.0363	2.9922	3.0711	3.0649	3.0440	3.0449
OH	0.9870	0.9721	0.9962	0.9776	0.9194	0.9346	0.9511	0.9637	1.0078	0.9289	0.9351	0.9560	0.9551

AMOSTRA	PHR-160	PHR-160	PHR-160	PHR-160	PHR-160	PHR-160	PHR-160	PHR-160	PHR-160	PHR-160	PHR-160	PHR-160
Análise	A55	A56	A57	A58	A59	A61	A62	A63	A70	A74	A87	A96
SiO ₂	51.0626	52.6884	52.7548	52.1283	51.2070	52.9330	52.2240	52.7552	52.4892	52.2837	52.0143	53.4574
TiO ₂	0.1695	0.1231	0.1074	0.1139	0.1252	0.1637	0.1042	0.0965	0.0803	0.1513	0.1058	0.0546
SnO ₂	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0774	0.0045
Al ₂ O ₃	12.4512	13.0672	12.6435	12.9207	12.5792	12.6205	12.5986	12.7527	12.7505	12.5640	12.3558	12.1323
Cr ₂ O ₃	0.0499	0.0000	0.0176	0.0222	0.0043	0.0000	0.0333	0.0022	0.0000	0.0000	0.0000	0.0142
MgO	0.0082	0.0000	0.0070	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0005	0.0000	0.0000
CaO	0.0000	0.0000	0.0000	0.0017	0.0127	0.0190	0.0337	0.0253	0.0408	0.0000	0.0124	0.0313
MnO	0.3752	0.3774	0.3289	0.3483	0.3845	0.3266	0.3471	0.3907	0.3906	0.3821	0.4215	0.2762
FeO	8.0805	6.6219	5.8919	6.9706	7.8613	7.2202	6.3269	5.7389	6.7129	6.8096	7.0225	6.2217
ZnO	1.4055	1.0794	0.9451	1.2855	1.2704	1.1337	1.1074	1.1424	1.2220	1.5428	1.6757	1.5552
PbO	2.1713	0.0000	0.6248	0.0000	0.2858	0.0000	0.0000	0.6797	0.0894	0.0000	0.5797	0.7981
Na ₂ O	0.0000	0.0116	0.0125	0.0069	0.0136	0.0195	0.0284	0.0543	0.0640	0.0000	0.0000	0.0169
K ₂ O	8.1412	8.2261	8.1106	8.2887	8.2327	8.0514	8.2140	8.0746	8.0195	8.0230	8.1557	8.2374
Rb ₂ O	5.5706	5.5706	5.5706	5.5706	5.5706	5.5706	5.5706	5.5706	5.5706	5.5706	5.5706	5.5706
Cs ₂ O	0.2949	0.2949	0.2949	0.2949	0.2949	0.2949	0.2949	0.2949	0.2949	0.2949	0.2949	0.2949
F	6.6972	6.6972	6.6972	6.6972	6.6972	6.6972	6.6972	6.6972	6.6972	6.6972	6.6972	6.6972
Li ₂ O	5.1030	5.5696	5.5886	5.4088	5.1444	5.6398	5.4363	5.5887	5.5124	5.4534	5.3761	5.7903
BeO	0.1397	0.1397	0.1397	0.1397	0.1397	0.1397	0.1397	0.1397	0.1397	0.1397	0.1397	0.1397
Total	101.7205	100.4671	99.7351	100.1980	99.8235	100.8298	99.1563	100.0036	100.0740	99.9128	100.4993	101.2925
O=F	2.8202	2.8202	2.8202	2.8202	2.8202	2.8202	2.8202	2.8202	2.8202	2.8202	2.8202	2.8202
TOTAL	98.9003	97.6469	96.9149	97.3778	97.0033	98.0096	96.3361	97.1835	97.2538	97.0926	97.6791	98.4723
Si	7.4492	7.5287	7.5986	7.5088	7.4818	7.5481	7.5715	7.5849	7.5472	7.5457	7.5318	7.6169
Be	0.0490	0.0480	0.0483	0.0483	0.0490	0.0479	0.0487	0.0483	0.0483	0.0484	0.0486	0.0478
AlIV	0.5018	0.4234	0.3530	0.4429	0.4691	0.4040	0.3798	0.3669	0.4046	0.4059	0.4196	0.3353
	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000
Carga	-0.30	-0.26	-0.22	-0.27	-0.28	-0.25	-0.24	-0.23	-0.25	-0.25	-0.26	-0.22
AlVI	1.6390	1.7772	1.7933	1.7507	1.6970	1.7170	1.7730	1.7941	1.7562	1.7312	1.6891	1.7021
Ti	0.0186	0.0132	0.0116	0.0123	0.0138	0.0176	0.0114	0.0104	0.0087	0.0164	0.0115	0.0059
Sn	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0045	0.0003
Cr	0.0058	0.0000	0.0020	0.0025	0.0005	0.0000	0.0038	0.0003	0.0000	0.0000	0.0000	0.0016
Mg	0.0018	0.0000	0.0015	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0001	0.0000	0.0000
Mn	0.0464	0.0457	0.0401	0.0425	0.0476	0.0394	0.0426	0.0476	0.0476	0.0467	0.0517	0.0333
Fe	0.9858	0.7913	0.7097	0.8397	0.9606	0.8610	0.7671	0.6900	0.8072	0.8219	0.8504	0.7414
Zn	0.1514	0.1139	0.1005	0.1367	0.1370	0.1194	0.1185	0.1213	0.1297	0.1644	0.1792	0.1636
Pb	0.0853	0.0000	0.0242	0.0000	0.0112	0.0000	0.0000	0.0263	0.0035	0.0000	0.0226	0.0306
Li	2.9938	3.2005	3.2372	3.1332	3.0228	3.2342	3.1696	3.2314	3.1875	3.1652	3.1307	3.3179
Sum O	5.9278	5.9418	5.9203	5.9177	5.8905	5.9887	5.8861	5.9213	5.9403	5.9459	5.9396	5.9966
Carga	-0.73	-0.76	-0.79	-0.76	-0.76	-0.75	-0.80	-0.79	-0.77	-0.75	-0.77	-0.80
Carga T+O	-1.03	-1.02	-1.01	-1.03	-1.04	-1.00	-1.04	-1.02	-1.02	-1.01	-1.02	-1.02
Ca	0.0000	0.0000	0.0000	0.0003	0.0020	0.0029	0.0052	0.0039	0.0063	0.0000	0.0019	0.0048
Cs	0.0183	0.0180	0.0181	0.0181	0.0184	0.0179	0.0182	0.0181	0.0181	0.0181	0.0182	0.0179
Na	0.0000	0.0032	0.0035	0.0019	0.0039	0.0054	0.0080	0.0151	0.0178	0.0000	0.0000	0.0047
K	1.5152	1.4996	1.4904	1.5232	1.5346	1.4647	1.5193	1.4810	1.4710	1.4772	1.5066	1.4974
Rb	0.5224	0.5117	0.5158	0.5158	0.5232	0.5106	0.5192	0.5149	0.5149	0.5168	0.5185	0.5102
	2.0559	2.0324	2.0278	2.0593	2.0820	2.0016	2.0699	2.0330	2.0282	2.0121	2.0453	2.0350
	1.03	1.02	1.01	1.03	1.04	1.00	1.04	1.02	1.02	1.01	1.02	1.02
F	3.0899	3.0265	3.0508	3.0510	3.0947	3.0203	3.0708	3.0453	3.0455	3.0568	3.0670	3.0179
OH	0.9101	0.9735	0.9492	0.9490	0.9053	0.9797	0.9292	0.9547	0.9545	0.9432	0.9330	0.9821

