

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**“A GAGARINITA E FASES ASSOCIADAS NO GRANITO
MADEIRA (PITINGA, AMAZONAS)”**

AMANDA CRISTINA PIRES

ORIENTADOR: ARTUR CEZAR BASTOS NETO

CO-ORIENTADOR: VITOR PAULO PEREIRA

BANCA EXAMINADORA: Prof. Dr. Milton Luiz Laquintinie Formoso

Prof. Dr. José Carlos Frantz

Prof. Dr. Luis Henrique Ronchi

**Dissertação de Mestrado apresentada
como requisito para obtenção do
Título de Mestre em Geociências.**

Dedicatória

Dedico este trabalho ao amigo, colega e companheiro Vanius Silveira Drozinski (*in memoriam*), que esteve presente durante o início do meu aprendizado na geologia. Ele foi uma pessoa fascinada por essa ciência, tinha amor pelo trabalho e mostrou-me o que realmente vale: o que produzimos. Isso faz com que nós nos sintamos vivos, ativos e importantes. Isso é o que nos ajuda a superar as piores dificuldades e perdas.

Resumo

O trabalho descreve a ocorrência de gagarinita-(Y) das porções mineralizadas de criolita da base do Depósito Criolítico Maciço associado à subfácies albíta granito do Granito Madeira (1.8Ma) na jazida de Pitinga (Sn, Nb, Ta e criolita), onde o Y e ETR serão explorados como co-produtos. A gagarinita forma cristais anédricos de até 7mm, intersticiais ou inclusos na criolita, de cristalização anterior à criolita dos bolsões. Todos os cristais apresentam texturas típicas de exsolução, pela primeira vez descritas em fluoretos. Os padrões de exsolução são variados. Os cristais exsolvidos têm até 0,4mm, são incolores, as cores de interferência são de primeira ordem, com birrefringência 0,005-0,007, são U(-), com retardo de 150 a 210nm. A fase exsolvida distribui-se uniformemente em toda a extensão dos grãos da gagarinita-(Y), inclusive na borda; segue uma ou mais orientações preferenciais e tem dimensões semelhantes. Podem ocorrer coalescência de diferentes cristais exsolvidos, resultando em *strings* e *stringlets*. Mais raramente, a orientação é menos evidente e as dimensões dos cristais são mais variáveis. No contato gagarinita/criolita, reconhece-se a formação da fase exsolvida como anterior à cristalização da criolita. A análise modal de uma população de grãos de gagarinita-(Y) com os diversos padrões texturais de exsolução fornece o valor médio de 25,8% (considerado estatisticamente representativo) de proporção de fase exsolvida em relação à fase hospedeira. Os parâmetros cristalinos da gagarinita-(Y) determinados a partir de análises por DRX são compatíveis com os da literatura. Análises por MSE, FRX e MEV da gagarinita-(Y) mostram uma composição bastante homogênea. A fórmula estrutural média calculada na base de $2(\text{ETR}+\text{Y}+\text{Ca})$ é $\text{Na}_{0,24}\text{Ca}_{0,58}\text{Y}_{1,01}\text{ETR}_{0,39}\text{F}_{5,81}$. O padrão de ETR normalizado ao condrito é caracterizado por enriquecimento em ETRP e anomalia negativa em Eu. A composição da fase

exsolvida obtida por MSE, calculada para um total de cátions igual a 1, é $Ce_{0,53-0,66} La_{0,09-0,26} Nd_{0,08-0,26} Sm_{0,01-0,04} Eu_{0,01} Y_{0-0,03} F_{3,3-4,14}$. Esta fórmula é semelhante à da fluocerita, cujos picos característicos, entretanto, não ocorrem nos difratogramas. O padrão de ETR mostra um fracionamento contínuo dos ETR com empobrecimento em ETRP e discreta anomalia positiva em Eu. A composição da gagarinita inicial foi reconstituída considerando-se as proporções modais das fases hospedeira e exsolvida, obtendo-se $Na_{0,19}Ca_{0,48}Y_{0,83}ETR_{0,69}F_{6,27}$. O padrão de ETR é plano com anomalia negativa em Eu menos acentuada que na gagarinita hospedeira. Antes da exsolução, o sistema mineral comportava-se provavelmente como uma solução sólida com a substituição $\square + 2ETR^{3+} \Leftrightarrow Na^+ + Ca^{2+} + Y^{3+}$. Formou-se, assim, uma gagarinita inicial excepcionalmente rica em ETRL (cátions relativamente grandes) cuja presença foi compensada por vacâncias, notadamente no sítio de coordenação VI. A diminuição da temperatura desestabilizou a estrutura mineral que exsolveu os cátions de ETR com raio iônico maior que o do Sm. A gagarinita hospedeira preservou os conteúdos de Y, ETRP (com exceção do Sm que se repartiu entre ela e a fase exsolvida) e Na (e Ca), constituindo uma estrutura estável, menos afetada por vacâncias e com um balanço de cargas bastante equilibrado. A fase exsolvida é um fluoreto com razão cátions/flúor= 1/3, correspondendo à composição da fluocerita. Sua estrutura não pôde ser determinada: picos da fluocerita não foram identificados e uma estrutura semelhante à da gagarinita (razão cátions/flúor= 1/2) parece pouco provável. Estudos subseqüentes poderão definir se trata-se de um novo mineral, polimorfo da fluocerita.

Palavras-chaves: exsolução, gagarinita, Pitinga

Abstract

This paper describes the occurrences of (Y)-gargarinite from criolitic mineralized portions at the bottom of criolitic massive deposit associated to albite granite facies of the Madeira Granite (1.8 My) at the Sn (Nb, Ta) Pitinga deposit (Amanzonas state, Brazil), where Y and ETR will be explored as by-products. The gargarinite crystals are interstitial or included in the first generation of criolite, and forms anhedral crystals up to 7 mm large. All crystals present typical exsolution textures, described for the first time for fluorides. The exsolution patterns are variable. The exsolved crystals are colorless, up to 0,4mm large, with interference color of first order with birefringence 0,005-0,007, U(-) with retardation of 150 to 210 nm. The exsolved phase is equally distributed at the whole extension of the gargarinite grains, even in the grain boundary. The grains of the exsolved phase follow one or more preferred orientation with similar sizes. More rarely, the orientation is less evident and the sizes are irregular. Strings or stringlets may occur as coalescence of different exsolved crystals. In the gargarinite/criolite grain boundary, it's possible to recognize that the exsolution occurs before the criolite crystallization. The modal analyses of a gargarinite grain population, with several exsolution patterns, provides an average value of 25,8% (considered statistically representative) of exsolved phase proportion related to the host phase. The gargarinite crystal parameters, determined according to XRD analysis are compatible with the ones on the literature. Analyses by EMPA, XRF and SEM in gargarinite show a homogeneous composition. The average calculated structural formula based on 2(REE+Y+Ca) is $\text{Na}_{0,24}\text{Ca}_{0,58}\text{Y}_{1,01}\text{REE}_{0,39}\text{F}_{5,81}$. The REE pattern normalized to chondrite composition is characterized by HREE enrichment and negative Eu anomaly. The composition of the exsolved phase, obtained by EMPA, calculated to one cation, is $\text{Ce}_{0,53-0,66}\text{La}_{0,09-0,26}\text{Nd}_{0,08-0,26}\text{Sm}_{0,01-0,04}\text{Eu}_{0,01}\text{Y}_{0-0,03}\text{F}_{3,3-4,14}$.

It's similar to the fluocerite formula, which characteristic peaks don't occur in the difratograms. The REE pattern shows continuous fractionation of total REE with HREE depletion and a slight positive anomaly of Eu. The composition of the initial gargarinite is $\text{Na}_{0,19}\text{Ca}_{0,48}\text{Y}_{0,83}\text{REE}_{0,69}\text{F}_{6,27}$, established according to modal proportions of host and exsolved phases. The REE pattern is smooth with negative anomaly of Eu less pronounced than in the host gargarinite. Before the exsolution, the mineral system probably behaves as solid solution with the substitution $\square + 2\text{ETR}^{3+} \Leftrightarrow \text{Na}^+ + \text{Ca}^{2+} + \text{Y}^{3+}$. Then, the initial gargarinite was formed with exceptionally high LREE (relatively large cations), which was compensated by vacancies in VI coordination sites. The drop of temperature turned the mineral structure unstable, exsolving the REE cations with larger ionic radii than Sm radius. The host gargarinite preserved the Y and HREE (with exception of Sm, that was split between the host and the exsolved phase) and Na (and Ca) contents, forming a stable structure with less vacancies and with equilibrated charge balance. The exsolved phase is a fluoride with cation/fluorine ratio= 1/3, corresponding to a fluocerite composition. The exsolved phase structure could not be determined: fluocerite peaks were not identified and a similar of gargarinite (cation/fluorine ratio=1/2) doesn't seem to be likely. Subsequent studies could determine if it's, a fluocerite polimorph.

Keywords: exsolution, gargarinite, Pitinga

Lista de Figuras

Figura 1 - Crátons e bacias que compõem a América do Sul e divisão do Cráton Amazônico em Escudo das Guianas, ao norte e Escudo Guaporé, ao sul....	21
Figura 2 - Divisão do Cráton Amazônico nas seis províncias geocronológicas que o compõem.	22
Figura 3 - Mapa geológico da área da Mina Pitinga.....	24
Figura 4 - Distribuição de fácies, subfácies e do Depósito Criolítico Maciço do Granito Madeira.	38
Figura 5: Difratrogramas de raios X da gagarinita de Pitinga.	48

Lista de Abreviatura e Siglas

CPRM: Centro de Pesquisa de Recursos Minerais.

DRX: Difração de raios-X.

EDS: Análise por dispersão de energia.

Eh- Potencial de Oxidação em relação ao hidrogênio.

FRX: Fluorescência de raios-X.

MEV: Microscopia eletrônica de varredura.

MSE: Microsonda eletrônica.

pH: Logaritmo negativo da atividade de hidrogênio iônico.

u.m.a.: Unidades por Massa Atômica.

Lista de Símbolos

Al- Alumínio.

Ar- Argônio.

Ca- Cálcio.

Ce- Cério.

Co- Cobalto.

Cr- Cromo.

Dy- Disprósio.

Er- Érbio.

ETR - Elementos Terras Raras, Lantanídeos.

ETRL – Elementos Terras Raras Leves; incluem os elementos Lantânio ao Európio (Formoso *et al.* 1989).

ETRM- Elementos Terras Raras Médias; incluem os elementos do grupo dos lantanídeos, do Praseodímio ao Európio (Formoso *et al.* 1989).

ETRP - Elementos Terras Raras Pesadas; incluem os elementos do grupo dos lantanídeos com maiores valores de massa atômica, são os últimos da lista, do Gadolínio ao Lutécio (Formoso *et al.* 1989).

ETRT - Elementos Terras Raras Totais, incluem todo grupo dos lantanídeos

Eu- Európio.

F- Flúor.

Fe- Ferro.

Gd- Gadolínio.

Ho- Holmio.

K- Potássio.

La- Lantânio.

Na- Sódio.

Nb- Nióbio.

Nd- Neodímio.

Pb- Chumbo.

Sm- Samário.

Sn- Estanho.

Sr- Estrôncio.

Ta- Tântalo.

U- Urânio.

V- Vanádio.

Y- Ítrio

Zr- Zircônio.

Sumário

RESUMO	3
ABSTRACT	5
LISTA DE FIGURAS	7
LISTA DE ABREVIATURA E SIGLAS	8
LISTA DE SÍMBOLOS	9
1 INTRODUÇÃO	14
1.1 JUSTIFICATIVA	14
1.2 OBJETIVO	14
2 O ÍTRIO E OS LANTANÍDEOS	16
2.1 LANTANÍDEOS	16
2.2 ÍTRIO	18
3 GEOLOGIA DE PITINGA	20
3.1 GEOLOGIA REGIONAL	20
3.1.1 Complexo Güianense	25
3.1.2 Suíte Intrusiva Água Branca	26
3.1.3 Supergrupo Uatumã	27
3.1.4 Formação Urupí	33
3.1.5 Formação Quarenta Ilhas	34
3.1.6 Formação Seringa	35
3.1.7 Eventos Supergênicos Posteriores	36
3.2 GEOLOGIA LOCAL	37
3.2.1 Anfibólio-biotita sienogranito	39
3.2.2 Biotita-feldspato alcalino granito	39
3.2.3 Feldspato alcalino granito <i>hipersolvus</i>	40
3.2.4 Albita granito	40
3.3 MINERALIZAÇÕES	42
3.4 GEOLOGIA DO DEPÓSITO CRIOLÍTICO MACIÇO	42

3.5 GEOQUÍMICA DO GRANITO MADEIRA	44
<u>4 METODOLOGIA E TÉCNICAS ANALÍTICAS</u>	<u>47</u>
4.1 TRABALHO DE CAMPO E COLETA DE AMOSTRAS	47
4.2 LABORATÓRIO E TÉCNICAS ANALÍTICAS	47
4.2.1 Lupa Binocular e Difração de Raios X (DRX)	47
4.2.2 Microscópio Óptico e Scion Image Beta 4,20	49
4.2.3 Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV)	49
4.2.4 Microsonda Eletrônica (MSE)	50
4.2.5 Fluorescência de Raios X (FRX)	50
<u>5 A GAGARINITA-(Y) DO GRANITO MADEIRA (PITINGA, AMAZONAS): EXSOLUÇÃO DE ETR L A PARTIR DE FLUORETO METAESTÁVEL E A FORMAÇÃO DE UM POSSÍVEL NOVO MINERAL SEMELHANTE A FLUOCERITA</u>	<u>52</u>
RESUMO	52
ABSTRACT	53
INTRODUÇÃO	54
TRABALHOS ANTERIORES	55
Geologia Regional	55
Geologia Local	56
Gagarinita e Fluocerita	60
METODOLOGIA	61
RESULTADOS	63
Ocorrência e observações petrográficas	63
Química Mineral	67
Análises por DRX	71
DISCUSSÕES	72
Texturas de exsolução	72
Condições de formação	73
Composição da gagarinita inicial e da gagarinita pós-exsolução	74
Os ETR e o processo de exsolução	75
A fase exsolvida, um novo mineral?	76
CONSIDERAÇÕES FINAIS	78
<u>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</u>	<u>80</u>
<u>6 CONSIDERAÇÕES FINAIS</u>	<u>84</u>
<u>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</u>	<u>88</u>
<u>GLOSSÁRIO</u>	<u>101</u>

ANEXO A **102**

ANEXO B **115**

ANEXO C **120**

1 Introdução

1.1 Justificativa

A área em estudo localiza-se na Mina de Pitinga, pertencente à Mineração Taboca (Grupo Paranapanema). Localizada no estado do Amazonas (Brasil), é a maior produtora de estanho e tântalo do país, consistindo no único depósito de criolita (Na_3AlF_6) passível de exploração no mundo. Por outro lado, sabe-se que o Granito Madeira contém importantes reservas de Zr, Y e ETR, diagnosticadas apenas a partir de análises químicas do minério, conhecendo-se muito pouco sobre os minerais portadores destes elementos.