AMOSTRA	PHR-160	PHR-160	PHR-160	PHR-160	PHR-162	PHR-162	PHR-162	PHR-162	PHR-162	PHR-162	PHR-162	PHR-162	PHR-162
Análise	A99	A100	A103	A104	A232	A233	A234	A238	A239	A241	A250	A251	A252
SiO ₂	51.6398	53.8189	53.2377	50.8412	53.6017	54.7188	53.0312	53.0882	54.4967	52.7863	51.9466	53.9527	52.9803
TiO ₂	0.1532	0.0707	0.0803	0.1102	0.0663	0.0899	0.1262	0.1084	0.0483	0.1264	0.1517	0.0662	0.1272
SnO ₂	0.0765	0.0227	0.0000	0.0840	0.0205	0.0205	0.0292	0.0321	0.0000	0.0000	0.0764	0.0000	0.0392
Al ₂ O ₃	12.1669	12.6387	12.6332	11.9146	12.4572	12.7519	12.8499	12.4947	12.8373	12.6614	11.9280	12.0832	12.4992
Cr ₂ O ₃	0.0081	0.0000	0.0427	0.0000	0.0039	0.0000	0.0531	0.0000	0.0000	0.0117	0.0000	0.0000	0.0000
MgO	0.0000	0.0000	0.0049	0.0099	0.0000	0.0000	0.0143	0.0000	0.0016	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
CaO	0.0373	0.0154	0.0031	0.0184	0.0160	0.0169	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0138	0.0044	0.0000
MnO	0.3257	0.2374	0.3163	0.4279	0.1876	0.1544	0.2060	0.2945	0.1941	0.2364	0.2580	0.1824	0.2975
FeO	6.9016	4.8253	5.1094	7.7357	6.6551	6.0728	7.5823	8.2336	5.8564	7.8131	9.0496	7.2999	8.6540
ZnO	1.7985	1.2402	1.3679	2.0551	1.0783	1.0045	1.3745	1.1965	0.7765	1.2116	1.2980	1.0218	1.2206
PbO	0.8797	0.0000	0.0000	0.2211	1.0305	0.2157	0.4307	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Na ₂ O	0.0161	0.0345	0.0540	0.0164	0.0423	0.0155	0.0175	0.0000	0.0241	0.0567	0.0044	0.0069	0.0430
K ₂ O	8.0918	8.3250	8.2778	8.1581	8.5156	8.8227	8.8717	8.7756	8.8119	8.2815	8.4092	8.5169	8.3872
Rb ₂ O	5.5706	5.5706	5.5706	5.5706	4.7696	4.7696	4.7696	4.3680	4.3680	4.3680	4.3680	4.3680	4.3680
Cs ₂ O	0.2949	0.2949	0.2949	0.2949	0.2134	0.2134	0.2134	0.1194	0.1194	0.1194	0.1194	0.1194	0.1194
F	6.6972	6.6972	6.6972	6.6972	6.5575	6.5575	6.5575	6.1387	6.1387	6.1387	6.1387	6.1387	6.1387
Li ₂ O	5.2686	5.8940	5.7272	5.0394	5.8317	6.1523	5.6680	5.6843	6.0886	5.5977	5.3567	5.9324	5.6533
BeO	0.1397	0.1397	0.1397	0.1397	0.1433	0.1433	0.1433	0.1039	0.1039	0.1039	0.1039	0.1039	0.1039
Total	100.0662	99.8252	99.5569	99.3344	101.1904	101.7196	101.9383	100.6379	99.8655	99.5128	99.2224	99.7968	100.6315
O=F	2.8202	2.8202	2.8202	2.8202	2.7613	2.7613	2.7613	2.5850	2.5850	2.5850	2.5850	2.5850	2.5850
TOTAL	97.2460	97.0050	96.7367	96.5142	98.4290	98.9583	99.1769	98.0529	97.2804	96.9278	96.6374	97.2118	98.0465
Si	7.5385	7.6557	7.6262	7.5086	7.5941	7.6144	7.4923	7.5264	7.6382	7.5379	7.5261	7.6365	7.5145
Be	0.0490	0.0477	0.0481	0.0496	0.0488	0.0479	0.0486	0.0354	0.0350	0.0356	0.0362	0.0353	0.0354
AlIV	0.4125	0.2966	0.3257	0.4418	0.3572	0.3377	0.4591	0.4382	0.3268	0.4265	0.4377	0.3282	0.4501
	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000
Carga	-0.26	-0.20	-0.21	-0.27	-0.23	-0.22	-0.28	-0.25	-0.20	-0.25	-0.26	-0.20	-0.26
AlVI	1.6809	1.8223	1.8071	1.6320	1.7229	1.7537	1.6805	1.6495	1.7938	1.7045	1.5991	1.6875	1.6393
Ti	0.0168	0.0076	0.0087	0.0122	0.0071	0.0094	0.0134	0.0116	0.0051	0.0136	0.0165	0.0070	0.0136
Sn	0.0045	0.0013	0.0000	0.0049	0.0012	0.0011	0.0016	0.0018	0.0000	0.0000	0.0044	0.0000	0.0022
Cr	0.0009	0.0000	0.0048	0.0000	0.0004	0.0000	0.0059	0.0000	0.0000	0.0013	0.0000	0.0000	0.0000
Mg	0.0000	0.0000	0.0010	0.0022	0.0000	0.0000	0.0030	0.0000	0.0003	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Mn	0.0403	0.0286	0.0384	0.0535	0.0225	0.0182	0.0247	0.0354	0.0230	0.0286	0.0317	0.0219	0.0357
Fe	0.8426	0.5740	0.6121	0.9554	0.7885	0.7067	0.8959	0.9762	0.6865	0.9331	1.0965	0.8641	1.0265
Zn	0.1938	0.1303	0.1447	0.2241	0.1128	0.1032	0.1434	0.1252	0.0804	0.1277	0.1388	0.1068	0.1278
Pb	0.0346	0.0000	0.0000	0.0088	0.0393	0.0081	0.0164	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Li	3.0931	3.3717	3.2993	2.9931	3.3226	3.4430	3.2203	3.2409	3.4319	3.2146	3.1211	3.3768	3.2247
Sum O	5.9074	5.9358	5.9161	5.8863	6.0173	6.0434	6.0051	6.0406	6.0209	6.0234	6.0081	6.0641	6.0699
Carga	-0.78	-0.83	-0.82	-0.78	-0.77	-0.79	-0.75	-0.74	-0.79	-0.72	-0.73	-0.77	-0.71
Carga T+O	-1.03	-1.03	-1.03	-1.05	-1.00	-1.01	-1.02	-1.00	-0.99	-0.97	-0.99	-0.97	-0.97
Ca	0.0058	0.0023	0.0005	0.0029	0.0024	0.0025	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0021	0.0007	0.0000
Cs	0.0184	0.0179	0.0180	0.0186	0.0129	0.0127	0.0129	0.0072	0.0071	0.0073	0.0074	0.0072	0.0072
Na	0.0046	0.0095	0.0150	0.0047	0.0116	0.0042	0.0048	0.0000	0.0065	0.0157	0.0012	0.0019	0.0118
K	1.5070	1.5108	1.5128	1.5371	1.5391	1.5663	1.5990	1.5872	1.5756	1.5087	1.5543	1.5379	1.5176
Rb	0.5228	0.5094	0.5130	0.5289	0.4344	0.4267	0.4332	0.3981	0.3936	0.4010	0.4068	0.3974	0.3983
	2.0585	2.0499	2.0592	2.0921	2.0005	2.0123	2.0498	1.9925	1.9829	1.9326	1.9719	1.9451	1.9349
	1.03	1.03	1.03	1.05	1.00	1.01	1.02	1.00	0.99	0.97	0.99	0.97	0.97
F	3.0920	3.0129	3.0341	3.1281	2.9382	2.8859	2.9300	2.7524	2.7211	2.7724	2.8128	2.7479	2.7537
OH	0.9080	0.9871	0.9659	0.8719	1.0618	1.1141	1.0700	1.2476	1.2789	1.2276	1.1872	1.2521	1.2463

AMOSTRA	BRGM							
	PHR-162	PHR-162	PHR-164	PHR-164	PHR-164	PHR-164	PHR-164	PHR-164
Análise	A254	A259	83	84	87	88	89	93
SiO ₂	52.3445	53.6054	56.325	56.685	57.705	57.421	56.295	57.352
TiO ₂	0.1144	0.0916	0.103	0.107	0.093	0.033	0.187	0.015
SnO ₂	0.0909	0.0576						
Al ₂ O ₃	12.3639	12.4613	13.458	14.237	14.103	13.893	13.832	14.118
Cr ₂ O ₃	0.0000	0.0000						
MgO	0.0000	0.0000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
CaO	0.0000	0.0000	0.000	0.007	0.000	0.000	0.000	0.000
MnO	0.2508	0.2159	0.173	0.115	0.116	0.094	0.059	0.111
FeO	7.7104	8.0951	3.654	3.270	2.837	3.708	3.556	2.847
ZnO	1.1938	1.2317	0.080	0.422	0.467	0.000	0.281	0.229
PbO	0.0000	0.0000	0.025	0.000	0.115	0.000	0.000	0.161
Na ₂ O	0.0000	0.0000	0.000	0.022	0.000	0.000	0.031	0.054
K ₂ O	8.4754	8.4557	10.545	9.684	10.432	10.541	10.528	9.864
Rb ₂ O	5.1712	5.1712	3.1236	3.1236	3.1236	3.1236	3.1236	3.1236
Cs ₂ O	0.3073	0.3073	0.0046	0.0046	0.0046	0.0046	0.0046	0.0046
F	6.9762	6.9762	7.9586	7.9586	7.9586	7.9586	7.9586	7.9586
Li ₂ O	5.4709	5.8327	6.6133	6.7166	7.0093	6.9278	6.6047	6.9080
BeO	0.1827	0.1827	0.0275	0.0275	0.0275	0.0275	0.0275	0.0275
Total	100.6524	102.6844	102.0906	102.3799	103.9916	103.7321	102.4880	102.7730
O=F	2.9377	2.9377	3.3514	3.3514	3.3514	3.3514	3.3514	3.3514
TOTAL	97.7147	99.7468	98.7392	99.0285	100.6403	100.3808	99.1366	99.4217
Si	7.5312	7.5320	7.6985	7.6683	7.6871	7.6860	7.6614	7.7087
Be	0.0631	0.0617	0.0090	0.0089	0.0088	0.0088	0.0090	0.0089
AlIV	0.4056	0.4064	0.2925	0.3227	0.3041	0.3051	0.3296	0.2824
	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000
Carga	-0.27	-0.26	-0.16	-0.17	-0.16	-0.16	-0.17	-0.15
AlVI	1.6910	1.6572	1.8754	1.9472	1.9101	1.8866	1.8890	1.9540
Ti	0.0124	0.0097	0.0106	0.0109	0.0093	0.0033	0.0191	0.0015
Sn	0.0052	0.0032	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Cr	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Mg	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Mn	0.0306	0.0257	0.0200	0.0132	0.0131	0.0107	0.0068	0.0126
Fe	0.9278	0.9512	0.4177	0.3699	0.3161	0.4151	0.4047	0.3200
Zn	0.1268	0.1278	0.0081	0.0421	0.0459	0.0000	0.0282	0.0227
Pb	0.0000	0.0000	0.0009	0.0000	0.0041	0.0000	0.0000	0.0058
Li	3.1655	3.2958	3.6351	3.6541	3.7551	3.7292	3.6148	3.7340
Sum O	5.9592	6.0707	5.9678	6.0374	6.0537	6.0449	5.9627	6.0508
Carga	-0.76	-0.74	-0.90	-0.81	-0.86	-0.87	-0.88	-0.84
Carga T+O	-1.03	-1.00	-1.06	-0.98	-1.02	-1.03	-1.05	-0.99
Ca	0.0000	0.0000	0.0000	0.0010	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Cs	0.0189	0.0184	0.0003	0.0003	0.0003	0.0003	0.0003	0.0003
Na	0.0000	0.0000	0.0000	0.0058	0.0000	0.0000	0.0082	0.0141
K	1.5557	1.5157	1.8387	1.6713	1.7729	1.8000	1.8279	1.6914
Rb	0.4783	0.4671	0.2745	0.2716	0.2675	0.2688	0.2733	0.2699
Total	2.0528	2.0012	2.1134	1.9500	2.0406	2.0691	2.1096	1.9756
Carga	1.03	1.00	1.06	0.98	1.02	1.03	1.05	0.99
F	3.1744	3.1000	3.4402	3.4050	3.3530	3.3691	3.4255	3.3831
OH	0.8256	0.9000	0.5598	0.5950	0.6470	0.6309	0.5745	0.6169