Destaca-se o uso do Y em ligas metálicas, especialmente com V, Cr e Fe (baixa densidade, alto ponto de fusão e pequena captura de nêutrons termiais) para uso na engenharia nuclear, mísseis e veículos espaciais. Destaca-se também a importância da liga Y-Co em ímãs permanentes, reatores atômicos e semicondutores e do Y_2O_3 em tvê a cores e filtros de microondas. Os ETR são potencialmente utilizados na produção de ácido fosfórico para fertilizantes.

1.2 Objetivo

A caracterização dos depósitos de ETR e Y, bem como a sua potencialidade econômica se fazem necessários para o desenvolvimento da Mineração Taboca em Pitinga.

Alguns trabalhos descrevem a presença de xenotima (fostato de Y) no Granito Madeira; entretanto, fluoretos de Y e ETR também são fundamentais para a determinação desses subprodutos, tanto para uma atualização da caracterização

mineralógica da área, como para a otimização da lavra de Pitinga. O objetivo, assim, é a caracterização dos fluoretos, com uma relação particular, a gagarinita e a sua fase exsolvida, indicando processos geoquímicos importantes e que elucidam a ocorrência de ETR e Y.

2 O Ítrio e os Lantanídeos

2.1 Lantanídeos

Os elementos do grupo dos lantanídeos, definição mais correta, são aqui designados de elementos terras raras (ETR).

Segundo Taylor (1964), a média dos ETR na crosta pode ser determinada pela abundância relativa desses nas rochas sedimentares, assim, o Clarke dos ETR varia de 60 ppm para o Ce a 0,48ppm para o Túlio (Tm) sendo 30 ppm para o La. Contudo, é muito difícil definir precisamente a abundância de ETR em granitos devido à escassez de dados, mas esse autor determinou uma média é de 50 ppm para o La nessas rochas.

Os dados químicos dos ETR, como raio atômico, valência e abundância em função do número atômico são amplamente divulgados na literatura (webelements.com; Formoso *et al.*, 1989; Alcalá, *et al.* 1989; Cunha *et al.*, 1994; Dardenne, 1989). Outros aspectos relativos aos ETR, como suas normalizações em função de diferentes padrões ou a diadoquia também são bem conhecidos. Dessa forma, o comportamento geoquímico desses elementos tem sido utilizado para o entendimento de processos geológicos como magmatismo, metamorfismo, hidrotermalismo, intemperismo e outros, bem como em investigações sobre processos geoquímicos envolvendo a formação de depósitos minerais associados às rochas graníticas (Grossi e Dutra, 1989). Pode-se discorrer sobre o comportamento dos ETR no magmatismo, hidrotermalismo e intemperismo, situações essas que estão relacionadas ao Granito Madeira.

No magmatismo:

- A abundância e distribuição dos ETR são particularmente sensíveis à natureza das fases residuais e dos líquidos durante a evolução magmática, refletindo na composição das fases fluidas tardi e pós-magmática e na dos minerais formados (Pollard, 1989);

- Alguns processos perturbam a evolução dos líquidos magmáticos, como a cristalização fracionada, podendo ocorrer a entrada dos ETRP no lugar do cálcio, enquanto os ETRL concentram nas fases residuais;

- O Eu^{2+} se assemelha ao Sr, ocupando o lugar do Ca no plagioclásio em condições onde a fugacidade de oxigênio é baixa. A inexistência de anomalia positiva do Eu em anortositos (cumulatos), pode ser devida à alta fugacidade de oxigênio durante a cristalização (oxidação do Eu^{2+} para Eu^{3+}) ou a fonte era empobrecida nesse elemento;

- Assim como nas demais rochas, nos granitos, os ETR têm um padrão de distribuição característico, onde, de uma forma geral, as ETRL são mais abundantes que as ETRP e o Eu é sempre empobrecido (anomalia negativa). Nos granitóides alcalinos e peralcalinos, essas características são acentuadas;

- Os ETR são mais abundantes nas rochas félsicas que nas máficas. Nas félsicas, os principais acessórios que contêm esses elementos são o zircão, a titanita, a alanita e a monazita, enquanto nas máficas são a olivina, o piroxênio, o espinélio, a granada e o plagioclásio;

- A granada retém os ETRP; a hornblenda, a titanita e a apatita os ETRM, embora estes dois últimos também possam reter os ETRL, que são retidos também pela monazita e alanita.

Nos processos posteriores à formação da rocha magmática, pode ocorrer mudanças nas condições de Eh e pH dos fluidos hidrotermais, que ocasionam a quebra dos complexos de ETR com ligantes fortes (Gieré, Reto. 1993). Entretanto, o fracionamento dos ETR é variável e complexo nesses sistemas. Leroy *et al.* (1988), ao estudar depósitos Margnac e Lê Bernadan, no Maciço Central Francês, observou que, em processos de epissienitização estéril em granito, não há fracionamento significativo

de ETR; no entanto, se este processo é acompanhado de mineralização, no caso de pichblenda e coffinita, ocorre fracionamento significativo. A superposição da ação supergênica gerou um intenso enriquecimento relativos em ETR no epissienito com pichblenda e um empobrecimento no epissienito com coffinita (Leroy *et al.*, 1988).

2.2 Ítrio

O Clarke do Y na crosta terrestre é 33ppm e a média em granitos é de 40ppm (Taylor, 1964). Embora existam poucas informações sobre o conteúdo deste elemento nas diferentes rochas, sabe-se que, de forma geral, seus teores aumentam com o teor de sílica.

O ítrio localiza-se na tabela periódica no grupo IIIB (quinto período), tem número atômico 39 e massa atômica 88,906 u.m.a. Os raios iônicos (RI) do Y^{3+} , conforme o número de coordenação em que este elemento ocorre, são os seguintes: $^{VI}Y = 0,900\text{Å}$, $^{VII}Y = 0,960\text{Å}$, $^{VIII}Y = 1,019\text{Å}$ e $^{IX}Y = 1,075\text{Å}$ (Shannon, 1976). De acordo com Marsh (1939 *apud* Gramaccioli *et al.*, 1999), o Y comporta-se como se fosse um ETR com número atômico 67,6 (entre o Ho e Er), sendo considerado como um pseudolantanídeo (Bau & Dulski, 1995), porém, ao comparar os RI do Y para os diferentes números de coordenação, verifica-se que isso é válido somente para o ^{VI}Y . O ^{VII}Y tem RI entre o ^{VII}Dy e o ^{VII}Er , o ^{VIII}Y , entre o ^{VIII}Dy e o ^{VIII}Ho , o ^{IX}Y , entre o ^{IX}Dy e o ^{IX}Ho . Observa-se a inexistência do ^{VII}Ho . Portanto, de acordo com os RI de Shannon (1976), com exceção da coordenação VI, o Y situa-se entre o Dy e Ho, o que concorda com o proposto por Bau & Bulski (1995), que definiram a posição desse elemento para fluidos hidrotermais ricos em flúor.

Na literatura, são descritos minerais de Y pertencentes às classes dos óxidos, silicatos, fosfatos, carbonatos, fluoretos e outras. Exemplos desses minerais,

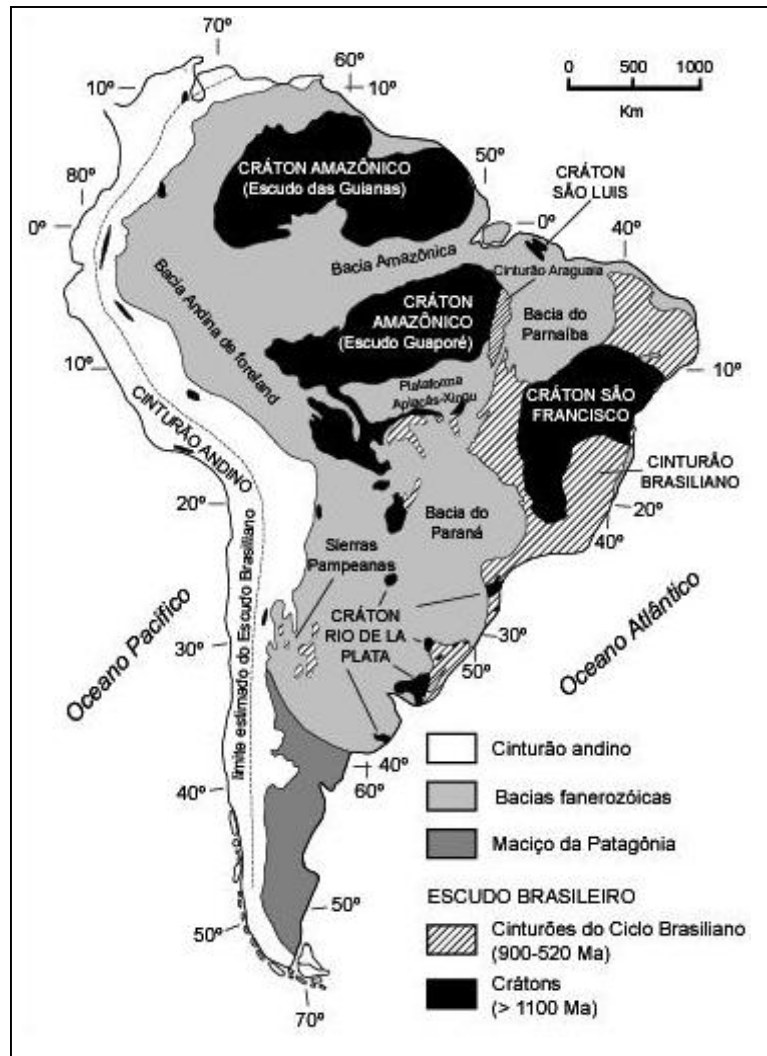
especialmente fluoretos, estão contidos no Granito Madeira, principalmente na subfácies albíta granito, conforme descrito no capítulo II desta dissertação. De acordo com Vlasov (1966), os fluoretos de ítrio são pouco solúveis na água, porém complexos como o Na_3YF_6 são facilmente solúveis, mais que os compostos correspondentes com Ce, sendo o Y mais facilmente transportado em soluções mineralizantes nesta forma de complexo.

3 Geologia de Pitinga

3.1 Geologia Regional

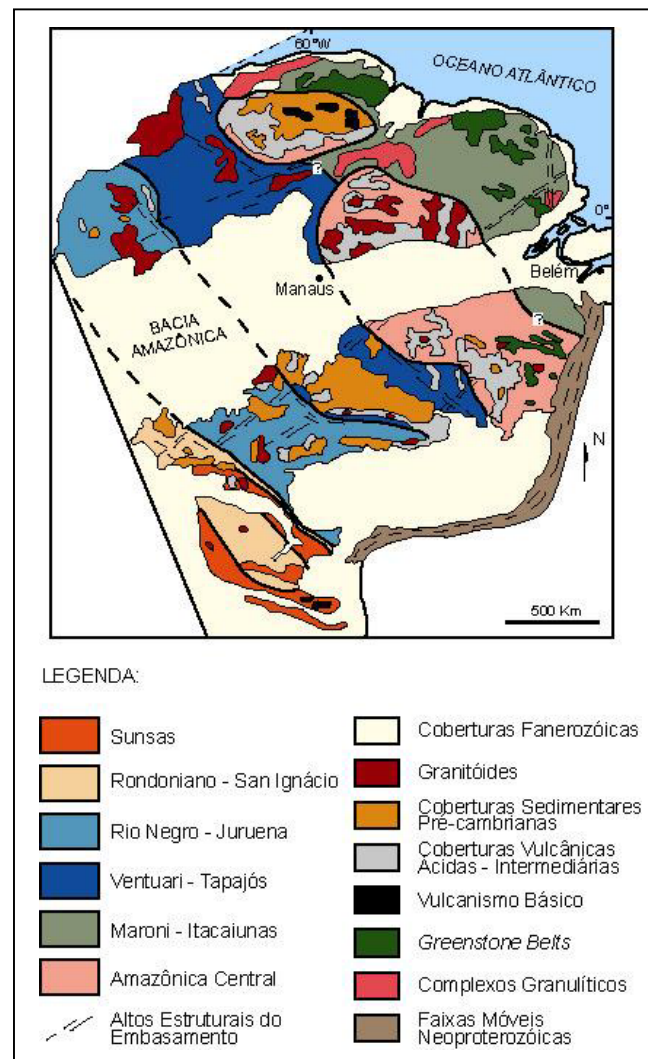
O Cráton Amazônico localiza-se no norte da América do Sul, sendo uma das maiores áreas cratônicas do mundo. É dividido pela Bacia Sedimentar Amazônica (de idade Paleozóica) em Escudo das Guianas, ao norte e Escudo Guaporé ou Escudo do Brasil Central, ao sul (FIG. 1). A área em estudo localiza-se na porção sul do Escudo das Guianas (Almeida *et al.*, 1981; Gibbs e Barron, 1983). Cinturões orogênicos Neoproterozóicos compõem esta área cratônica que, segundo Tassinari e Macambira (1999), se divide em seis grandes províncias geocronológicas: Amazônia Central (>2.3 Ga), Maroni-Itacaiúnas (2,2-1,95 Ga), Ventuari-Tapajós (1,95-1,80 Ga), Rio Negro-Juruena (1,80-1,55 Ga), Rondonian-San Ignacio (1,50-1,30 Ga) e Sunsás (1,30-1,00 Ga), cuja distribuição pode ser vista na FIG. 2.

FIGURA 1 - Crátos e bacias que compõem a América do Sul e divisão do Crátão Amazônico em Escudo das Guianas, ao norte e Escudo Guaporé, ao sul.



FONTE: Hartmann & Delgado (2001).

FIGURA 2 - Divisão do Cráton Amazônico nas seis províncias geocronológicas que o compõem.



FONTE: Tassinari *et al.* (1999).

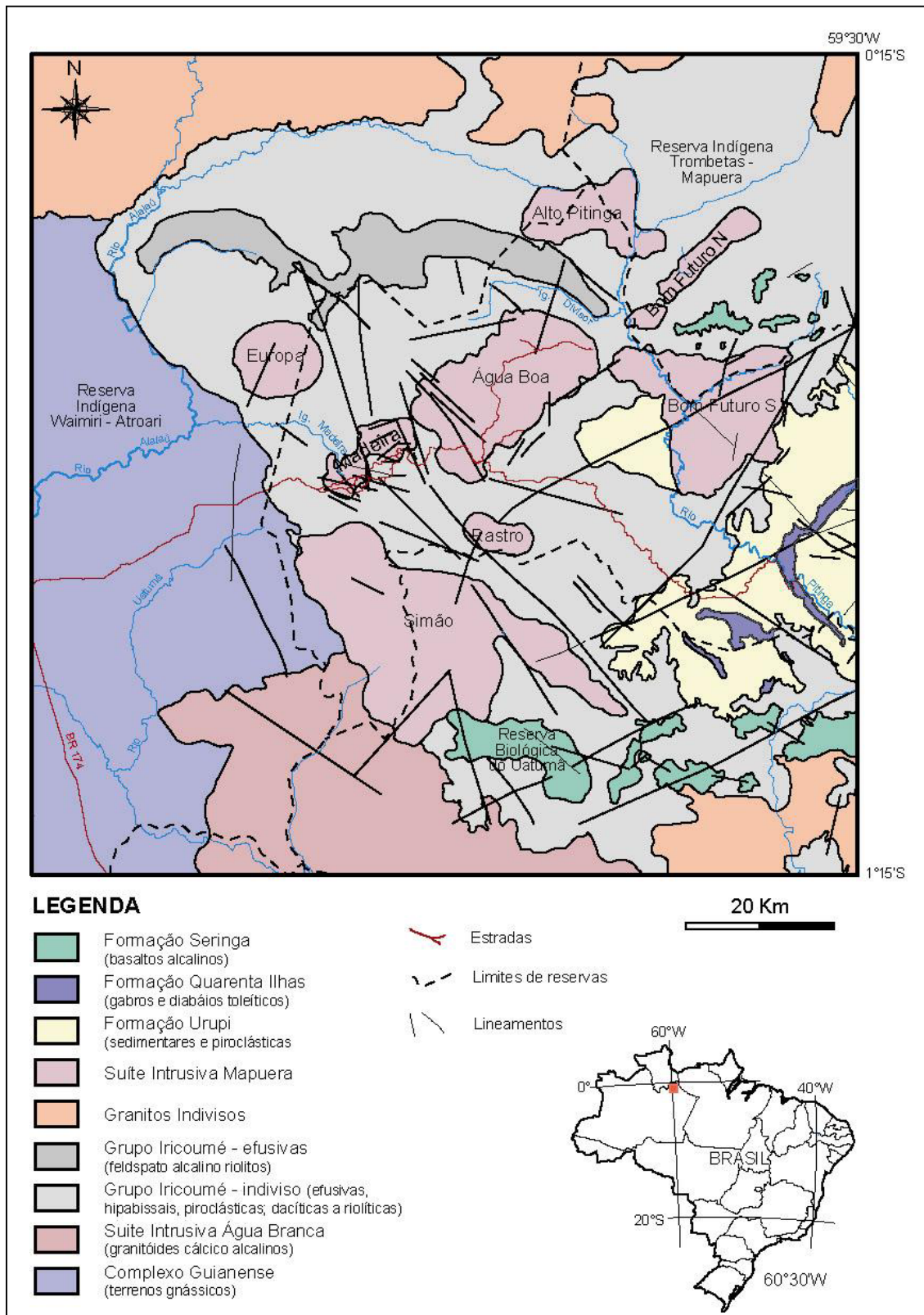
A Província Amazônia Central constitui a crosta continental mais antiga do Cráton Amazônico. Esta, não tendo sido afetada pela Orogenia Transamazônica (2,2–1,9Ga), foi cenário de expressivo magmatismo e eventos de sedimentação até o Neoproterozóico. Esta província é dividida em dois domínios, separados pela Província Maroni-Itacaiúnas, o Bloco Roraima e o Bloco Carajás-Iricoumé, o qual se subdivide nas áreas Carajás e Xingú-Iricoumé. A Área Xingú-Iricoumé é constituída por rochas plutônicas e vulcânicas não metamorizadas e cobertas por seqüências sedimentares, sendo intrudidas por diversos plútons graníticos (Tassinari e Macambira, 1999).

Segundo Dall’Agnol *et al.* (1994), as relações de campo entre os granitos anorogênicos e as rochas encaixantes evidenciam intrusões rasas, sob um regime de tectônica distensiva, em desconformidade com as encaixantes, as quais se encontravam em estado rígido.

Os primeiros levantamentos geológicos na região da Mina Pitinga foram realizados com a execução do projeto RADAMBRASIL, nas folhas SA.21 - Santarém (Araújo *et al.*, 1976) e SA.20 - Manaus (Lourenço *et al.*, 1978), onde foi realizado mapeamento na escala 1:1.000.000. Os projetos Estanho do Abonari (Araújo Neto & Moreira, 1976) e Sulfetos de Uatumã (Veiga Jr., 1979) abrangeram parte da região de Pitinga e foram executados na escala 1:100.000. Na década de oitenta, destacam-se os mapeamentos realizados por Costi *et al.* (1984) nas proximidades da área de Pitinga, com a execução do Projeto Uatumã-Jatapú e os realizados por Jorge João *et al.* (1984) no Projeto Trombetas-Mapuera. Recentemente, Faria *et al.* (2000) realizaram o mapeamento geológico (escala 1:500.000) na região sul do estado de Roraima, a norte de Pitinga, que está relacionado com o Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, coordenado pela CPRM.

Posteriormente, foram desenvolvidos os projetos vinculados à ADIMB (Agência para o Desenvolvimento Tecnológico da Indústria Mineral Brasileira) e relacionados ao tema: “Caracterização dos depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia”. Esses projetos foram individualizados em: subprojeto Pitinga – Estanho, coordenado pelo Prof. Dr. Roberto Dall’Agnol (UFPA); e subprojeto Pitinga – Criolita, coordenado pelo Prof. Dr. Artur Cezar Bastos Neto (UFRGS). Neste último subprojeto, foi elaborado o Mapa Geológico Regional, na escala 1:100.000, abrangendo uma área de um grau quadrado (FIG. 3).

FIGURA 3 - Mapa geológico da área da Mina Pitinga.

FONTE: Bastos Neto *et al.* (2003).

O mapa geológico apresentado representa o estágio atual do conhecimento geológico na área da Mina Pitinga. A distribuição das unidades estratigráficas descritas neste mapa foi aqui resumida de acordo com a seqüência cronoestratigráfica, estando baseada na nota explicativa do mapa geológico regional preliminar da área de Pitinga (Bastos Neto *et al.*, 2003).

3.1.1 Complexo Güianense

O Complexo Guianense (Issler *et al.*, 1974; Araújo *et al.*, 1976) consiste da unidade estratigráfica mais antiga da área, abrangendo genericamente todas as rochas pré-Uatumã de origem orto e parametamórfica, resultantes de metamorfismo regional de fácies anfíbolito a granulito. Essas rochas também foram genericamente agrupadas sob a denominação de Complexo Metamórfico Anauá por Faria *et al.* (2000), no estado de Roraima.

Issler *et al.* (1974) descrevem as rochas desse complexo como sendo metamórficas de fácies anfíbolito a granulito, constituídas por gnaisses, granulitos, anfíbolitos e migmatitos com neossoma de composição granodiorítica. Também descrevem granitos, granodioritos, dioritos e gabros, originados em episódio plutônico tardiorogênico, além de rochas ultramáficas como hornblenditos, piroxenitos e peridotitos.

Por serem intrudidas por rochas graníticas e estarem recobertas por rochas vulcânicas do Supergrupo Uatumã, Dall'Agnol *et al.* (2003) assumem que as rochas que constituem o Complexo Guianense possuem idades provavelmente mais antigas ou próximas a 2.000 Ma. Esses autores afirmam que definições quanto à gênese, significado tectônico e idade de formação dessas rochas são pouco conclusivas,

ressaltando que diferentes interpretações e unidades geológicas devem ser definidas à medida que mais dados sejam levantados.

3.1.2 Suíte Intrusiva Água Branca

O termo Adamelito Água Branca foi empregado por Veiga Jr. *et al.* (1979) em substituição ao Granodiorito Água Branca de Araújo Neto e Moreira (1976). Os dados obtidos durante o Projeto Caracarái (Programas de Levantamentos Geológicos Básicos – CPRM) indicaram uma ampla variação composicional nessa unidade, o que permitiu a Oliveira *et al.* (1996) a redefinirem como Suíte Intrusiva Água Branca. Faria *et al.* (1999) denominaram Granito Igarapé Azul os termos mais peraluminosos aflorantes no sudeste do estado de Roraima, restringindo o termo Suíte Intrusiva Água Branca apenas aos termos metaluminosos.

A Suíte Intrusiva Água Branca ocorre na porção sul da área e, segundo Araújo Neto & Moreira (1976), Veiga Jr. *et al.* (1979) e Santos (1984), é intrudida por rochas hipabissais do Grupo Iricoumé. Essa suíte é constituída predominantemente por monzogranitos, granitos *sensu strictu*, sienogranitos, granodioritos, monzonitos, monzodioritos, dioritos e raramente gabros, com afinidade geoquímica cálcio-alcalina metaluminosa a fracamente peraluminosa. As texturas variam de fanerítica equigranular grossa a média, a microgranulares e porfíricas com matriz equigranular média, sendo que, nas proximidades de zonas de cisalhamento, esses litotipos ocorrem como rochas miloníticas (Oliveira *et al.*, 1996).

Os dados geocronológicos dessa unidade indicam idades Rb-Sr de 1.951 Ma (Santos e Reis Neto, 1982), 1.910 ± 10 Ma (Jorge João *et al.*, 1985) e idades Pb/Pb em zircões de 1.960 ± 21 e 1.938 ± 37 Ma (Almeida *et al.*, 1997).

Costi *et al.* (1984) relacionaram a origem das rochas da Suíte Intrusiva Água Branca a uma fonte mantélica, vinculada aos estágios finais do Ciclo Transamazônico. Jorge João *et al.*, (1985) relacionam a origem desses litotipos com fusão mantélica ou de crosta inferior, no estágio pós-Transamazônico. A similaridade química entre as rochas dessa suíte com os vulcanitos do Supergrupo Uatumã é mencionada por Dall’Agnol *et al.* (1994), salientando que a relação com o Ciclo Transamazônico não está bem definida. Faria *et al.* (2000) sugerem que a origem da Suíte Água Branca esteja relacionada com as zonas orogênicas pré-colisionais em ambiente de arco vulcânico.

3.1.3 Supergrupo Uatumã

O Supergrupo Uatumã é constituído por rochas vulcânicas e plutônicas associadas, ambas com composições intermediárias a ácidas, não deformadas, e de idades paleoproterozóicas. No Escudo das Guianas, os termos plutônicos são subdivididos nas suítes intrusivas Mapuera e Saracura, e as vulcânicas nos grupos Iricoumé e Surumu. As unidades vulcânicas equivalentes ao Grupo Iricoumé no território venezuelano são denominadas de Caicara, na Guiana de Burro-Burro, e Grupo Iriri, no Escudo do Guaporé. Os grupos Maloquinha e Rio Dourado são equivalentes plutônicas dessas rochas nestes respectivos locais.

Diversas referências são feitas a esse grupo. Araujo *et al.*, (1976) e Lourenço *et al.* (1978) citam respectivamente Derby (1877) e Albuquerque (1922) como primeiros autores a descrever rochas vulcânicas relacionadas ao Supergrupo Uatumã. Oliveira & Leonardos (1940) definiram uma série denominada, então, Série Uatumã. Barbosa (1966) também descreveu rochas classificando-as como Grupo Uatumã. Pessoa

et al. (1977) denominaram de Grupo Uatumã apenas as rochas vulcânicas e, ao reconhecer a ampla heterogeneidade dessa seqüência vulcânica na região de Tapajós, elevaram a Formação Iriri para Grupo Iriri. Por fim, Melo *et al.* (1978), em trabalhos realizados no Estado de Roraima, redefiniram a unidade Uatumã como uma seqüência vulcano-plutônica denominada de Supergrupo Uatumã. Santos (1982), baseado em datações Rb/Sr, assume que os granitos tipo A, de idade Proterozóica e as rochas vulcânicas félsicas do Supergrupo Uatumã, sejam cogenéticos. Segundo Dall'Agnol *et al.* (1994), esta interpretação apresenta controvérsias porque as rochas vulcânicas do Supergrupo Uatumã têm diferentes idades e, ainda, segundo Reis e Fraga (1996) e Lamarão *et al.* (1999), "assinaturas" geoquímicas são diferentes.

Santos *et al.* (2000) assumem que o magmatismo Uatumã ocorreu entre 1880 Ma e 1870 Ma, em um ambiente anorogênico, devido ao fato de essas rochas possuírem as principais características de rochas tipo A, tais como altos conteúdos de F, Nb e Y, e diagramas de ETR com padrão *bird-wing*. Esses autores sugerem também que o magma originou-se em alto nível crustal e que o posicionamento ocorreu em escala continental, a baixas profundidades e por uma extensa área.

Tassinari *et al.* (1999, 2000) também afirmam que o Magmatismo Uatumã possui assinaturas geoquímicas típicas de rochas tipo-A e concordam com a interpretação de Dall'Agnol *et al.* (1994), que caracteriza o magmatismo como de ambiente anorogênico, porém, Faria *et al.* (2000), afirmam que os dados petrográficos e litoquímicos das rochas do Grupo Iricoumé, são compatíveis com aqueles obtidos para as rochas plutônicas da Suíte Intrusiva Água Branca que, por sua vez, representam o magmatismo tardi-orogênico relacionado ao final do Ciclo Transamazônico na região.

3.1.3.1 Grupo Iricoumé

As rochas vulcânicas e hipabissais associadas do Grupo Iricoumé predominam na região de Pitinga e são constituídas por vulcânicas efusivas, piroclásticas e hipabissais, com composições quartzo traquítica, traquidacítica, dacítica e riolítica, de afinidade cálcico-alcálica e cálcico-alcálica alto K.

Além das primeiras descrições, referentes às rochas vulcânicas no Escudo das Guianas, realizadas por Derby (1877) e Albuquerque (1922), destacam-se os trabalhos de Mandetta *et al.* (1974) e o Projeto RADAMBRASIL, onde Araújo *et al.* (1976) referem-se aos vulcanitos da região como sendo co-magmáticos ao Granito Mapuera.

A denominação de Formação Iricoumé foi atribuída para as rochas vulcânicas intermediárias a ácidas, não metamorfizadas, associadas a granitóides mais jovens, e com características petrográficas semelhantes às das vulcânicas efusivas da Formação Surumu (Oliveira *et al.*, 1975). A unidade Iricoumé foi elevada à categoria de grupo por Veiga Jr. *et al.*, (1979), relacionando-a ao magmatismo Uatumã.

Os termos efusivos e hipabissais caracterizam-se pela textura porfirítica, com baixa percentagem de minerais máficos e matriz microcristalina a vítrea. As rochas piroclásticas possuem composições mineralógicas semelhantes às efusivas e consistem de tufos de granulação fina e ignimbritos com alta percentagem de fenoclastos e vitroclastos. Efeitos de cataclase são observados localizadamente e os produtos de alteração hidrotermal comumente descritos são constituídos por epidoto, clorita, micas brancas e carbonatos, provavelmente ocasionado pelas intrusões graníticas.

O posicionamento estratigráfico do Grupo Iricoumé é baseado em relações de campo e dados geocronológicos, que o vinculam ao Paleoproterozóico. Araújo Neto & Moreira (1976), Veiga Jr. *et al.* (1979) e Santos (1984) descreveram

corpos hipabissais do Iricoumé intrudindo rochas da Suíte Água Branca, sendo que os granitóides da Suíte Mapuera são intrusivos nos vulcanitos que, por sua vez, estão recobertos pelas rochas sedimentares da Formação Urupi.

Oliveira *et al.* (1975), baseados em datações Rb/Sr em rocha total, propõem uma idade de 1.840 Ma para a atividade vulcano-plutônica Uatumã. Utilizando essa mesma metodologia, Basei (1977, 1978) obteve idade de 1.862 ± 43 Ma para as vulcânicas do Iricoumé que ocorrem no extremo N do Pará e NE do Amazonas. Para o que o autor denominou de Vulcânicas Uatumã, aflorantes ao longo dos rios Uatumã e Pitinga, ele obteve idade de 1.725 ± 38 Ma. No entanto, dados obtidos na região da Mina Pitinga, indicam idades U/Pb em zircão de $1.962 +42/-33$ Ma (Schobbenhaus *et al.*, 1994), e Pb/Pb em zircão de 1.888 ± 3 Ma (Costi, 2000).