ANEXO 4

ANÁLISES QUÍMICAS EM ALBITAS

ANÁLISES QUÍMICAS EM ALBITAS DO ALBITA-GRANITO

Amostra	93a	93a	93a	93a	93a	93a	93a	93a	93a	93a	127.2	127.2	127.2	127.2	127.2	127.2	127.2	127.2	127.2
Análise	122	124	127	128	129	130	140	143	151	152	279	279*	280	309	315	316	317	317*	321
Rocha	ABGb	ABGb	ABGb	ABGb	ABGb	ABGb	ABGb	ABGb	ABGb	ABGb	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn
SiO ₂	69.5236	68.6670	69.5278	69.8476	68.3420	68.6937	68.7538	69.4917	68.2201	68.8841	70.1576	69.4980	69.7577	69.1578	70.1389	69.8099	69.8146	69.9319	68.6344
Al ₂ O ₃	18.5316	18.3719	18.5472	18.5828	18.3748	18.4506	18.3275	18.6224	18.3368	18.3556	18.4338	18.4675	18.4290	18.6029	18.5748	18.7723	18.6372	19.0487	19.4065
CaO	0.0032	0.0000	0.0000	0.0111	0.0244	0.0202	0.0048	0.0107	0.0224	0.0000	0.0005	0.0185	0.0000	0.0000	0.0051	0.0000	0.0094	0.0089	0.0021
MnO	0.0048	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0250	0.0000	0.0310	0.0223	0.0000	0.0064	0.0000	0.0244	0.0174	0.0000
FeO*	0.8695	0.9881	0.9812	0.8452	0.9069	0.9627	0.9658	0.9183	0.9679	0.9104	0.8883	1.0056	1.1765	1.0644	0.9427	0.9904	1.2366	1.1514	0.8957
SrO	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
BaO	0.0270	0.0000	0.1079	0.0540	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0179	0.0178	0.0000	0.0267	0.0000	0.0533	0.0332
Na ₂ O	11.4450	11.4581	11.3775	11.4929	11.1321	11.4024	11.3940	11.6070	11.3677	11.5906	11.8432	11.8817	11.6805	11.5772	11.6067	11.8112	11.6658	11.3122	11.6715
K ₂ O	0.0562	0.0520	0.0880	0.0506	0.0780	0.0349	0.1708	0.0494	0.0515	0.0510	0.0383	0.0502	0.0244	0.0391	0.0224	0.0431	0.0312	0.0345	0.0401
Rb ₂ O	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Total	100.4609	99.5371	100.6296	100.8842	98.8582	99.5645	99.6167	100.6995	98.9664	99.8167	101.3617	100.9525	101.1083	100.4592	101.2970	101.4536	101.4192	101.5583	100.6835
Fórmula química calculada à base de 32 Oxigênios																			
Si	12.0879	12.0605	12.0784	12.0939	12.0710	12.0574	12.0700	12.0624	12.0511	12.0683	12.1011	12.0537	12.0704	12.0409	12.0945	12.0403	12.0442	12.0302	11.9328
Al	3.7974	3.8030	3.7974	3.7921	3.8250	3.8169	3.7921	3.8097	3.8177	3.7902	3.7473	3.7750	3.7583	3.8173	3.7750	3.8159	3.7894	3.8621	3.9765
Fe	0.1264	0.1451	0.1425	0.1224	0.1340	0.1413	0.1418	0.1333	0.1430	0.1334	0.1281	0.1459	0.1702	0.1550	0.1359	0.1428	0.1784	0.1656	0.1302
Ca	0.0006	0.0000	0.0000	0.0021	0.0046	0.0038	0.0009	0.0020	0.0042	0.0000	0.0001	0.0034	0.0000	0.0000	0.0009	0.0000	0.0017	0.0016	0.0004
Na	3.8582	3.9019	3.8322	3.8583	3.8123	3.8805	3.8783	3.9064	3.8935	3.9372	3.9607	3.9956	3.9187	3.9082	3.8805	3.9497	3.9021	3.7731	3.9344
K	0.0125	0.0117	0.0195	0.0112	0.0176	0.0078	0.0383	0.0109	0.0116	0.0114	0.0084	0.0111	0.0054	0.0087	0.0049	0.0095	0.0069	0.0076	0.0089
Mn	0.0007	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0037	0.0000	0.0046	0.0033	0.0000	0.0009	0.0000	0.0036	0.0025	0.0000
Rb	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Ba	0.0018	0.0000	0.0073	0.0037	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0012	0.0012	0.0000	0.0018	0.0000	0.0036	0.0023
Cátions	19.8855	19.9222	19.8774	19.8836	19.8644	19.9077	19.9213	19.9247	19.9211	19.9442	19.9457	19.9892	19.9274	19.9313	19.8927	19.9600	19.9263	19.8463	19.9855
Sítio T	16.0117	16.0086	16.0184	16.0084	16.0300	16.0156	16.0039	16.0054	16.0118	15.9919	15.9765	15.9745	15.9989	16.0133	16.0054	15.9990	16.0121	16.0579	16.0395
Sítio M	3.8738	3.9136	3.8591	3.8752	3.8345	3.8921	3.9174	3.9193	3.9093	3.9523	3.9692	4.0147	3.9285	3.9181	3.8873	3.9610	3.9143	3.7884	3.9459
Ab	99.6626	99.7023	99.4937	99.6581	99.4212	99.7016	99.0005	99.6701	99.5947	99.7113	99.7853	99.6373	99.8627	99.7783	99.8490	99.7605	99.7800	99.7564	99.7645
An	0.0154	0.0000	0.0000	0.0532	0.1204	0.0976	0.0230	0.0508	0.1084	0.0000	0.0023	0.0857	0.0000	0.0000	0.0242	0.0000	0.0444	0.0434	0.0099
Or	0.3220	0.2977	0.5063	0.2887	0.4584	0.2008	0.9765	0.2791	0.2969	0.2887	0.2123	0.2770	0.1373	0.2217	0.1268	0.2395	0.1756	0.2002	0.2255

Amostra	127.2	127.2	127.2	156	156	156	156	156	156	156	156	156	156	156	156	156	159	159
Análise	330	370	371	386	387	388	388*	389	392*	393	394	395	396	407	408	411	160	163
Rocha	ABGn	ABGn	ABGn	ABGb/EPS	ABGb/EPS	ABGb/EPS	ABGb/EPS	ABGb/EPS	ABGb/EPS	ABGb/EPS	ABGb/EPS	ABGb/EPS	ABGb/EPS	ABGb/EPS	ABGb/EPS	ABGb/EPS	ABGn	ABGn
SiO ₂	68.9212	69.5555	69.9655	70.2294	69.3178	70.1215	70.5632	69.8103	70.2310	68.7927	68.3980	67.3320	69.4533	68.9309	66.6709	66.7110	69.1858	69.6662
Al ₂ O ₃	19.2050	18.3174	18.5852	19.4463	19.8005	19.6249	19.4381	19.5684	19.9374	19.7388	19.6861	19.5561	19.7808	19.5710	19.4763	19.5261	18.2896	18.6078
CaO	0.0000	0.0005	0.0061	0.0000	0.0000	0.0059	0.0085	0.0096	0.0117	0.0021	0.0095	0.0000	0.0234	0.0000	0.0027	0.0043	0.0228	0.0152
MnO	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0236	0.0000	0.0035	0.0071	0.0035	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0023	0.0000
FeO*	0.9673	1.6742	1.4958	0.0548	0.0350	0.0222	0.0583	0.0233	0.0526	0.1179	0.0570	0.0000	0.0665	0.1925	0.0711	0.0807	1.1546	0.9672
SrO	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
BaO	0.0000	0.0000	0.0000	0.0814	0.0407	0.0000	0.0136	0.0000	0.0000	0.0000	0.0203	0.0000	0.0203	0.0000	0.0271	0.0000	0.0000	0.0000
Na ₂ O	11.4524	11.9365	11.9065	11.3106	11.5345	11.2983	11.3935	11.2614	11.4058	11.3699	11.4568	11.3109	11.2008	11.3865	11.3246	11.4046	11.3111	11.2993
K ₂ O	0.0439	0.0596	0.0406	0.0731	0.0833	0.0512	0.0572	0.0681	0.0750	0.0621	0.0546	0.0611	0.0914	0.0700	0.0589	0.0398	0.0894	0.0819
Rb ₂ O	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Total	100.5898	101.5437	101.9997	101.1956	100.8118	101.1240	101.5324	100.7647	101.7135	100.0870	99.6894	98.2636	100.6365	100.1509	97.6316	97.7665	100.0556	100.6376
Fórmula química calculada à base de 32 Oxigénios																		
Si	11.9773	12.0180	12.0217	12.0858	11.9943	12.0667	12.0970	12.0600	12.0251	11.9837	11.9711	11.9539	12.0194	12.0020	11.9260	11.9174	12.0847	12.0854
Al	3.9335	3.7301	3.7636	3.9441	4.0380	3.9802	3.9275	3.9842	4.0233	4.0526	4.0608	4.0920	4.0345	4.0162	4.1061	4.1111	3.7652	3.8045
Fe	0.1406	0.2419	0.2149	0.0079	0.0051	0.0032	0.0084	0.0034	0.0075	0.0172	0.0083	0.0000	0.0096	0.0280	0.0106	0.0121	0.1687	0.1403
Ca	0.0000	0.0001	0.0011	0.0000	0.0000	0.0011	0.0016	0.0018	0.0021	0.0004	0.0018	0.0000	0.0043	0.0000	0.0005	0.0008	0.0043	0.0028
Na	3.8588	3.9988	3.9666	3.7739	3.8697	3.7696	3.7871	3.7720	3.7865	3.8402	3.8878	3.8935	3.7583	3.8440	3.9276	3.9502	3.8307	3.8005
K	0.0097	0.0131	0.0089	0.0160	0.0184	0.0112	0.0125	0.0150	0.0164	0.0138	0.0122	0.0138	0.0202	0.0155	0.0134	0.0091	0.0199	0.0181
Mn	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0005	0.0011	0.0005	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0003	0.0000
Rb	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Ba	0.0000	0.0000	0.0000	0.0055	0.0028	0.0000	0.0009	0.0000	0.0000	0.0000	0.0014	0.0000	0.0014	0.0000	0.0019	0.0000	0.0000	0.0000
Cátions	19.9199	20.0020	19.9768	19.8332	19.9282	19.8321	19.8349	19.8397	19.8609	19.9084	19.9444	19.9537	19.8477	19.9057	19.9862	20.0006	19.8737	19.8516
Sítio T	16.0514	15.9900	16.0002	16.0378	16.0374	16.0501	16.0328	16.0475	16.0559	16.0535	16.0402	16.0459	16.0636	16.0462	16.0427	16.0406	16.0185	16.0301
Sítio M	3.8685	4.0120	3.9766	3.7954	3.8909	3.7820	3.8021	3.7922	3.8050	3.8549	3.9042	3.9078	3.7842	3.8595	3.9435	3.9601	3.8552	3.8214
Ab	99.7484	99.6702	99.7480	99.5765	99.5271	99.6740	99.6298	99.5570	99.5130	99.6318	99.6419	99.6458	99.3519	99.5971	99.6459	99.7502	99.3725	99.4518
An	0.0000	0.0023	0.0282	0.0000	0.0000	0.0288	0.0411	0.0469	0.0564	0.0102	0.0457	0.0000	0.1147	0.0000	0.0131	0.0208	0.1107	0.0739
Or	0.2516	0.3275	0.2238	0.4235	0.4729	0.2972	0.3291	0.3961	0.4306	0.3581	0.3125	0.3542	0.5334	0.4029	0.3410	0.2291	0.5168	0.4743