O Grupo Iricoumé tem sido genericamente correlacionado com seqüências vulcânicas associadas a intrusões graníticas, e recobertas por sedimentação paleo a mesoproterozóica, no Cráton Amazônico. Dessa forma, o Grupo Iricoumé é correlacionável com o Grupo Surumu, na porção central do estado de Roraima, com o Grupo Iriri, na província de Tapajós, Escudo Guaporé, além das formações Burro-Burro no centro-oeste da Guiana e Caicara na Venezuela.

Conforme já mencionado por Costi *et al.* (2000) e Dall'Agnol *et al.*, (2003), as vulcânicas do Supergrupo Uatumã podem estar relacionadas a mais de uma série magmática, não obrigatoriamente contemporâneas.

3.1.3.2 Suíte Intrusiva Mapuera

Na região de Pitinga, os granitóides pertencentes à Suíte Intrusiva Mapuera ocorrem como batólitos e *stocks*, intrudindo as rochas do Complexo Güianense, da Suíte Intrusiva Água Branca e do Grupo Iricoumé.

Segundo Faria *et al.* (2000), a denominação Mapuera foi empregada primeiramente em trabalhos da Geomineração LTDA (1972), realizados na região do rio Mapuera. Essa unidade foi elevada à categoria de suíte em diversos trabalhos realizados pela CPRM (Araújo Neto & Moreira, 1976; Veiga Jr., 1979; Costi *et al.*, 1984), consistindo no termo plutônico do Supergrupo Uatumã, sendo correlacionável com as suítes intrusivas Saracura, no estado de Roraima, e Maloquinha na província de Tapajós.

Veiga Jr *et al.* (1979) agruparam todos os granitóides genericamente considerados como anorogênicos (tipo A), existentes na parte sul do Escudo das Guianas, sob a denominação de Suíte Intrusiva Mapuera. Faria *et al.* (2000) afirmam que esses granitos foram formados em um ambiente tectônico compatível com o de gênese dos granitos tardi-orogênicos de Batchelor & Bowden (1985), e predominantemente no campo dos granitos intraplaca de Pearce *et al.* (1984).

Diversos dados geocronológicos foram obtidos para os granitóides dessa unidade, posicionando-a invariavelmente no paleoproterozóico. Araújo Neto e Moreira (1976), pelo método Rb-Sr, verificaram que esses granitos têm a idade de 1.520 ± 47 Ma, sendo correlacionados ao Evento Parguaza, por serem intrusivos nas vulcânicas do Supergrupo Uatumã. Veiga Jr. *et al.* (1979) e Costi *et al.* (1984) consideraram a Suíte Intrusiva Mapuera mais jovem que a Formação Urupí. Macambira *et al.* (1987), ao analisarem os conteúdos de Rb/Sr em rocha total, obtiveram idades de 1.691 ± 34 Ma para o Granito Madeira e 1.679 ± 30 Ma para o Granito Água Boa. Tassinari (1996), pelo mesmo método, definiu a idade de 1.670 ± 50 Ma para esta suíte, posicionando-a no evento magmático gerador dos granitos Água Boa e Madeira. Fuck *et al.* (1993) definiram a idade de 1.834 ± 6 Ma, para fácies rapakivi do Granito Madeira. Depois, Lenharo (1998), com análises de U-Pb SHRIMP em zircão, datou a fácies biotita

granito deste corpo, obtendo a idade de 1.810 ± 6 Ma, além de ter obtido, pelo método Pb-Pb SHRIMP, a idade de 1.794 ± 19 Ma para a fácies albíta granito. Neste mesmo trabalho, Lenharo (1998) analisou o Granito Água Boa e obteve as idades de 1.815 ± 10 Ma para a fácies topázio granito e de 1798 ± 10 Ma para a fácies rapakivi granito. Posteriormente, Costi (2000), com análises Pb-Pb em zircão, obteve as idades de 1.818 ± 2 para as fácies feldspato alcalino granito porfirítico hipersolvus e de 1.822 ± 2 Ma, para a fácies biotita granito, ambas do Granito Madeira.

Na região da mina de Pitinga, três granitóides têm sido objeto de estudos de detalhe, os granitos Madeira, Água Boa e Europa. Diversos autores (Horbe *et al.*, 1985, 1991; Daoud & Antonietto Jr., 1985; Daoud, 1988; Daoud & Antonietto Jr., 1988; Daoud & Fuck, 1990; Teixeira *et al.*, 1992; Lenharo, 1998; Costi, 2000) ressaltaram que os depósitos estaníferos são relacionados aos granitos Madeira, com idades variando de 1.834 ± 6 Ma (Fuck *et al.*, 1993) a 1.794 ± 19 Ma (Lenharo, 1998), e Granito Água Boa, com idades de 1.798 ± 10 Ma para a fácies rapakivi e 1.815 ± 5 Ma para a fácies topázio granito (Lenharo, 1998). Ambos são corpos intrusivos multifásicos e também possuem mineralização em Nb e Ta. No entanto, a atual lavra da Mina de Pitinga é desenvolvido sobre o Granito Madeira, que possui, além das mineralizações de Sn, Nb e Ta, criolita (NaAlF_3), Th, U e ETR (Teixeira *et al.* 1992; Costi *et al.* 1997). Esse granito apresenta morfologia alongada, segundo direção SE-NW, abrangendo uma superfície de 60 Km^2 . O Granito Europa, localizado na porção noroeste da área de Pitinga, também faz parte desta geração de corpos intrusivos; é peralcalino e denominado petrograficamente de anfibólio-alcalino granito *hipersolvus*, e possui a idade de 1.829 ± 1 Ma, determinada em análises Pb-Pb em zircão (Costi, 2000). O Granito Bom Futuro é alongado na direção NW-SE, e o Granito Simão é um batólito de forma irregular, onde foram detectadas

esparsas ocorrências estaníferas pelas atividades prospectivas das Equipes de Geologia e Pesquisa do Grupo Paranapanema.

Trabalhos de pesquisa nos demais corpos graníticos, atualmente incluídos na Suíte Mapuera (Alto Pitinga, Bom Futuro, Simão e Rastro), encontram-se em desenvolvimento. Portanto, devem ser consideradas futuras mudanças quanto à caracterização petrogenética, além de possíveis alterações nos seus posicionamentos estratigráficos.

3.1.4 Formação Urupí

Uma instabilidade crustal pós-Uatumã propiciou a formação de uma bacia intracontinental isolada da extensa sedimentação, que antecedeu o magmatismo Avanavero (Groeneweg & Bosma, 1969). Essa bacia foi preenchida por sedimentos flúvio-eólicos da Formação Urupí (Veiga *et al.*, 1979), que estão depositados sobre os vulcanitos félsicos do Grupo Iricoumé, e intrudidos pelas rochas básicas da Formação Quarenta Ilhas. Dessa forma, a Formação Urupí está relacionada a uma sedimentação paleoproterozóica, com a idade máxima de $1.962 \pm 42/-33$ Ma, que corresponde à idade do Grupo Iricoumé (Schobbenhaus *et al.*, 1994) e mínima de 1.780 ± 3 Ma, idade do Quarenta Ilhas (Santos *et al.*, 2002, *apud* Santos submetido).

Na região de Pitinga, a Formação Urupí ocorre na porção leste da área e é constituída por uma seqüência de sedimentos flúvio-eólicos, com rochas piroclásticas intercaladas na porção de topo da seqüência. Nessa unidade, predominam quartzo-arenitos, arcóseos e subordinadamente argilitos, além de siltitos. As rochas piroclásticas são constituídas por tufos finos e ignimbritos, freqüentemente silicificados. Efeitos de metamorfismo são observados localizadamente, sendo atribuídos à ação termal de intrusões básicas gerando meta-arenitos e meta-argilitos.

Veiga Jr. *et al.* (1979), que definiram um ambiente deposicional continental para a seqüência, sugeriram que o vulcanismo explosivo esteve relacionado possivelmente com a reativação de antigos falhamentos, como uma resposta isostática à deposição dos sedimentos.

Faria *et al.* (2000) apontam que o ambiente deposicional verificado em algumas regiões é compatível com o de bacias continentais restritas. Essa configuração caracteriza as bacias com poucas variações faciológicas laterais relacionadas com os depósitos de maior extensão de sedimentação marinha, como ocorre na estrutura denominada de Braquissinclinal de Pitinga (Prado, a ser submetido), cuja porção oeste ocorre no extremo leste da área. A Braquissinclinal de Pitinga é uma estrutura de geometria elíptica, que tem recebido diferentes interpretações. Mandetta *et al.* (1974) e Veiga Jr. *et al.* (1979) descrevem a estrutura como uma feição tectônica originada pelo dobramento da seqüência sedimentar da Formação Urupi, cuja geometria é ressaltada pela ocorrência de *sills* de diabásio da Formação Quarenta Ilhas. Outras interpretações (Montalvão *et al.*, 1975 e Araújo *et al.*, 1976) relacionam a origem da estrutura, com processos relacionados ao colapso de caldeira vulcânica, e que as rochas básicas da Formação Quarenta Ilhas são corpos discordantes, que intrudiram segundo as fraturas geradas pelo colapso. Ferron *et al.* (2002) reconheceram uma mega-estrutura em forma de arco e dimensões superiores a 120Km que, aparentemente, envolve a "Braquissinclinal de Pitinga".

3.1.5 Formação Quarenta Ilhas

Essa unidade, juntamente com a Formação Seringa, foi separada por Veiga Jr. *et al.*, (1979) do gabro Suretama (Araújo *et al.*, 1976), pois essas rochas

básicas têm afinidade química e idades distintas. As rochas agrupadas na Formação Quarenta Ilhas ocorrem sob a forma de diques e *sills* ressaltando a estrutura anelar da "Braquissinclinal de Pitinga". Excelentes exposições são encontradas a jusante da hidrelétrica de Pitinga, na porção SE da área (FIG. 3). Essa formação é constituída por basaltos, diabásios, gabros e seus diferenciados como monzo-gabros, monzo-dioritos, quartzo-monzonitos e alasquitos, com afinidade predominantemente subalcalina e caráter toleítico.

Veiga *et al.* (1979) correlacionam essas rochas com o magmatismo do evento Avanavero denominado por Groeneweg & Bosma (1969) no Suriname, com ampla distribuição no Escudo das Guianas e cujos dados geocronológicos forneceram idades de 1.619 ± 27 Ma (Hebeda *et al.* 1973). Santos *et al.* (2002) obtiveram a idade de 1.780 ± 3 Ma pelo método U-Pb em badeleíta, e apresentam uma compilação de determinações radiométricas K-Ar em plagioclásio e rocha total, com idades de 1.452 ± 71 Ma (Veiga Jr. *et al.*, 1979) a 1.375 ± 37 Ma (Teixeira *et al.*, 1976), as quais foram interpretadas como resultado do excesso de ^{40}Ar , comumente observado em diques máficos intrusivos em rochas cratônicas enriquecidas neste isótopo.

3.1.6 Formação Seringa

O último evento magmático da região se caracteriza por um magmatismo básico alcalino alto potássico de idade Neoproterozóica. Veiga Jr. *et al.* (1979) definiram essa unidade ao identificarem derrames basálticos predominantemente alcalinos e diques de olivina diabásio. A Formação Seringa é constituída por basaltos, diabásios e raros andesitos, e é correlacionável ao magmatismo Cachoeira Seca, definido por Pessoa *et al.* (1977).

Os dados geocronológicos compilados por Santos *et al.* (2002) indicam idades K-Ar em rocha total e feldspatos de 1.079 ± 18 Ma (Araújo Neto & Moreira, 1976), 1.090 ± 13 Ma (Veiga Jr. *et al.*, 1979) e 1.241 ± 15 Ma (Araújo *et al.*, 1978), posicionando a Formação Seringa no limite entre o Meso e o Neoproterozóico (Tassinari & Teixeira, 1976; Araújo Neto & Moreira, 1976; Pessoa *et al.*, 1977). Santos *et al.* (2002) interpretam as rochas máficas, intrusivas em áreas cratônicas e com idades de aproximadamente 1.200 Ma, como resultado de processos de rifteamento intracratônico, ocasionado pela colisão relacionada a Cinturão Orogênico Sunsás, na porção oeste do Cráton Amazônico. Segundo Dall’Agnol *et al.* (2003), o último evento ígneo na região de Pitinga está vinculado ao magmatismo básico alcalino potássico da Formação Seringa e relacionado aos processos distensivos de escala crustal.

3.1.7 Eventos Supergênicos Posteriores

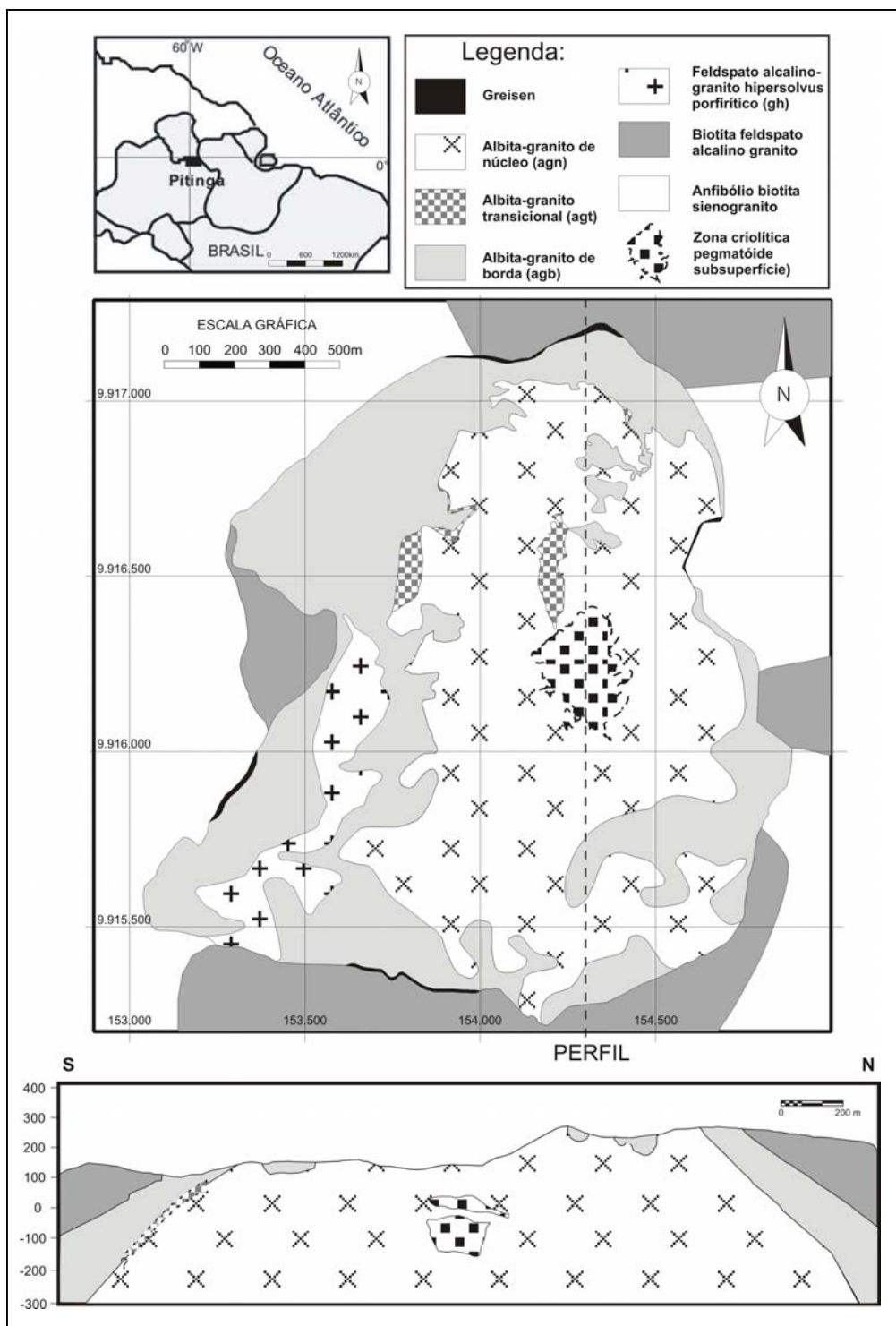
Segundo Costi *et al.* (1984), as rochas das unidades descritas sofreram alteração intempérica, gerando lateritas a partir do Terciário Inferior, provavelmente até o Mioceno. Horbe & Costa (1999) descrevem a formação de horizontes bauxíticos na Serra do Madeira, cujas idades máximas estão entre 65 e 70 Ma, o que é concordante com as idades dos perfis lateríticos mais antigos da região amazônica. Segundo Costi *et al.* (1984), a reativação do antigo sistema de fraturas e falhas, provavelmente após o Mioceno, levou ao estabelecimento da rede de drenagem principal, com posterior dissecação e peneplanização da antiga superfície de lateritização, o que gerou os depósitos aluvionares mineralizados em cassiterita. A partir do Plio-Pleistoceno, com o advento do clima tropical, os processos erosivos físicos foram menos expressivos, ocorrendo uma nova fase de lateritização sobre as lateritas e aluviões mais antigos. No

Holoceno, com a implantação do atual clima tropical chuvoso, se estabeleceu grande estágio de intemperismo químico, que levou à decomposição das lateritas pré-existentes.

3.2 Geologia Local

O Granito Madeira é dividido nas fácies anfibólio-biotita sienogranito, biotita-feldspato alcalino granito, feldspato alcalino granito *hipersolvus* e albita granito (Costi, 2000). Esta última, que foi inicialmente definida por Horbe *et al.* (1985, 1991) e Teixeira *et al.* (1992) como apogranito, é a fácies mais tardia e evoluída, e é composta pelas subfácies de núcleo e de borda. A distribuição destas fácies e subfácies pode ser observada na FIG. 4.

FIGURA 4 - Distribuição de fácies, subfácies e do depósito criolítico maciço do Granito Madeira.



FONTE: Minuzzi *et al.* (2005)

Os modelos genéticos em discussão para o minério primário da serra do Madeira são o metassomático, inicialmente definido por Horbe *et al.* (1985, 1991) e Teixeira *et al.* (1992), que associaram a mineralização à formação de um apogranito e o modelo magmático defendido por Lenharo (1998) e Costi (2000), que consideram o albíta granito uma rocha magmática, bem como as mineralizações associadas.

3.2.1 Anfibólio-biotita sienogranito

A fácies anfibólio-biotita sienogranito tem sido denominada, historicamente, como granito rapakivi (Carvalho Filho *et al.*, 1984; Horbe *et al.*, 1985), é a fácies precoce e de maior extensão em área. Minuzzi (2004) ressalta que, próximo às zonas de contato, ocorrem enclaves arredondados de rochas vulcânicas que apresentam contatos nítidos, sugerindo contrastes de viscosidade e, em alguns casos, também contatos transicionais que indicam contemporaneidade magmática. Esta fácies é equigranular a porfírica, constituída essencialmente por feldspato potássico perítico, quartzo e plagioclásio; como minerais varietais contém biotita e hornblenda, e como acessórios, zircão, fluorita e opacos (Costi, 2000). Geoquimicamente, é caracterizada como metaluminosa e apresenta características texturais indicativas de cristalização em níveis crustais rasos, tais como intercrescimentos micrográficos na matriz dos termos porfíricos e também intercrescimentos simplectíticos entre biotita e anfibólio (Costi, 2000).

3.2.2 Biotita-feldspato alcalino granito

A fácies biotita-feldspato alcalino granito é intrusiva na fácies anfibólio-biotita sienogranito, como mostram as relações de campo e a presença de enclaves de

dimensões centimétricas a métricas. Texturalmente, é equigranular, localizadamente porfirítica, constituída por feldspato potássico pertítico e quartzo, com plagioclásio em proporções reduzidas a nula. O único mineral varietal é a biotita e os acessórios são fluorita, zircão, topázio e minerais opacos. Geoquimicamente, é classificada como metaluminosa a peraluminosa. Os contatos com a fácies albita-granito são reativos formando greisens de contato nas bordas norte, noroeste, sul e sudoeste.

3.2.3 Feldspato alcalino granito *hipersolvus*

A fácies feldspato alcalino granito *hipersolvus* tem textura porfirítica, com grãos de máficos e matriz com granulação fina a média. Esta fácies tem aspecto maciço, colorações rosa-avermelhada e cinza claro a cinza rosado. A mineralogia desta fácies é: feldspato potássico, por vezes pertítico, quartzo e albita tardia. A biotita é o mineral varietal e as fases acessórias são a fluorita, o zircão e minerais opacos. Os contatos com o albita granito são transicionais e interdigitados (Costi, 2000). Os processos metassomáticos de albitização e epi-sienitização são freqüentes.

3.2.4 Albita granito

Segundo Minuzzi (1993), o albita granito é a fácies mais tardia. Em superfície, apresenta forma ovalada, com eixo maior na direção norte-sul, com extensão de 1,8 km, e eixo menor leste-oeste medindo aproximadamente 1,5 km (FIG. 4). Nas relações com as encaixantes, esta fácies tem ângulos de contato que variam de 25° a 30° na borda sul; na borda norte, o ângulo médio é em torno de 38°; na borda oeste, de 45°; na borda leste, este ângulo ainda não está bem definido. As zonas de contato são marcadas por feições pegmatóides e greisenização, em que a presença de SnO₂, ZrO₂,

Nb_2O_5 e Ta_2O_5 são erráticas, com altas e com baixas concentrações, sendo muitas vezes estéreis.

A fácies albita granito é subdividida nas subfácies albita granito de núcleo e albita granito de borda (Horbe *et al.*, 1985 e Teixeira *et al.*, 1992). As relações de contato entre ambas são marcadas por alterações tardias, caracterizando uma zona transicional, denominada albita granito transicional (Costi, 2000).

3.2.4.1 Albita granito de núcleo

O albita granito de núcleo tem coloração acinzentada e é constituído essencialmente por quartzo, albita e feldspato potássico. Os minerais varietais são criolita, duas variedades de mica escura (tetraferífera e polilitionita) e riebeckita; os acessórios são zircão, cassiterita, variedades de pirocloro, columbita e torita. Texturalmente, é porfírico ou seriado, com granulação fina a média (Minuzzi *et al.*, 2005).

3.2.4.2 Albita granito de borda

O albita granito de borda tem coloração marrom escura a avermelhada, é composto por quartzo, albita e feldspato potássico como minerais essenciais; fluorita, cassiterita, hematita, torita e columbita, como minerais acessórios e zircão em quantidades anômalas. Texturalmente, é similar ao albita granito de núcleo, diferenciando-se deste pela oxidação e forte alteração (Minuzzi *et al.*, 2005).

3.3 Mineralizações

O albita granito é mineralizado em Sn (cassiterita), Nb e Ta (pirocloro e columbita) e contém valores significativos de Y, entretanto, cada subfácies contém, ainda, outras mineralizações. A subfácies albita granito de borda é mineralizada em fluorita (subeconômica) e também em pirocloro-columbita (Costi, 2000). A subfácies albita granito de núcleo contém, como minérios disseminados, criolita (Na_3AlF_6), pirocloro e columbita (em menor quantidade), além de um depósito criolítico maciço na porção central, que é dividido nas zonas criolíticas A e B (ver FIG. 4).

A principal fase portadora de flúor na subfácies albita granito de núcleo é a criolita, podendo ocorrer também fluoretos de alteração deste mineral (chiolita, pachnolita, thonsenolita). No Granito Madeira, ocorrem a waimirita (fluoreto de ETRP) e a atroarita (fluoreto de alumínio), minerais novos ainda em estudo (Minuzzi *et al.*, 2003). As demais subfácies não contêm criolita, e o principal fluoreto é a fluorita.

Segundo Minuzzi (2004), até o momento não se tem nenhum modelo com esse tipo de associação metalogenética no mundo (Sn–Nb–Zr–ETR e F), em rocha com afinidade peralcalina e peraluminosa (Costi, 2000).

3.4 Geologia do Depósito Criolítico Maciço

O depósito criolítico maciço ocorre desde cerca de 80 m acima do nível médio do mar até 165 m abaixo deste (Minuzzi *et al.*, 2005). Segundo esses autores, as zonas A e B são formadas internamente por lentes e/ou bolsões pegmatóides subhorizontais, com extensão lateral de até 300m e espessura de até 30m. A zona A distribui-se entre cotas 80m e –40m. A zona B ocorre entre as cotas –10 e –165 (Minuzzi *et al.*, 2005). Observa-se que as fases minerais em estudo encontram-se na

base da zona criolítica B. O topo desta zona é mais regular que a base, devido à “zona de transição”, definida como a porção entre as duas zonas criolíticas, que é constituída pela fácies feldspato alcalino granito *hipersolvus* (Costi, 2000). Segundo Minuzzi *et al.* (2005), esta fácies contém feições de albitização e epi-sienitização, estando interdigitada com a fácies albita granito de núcleo. Essa associação de rocha também ocorre na base do depósito. De acordo com estes autores, a diferença entre a fácies feldspato alcalino granito *hipersolvus* albitizada, localizada entre as zonas criolíticas e a da porção basal do depósito é:

1- A fácies feldspato alcalino granito *hipersolvus* albitizada da parte intermediária, entre as zonas criolíticas A e B, contém criolita disseminada e seus contatos são, em muitos locais transicionais;

2- Essa mesma fácies, localizada abaixo do depósito, tem evidências de greisenização nos contatos, que se distribuem geometricamente como uma auréola.

Segundo os autores, essa diferença provavelmente é devida à intensidade de interação dos fluidos do albita granito, que é maior na porção intermediária do que na basal. No entanto, essa borda abaixo do depósito é considerada um controle prospectivo, pois, a partir dela, não foi detectada a presença de criolita, bem como de zircão (malacon) e o pirocloro e a cassiterita são esparsos a ausentes (Minuzzi, 1991).

Segundo Costi (2000), na base do depósito criolítico ocorre um "litotipo vulcânico", relacionado com o feldspato alcalino granito *hipersolvus* e, em alguns casos, com a subfácies albita granito de núcleo, cuja composição é quartzo traquítica ou dacítica, que foi interpretado como pertencendo ao Grupo Iricoumé. Essas rochas vulcânicas provavelmente constituem xenólitos oriundos da encaixante vulcânica do Granito Madeira.

O depósito criolítico como um todo é bordejado por uma auréola constituída por feldspato alcalino mesopertítico, associado com quartzo leitoso e hialino, com concentrações maciças de micas escuras em menores proporções e, em porções localizadas, criolita e galena (Minuzzi *et al.*, 2005).

No Granito Madeira, ocorrem diferentes tipos de criolita, que podem ser identificados pelas cores caramelo a caramelo nucleada, branca a branca translúcida e preta. A criolita branca tem ocorrência restrita à base da “zona B”. Em alguns casos, os bolsões de criolita branca apresentam zonação na coloração, sendo caramelo nas bordas e transigindo para branco translúcido no núcleo. Observa-se, em alguns casos, a presença de fluorita associada a estes bolsões, preferencialmente ao longo de zonas fraturadas, próximo ao contato greisenizado, indicando uma interação de fluidos do albita granito de núcleo com a encaixante albitizada.

3.5 Geoquímica do Granito Madeira

Minuzzi *et al.* (2005) discutem dados de geoquímica da fácies albita granito, comparando-os com os de outros granitos semelhantes, a fim de compreender a evolução magmática e pós-magmática. De acordo com Pollard (1989 *apud* Minuzzi *et al.*, 2005), as características texturais de muitos granitos contendo metais raros, bem como suas distribuições espaciais, são consistentes com a cristalização na presença de fase fluida aquosa com concentração de voláteis na porção superior da câmara magmática. Assim, segundo esses autores, as altas concentrações de Nb (Ta), Sn, F, Zr, que fazem parte da fácies albita granito são devidas, respectivamente, ao piroclorocolumbita, cassiterita, criolita e zircão. A forte influência do flúor nas propriedades dos magmas graníticos promove o rebaixamento da temperatura *liquidus* e da *solidus*, causando a reorganização da estrutura do fundido, bem como a despolimerização e a

redução da viscosidade (Dingwell, 1988; Johannes & Holz, 1996; Dingwell *et al.*, 1998 *apud* Minuzzi *et al.*, 2005). Neste trabalho, é descrito que há decréscimo no teor de Pb e acréscimo no de U da subfácies albita granito de núcleo em direção à subfácies albita granito de borda; o que é decorrente da columbitização do pirocloro. Além disso, o incremento do índice agpaítico $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ indica um aumento da alcalinidade da borda para o núcleo do albita granito, o que também é evidenciado pela presença de anfíbólio sódico (riebekita) e criolita na subfácies albita granito de núcleo (Minuzzi *et al.*, 2005).

Segundo Costi (2000), a subfácies albita granito de borda não tem um significativo enriquecimento de ETRP (ver anexo 1) por ser produto de autometassomatismo da subfácies albita granito de núcleo, portanto mais tardia e evoluída. De acordo com Minuzzi *et al.* (2004), essa menor concentração de ETRP na subfácies albita granito de borda, provavelmente esteja relacionada à desestabilização dos minerais portadores desses elementos, que teriam migrado para as zonas de contato de cúpula granítica, contribuindo para a formação dos greisens. Segundo esses autores, em função da evolução do processo de columbitização, os pirocloros do albita granito perderam Y, ETR e posteriormente U, o que é comprovado pela ausência ou baixa concentração destes elementos na columbita. No entanto, o enriquecimento em ETRP associado à anomalia negativa de Eu, na fácies albita granito de núcleo, é freqüentemente atribuído à interação de fluidos ricos em flúor (F) durante a cristalização de magmas graníticos com metais raros e com zonas albitizadas. Assim, quanto mais evoluída metassomaticamente a fácies, mais acentuadas são essas características (Dardenne, 1989).