Amostra	159	159	159	159	159	159	159	159	159	159	160	160	160	160	160	160	160	160
Análise	177	178	181	182	187	190	191	217	218	219	106	107	109	3*	30	31	32	36
Rocha	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn
SiO ₂	68.9053	68.9182	69.3153	67.7947	68.6278	68.9586	68.8970	69.0910	68.9557	69.8731	67.1771	68.9037	68.4558	70.1278	67.4467	68.1213	68.6266	68.9875
Al ₂ O ₃	18.3629	18.4129	18.3110	18.2204	18.3637	18.3654	18.5168	18.3670	18.4096	18.6222	17.8353	18.5190	18.3231	18.1670	18.3940	18.6727	18.4756	18.6927
CaO	0.0086	0.0000	0.0000	0.0022	0.0000	0.0000	0.0049	0.0000	0.0000	0.0081	0.0026	0.0005	0.0185	0.0021	0.0000	0.0072	0.0095	0.0118
MnO	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0403	0.0000	0.0118	0.0000	0.0000
FeO*	1.0913	1.0268	1.0118	1.0446	1.0330	1.1053	0.9541	1.0402	0.9548	0.9497	1.0383	1.0625	1.0187	0.2978	1.0865	0.9324	1.1005	0.9720
SrO	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
BaO	0.0274	0.0548	0.2017	0.0549	0.0550	0.0000	0.0092	0.0000	0.0184	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0569	0.0000
Na ₂ O	11.5024	11.4166	11.5493	11.2769	11.5702	11.5727	11.4425	11.6285	11.4530	11.5426	10.5515	11.3138	11.2789	11.1140	11.6155	11.6377	11.5525	11.5172
K ₂ O	0.0344	0.0555	0.0361	0.0571	0.0551	0.0556	0.0500	0.0483	0.0529	0.0570	0.4329	0.0513	0.0519	0.0811	0.0401	0.0404	0.0645	0.0279
Rb ₂ O	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.5107	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Total	99.9323	99.8848	100.4252	98.4508	99.7048	100.0576	99.8745	100.1750	99.8444	101.0527	97.5484	99.8508	99.1469	99.8301	98.5828	99.4235	99.8861	100.2091
Fórmula química calculada à base de 32 Oxigênios																		
Si	12.0599	12.0644	12.0831	12.0455	12.0473	12.0566	12.0568	12.0643	12.0711	12.0800	12.0863	12.0566	12.0647	12.2221	11.9865	11.9939	12.0286	12.0347
Al	3.7878	3.7989	3.7620	3.8154	3.7993	3.7844	3.8191	3.7799	3.7982	3.7944	3.7819	3.8191	3.8060	3.7316	3.8527	3.8748	3.8166	3.8432
Fe	0.1597	0.1503	0.1475	0.1552	0.1516	0.1616	0.1396	0.1519	0.1398	0.1373	0.1562	0.1555	0.1501	0.0434	0.1615	0.1373	0.1613	0.1418
Ca	0.0016	0.0000	0.0000	0.0004	0.0000	0.0000	0.0009	0.0000	0.0000	0.0015	0.0005	0.0001	0.0035	0.0004	0.0000	0.0014	0.0018	0.0022
Na	3.9033	3.8749	3.9035	3.8848	3.9380	3.9230	3.8824	3.9369	3.8873	3.8691	3.6808	3.8383	3.8541	3.7556	4.0024	3.9728	3.9260	3.8955
K	0.0077	0.0124	0.0080	0.0129	0.0123	0.0124	0.0112	0.0108	0.0118	0.0126	0.0994	0.0115	0.0117	0.0180	0.0091	0.0091	0.0144	0.0062
Mn	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0059	0.0000	0.0018	0.0000	0.0000
Rb	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0591	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Ba	0.0019	0.0038	0.0138	0.0038	0.0038	0.0000	0.0006	0.0000	0.0013	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0039	0.0000
Cátions	19.9218	19.9046	19.9179	19.9181	19.9524	19.9381	19.9106	19.9437	19.9095	19.8950	19.8642	19.8810	19.8901	19.7771	20.0122	19.9910	19.9526	19.9236
Sítio T	16.0074	16.0136	15.9926	16.0161	15.9983	16.0026	16.0155	15.9960	16.0091	16.0118	16.0245	16.0311	16.0208	15.9972	16.0007	16.0060	16.0065	16.0197
Sítio M	3.9144	3.8910	3.9253	3.9020	3.9542	3.9354	3.8951	3.9477	3.9004	3.8832	3.8397	3.8499	3.8693	3.7800	4.0115	3.9850	3.9461	3.9039
Ab	99.7625	99.6812	99.7948	99.6572	99.6876	99.6849	99.6898	99.7274	99.6970	99.6376	97.3585	99.7001	99.6081	99.5118	99.7734	99.7381	99.5889	99.7845
An	0.0412	0.0000	0.0000	0.0107	0.0000	0.0000	0.0236	0.0000	0.0000	0.0386	0.0133	0.0024	0.0903	0.0104	0.0000	0.0341	0.0453	0.0565
Or	0.1963	0.3188	0.2052	0.3320	0.3124	0.3151	0.2866	0.2726	0.3030	0.3237	2.6282	0.2975	0.3016	0.4778	0.2266	0.2278	0.3659	0.1591

Amostra	160	160	162	162	162	162
Análise	52	94	240	261	262	263
Rocha	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn
SiO ₂	68.8822	68.0809	69.8560	68.9866	69.3095	69.1678
Al ₂ O ₃	18.3847	18.2836	18.6521	18.4254	18.5717	18.4335
CaO	0.0117	0.0183	0.0000	0.0027	0.0000	0.0000
MnO	0.0000	0.0126	0.0023	0.0050	0.0000	0.0000
FeO*	1.1482	1.2559	1.0931	1.1487	1.0454	1.2446
SrO	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
BaO	0.0285	0.1067	0.0000	0.0373	0.0093	0.0093
Na ₂ O	11.6425	11.5039	11.5059	11.2989	11.6177	11.5522
K ₂ O	0.0347	0.0520	0.0524	0.0409	0.0440	0.1010
Rb ₂ O	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Total	100.1325	99.3139	101.1618	99.9455	100.5976	100.5084
Fórmula química calculada à base de 32 Oxigênios						
Si	12.0424	12.0153	12.0671	12.0639	12.0501	12.0454
Al	3.7881	3.8030	3.7974	3.7975	3.8055	3.7834
Fe	0.1679	0.1854	0.1579	0.1680	0.1520	0.1813
Ca	0.0022	0.0035	0.0000	0.0005	0.0000	0.0000
Na	3.9464	3.9365	3.8536	3.8310	3.9162	3.9006
K	0.0077	0.0117	0.0115	0.0091	0.0098	0.0224
Mn	0.0000	0.0019	0.0003	0.0007	0.0000	0.0000
Rb	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Ba	0.0020	0.0074	0.0000	0.0026	0.0006	0.0006
Cátions	19.9567	19.9646	19.8879	19.8734	19.9342	19.9338
Sítio T	15.9984	16.0037	16.0224	16.0294	16.0076	16.0101
Sítio M	3.9583	3.9609	3.8655	3.8439	3.9266	3.9237
Ab	99.7490	99.6162	99.7012	99.7492	99.7514	99.4280
An	0.0554	0.0876	0.0000	0.0132	0.0000	0.0000
Or	0.1956	0.2963	0.2988	0.2376	0.2486	0.5720

As análises referentes às amostras 166, 167, 168, 170 e 171 não foram utilizadas nos diagramas devido à problemas técnicos na determinação de Na₂O

Amostra	166	166	166	166	166	166	166	167.1	167.1	167.1	167.1	167.1	167.1	168	168	168	168	168	168	168
Análise	522	523	529	530	540	541	543	425	431	434	436	461	462	466	467	468	469	470	471	473
Rocha	ABGb	ABGb	ABGb	ABGb	ABGb	ABGb	ABGb	ABGb	ABGb	ABGb	ABGb	ABGb	ABGb	ABGb/EPs	ABGb/EPs	ABGb/EPs	ABGb/EPs	ABGb/EPs	ABGb/EPs	ABGb/EPs
SiO ₂	68.4632	68.3167	68.4265	69.1695	69.3059	68.6502	68.6904	69.0309	66.8512	68.9835	68.7412	69.6071	69.4609	69.1963	68.4419	68.9885	69.1286	69.2430	69.1865	69.4068
Al ₂ O ₃	19.0367	18.4639	18.4515	18.3289	18.5060	18.4099	18.5740	18.5462	19.4519	18.6671	18.6565	18.5475	18.6530	19.2226	19.1081	19.1131	19.1161	19.2683	19.2919	19.4731
CaO	0.0091	0.0426	0.0000	0.0373	0.0008	0.0206	0.0023	0.0000	0.0000	0.0000	0.0315	0.0083	0.0143	0.0174	0.0000	0.0249	0.0000	0.0000	0.0068	0.0129
MnO	0.0465	0.0000	0.0000	0.0017	0.0416	0.0000	0.0000	0.0376	0.0326	0.0000	0.0000	0.0296	0.0000	0.0182	0.0000	0.0000	0.0610	0.0000	0.0165	0.0000
FeO*	0.3845	1.0687	1.1679	0.7981	0.9926	1.1184	0.9779	1.0264	1.9217	1.1064	0.8973	1.0826	0.8924	0.2146	0.1398	0.2469	0.2655	0.1071	0.1444	0.0047
SrO	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
BaO	0.0909	0.0130	0.0519	0.0000	0.0521	0.2342	0.0521	0.0000	0.0000	0.0128	0.0000	0.0000	0.0000	0.0905	0.0000	0.1032	0.0000	0.0000	0.0129	0.0129
Na ₂ O	10.8156	10.8300	10.6741	10.5682	10.8681	10.6892	10.7609	10.7054	10.7087	10.6797	10.6348	10.5455	10.6299	10.2835	10.6225	10.4394	10.5108	10.6245	10.5159	10.8271
K ₂ O	0.0538	0.0875	0.0276	0.0292	0.0709	0.0362	0.0493	0.0560	0.0498	0.0409	0.0303	0.0426	0.0327	0.0718	0.0183	0.0397	0.0122	0.0366	0.0275	0.0512
Rb ₂ O	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Total	98.9003	98.8224	98.7995	98.9329	99.8380	99.1587	99.1069	99.4025	99.0159	99.4904	98.9916	99.8632	99.6832	99.1149	98.3306	98.9557	99.0942	99.2795	99.2024	99.7887
Fórmula química calculada à base de 32 Oxigénios																				
Si	12.0595	12.0633	12.0759	12.1584	12.1051	12.0870	12.0821	12.0986	11.8228	12.0798	12.0895	12.1289	12.1224	12.1178	12.0902	12.1106	12.1123	12.1076	12.1049	12.0843
Al	3.9521	3.8426	3.8378	3.7972	3.8095	3.8202	3.8504	3.8309	4.0544	3.8526	3.8671	3.8090	3.8367	3.9675	3.9782	3.9544	3.9475	3.9709	3.9781	3.9959
Fe	0.0566	0.1578	0.1724	0.1173	0.1450	0.1647	0.1438	0.1504	0.2842	0.1620	0.1320	0.1578	0.1302	0.0314	0.0207	0.0362	0.0389	0.0157	0.0211	0.0007
Ca	0.0017	0.0081	0.0000	0.0070	0.0001	0.0039	0.0004	0.0000	0.0000	0.0000	0.0059	0.0015	0.0027	0.0033	0.0000	0.0047	0.0000	0.0000	0.0013	0.0024
Na	3.6938	3.7078	3.6524	3.6018	3.6805	3.6490	3.6698	3.6378	3.6720	3.6260	3.6264	3.5628	3.5969	3.4917	3.6382	3.5532	3.5707	3.6020	3.5673	3.6550
K	0.0121	0.0197	0.0062	0.0065	0.0158	0.0081	0.0111	0.0125	0.0112	0.0091	0.0068	0.0095	0.0073	0.0160	0.0041	0.0089	0.0027	0.0082	0.0061	0.0114
Mn	0.0069	0.0000	0.0000	0.0003	0.0062	0.0000	0.0000	0.0056	0.0049	0.0000	0.0000	0.0044	0.0000	0.0027	0.0000	0.0000	0.0091	0.0000	0.0024	0.0000
Rb	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Ba	0.0063	0.0009	0.0036	0.0000	0.0036	0.0162	0.0036	0.0000	0.0000	0.0009	0.0000	0.0000	0.0000	0.0062	0.0000	0.0071	0.0000	0.0000	0.0009	0.0009
Cátions	19.7891	19.8002	19.7483	19.6885	19.7658	19.7491	19.7612	19.7359	19.8495	19.7304	19.7276	19.6738	19.6962	19.6366	19.7315	19.6751	19.6812	19.7042	19.6822	19.7505
Sítio T	16.0682	16.0637	16.0861	16.0729	16.0596	16.0719	16.0763	16.0800	16.1614	16.0944	16.0885	16.0957	16.0894	16.1167	16.0891	16.1013	16.0987	16.0941	16.1041	16.0809
Sítio M	3.7208	3.7365	3.6622	3.6156	3.7061	3.6772	3.6849	3.6559	3.6881	3.6360	3.6391	3.5781	3.6069	3.5199	3.6424	3.5738	3.5825	3.6101	3.5780	3.6696
Ab	99.6276	99.2566	99.8302	99.6246	99.5686	99.6718	99.6877	99.6570	99.6949	99.7486	99.6501	99.6917	99.7240	99.4501	99.8868	99.6194	99.9237	99.7738	99.7926	99.6244
An	0.0463	0.2158	0.0000	0.1943	0.0041	0.1061	0.0118	0.0000	0.0000	0.0000	0.1631	0.0434	0.0741	0.0930	0.0000	0.1313	0.0000	0.0000	0.0357	0.0656
Or	0.3261	0.5277	0.1698	0.1811	0.4274	0.2221	0.3005	0.3430	0.3051	0.2514	0.1868	0.2650	0.2019	0.4569	0.1132	0.2493	0.0763	0.2262	0.1717	0.3100

Amostra	168	168	168	168	168	168	168	168	168	168	168
Análise	474	478	479	480	481	482	483	484	485	491	492
Rocha	ABGb/EPs	ABGb/EPs	ABGb/EPs	ABGb/EPs	ABGb/EPs	ABGb/EPs	ABGb/EPs	ABGb/EPs	ABGb/EPs	ABGb/EPs	ABGb/EPs
SiO ₂	69.3944	68.5422	69.2771	69.1657	69.1384	69.8530	70.3612	68.8610	69.2011	68.6561	68.5984
Al ₂ O ₃	19.2884	19.4200	19.1883	19.3568	19.4956	19.5933	19.4898	19.2778	19.2694	18.5307	18.6467
CaO	0.0106	0.0136	0.0000	0.0212	0.0288	0.0174	0.0000	0.0091	0.0000	0.0061	0.0076
MnO	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0066	0.0198	0.0313	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
FeO*	0.2841	0.1355	0.1166	0.0606	0.1399	0.2330	0.1864	0.2750	0.1352	1.0789	1.2783
SrO	0.0098	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
BaO	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0388	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Na ₂ O	10.5760	10.1865	10.4626	10.7050	10.6883	10.5518	10.5562	10.4462	10.5605	10.3184	10.3864
K ₂ O	0.0122	0.0490	0.0290	0.0374	0.0245	0.0283	0.0214	0.0389	0.0451	0.0474	0.0382
Rb ₂ O	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Total	99.5755	98.3468	99.0736	99.3467	99.5221	100.2966	100.6851	98.9080	99.2113	98.6376	98.9556
Fórmula química calculada à base de 32 Oxigênios											
Si	12.1004	12.0841	12.1283	12.0911	12.0679	12.0879	12.1247	12.0869	12.1071	12.1070	12.0701
Al	3.9640	4.0352	3.9592	3.9881	4.0106	3.9961	3.9583	3.9880	3.9733	3.8513	3.8669
Fe	0.0414	0.0200	0.0171	0.0089	0.0204	0.0337	0.0269	0.0404	0.0198	0.1591	0.1881
Ca	0.0020	0.0026	0.0000	0.0040	0.0054	0.0032	0.0000	0.0017	0.0000	0.0012	0.0014
Na	3.5756	3.4820	3.5514	3.6284	3.6172	3.5403	3.5269	3.5551	3.5823	3.5279	3.5433
K	0.0027	0.0110	0.0065	0.0083	0.0055	0.0062	0.0047	0.0087	0.0101	0.0107	0.0086
Mn	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0010	0.0029	0.0046	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Rb	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Ba	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0026	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Cátions	19.6861	19.6349	19.6625	19.7288	19.7279	19.6705	19.6486	19.6808	19.6925	19.6571	19.6784
Sítio T	16.1058	16.1392	16.1046	16.0881	16.0989	16.1177	16.1098	16.1153	16.1002	16.1174	16.1250
Sítio M	3.5803	3.4956	3.5579	3.6407	3.6290	3.5527	3.5388	3.5655	3.5924	3.5397	3.5533
Ab	99.8689	99.6112	99.8180	99.6618	99.7012	99.7331	99.8668	99.7077	99.7198	99.6662	99.7184
An	0.0553	0.0735	0.0000	0.1091	0.1485	0.0909	0.0000	0.0480	0.0000	0.0326	0.0403
Or	0.0758	0.3153	0.1820	0.2291	0.1504	0.1760	0.1332	0.2443	0.2802	0.3013	0.2413

Amostra	168	168	168	168	168	168	170	170	170	170	170	170	170	170	170	170	170
Análise	494	495	496	505	506	507	568	569	577	577*	578	578*	579	587	596	602	621
Rocha	ABGb/EPs	ABGb/EPs	ABGb/EPs	ABGb/EPs	ABGb/EPs	ABGb/EPs	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn
SiO ₂	68.0582	68.8938	69.3562	69.6293	68.9437	68.9478	68.7692	68.6518	68.2826	68.3402	68.3648	68.6228	68.9163	69.3317	68.3814	69.7409	68.9860
Al ₂ O ₃	18.4529	18.5448	18.7305	18.6964	18.5025	18.7890	18.4251	18.4341	18.3448	18.5018	18.1962	18.5663	18.5008	18.5513	18.6251	18.7047	18.6296
CaO	0.0151	0.0000	0.0197	0.0091	0.0038	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0226	0.0060	0.0120	0.0075	0.0000	0.0000	0.0000	0.0122
MnO	0.0066	0.0000	0.0000	0.0215	0.0215	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0263	0.0131	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
FeO*	1.0965	0.9802	0.7699	0.9912	1.0611	0.6875	0.9080	1.1633	0.8722	1.0073	1.0860	0.9798	0.9425	0.9126	1.0440	1.1763	0.9411
SrO	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
BaO	0.0904	0.0000	0.0129	0.0000	0.0647	0.0000	0.0513	0.0898	0.0000	0.0000	0.1799	0.0000	0.0386	0.0129	0.0000	0.0000	0.0000
Na ₂ O	10.3711	10.1687	10.8561	10.5617	10.6015	10.6729	10.7543	10.2626	10.9913	10.8300	10.4849	10.7319	11.1674	10.6159	10.8753	10.8915	10.6622
K ₂ O	0.0627	0.0848	0.0367	0.0153	0.0383	0.0490	0.0402	0.0630	0.0441	0.0555	0.0623	0.0563	0.0319	0.0648	0.0580	0.0574	0.1219
Rb ₂ O	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Total	98.1535	98.6723	99.7820	99.9245	99.2371	99.1462	98.9481	98.6646	98.5350	98.7574	98.4064	98.9822	99.6050	99.4892	98.9838	100.5708	99.3530
Fórmula química calculada à base de 32 Oxigênios																	
Si	12.0814	12.1323	12.1037	12.1205	12.1035	12.0993	12.1098	12.1122	12.0872	12.0682	12.1158	12.0814	12.0779	12.1274	12.0510	12.0881	12.0952
Al	3.8607	3.8490	3.8525	3.8357	3.8283	3.8860	3.8239	3.8331	3.8272	3.8507	3.8007	3.8524	3.8214	3.8245	3.8685	3.8210	3.8496
Fe	0.1628	0.1444	0.1124	0.1443	0.1558	0.1009	0.1337	0.1716	0.1291	0.1488	0.1610	0.1443	0.1381	0.1335	0.1539	0.1705	0.1380
Ca	0.0029	0.0000	0.0037	0.0017	0.0007	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0043	0.0011	0.0023	0.0014	0.0000	0.0000	0.0000	0.0023
Na	3.5695	3.4720	3.6733	3.5646	3.6086	3.6314	3.6718	3.5106	3.7724	3.7080	3.6027	3.6633	3.7947	3.6003	3.7160	3.6602	3.6245
K	0.0142	0.0191	0.0082	0.0034	0.0086	0.0110	0.0090	0.0142	0.0100	0.0125	0.0141	0.0126	0.0071	0.0145	0.0130	0.0127	0.0273
Mn	0.0010	0.0000	0.0000	0.0032	0.0032	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0039	0.0020	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Rb	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Ba	0.0063	0.0000	0.0009	0.0000	0.0045	0.0000	0.0035	0.0062	0.0000	0.0000	0.0125	0.0000	0.0027	0.0009	0.0000	0.0000	0.0000
Cátions	19.6987	19.6166	19.7546	19.6735	19.7131	19.7285	19.7518	19.6478	19.8258	19.7924	19.7118	19.7583	19.8432	19.7010	19.8024	19.7526	19.7369
Sítio T	16.1048	16.1256	16.0686	16.1006	16.0876	16.0861	16.0674	16.1169	16.0435	16.0676	16.0774	16.0781	16.0374	16.0853	16.0733	16.0797	16.0828
Sítio M	3.5939	3.4910	3.6860	3.5729	3.6255	3.6423	3.6843	3.5310	3.7823	3.7248	3.6344	3.6802	3.8058	3.6157	3.7290	3.6729	3.6541
Ab	99.5240	99.4543	99.6783	99.8573	99.7431	99.6988	99.7546	99.5977	99.7367	99.5495	99.5792	99.5947	99.7754	99.6000	99.6503	99.6544	99.1911
An	0.0801	0.0000	0.1000	0.0475	0.0198	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.1148	0.0315	0.0615	0.0370	0.0000	0.0000	0.0000	0.0627
Or	0.3959	0.5457	0.2217	0.0952	0.2371	0.3012	0.2454	0.4023	0.2633	0.3357	0.3893	0.3438	0.1875	0.4000	0.3497	0.3456	0.7462