As análises dos ETR nas diferentes fácies e em minerais do Granito Madeira, bem como nas subfácies do albíta granito serão melhor estudadas em trabalhos futuros.

A gagarinita (mineral em estudo), por se tratar de um fluoreto de ETRP e Y, provavelmente encontra-se, sobretudo, na fácies albíta granito de núcleo. Entretanto, por todo Granito Madeira existem anomalias de ítrio, que, segundo Lenharo (1998), está concentrado nos minerais: Y-kaionosita torianita, alanita, parisita, cerita, melanocerita, rutilo, monazita, bastnaesita e cerianita. Ainda, foi constada a existência de xenotima (YPO_4), e waimirita (fluoreto de ETRP), além de outros minerais que contêm Y, como o pirocloro, a columbita, a fluorita, o zircão, a torita e a titanita. Observa-se a possibilidade de existirem minerais portadores de Y e F, como a tritomita, okanoganita, britholita, kuliokita ou outros, existentes em granitos pegmatíticos de outras localidades.

4 Metodologia e técnicas analíticas

4.1 Trabalho de Campo e Coleta de Amostras

A coleta de dados foi iniciada a partir da disponibilização dos furos de sondagem e análises químicas dos testemunhos pela Mineração Taboca. Essas análises químicas estão armazenadas em um banco de dados elaborado com o aplicativo GEMOCOM. Os ETR não foram incluídos na rotina de análise, mas dispõe-se de dados de Y_2O_3 , além de outros constituintes como Nb_2O_5 , Rb_2O , Ta_2O_5 , ThO_2 , U_3O_8 , ZrO_2 e Sn. Sabe-se que o Y tende a comportar-se como uma ETRP, assim, esse foi o farejador usado para selecionar os furos de sonda para descrição e amostragem. Utilizou-se o teor acima de 0,1% de Y_2O_3 como critério para armazenar os dados em tabela (ANEXO A). Após a seleção dos intervalos dos furos de sonda foi definida a ordem em que os furos seriam descritos e amostrados, priorizando-se os intervalos com os maiores teores.

A empresa forneceu um mapa com a localização dos furos, utilizado durante a coleta de amostras, para que esta tivesse uma distribuição homogênea pelo corpo granítico. Na coleta de amostras, a principal meta foi localizar as ocorrências de gagarinita no Granito Madeira (mineral de cor rosa acastanhado).

4.2 Laboratório e Técnicas Analíticas

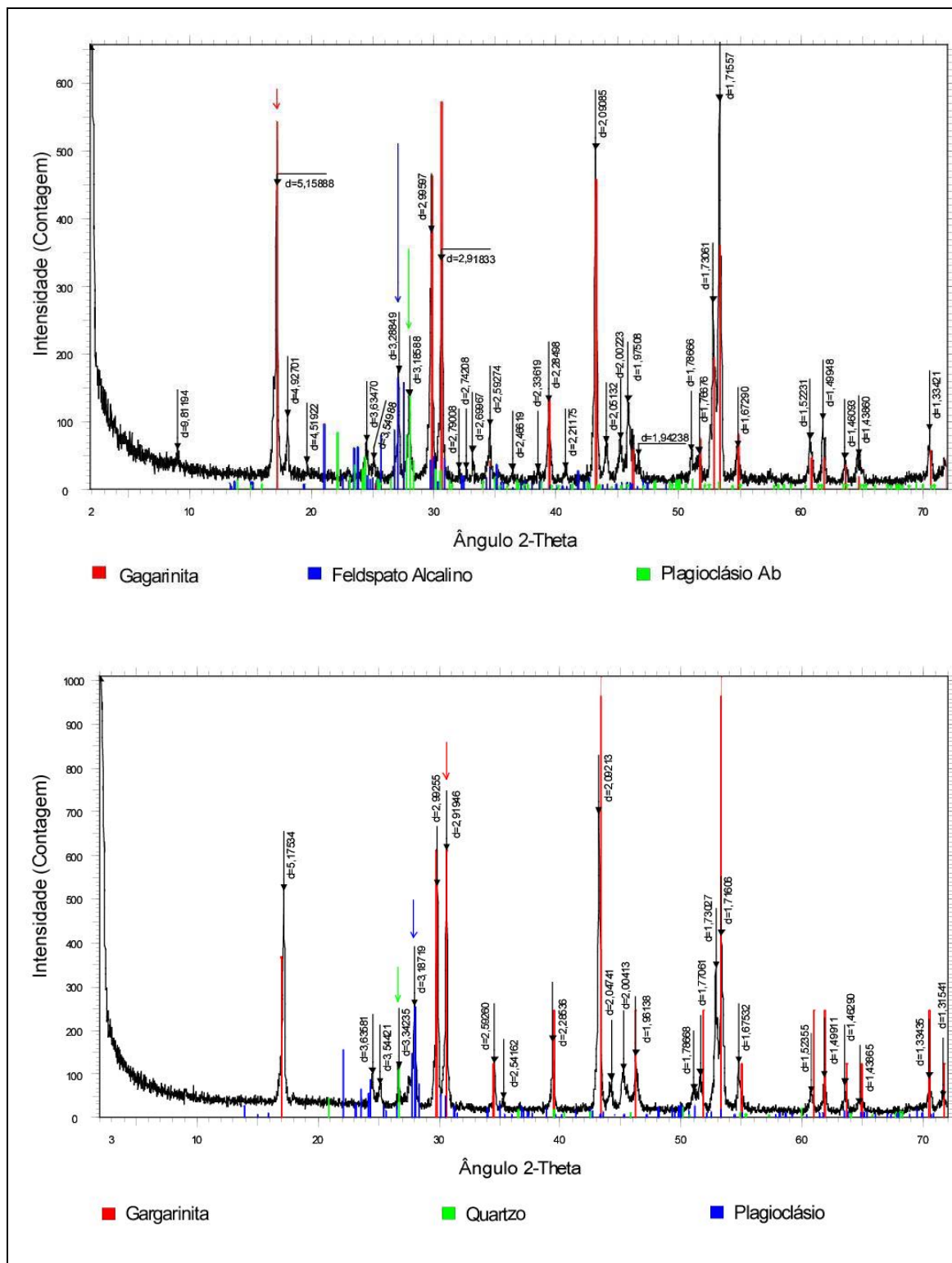
4.2.1 Lupa Binocular e Difração de Raios X (DRX)

As amostras foram analisadas em lupa binocular, selecionando-se para confecção de lâminas petrográficas as que provavelmente continham este mineral.

Uma porção deste mineral foi separada também para análise por difração de raios X, em difratômetro marca Siemens, modelo D-5000, no intervalo entre 2 a

$82^{\circ}2\theta$, com passo de $0,02^{\circ}2\theta$ no tempo de 1s, utilizando radiação Co-K α e filtro de níquel.

FIGURA 5: Difratogramas de raios X da gargarinita do Granito Madeira.



Para calcular os parâmetros cristalográficos da gagarinita no Granito Madeira, utilizou-se os resultados da difração de raios X no programa "Least-squares Refinement of Crystallographic Lattice Parameters" (LCLSQ 8.5, Burnham, 1993).

4.2.2 Microscópio Óptico e Scion Image Beta 4,20

Após a identificação das lâminas que contêm gagarinita (FC-8, 16, 20 e 21), a associação mineral foi definida, observando as texturas e relações de contato, a fim de definir a ordem de cristalização e as paragêneses (ANEXO B). Devido à limitação de dados, de apenas quatro lâminas petrográficas, a ordem de cristalização não pode ser estabelecida, mas foram identificadas duas paragêneses minerais, que podem ser genericamente definidas como a “da gagarinita” e a “da criolita”.

A gagarinita tem uma textura com quantidades variadas do “polimorfo de fluocerita” de um grão para outro. Assim, a média da proporção modal da fase exsolvida, relativamente à gagarinita, foi calculada por tratamento de imagens, utilizando o Programa Scion Image Beta 4,20. Com o resultado, pôde-se ver que são necessários mais estudos específicos desses dois minerais, pois eles aparentemente possuem a mesma estrutura cristalina, visto que não há picos no difratograma de raios X que não sejam de gagarinita.

4.2.3 Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV)

Para confirmar que entre as duas fases minerais em estudo não havia nenhuma transição e que o contato com a fase hospedeira é abrupto foram feitas análises por imagens de elétrons retroespalhados, mapa de distribuição de elementos e análises

qualitativas por EDS. Para isso se fez necessário a utilização do microscópio eletrônico de varredura (MEV), marca Phillips, modelo XL30, utilizando energia de 20kv e tempo de contagem de 200s por análise na Universidade Federal de Santa Catarina.

4.2.4 Microsonda Eletrônica (MSE)

As composições químicas da gagarinita e da fase exsolvida (ANEXO C) foram analisadas por microsonda eletrônica no Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (UnB). Para quantificação de Ca, Na, Al, Si e F, foi utilizada microsonda eletrônica (MSE) Cameca, modelo SX-50, com energia de 15kv, corrente de 25nA e tempo de contagem de 10s. Para os ETR e o Y, as condições de análise foram de 20kv, 40nA e 20s. Para corrigir os erros causados por interferências nas posições de picos e *backgrounds* dos ETR, foram usados fatores de correções propostos por Åmli e Griffin (1975).

4.2.5 Fluorescência de Raios X (FRX)

A gagarinita é um mineral muito difícil de analisar por microsonda eletrônica pois é composta por dois elementos químicos muito voláteis, de muito baixa densidade, o Na e o F. Assim, na análise, sempre ocorre perda e erro na leitura. A fim de confirmar os teores desses elementos na gagarinita, foram realizadas análises complementares por fluorescência de raios X (FRX). Para isso, foi necessário separar a gagarinita da sua paragênese. A densidade média da gagarinita é 4,40 e a da criolita é 2,9 (www.webmineral.com). Para a separação, foi utilizado o líquido denso diodo metil (densidade 3,3). As micas e os minerais opacos associados foram separados por catação com o auxílio de lupa binocular. As análises por FRX foram realizadas no Centro de

Pesquisas em Petrologia e Geoquímica da UFRGS, com pastilha prensada, em Espectrômetro de Fluorescência de Raios X marca Rigaku, modelo RIX 2000, com tubo de Ródio. A energia e corrente utilizadas foram de 50kv e 40mA, respectivamente.

5 A GAGARINITA-(Y) DO GRANITO MADEIRA (PITINGA, AMAZONAS): EXSOLUÇÃO DE ETRL A PARTIR DE FLUORETO METAESTÁVEL E A FORMAÇÃO DE UM POSSÍVEL NOVO MINERAL SEMELHANTE A FLUOCERITA

Amanda Cristina Pires, Artur Cezar Bastos Neto, Vitor Paulo Pereira, Nilson Francisquini Botelho, Orlando Renato Rigon Minuzzi

Resumo

O trabalho descreve a gagarinita-(Y) das porções mineralizadas em criolita localizados na base do Depósito Criolítico Maciço associado à fácies albita granito do Granito Madeira (1.8Ma), na jazida de Pitinga. Os cristais são anédricos, com até 7mm, intersticiais ou inclusos na criolita. A composição ($\text{Na}_{0,24}\text{Ca}_{0,58}\text{Y}_{1,01}\text{ETR}_{0,39}\text{F}_{5,81}$) é caracterizada por enriquecimento em ETRP. Ocorrem texturas de exsolução (pela primeira vez descritas em fluoretos) com padrões desde irregulares e sem orientação, até *strings* e *stringlets*. A composição da fase exsolvida ($\text{Ce}_{0,53-0,66}\text{La}_{0,09-0,26}\text{Nd}_{0,08-0,26}\text{Sm}_{0,01-0,04}\text{Eu}_{0,01}\text{Y}_{0-0,03}\text{F}_{3,3-4,14}$) é similar à da fluocerita, cujos picos, entretanto, não aparecem nos difratogramas. Seu padrão de ETR mostra um fracionamento, com empobrecimento contínuo de ETRP. A gagarinita inicial ($\text{Na}_{0,19}\text{Ca}_{0,48}\text{Y}_{0,83}\text{ETR}_{0,69}\text{F}_{6,27}$), reconstituída na proporção modal das fases hospedeira e exsolvida, tem conteúdo em ETRL muito acima do encontrado em gagarinitas naturais. Antes da exsolução, o sistema mineral comportava-se como uma solução sólida ($\square + 2\text{ETR}^{3+} \Leftrightarrow \text{Na}^+ + \text{Ca}^{2+} + \text{Y}^{3+}$), originando uma gagarinita metaestável excepcionalmente rica em ETRL (cátions maiores) cuja presença é compensada por vacâncias no sítio VI. Com o resfriamento, exsolveram-se apenas os ETR com raios iônicos maiores que o do Sm. A gagarinita hospedeira manteve os conteúdos de Y, ETRP e Na, estabilizando-se uma estrutura com menos vacâncias e melhor balanço de cargas. A fase exsolvida, com uma razão

cátions/flúor= 1/3, dificilmente poderia ter estrutura semelhante à da gagarinita. Serão necessários estudos subseqüentes para definição de sua natureza e relação com a fluocerita.

Palavras chaves: exsolução, gagarinita, Pitinga

Abstract

THE (Y)-GAGARINITE OF MADEIRA GRANITE (PITINGA, AMAZONAS): EXSOLUTION OF LREE FROM METAESTABLE FLUORIDE AND THE FORMATION OF A POSSIBLE NEW MINERAL SIMILAR TO FLUOCERITE

This research describes the (Y)-gagarinite of the criolitic mineralized portions at the bottom of the Massive Criolitic Deposit, associated to the albite granite facies of the Madeira Granite (1.8Ma) at the Pitinga deposit. The gagarinite shows anhedral crystals, up to 7mm, which are either interstitial or included in the criolite. Its composition ($\text{Na}_{0,24}\text{Ca}_{0,58}\text{Y}_{1,01}\text{REE}_{0,39}\text{F}_{5,81}$) is characterized by enrichment in HREE. There occur exsolution textures (which were described for the first time in fluorides) with several patterns, varying from irregular without orientation to strings and stringlets. The composition of the exsolved phase ($\text{Ce}_{0,53-0,66}\text{La}_{0,09-0,26}\text{Nd}_{0,08-0,26}\text{Sm}_{0,01-0,04}\text{Eu}_{0,01}\text{Y}_{0,03}\text{F}_{3,3-4,14}$) is similar to the composition of the fluocerite, which peaks, however, don't appear in the XR spectrum. Its REE pattern shows fractionation with continuous HREE depletion. The initial gagarinite ($\text{Na}_{0,19}\text{Ca}_{0,48}\text{Y}_{0,83}\text{REE}_{0,69}\text{F}_{6,27}$), established according to modal proportions of host and exsolved phases, has LREE content much higher than that found in natural gagarinites. Before the exsolution, the mineral system used to behave as a solid solution ($\square + 2\text{ETR}^{3+} \Leftrightarrow \text{Na}^+ + \text{Ca}^{2+} + \text{Y}^{3+}$), forming a meta-stable gagarinite with LREE (bigger cations) content exceptionally high, which presence was compensated by vacancies in the VI sites. With the temperature drop, only the REE

larger than Sm were exsolved. The host gagarinite, with a cation/fluorine ratio=1/3, would be unlike to have a structure similar to that of the gagarinite. Further investigation will be necessary to define its nature and its relationship with the fluocerite.

Keywords: exsolution, gagarinite, Pitinga

INTRODUÇÃO

A mina de Pitinga, explorada pela Mineração Taboca S.A., é a maior produtora de Sn do Brasil. O minério aluvionar, descoberto em 1978 (*in Veiga Jr. et al*, 1979), encontra-se em vias de exaustão. Em 1983, foi descoberto o minério primário, associado à fácies albita granito do Granito Madeira. Trata-se de um depósito de Sn de classe mundial, que contém importantes reservas de Nb, Ta e criolita que serão explorados como co-produtos e de Zr, ETR, Y, Li e U que deverão ser aproveitados como sub-produtos. A mineralização de criolita de Pitinga é o segundo caso mundial de depósito passível de exploração econômica. A mina de criolita de Ivigtut (Groelândia) foi desativada nos anos 80 após quase 1 século em produção. Como Ivigtut, o depósito de Pitinga contém uma paragênese muito original, com minerais raros, minerais novos recentemente descobertos, e alguns minerais mais comuns, mas que aí ocorrem com distribuição, composição e ordem de cristalização inusitadas.

Nos últimos dois anos, foi desenvolvido o projeto FINEP-CTMINERAL "Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia", coordenado pelo Departamento Nacional da Produção Mineral e pela Agência para o Desenvolvimento Tecnológico da Indústria Mineral do Brasil, no qual o estudo da mineralização de criolita de Pitinga coube à Universidade Federal do Rio Grande do Sul em associação com a empresa mineradora. Durante o estudo, procurou-se investigar,

também, a mineralização de Y e ETR e fornecer subsídios para sua exploração como subproduto.

As investigações revelaram a presença de gagarinita-(Y) nos bolsões de criolita da base do Deposito Criolítico Maciço. Trata-se de um mineral que, além de raro, apresenta, no caso de Pitinga, texturas de exsolução que, ao nosso conhecimento, nunca foram descritas em fluoretos. O presente trabalho enfoca aspectos mineralógicos desta ocorrência de gagarinita-(Y). Conclui-se que sua formação ocorreu a partir de uma gagarinita-(Y) inicial metaestável devido a um conteúdo excepcionalmente alto de ETR, mais particularmente ETRL. A desestabilização de sua estrutura promoveu a exsolução praticamente total dos ETRL, formando uma gagarinita-(Y) que, mesmo assim, se encontra entre as gagarinitas mais ricas em ETR, e uma fase exsolvida rica em ETRL, de composição similar à fluocerita, com uma estrutura que ainda não pode ser definida, mas que se trata, possivelmente de um novo mineral.

TRABALHOS ANTERIORES

Geologia Regional

As rochas mais antigas da área de Pitinga são gnaisses e granitóides de anatexia do Complexo Güianense (Issler *et al.*, 1974) que possui as idades próximas a 2,0Ga (Dall’Agnol *et al.*, 1976). A unidade seguinte, a Suíte Água Branca, é composta por granitóides calco-alcalinos metaluminosos a peraluminosos, com idades de 1960 ±20 Ma e 1938 ±37 Ma (Almeida *et al.*, 1997). Estas rochas foram sucedidas pelo Grupo Iricoumé, constituído por rochas vulcânicas efusivas, piroclásticas e hipabissais, intermediárias e ácidas de idade 1888 ± 3 Ma (Costi *et al.*, 2000). O Grupo Iricoumé é cortado por cerca de uma dezena de corpos graníticos da Suíte Intrusiva Mapuera, entre estes os Granitos Madeira (idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircão de 1812± 2Ma, cf. Costi, 2000) e

Água Boa, portadores do minério primário em Pitinga. Seguem-se na coluna estratigráfica, a Formação Urupí (rochas sedimentares flúvio-eólicas e piroclásticas), a Formação Quarenta Ilhas (gabros, diabásios e diferenciados ácidos toleíticos de idade 1780 ± 3 Ma, cf. Santos *et al.*, 2002) e a Formação Seringa (derrames básicos alcalino-potássicos, diabásios e raros andesitos, com idades K-Ar 1079 ± 18 Ma, cf. Araújo Neto & Moreira, 1977).

Geologia Local

O Granito Madeira (Figura 1) é dividido em quatro fácies (Costi, 2000): (1) a fácies anfibólio-biotita sienogranito, a mais precoce, é metaluminosa, equigranular a porfirítica, constituída por feldspato pertítico, quartzo, plagioclásio, biotita e hornblenda, e os acessórios zircão, fluorita e opacos; (2) a fácies biotita-feldspato-alcalino granito é metaluminosa a peraluminosa, equigranular, localizadamente porfirítica, composta por feldspato pertítico e quartzo, com plagioclásio em proporções reduzidas a nulas, a única fase varietal é a biotita e os minerais acessórios são fluorita, zircão, opacos e topázio; (3) a fácies feldspato alcalino granito hipersolvus é composta por feldspato potássico, por vezes pertítico, quartzo e albita tardia, sendo a biotita o mineral varietal e os acessórios fluorita, zircão e opacos; (4) a fácies tardia, o albita granito, foi subdividida por Horbe *et al.* (1985) e Teixeira *et al.* (1992) nas subfácies albita granito de núcleo (AGN) e albita granito de borda (AGB).

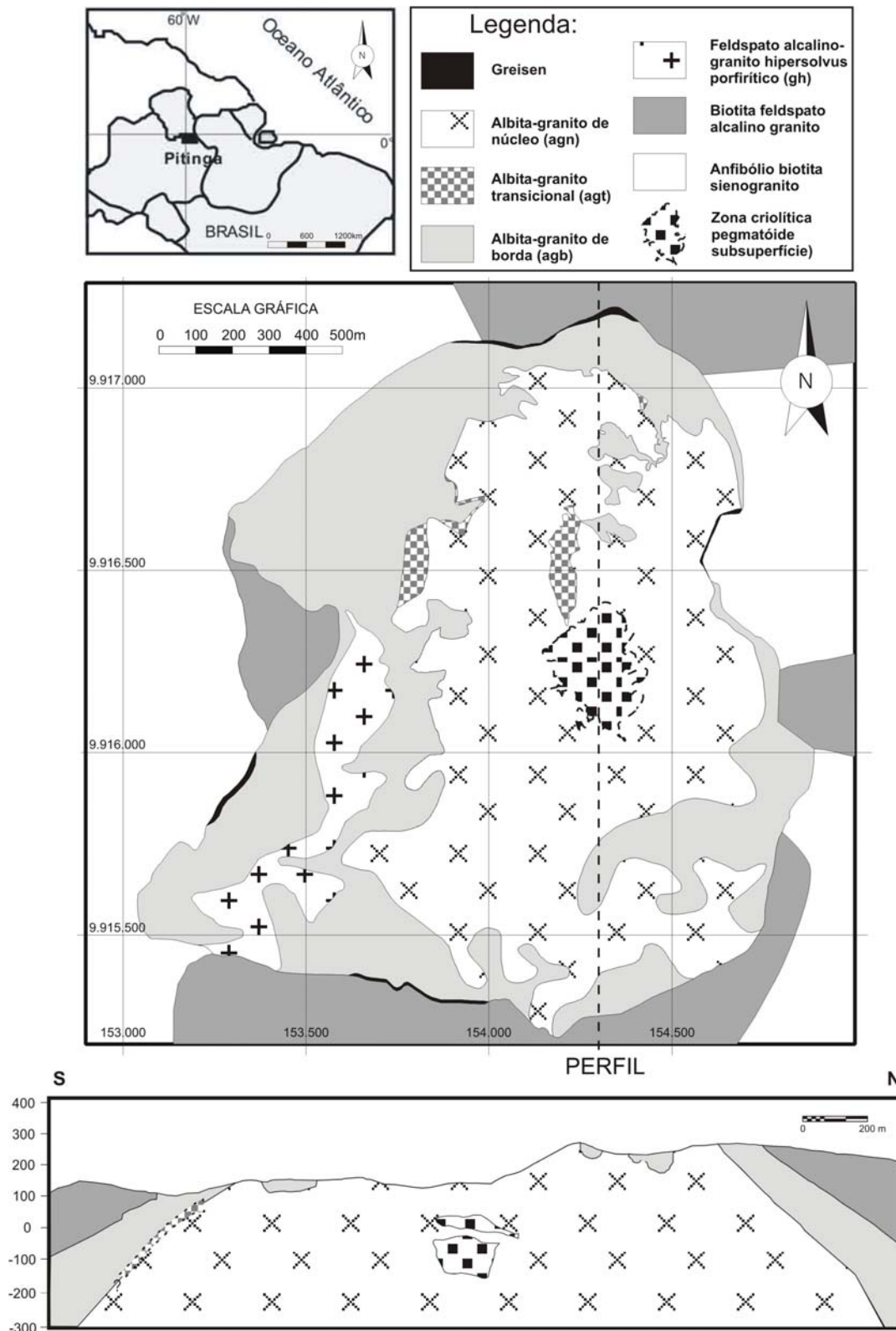


Figura 1: Mapa e perfil geológicos do Granito Madeira

O AGN tem coloração acinzentada, é constituído essencialmente por quartzo, albita e feldspato potássico, os minerais varietais são criolita, duas variedades de micas escuras (tetraferífera e polilitionita) e riebeckita e os acessórios são zircão, cassiterita, variedades de pirocloro, columbita e torita (Costi, 2000). Texturalmente, é porfirítico ou seriado com granulação fina a média (Minuzzi *et al.*, 2005a). O AGB tem coloração marrom escura a avermelhada, é composto por quartzo, albita, feldspato potássico como minerais essenciais, contem fluorita, cassiterita, hematita, torita e columbita e zircão como minerais acessórios. Texturalmente, é similar ao AGN de núcleo, diferenciando-se deste pela oxidação e forte alteração (Costi, 2000). O albita granito foi interpretado por Horbe *et al.* (1985, 1991) como apogranito. Costi (*op. cit.*) defende uma origem magmática.

No Granito Madeira, ocorre um depósito de Sn de classe mundial com co-produtos (Nb, Ta e criolita) e potenciais subprodutos (Zr, Y, ETR, Li e U). O minério de Sn ocorre no AGN e no AGB. No AGN, ocorrem um depósito criolítico maciço, minério disseminado de criolita e minério disseminado de Nb/Ta (pirocloro). No AGB, a mineralização de F é representada por fluorita e o minério de Nb/Ta é a columbita (Costi, 2000).

Em 1999, uma sondagem rotativa efetuada pela Divisão de Pesquisa do Grupo Paranapanema detectou a presença do depósito criolítico maciço (DCM). Posteriormente, cerca de 50 furos permitiram a sua caracterização (Figura 1). Ele é constituído por um conjunto de bolsões subhorizontais de criolita, que ocorrem desde a cota +78m até a cota -163m, acumulado-se em duas zonas principais denominadas Zonas Criolíticas A (entre as cotas +78m e -36m) e B (entre as cotas -10m e -163m). Cada zona criolítica é constituída, portanto, por intercalações de bolsões pegmatíticos e de rocha encaixante. No topo da Zona Criolítica A, as partes centrais dos bolsões são

horizontais a sub-horizontais, mas, afastando-se da zona central, os bolsões têm mergulhos de 10° a 20° para os 4 quadrantes, configurando uma forma geral abaulada, com a concavidade voltada para baixo. Nas demais porções do DCM, os bolsões são subhorizontais. Eles têm extensão de até 300m e espessura desde centimétrica até 30m.

O DCM é bordejado por uma auréola pegmatóide (Costi, 2000) no seu topo e nas laterais, onde localizadamente interdigita-se com os bolsões criolíticos. Ela é constituída por lentes irregulares a amendoadas de feldspato alcalino mesopertítico associado a quartzo leitoso e hialino e, em menor proporção, por concentrações maciças de micas escuras, bem como criolita e galena, sendo estas últimas de ocorrência mais localizada. O contato entre os bolsões criolíticos e a rocha encaixante pode ser brusco ou marcado por uma auréola constituída por micas claras e zircão ou por uma maior concentração de micas escuras, criolita e zircão disseminados na encaixante.

Segundo Minuzzi (2004), os bolsões são essencialmente constituídos por criolita caramelo, nucleada (bordo caramelo e núcleo esbranquiçado) ou branca translúcida. Os grãos são bem desenvolvidos, com até 15mm de diâmetro, geralmente maclados. O maclamento mais comum é plano paralelo, mas outros padrões ocorrem em menores proporções, mais particularmente o de maclas em forma de xadrez em diagonal que são mais frequentes na criolita mais fina (<0,4mm). Em fraturas afetando a criolita, podem ocorrer zonas de alteração associada, com minerais tentativamente identificados como thonsenolita e prosopita, além de minerais micáceos muito finos (mica branca?). Grãos maiores de criolita, em contato com grãos menores, podem apresentar fraturas paralelas ao limite do grão, indicando, possivelmente, uma expansão da rede cristalina da criolita ou rotação de grão por efeito deformacional. Os demais minerais presentes nos bolsões constituem, em conjunto, em torno de 13% (por vol.). Os silicatos (micas, quartzo, zircão, feldspato) distribuem-se por toda a extensão vertical do DCM. A

gagarinita ocorre apenas desde a porção mediana da Zona Criolítica B até base do DCM, onde é mais abundante.

Gagarinita e Fluocerita

A gagarinita-(Y) é um mineral raro. Seu nome homenageia o astronauta russo Yuri Gagarin. A primeira ocorrência, nos Maciços Verkhnee Espe e Vent (Kazakistão), em granitos albitizados, associada a veios de quartzo-microclina, foi descrita por Stepanov e Severov (1961). Apenas 4 outras ocorrências constam no Mineralogy Database: Shar Tolgoi (Mongólia), Gjerdingselva (Noruega), Depósito de Nb-Ta Katungino (Rússia) e Washington Pass (USA). A bibliografia sobre a gagarinita-(Y) além de pouco numerosa, encontra-se principalmente em russo.

Segundo Hughes e Drexler (1994), a fórmula geral seria $\text{Na}_x (\text{Ca}_x \text{ETR}_{2-x})\text{F}_6$. Nas descrições disponíveis, constata-se que os conteúdos de Na, Ca podem ser muito variados, mas estes elementos estão sempre presentes, e que os ETR ocorrem, na realidade, em substituição ao Y. Em todos os casos, esta substituição é apenas parcial, de modo que o conteúdo de Y é sempre superior ao de ETR. Em apenas um caso (Voronkov *et al.*, 1962, *apud Mincris*), não ocorrem ETR. Os cátions na gagarinita-(Y) estão distribuídos em dois sítios cristalográficos, um com $^{\text{VI}}\text{Na}$ e outro com $^{\text{IX}}(\text{Ca}, \text{Y}$ e ETR), podendo haver também a presença de $^{\text{IX}}\text{Na}$ (Mineralogy Database). O mineral pertence ao sistema hexagonal, grupo espacial $\text{P6}_3/\text{m}$ (Mandarino & Black, 2004). Em um caso (Voronkov *et al.*, *op. cit.*), é descrita como pertencente ao sistema trigonal, grupo espacial $\text{P3}(-)$. Macroscopicamente, é transparente e pode ocorrer nas cores amarela, branca, creme, marrom claro ou rosa. O brilho é vítreo, o hábito é maciço. Apresenta fraturas irregulares e clivagem incipiente $\{0001\}$. Tem densidade 4,21 e dureza 4,5 (Stepanov e Severov, 1961).