Amostra	171	171	171	171	171	171	171	171
Análise	665	666	666*	670	678	685	687	715
Rocha	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn
SiO ₂	69.2608	68.6531	69.3749	69.2438	69.2169	68.8056	69.1455	69.0409
Al ₂ O ₃	18.6332	18.6926	18.5429	18.6590	18.6527	18.5427	18.6050	18.6842
CaO	0.0000	0.0000	0.0000	0.0085	0.0000	0.0000	0.0000	0.0164
MnO	0.0253	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
FeO*	0.8768	1.0036	0.9634	0.9559	0.9379	0.9508	1.0780	0.9747
SrO	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
BaO	0.0396	0.0395	0.0000	0.0000	0.0132	0.0000	0.0000	0.0000
Na ₂ O	10.8201	10.8670	10.7396	11.0261	11.2286	11.5112	11.5730	11.2548
K ₂ O	0.0710	0.0545	0.1078	0.0553	0.0445	0.0423	0.0375	0.0401
Rb ₂ O	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Total	99.7268	99.3103	99.7286	99.9486	100.0938	99.8526	100.4390	100.0111
Fórmula química calculada à base de 32 Oxigênios								
Si	12.1023	12.0579	12.1166	12.0813	12.0702	12.0466	12.0398	12.0536
Al	3.8373	3.8694	3.8169	3.8369	3.8336	3.8263	3.8181	3.8446
Fe	0.1281	0.1474	0.1407	0.1395	0.1368	0.1392	0.1570	0.1423
Ca	0.0000	0.0000	0.0000	0.0016	0.0000	0.0000	0.0000	0.0031
Na	3.6657	3.7006	3.6368	3.7300	3.7965	3.9076	3.9071	3.8098
K	0.0158	0.0122	0.0240	0.0123	0.0099	0.0094	0.0083	0.0089
Mn	0.0037	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Rb	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Ba	0.0027	0.0027	0.0000	0.0000	0.0009	0.0000	0.0000	0.0000
Cátions	19.7558	19.7901	19.7350	19.8016	19.8478	19.9292	19.9303	19.8623
Sítio T	16.0677	16.0746	16.0742	16.0577	16.0405	16.0121	16.0149	16.0405
Sítio M	3.6880	3.7155	3.6608	3.7439	3.8073	3.9171	3.9154	3.8218
Ab	99.5701	99.6711	99.3439	99.6288	99.7399	99.7588	99.7872	99.6860
An	0.0000	0.0000	0.0000	0.0424	0.0000	0.0000	0.0000	0.0803
Or	0.4299	0.3289	0.6561	0.3288	0.2601	0.2412	0.2128	0.2337

ANEXO 5

ANÁLISES QUÍMICAS EM FELDSPATOS POTÁSSICOS

ANÁLISES QUÍMICAS EM FELDSPATOS POTÁSSICOS																	
Amostra	127.2	127.2	127.2	127.2	127.2	127.2	127.2	127.2	127.2	127.2	127.2	127.2	156a	156a	156a	156a	156a
Análise	276	277	278	311	318	319	320	322	323	331	332	332	373	374	375	376	376*
Rocha	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn	ABGb/EPS	ABGb/EPS	ABGb/EPS	ABGb/EPS	ABGb/EPS
SiO ₂	65.1558	64.9002	65.0223	64.4629	64.9451	65.1090	65.1093	65.0371	65.1143	65.2966	64.9215	64.4993	62.8192	63.6221	63.7811	64.8866	64.2337
Al ₂ O ₃	17.4696	17.4594	17.3495	17.4863	18.2083	17.9033	18.3804	17.7286	17.7319	17.5690	17.8207	17.5662	17.8967	17.6233	17.6594	17.6698	17.4403
CaO	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0032
MnO	0.0049	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0275	0.0000	0.0000	0.0000	0.0126	0.0000	0.0104	0.0000	0.0092	0.0327	0.0359
FeO*	0.9064	0.8438	0.8754	0.8349	0.4704	1.1571	0.1978	0.8018	0.8281	0.8161	0.7728	0.7409	0.7957	0.7977	0.8927	0.8366	0.8845
SrO	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
BaO	0.0986	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.1063	0.0133	0.0000	0.0000	0.0000	0.0333	0.0604	0.0000	0.1072	0.0000	0.0000	0.0605
Na ₂ O	0.8141	0.2565	0.6543	0.1686	0.1576	0.2143	0.1599	0.2240	0.2088	0.6234	0.2456	0.3029	0.3051	0.2908	0.3325	0.2714	0.2389
K ₂ O	14.8288	15.6591	14.9627	15.3357	15.4353	14.9870	15.2260	15.2881	15.4300	14.7972	15.1354	14.4858	15.0263	14.8202	14.9094	14.9393	14.8996
Rb ₂ O	2.0848	2.0802	2.6512	2.7931	2.2722	2.5113	2.8096	2.8214	2.3007	2.1409	2.5800	3.3227	2.1692	2.8617	2.6502	2.4577	2.7343
Total	101.3630	101.1992	101.5154	101.0615	101.4889	102.0158	101.8963	101.9010	101.6138	101.2558	101.5093	100.9886	99.0122	100.1230	100.2345	101.0941	100.5309
Fórmula química calculada à base de 32 Oxigênios																	
Si	12.0315	12.0303	12.0380	12.0144	11.9853	11.9768	11.9923	12.0093	12.0165	12.0488	12.0050	12.0267	11.9051	11.9690	11.9641	12.0250	12.0146
Al	3.8020	3.8144	3.7856	3.8367	3.9603	3.8814	3.9900	3.8583	3.8567	3.8209	3.8838	3.8604	3.9974	3.9075	3.9041	3.8594	3.8447
Fe	0.1400	0.1308	0.1355	0.1301	0.0726	0.1780	0.0305	0.1238	0.1278	0.1259	0.1195	0.1155	0.1261	0.1255	0.1400	0.1297	0.1384
Ca	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0006
Na	0.2915	0.0922	0.2349	0.0609	0.0564	0.0764	0.0571	0.0802	0.0747	0.2230	0.0881	0.1095	0.1121	0.1061	0.1209	0.0975	0.0866
K	3.4933	3.7031	3.5340	3.6464	3.6340	3.5171	3.5777	3.6014	3.6327	3.4834	3.5705	3.4459	3.6329	3.5569	3.5679	3.5320	3.5554
Mn	0.0008	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0043	0.0000	0.0000	0.0000	0.0020	0.0000	0.0016	0.0000	0.0000	0.0015	0.0051	0.0057
Rb	0.2475	0.2479	0.3155	0.3346	0.2696	0.2970	0.3327	0.3349	0.2729	0.2540	0.3067	0.3983	0.2643	0.3461	0.3196	0.2928	0.3288
Ba	0.0071	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0077	0.0010	0.0000	0.0000	0.0000	0.0024	0.0044	0.0000	0.0079	0.0000	0.0000	0.0044
Cátions	20.0136	20.0187	20.0436	20.0232	19.9782	19.9387	19.9812	20.0079	19.9814	19.9579	19.9760	19.9622	20.0378	20.0190	20.0181	19.9416	19.9792
Sítio T	15.9735	15.9755	15.9592	15.9812	16.0182	16.0363	16.0128	15.9914	16.0010	15.9956	16.0083	16.0025	16.0285	16.0020	16.0082	16.0141	15.9977
Sítio M	4.0402	4.0432	4.0844	4.0419	3.9599	3.9024	3.9685	4.0165	3.9804	3.9623	3.9677	3.9597	4.0093	4.0169	4.0099	3.9275	3.9816
Ab	7.7011	2.4290	6.2317	1.6434	1.5281	2.1269	1.5710	2.1783	2.0152	6.0175	2.4068	3.0800	2.9935	2.8958	3.2782	2.6868	2.3785
An	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0176
Or	92.2989	97.5710	93.7683	98.3566	98.4719	97.8731	98.4290	97.8217	97.9848	93.9825	97.5932	96.9200	97.0065	97.1042	96.7218	97.3132	97.6039

Amostra	156a	156a	156a	156a	156a	156a	156a	159	159	159	159	159	159	159	159	159	159	160
Análise	376***	376****	376v	376vi	377	390	391	176	183	184	185	186	188	189	198	220	221	33
Rocha	ABGb/EPS	ABGb/EPS	ABGb/EPS	ABGb/EPS	ABGb/EPS	ABGb/EPS	ABGb/EPS	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn
SiO ₂	63.7858	64.7468	64.4187	63.7786	65.1515	64.0940	64.9164	62.9293	63.1648	64.1967	63.5319	62.8814	63.7858	62.8223	63.3121	64.0158	63.4912	61.9747
Al ₂ O ₃	17.6130	17.9391	17.8629	17.7187	18.3719	18.5619	17.5811	17.0472	17.0296	17.8006	17.0163	17.0362	16.9437	16.9006	16.9659	17.2522	17.0163	16.9390
CaO	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0016	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
MnO	0.0000	0.0235	0.0247	0.0000	0.0220	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0209	0.0169	0.0000	0.0000	0.0137	0.0000	0.0000	0.0000
FeO*	0.9197	0.8138	0.8468	0.8752	0.1715	0.1287	0.8432	0.8632	0.9165	0.0843	0.9204	0.7616	0.9260	0.9131	0.9208	0.7761	0.8040	0.8172
SrO	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
BaO	0.0000	0.0000	0.0137	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0550	0.0000	0.0000	0.0000	0.0733	0.0917	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.1231
Na ₂ O	0.2547	1.0132	0.2560	0.2184	0.1727	0.1360	0.3203	0.2201	0.1933	0.1621	0.5007	0.1587	0.1808	0.1479	0.1828	0.3712	0.1592	0.1492
K ₂ O	14.9342	14.2962	15.2415	15.1257	15.7300	15.9548	14.8612	14.9999	14.9871	15.1463	14.4958	15.1263	15.0170	15.0675	15.2739	14.9368	15.2371	14.6869
Rb ₂ O	2.8472	2.3455	2.7852	2.6536	1.0185	0.8567	2.2815	3.9300	4.0572	3.7363	3.8095	3.7873	3.8034	3.7624	3.6523	3.6631	3.3892	4.2906
Total	100.3546	101.1781	101.4495	100.3702	100.6381	99.7321	100.8037	100.0447	100.3485	101.1263	100.2971	99.8417	100.7484	99.6138	100.3215	101.0152	100.0970	98.9807
Fórmula química calculada à base de 32 Oxigênios																		
Si	11.9679	11.9691	11.9591	11.9567	12.0133	11.9419	12.0428	11.9762	11.9860	12.0143	12.0100	11.9846	12.0280	11.9924	11.9967	12.0098	12.0194	11.9570
Al	3.8948	3.9084	3.9084	3.9150	3.9926	4.0760	3.8440	3.8237	3.8086	3.9263	3.7912	3.8268	3.7656	3.8024	3.7889	3.8146	3.7966	3.8517
Fe	0.1443	0.1258	0.1315	0.1372	0.0264	0.0201	0.1308	0.1374	0.1454	0.0132	0.1455	0.1214	0.1460	0.1458	0.1459	0.1218	0.1273	0.1318
Ca	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0003	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Na	0.0927	0.3632	0.0921	0.0794	0.0617	0.0491	0.1162	0.0812	0.0711	0.0588	0.1835	0.0586	0.0661	0.0547	0.0672	0.1350	0.0584	0.0558
K	3.5747	3.3715	3.6098	3.6176	3.7003	3.7924	3.5172	3.6418	3.6281	3.6162	3.4959	3.6779	3.6126	3.6694	3.6922	3.5750	3.6799	3.6149
Mn	0.0000	0.0037	0.0039	0.0000	0.0034	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0033	0.0027	0.0000	0.0000	0.0022	0.0000	0.0000	0.0000
Rb	0.3434	0.2787	0.3324	0.3198	0.1207	0.1026	0.2721	0.4808	0.4949	0.4495	0.4629	0.4640	0.4610	0.4617	0.4449	0.4418	0.4124	0.5321
Ba	0.0000	0.0000	0.0010	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0041	0.0000	0.0000	0.0000	0.0055	0.0068	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0093
Cátions	20.0179	20.0205	20.0381	20.0256	19.9185	19.9821	19.9220	20.1452	20.1341	20.0783	20.0928	20.1416	20.0861	20.1264	20.1380	20.0979	20.0941	20.1527
Sítio T	16.0071	16.0034	15.9989	16.0089	16.0324	16.0380	16.0176	15.9372	15.9400	15.9537	15.9468	15.9328	15.9396	15.9406	15.9315	15.9462	15.9433	15.9405
Sítio M	4.0108	4.0171	4.0392	4.0167	3.8862	3.9441	3.9044	4.2079	4.1941	4.1246	4.1460	4.2088	4.1465	4.1859	4.2065	4.1517	4.1508	4.2122
Ab	2.5265	9.7237	2.4891	2.1473	1.6412	1.2789	3.1717	2.1814	1.9225	1.6005	4.9873	1.5695	1.7969	1.4699	1.7864	3.6394	1.5631	1.5204
An	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0088	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Or	97.4735	90.2763	97.5109	97.8527	98.3588	98.7211	96.8283	97.8186	98.0775	98.3995	95.0039	98.4305	98.2031	98.5301	98.2136	96.3606	98.4369	98.4796

Amostra	160	160	160	160	160	162	93a	93a	93a	93a	93a	93a	93a	93a	93a	93a	166	166	166
Análise	34	35	38	51	53	264	123	125	126	141	142	148	149	150	153	154	519	520	521
Rocha	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn	ABGb	ABGb	ABGb	ABGb	ABGb	ABGb	ABGb	ABGb	ABGb	ABGb	ABGb	ABGb	ABGb
SiO ₂	63.2297	63.2224	62.0337	62.8520	62.5298	63.7925	64.8056	63.8964	64.3513	63.0791	63.4703	64.4525	63.4155	63.8349	62.8177	63.4027	64.2311	63.4138	63.5522
Al ₂ O ₃	16.7587	17.0081	17.0820	16.9796	16.9756	17.5322	17.9465	17.3955	17.9768	16.9051	17.0491	17.4292	17.7359	17.7696	16.9931	17.3226	17.5961	17.6278	17.8318
CaO	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0097	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.4247	0.0541
MnO	0.0000	0.0000	0.0000	0.0066	0.0000	0.0638	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0008	0.0152	0.0040	0.0000	0.0066	0.0000	0.0116
FeO*	0.7833	0.7342	0.8264	0.7993	0.9814	1.2098	0.3778	0.6687	0.0877	0.8118	0.7884	0.8320	0.2343	0.3616	1.4106	0.5500	0.4415	0.5571	0.2233
SrO	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
BaO	0.0576	0.0000	0.0000	0.0094	0.0000	0.0559	0.0000	0.0271	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0455	0.0182	0.0000	0.0652	0.1044
Na ₂ O	0.1816	0.1618	0.1753	0.1785	0.2239	0.1319	0.1855	0.1809	0.1631	0.2918	0.2079	0.1832	0.1740	0.1782	0.1433	0.1874	0.2016	0.2041	0.1449
K ₂ O	14.8971	14.8128	14.5898	14.9261	14.7915	15.1789	15.8757	15.7782	15.9360	15.3081	15.4176	15.6699	15.6822	15.9117	15.3499	15.4853	15.5162	15.4265	15.8144
Rb ₂ O	3.7966	3.9407	3.8693	3.5493	3.8597	3.3028	2.0792	2.2287	2.0902	2.3307	2.4142	1.9777	1.9162	1.8071	2.2579	2.1664	1.9116	2.0044	1.1856
Total	99.7026	99.8800	98.5765	99.3008	99.3619	101.2678	101.2703	100.1755	100.6051	98.7363	99.3475	100.5445	99.1589	99.8783	99.0220	99.1326	99.9047	99.7236	98.9223
Fórmula química calculada à base de 32 Oxigênios																			
Si	12.0447	12.0205	11.9567	12.0026	11.9678	11.9346	12.0019	12.0027	12.0011	12.0244	12.0264	12.0212	11.9886	11.9840	11.9565	12.0136	12.0314	11.9470	11.9891
Al	3.7620	3.8112	3.8804	3.8216	3.8292	3.8658	3.9172	3.8512	3.9512	3.7980	3.8074	3.8313	3.9517	3.9317	3.8120	3.8685	3.8846	3.9141	3.9647
Fe	0.1248	0.1167	0.1332	0.1276	0.1571	0.1893	0.0585	0.1050	0.0137	0.1294	0.1249	0.1298	0.0370	0.0568	0.2245	0.0872	0.0692	0.0878	0.0352
Ca	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0020	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0857	0.0109
Na	0.0671	0.0596	0.0655	0.0661	0.0831	0.0478	0.0666	0.0659	0.0590	0.1078	0.0764	0.0662	0.0638	0.0649	0.0529	0.0688	0.0732	0.0746	0.0530
K	3.6203	3.5930	3.5875	3.6364	3.6117	3.6228	3.7509	3.7812	3.7915	3.7228	3.7269	3.7285	3.7822	3.8109	3.7273	3.7433	3.7078	3.7077	3.8060
Mn	0.0000	0.0000	0.0000	0.0011	0.0000	0.0101	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0001	0.0024	0.0006	0.0000	0.0010	0.0000	0.0019
Rb	0.4649	0.4816	0.4794	0.4357	0.4749	0.3972	0.2475	0.2691	0.2506	0.2856	0.2941	0.2371	0.2329	0.2181	0.2763	0.2639	0.2302	0.2428	0.1438
Ba	0.0043	0.0000	0.0000	0.0007	0.0000	0.0041	0.0000	0.0020	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0034	0.0014	0.0000	0.0048	0.0077
Cátions	20.0880	20.0827	20.1028	20.0918	20.1238	20.0718	20.0427	20.0772	20.0670	20.0700	20.0561	20.0142	20.0564	20.0687	20.0535	20.0466	19.9974	20.0645	20.0124
Sítio T	15.9315	15.9484	15.9703	15.9519	15.9542	15.9897	15.9777	15.9590	15.9660	15.9518	15.9587	15.9823	15.9774	15.9725	15.9930	15.9692	15.9851	15.9489	15.9890
Sítio M	4.1566	4.1343	4.1325	4.1400	4.1696	4.0821	4.0651	4.1182	4.1010	4.1182	4.0973	4.0319	4.0790	4.0962	4.0605	4.0773	4.0123	4.1156	4.0233
Ab	1.8190	1.6330	1.7933	1.7851	2.2488	1.3034	1.7448	1.7126	1.5316	2.8140	2.0082	1.7458	1.6583	1.6736	1.3990	1.8060	1.9364	1.9274	1.3695
An	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0517	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	2.2163	0.2826
Or	98.1810	98.3670	98.2067	98.2149	97.7512	98.6966	98.2552	98.2874	98.4684	97.1343	97.9918	98.2542	98.3417	98.3264	98.6010	98.1940	98.0636	95.8562	98.3479

Amostra	166	166	166	167.1	167.1	170	170	170	170	170	170	170	170	170	170	170	170	170	170
Análise	528	542	544	435	460	597	598	598**	601	607	608	609	610	611	612	613	614	615	616
Rocha	ABGb	ABGb	ABGb	ABGb	ABGb	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn
SiO ₂	63.5360	64.6071	63.7852	64.0384	64.6742	63.5420	63.7975	64.2458	64.3704	63.4043	64.2730	64.2481	64.5229	64.6063	64.3423	64.3406	63.9974	63.8401	63.7566
Al ₂ O ₃	17.4279	17.3774	17.2861	17.4368	17.8919	17.3430	17.7400	17.3545	17.5070	17.2902	17.4760	17.3455	17.5564	17.4086	17.4669	17.4175	17.3693	17.3971	16.8374
CaO	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0031	0.0000	0.0008	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0046	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
MnO	0.0231	0.0000	0.0017	0.0065	0.0000	0.0425	0.0000	0.0000	0.0131	0.0000	0.0066	0.0280	0.0329	0.0000	0.0263	0.0164	0.0000	0.0000	0.0509
FeO*	0.6983	0.8059	0.6516	0.8563	0.2771	0.8117	0.6964	0.7469	0.8691	0.7328	0.7966	0.7235	0.6674	0.7457	0.8194	0.6905	0.7785	0.7227	1.9292
SrO	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
BaO	0.0000	0.0915	0.0000	0.0000	0.0259	0.0906	0.0000	0.0000	0.0649	0.0000	0.0650	0.0000	0.1430	0.0000	0.1299	0.0390	0.0780	0.0000	0.0000
Na ₂ O	0.1346	0.3945	0.2065	0.2350	0.1623	0.1841	0.3562	0.1814	0.1566	0.3403	0.3645	0.2425	0.7324	0.2543	0.2753	0.6014	0.3819	0.2228	0.6344
K ₂ O	15.6412	15.6617	15.3846	15.5913	15.8499	15.7806	15.3534	15.7216	15.8306	15.7608	15.4300	15.8223	15.0258	15.7567	15.6895	14.9745	15.5118	15.7342	14.2547
Rb ₂ O	1.8650	1.5971	2.4174	1.9762	1.2377	2.0178	2.1811	2.0271	1.9065	1.9353	1.9073	1.4708	1.6855	1.6824	2.0404	1.9726	1.9692	1.9424	1.6069
Total	99.3261	100.5352	99.7331	100.1405	100.1190	99.8154	100.1246	100.2781	100.7182	99.4637	100.3190	99.8807	100.3663	100.4586	100.7900	100.0525	100.0881	99.8593	99.0701
Fórmula química calculada à base de 32 Oxigênios																			
Si	11.9961	12.0292	12.0251	11.9985	12.0323	11.9799	11.9618	12.0250	11.9982	11.9843	12.0080	12.0306	12.0154	12.0361	11.9989	12.0307	12.0038	12.0015	12.0036
Al	3.8781	3.8133	3.8408	3.8505	3.9231	3.8537	3.9202	3.8284	3.8459	3.8517	3.8481	3.8280	3.8532	3.8224	3.8390	3.8384	3.8397	3.8546	3.7361
Fe	0.1103	0.1255	0.1027	0.1342	0.0431	0.1280	0.1092	0.1169	0.1355	0.1158	0.1245	0.1133	0.1039	0.1162	0.1278	0.1080	0.1221	0.1136	0.3037
Ca	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0006	0.0000	0.0002	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0009	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Na	0.0493	0.1424	0.0755	0.0854	0.0585	0.0673	0.1295	0.0658	0.0566	0.1247	0.1320	0.0880	0.2644	0.0919	0.0995	0.2180	0.1389	0.0812	0.2316
K	3.7675	3.7201	3.7001	3.7268	3.7619	3.7956	3.6725	3.7541	3.7644	3.8005	3.6777	3.7797	3.5697	3.7449	3.7327	3.5721	3.7118	3.7736	3.4238
Mn	0.0037	0.0000	0.0003	0.0010	0.0000	0.0068	0.0000	0.0000	0.0021	0.0000	0.0010	0.0044	0.0052	0.0000	0.0042	0.0026	0.0000	0.0000	0.0081
Rb	0.2264	0.1912	0.2930	0.2380	0.1480	0.2446	0.2629	0.2439	0.2284	0.2352	0.2291	0.1770	0.2018	0.2015	0.2446	0.2371	0.2374	0.2347	0.1945
Ba	0.0000	0.0067	0.0000	0.0000	0.0019	0.0067	0.0000	0.0000	0.0047	0.0000	0.0048	0.0000	0.0104	0.0000	0.0095	0.0029	0.0057	0.0000	0.0000
Cátions	20.0313	20.0283	20.0375	20.0343	19.9689	20.0830	20.0560	20.0343	20.0358	20.1121	20.0251	20.0212	20.0240	20.0138	20.0561	20.0097	20.0594	20.0592	19.9014
Sítio T	15.9845	15.9679	15.9686	15.9831	15.9985	15.9615	15.9911	15.9703	15.9796	15.9518	15.9805	15.9719	15.9725	15.9746	15.9657	15.9771	15.9656	15.9697	16.0434
Sítio M	4.0468	4.0604	4.0689	4.0512	3.9704	4.1215	4.0649	4.0640	4.0562	4.1603	4.0446	4.0493	4.0515	4.0392	4.0904	4.0327	4.0938	4.0895	3.8580
Ab	1.2910	3.6870	1.9992	2.2394	1.5324	1.7419	3.4059	1.7233	1.4812	3.1772	3.4658	2.2763	6.8970	2.3935	2.5975	5.7526	3.6068	2.1067	6.3353
An	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0162	0.0000	0.0042	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0239	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Or	98.7090	96.3130	98.0008	97.7606	98.4676	98.2419	96.5941	98.2725	98.5188	96.8228	96.5342	97.7237	93.1030	97.5825	97.4025	94.2474	96.3932	97.8933	93.6647

Amostra	170	170	170	170	171	171	171	171	171	171	171	171	171	171	171	171	168	168	168	168	168
Análise	617	618	619	620	667	668	669	671	671'	677	686	688	695	698	713	714	475	508	509	510	511
Rocha	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn	ABGn	ABGb/EPS	ABGb/EPS	ABGb/EPS	ABGb/EPS	ABGb/EPS
SiO ₂	63.9216	64.1005	64.2609	64.4773	64.1296	63.2525	63.7567	64.1299	64.1242	64.1918	64.7143	63.8115	63.4050	63.4084	64.2144	64.5992	65.1011	64.2565	64.7743	64.5356	65.4283
Al ₂ O ₃	17.3172	17.4883	17.1499	17.2962	17.2637	17.2212	17.2744	17.4476	17.5318	17.4675	17.2421	17.6216	17.1287	17.3009	17.4566	17.5602	18.3461	17.2661	18.2107	17.6910	18.1852
CaO	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0055	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
MnO	0.0000	0.0345	0.0165	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0369	0.0101	0.0473	0.0000	0.0049	0.0000	0.0000	0.0313
FeO*	0.6721	0.7971	0.6496	0.8438	0.5936	0.8903	0.8615	0.6973	0.5842	0.8962	0.8354	0.4913	0.9279	0.9456	0.6043	0.3947	0.0231	0.8834	0.3249	0.5101	0.0465
SrO	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
BaO	0.0000	0.0390	0.0000	0.1041	0.0000	0.0000	0.0000	0.0397	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.1335	0.0000	0.3765	0.0000	0.0391	0.1041	0.0000
Na ₂ O	0.4118	0.1909	0.4549	0.2145	0.2003	0.1364	0.4334	0.2608	0.2710	0.1858	0.2672	0.1185	0.1999	0.1907	0.2933	0.1473	0.1981	0.2308	0.1845	0.2207	0.2073
K ₂ O	15.6072	15.7747	15.4443	15.7515	15.2582	15.3940	14.7954	15.1536	14.9536	15.1410	15.3513	15.3542	15.4234	14.9978	15.0901	15.3275	16.3498	15.4815	16.3260	16.3001	16.3905
Rb ₂ O	1.7956	2.0855	1.6083	1.8862	2.3170	2.2502	2.3846	2.1279	2.3942	2.2461	2.4681	2.6862	2.4478	2.7625	2.3998	2.3524	0.4684	2.2562	0.5846	1.0586	0.5532
Total	99.7255	100.5105	99.5844	100.5736	99.7624	99.1446	99.5060	99.8568	99.8590	100.1339	100.8784	100.0833	99.5696	99.6160	100.2393	100.3813	100.8680	100.3745	100.4441	100.4202	100.8423
Fórmula química calculada à base de 32 Oxigênios																					
Si	12.0159	11.9898	12.0622	12.0312	12.0576	11.9951	12.0184	12.0292	12.0318	12.0157	12.0537	12.0000	11.9982	11.9895	12.0293	12.0596	12.0010	12.0267	11.9851	12.0081	12.0380
Al	3.8366	3.8553	3.7940	3.8038	3.8256	3.8490	3.8378	3.8572	3.8770	3.8535	3.7850	3.9056	3.8201	3.8555	3.8541	3.8636	3.9860	3.8088	3.9712	3.8796	3.9434
Fe	0.1057	0.1247	0.1020	0.1317	0.0933	0.1412	0.1358	0.1094	0.0917	0.1403	0.1301	0.0773	0.1468	0.1495	0.0947	0.0616	0.0036	0.1383	0.0503	0.0794	0.0072
Ca	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0011	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Na	0.1501	0.0692	0.1656	0.0776	0.0730	0.0502	0.1584	0.0948	0.0986	0.0674	0.0965	0.0432	0.0733	0.0699	0.1065	0.0533	0.0708	0.0838	0.0662	0.0796	0.0740
K	3.7428	3.7642	3.6984	3.7496	3.6599	3.7243	3.5581	3.6262	3.5795	3.6157	3.6478	3.6836	3.7234	3.6178	3.6063	3.6504	3.8451	3.6967	3.8537	3.8693	3.8472
Mn	0.0000	0.0055	0.0026	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0059	0.0016	0.0075	0.0000	0.0008	0.0000	0.0000	0.0049
Rb	0.2170	0.2508	0.1941	0.2263	0.2800	0.2743	0.2890	0.2566	0.2888	0.2703	0.2955	0.3247	0.2978	0.3358	0.2890	0.2823	0.0555	0.2715	0.0695	0.1266	0.0654
Ba	0.0000	0.0029	0.0000	0.0076	0.0000	0.0000	0.0000	0.0029	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0272	0.0000	0.0076	0.0000
Cátions	20.0680	20.0623	20.0188	20.0278	19.9895	20.0341	19.9975	19.9764	19.9673	19.9640	20.0086	20.0344	20.0656	20.0197	19.9972	19.9708	19.9899	20.0257	19.9989	20.0502	19.9800
Sítio T	15.9581	15.9698	15.9582	15.9667	15.9765	15.9854	15.9920	15.9958	16.0005	16.0096	15.9688	15.9828	15.9652	15.9946	15.9781	15.9848	15.9905	15.9738	16.0066	15.9671	15.9885
Sítio M	4.1099	4.0926	4.0606	4.0611	4.0130	4.0488	4.0054	3.9806	3.9668	3.9545	4.0398	4.0515	4.1004	4.0251	4.0191	3.9860	3.9994	4.0519	3.9923	4.0831	3.9915
Ab	3.8554	1.8060	4.2846	2.0277	1.9561	1.3287	4.2622	2.5490	2.6805	1.8303	2.5771	1.1593	1.9317	1.8958	2.8692	1.4395	1.8081	2.2155	1.6885	2.0163	1.8859
An	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0299	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Or	96.1446	98.1940	95.7154	97.9723	98.0439	98.6713	95.7378	97.4510	97.3195	98.1398	97.4229	98.8407	98.0683	98.1042	97.1308	98.5605	98.1919	97.7845	98.3115	97.9837	98.1141