A primeira amostra de gagarinita de Pitinga foi coletada por O. Minuzzi. Resultados de estudos preliminares nesta amostra constam em Bastos Neto *et al.* (2004) que relatam a existência de inclusões de fluocerita (aqui reinterpretadas como exsoluções de um provável polimorfo de fluocerita) na gagarinita.

A fluocerita (Palache *et al.*, 1951; Heinrich e Gross, 1960 Styles e Young, 1983, Clark, 1984, Teixeira, 2002, Mandarino e Black, 2004) é descrita pela fórmula $(\text{Ce, La})\text{F}_3$ pertence ao sistema hexagonal, grupo espacial $P6_3/mcm$. Na fluocerita, os cátions estão em um único sítio que normalmente é ocupado por cátions com valência +3. O mineral é descrito com hábitos prismático ou tabular, e também maciço ou granular; tem brilho vítreo a resinoso e cor amarela, que com a alteração se torna castanho avermelhada, a diafanidade é transparente a translúcida. A fluocerita tem dureza entre 4 e 5, densidade 6,14, fratura conchoidal, clivagem $\{0001\}$ distinta e $\{1120\}$ indistinta, é uniaxial(-) e apresenta macla polissintética, que faz ângulo de 45° com a clivagem $\{0001\}$.

METODOLOGIA

As descrições de testemunhos e respectivas análises químicas do Granito Madeira disponibilizadas pela Mineração Taboca permitiram a seleção de intervalos potenciais para as descrições e amostragens para este trabalho. A principal meta foi localizar as ocorrências da gagarinita. Para isso, foram selecionados intervalos de furos de sondagem com teores de Y maiores que 0,1%, na tentativa de rastrear os ETR, dada a afinidade geoquímica entre esses elementos. Todos os intervalos onde a gagarinita foi tentativamente identificada macroscopicamente foram amostrados. Alguns intervalos sem indicação de ocorrência deste mineral também foram amostrados para identificação de possíveis outros minerais portadores de Y responsáveis pelas anomalias neste

elemento. As amostras coletadas foram analisadas em lupa binocular e 10 delas foram selecionadas para confecção de lâminas petrográficas.

As lâminas com gagarinita foram descritas ao microscópio óptico, tendo sido determinadas sua paragênese e associação, assim como a ordem de cristalização dos minerais. Também foram determinadas as proporções modais do "polimorfo de fluocerita" relativamente à gagarinita em diferentes grãos por tratamento de imagens, utilizando o Programa Scion Image Beta 4,20.

As análises por difração de raios x foram realizadas em um difratômetro marca Siemens, modelo D-5000, no intervalo entre 2 a $82^{\circ}2\theta$, com passo de $0,02^{\circ}2\theta$ no tempo de 1s, utilizando radiação Co-K α e filtro de níquel. Os resultados obtidos possibilitaram a determinação dos parâmetros cristalográficos da gagarinita, utilizando para isso o programa "Least-squares Refinement of Crystallographic Lattice Parameters" (LCLSQ 8.5, Burnham, 1993).

Imagens de elétrons retroespalhados, mapa de distribuição de elementos e análises qualitativas de EDS foram obtidas por microscopia eletrônica de varredura (MEV) em um microscópio de marca Phillips e modelo XL30, utilizando a energia de 20kv e tempo de contagem de 200s por análise.

Para a quantificação de Ca, Na, Al, Si e F na gagarinita e no "polimorfo de fluocerita" foi utilizada a microsonda eletrônica marca Cameca, modelo SX-50, com corrente de 15kv e 25nA, com tempo de contagem de 10 s. Para os ETR e o Y, as condições de análise foram de 20kv, 40nA e 20s. Para corrigir os erros causados por interferências nas posições de picos e *backgrounds* dos ETR foram usados fatores de correções propostos por Åmli e Griffin (1975).

A fim de confirmar os teores de Na e Ca da gagarinita, foram realizadas análises complementares por fluorescência de raios x (FRX). Para isso, foi necessário

separar a gagarinita (densidade 4,40) da criolita (densidade média 2,9), utilizando diodo metil (densidade 3,3). As micas e os minerais opacos associados foram separados na lupa binocular por catação. Entretanto, para este trabalho, a fase exsolvida não pôde ser separada da gagarinita hospedeira. As análises por FRX foram realizadas em pastilha prensada, no Espectrômetro de Fluorescência de Raios X modelo Rigaku, marca RIX 2000, com tubo de Ródio. A corrente utilizada foi de 50kv e 40mA.

As análises por DRX e FRX foram realizadas nos Laboratórios do Centro de Pesquisas em Geoquímica da UFRGS, as por MEV no Laboratório de Microscopia Eletrônica da UFSC e as por ME no Laboratório do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (UnB).

RESULTADOS

Ocorrência e observações petrográficas

Diante da amostragem efetuada para o presente trabalho, a ocorrência de gagarinita no Granito Madeira parece estar limitada aos bolsões criolíticos desde a porção mediana até base da Zona Criolítica B. O mineral foi identificada em três furos de sondagem (FC-08, FC-13 e FC-17), entre as cotas -94m e -140m, onde ocorre como cristais isolados, localizados intersticialmente aos grãos de criolita ou como inclusões neste mineral. Macroscopicamente, os grãos de gagarinita destacam-se pela cor (rosa acastanhada) em meio à criolita (branca, amarela ou caramelo) dos bolsões. Os cristais são translúcidos, têm brilho vítreo a resinoso e são freqüentemente cortados por fraturas irregulares.

Ao microscópio óptico, a forma dos grãos de gagarinita é anédrica, a clivagem é indistinta. O tamanho dos cristais varia de 0,5mm até 6,8mm, com uma média de 3mm. Eles têm um fraco pleocroísmo, com cores que variam de incolor a tons de rosa,

verde ou amarelo, o relevo é moderado. À LP, as cores de interferência são muito difíceis de determinar, pois variam num mesmo grão (segundo Clark, 1993 apud Mineralogy Database, a birrefringência é 0,020). O sinal de alongação é positivo. À LC, a figura de interferência evidencia que se trata de um mineral uniaxial (+). Como inclusões minerais, ocorrem a fase exsolvida (ver adiante) e opacos (hematita e possivelmente outros). Inclusões fluidas podem ser abundantes e são facilmente observadas mesmo nas lâminas petrográficas (polidas em apenas uma face).

A gagarinita é afetada por fraturas preenchidas por criolita, assim como pode ocorrer com as bordas corroídas pela criolita, demonstrando uma formação precoce em relação aos bolsões criolíticos pegmatóides. Minerais da paragênese magmática do Granito Madeira, como o pirocloro, quartzo e micas, ocorrem nas lâminas estudadas como relictos em meio aos bolsões de criolita. No pirocloro, foram observadas alterações relacionadas ao processo de columbitização descrito por Minuzzi (2004) promovido pelo fluido formador dos bolsões criolíticos. Não foram observadas relações diretas entre minerais magmáticos e a gagarinita. Assim, nas lâminas estudadas, a gagarinita pode representar um mineral da paragênese magmática ou pode ser um mineral de um estágio inicial da fase de formação dos bolsões criolíticos, hipótese esta mais provável em função sua ocorrência aparentemente restrita aos bolsões pegmatóides.

A gagarinita de Pitinga apresenta texturas típicas de exsolução mineral (Figura 2). Para investigar a possibilidade de tratar-se de um mineral precoce incluído durante o crescimento da gagarinita, procurou-se exaustivamente por mineral semelhante à incluso junto aos demais minerais da rocha, verificando-se que ele ocorre apenas na gagarinita. Coerentemente, constatou-se, também, que todos os cristais de gagarinita apresentam as texturas aqui interpretadas como de exsolução, embora os

padrões possam variar de um cristal para outro. A fase exsolvida encontra-se, na grande maioria dos casos, distribuída com relativa uniformidade em toda a extensão dos grãos de gagarinita, inclusive na borda, segue uma ou mais orientações preferenciais e tem dimensões semelhantes. Em alguns casos, pode ocorrer coalescência de diferentes cristais exsolvidos resultando em formas mais alongadas assemelhando-se a *strings* e *stringlets*. Mais raramente, a fase exsolvida tem uma orientação preferencial menos evidente (Figura 2), podendo ser formada por cristais de tamanhos bastante distintos e ter uma distribuição mais irregular na gagarinita, podendo ser, nestes casos, como ocorreu na primeira amostra de gagarinita encontrada (Bastos Neto *et al.*, 200X) interpretada como uma fase mineral incluída durante o crescimento da gagarinita. No contato da gagarinita com a criolita (Figura 2), observa-se que a formação da fase exsolvida foi anterior à cristalização da criolita.

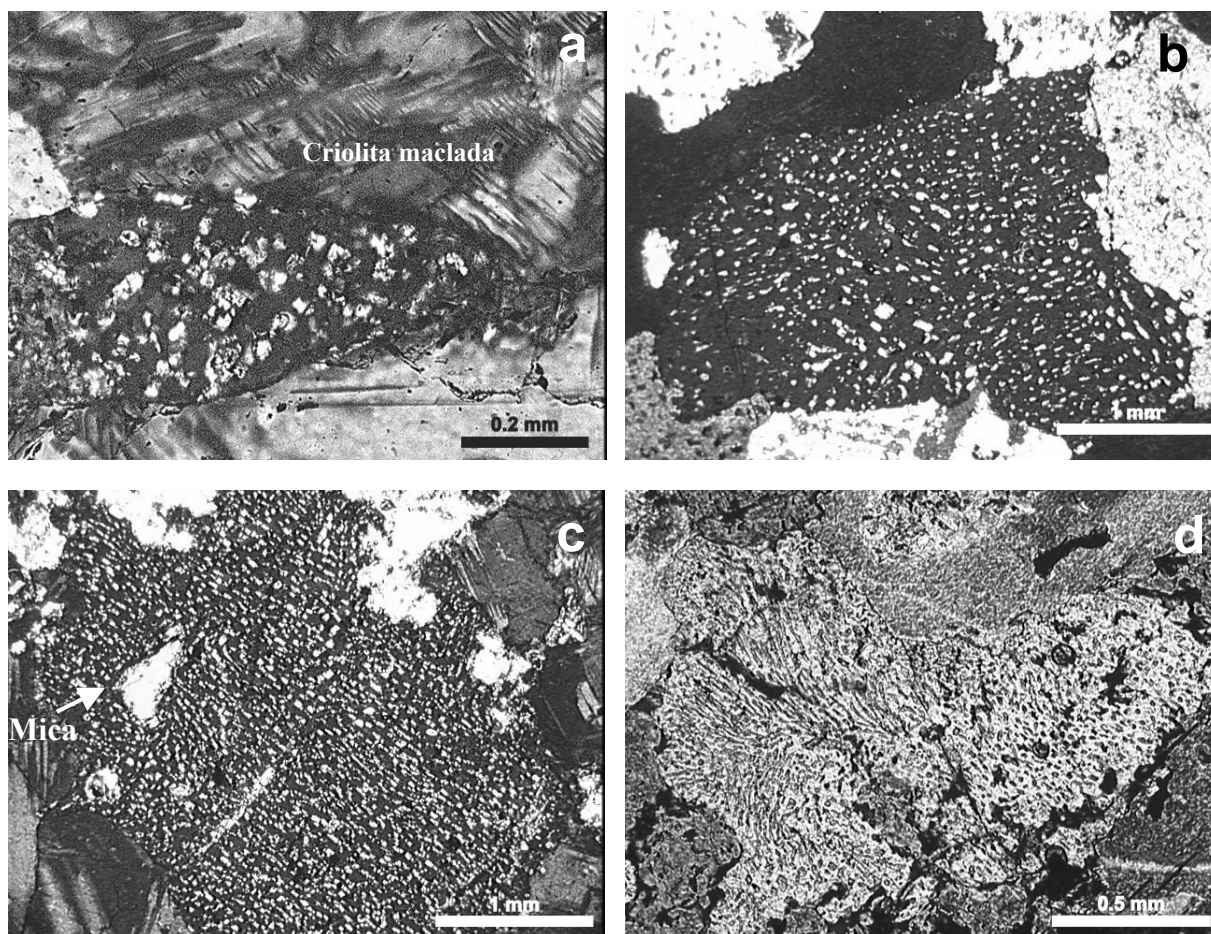


Figura 2: Fotomicrografias de diferentes padrões de exsolução na gagarinita de Pitinga: a- Gagarinita com grãos da fase exsolvida de dimensões irregulares e sem orientação preferencial, é corroída por criolita maclada; b- Textura de exsolução com orientação incipiente; c- Gagarinita com fase exsolvida com orientação pronunciada; d- Padrão de orientação na forma de *stringlets*.

Análises modais foram efetuadas numa população de grãos de gagarinita abrangendo os diversos padrões texturais de exsolução, assim como cristais seccionados nos mais diversos ângulos, a fim de obter uma proporção representativa da fase exsolvida em relação à fase hospedeira. A distribuição de valores obtida levou a considerar o valor médio (25,8% de fase exsolvida em relação à gagarinita hospedeira) como representativo.

A determinação precisa de todas as propriedades ópticas da fase exsolvida foi dificultada pelo tamanho diminuto dos grãos (0,01mm até 0,4mm, com média de 0,05mm). Ela é incolor e as cores de interferência são de primeira ordem, com

birrefringência 0,005-0,007 e retardo de 150 a 210nm; o mineral é U(-). Foram observadas inclusões fluidas e minerais opacos, estes últimos provavelmente representam inclusões previamente existentes na gagarinita.

Química Mineral

Os resultados das análises por MSE da gagarinita e as respectivas fórmulas estruturais são apresentados na tabela 1. Diversas formas de cálculo foram testadas. O melhor resultado foi obtido calculando-se a fórmula para $2(\text{Ca}+\text{Y}+\text{ETR})$.

Tabela 1: Resultados das análises de gagarinita por microsonda eletrônica.

	AG1	AG2	AG3	AGA1	AGA2	AG20	AG21	AG24	AY5	AY7
F	36.76	37.92	36.17	38.44	38.83	37.41	40.27	37.47	34.86	38.51
Na	2.09	2.25	1.91	1.80	1.80	3.51	1.55	1.69	1.46	2.04
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Si	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	8.04	8.00	7.96	8.07	8.32	8.37	8.34	7.65	8.20	7.77
La	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.04	0.02	0.00
Ce	0.37	0.36	0.74	0.26	0.44	0.49	0.45	0.38	0.68	0.53
Nd	2.51	1.84	2.44	1.51	1.89	1.91	1.87	1.95	2.63	2.16
Sm	1.99	1.91	2.04	1.82	1.82	1.92	1.78	1.82	1.96	1.88
Eu	0.06	0.04	0.06	0.08	0.04	0.04	0.03	0.14	0.06	0.13
Gd	4.17	4.17	4.07	4.33	4.35	4.12	4.20	4.26	4.17	4.14
Dy	7.24	7.11	7.12	7.32	7.18	7.13	6.79	6.74	7.03	6.78
Er	3.74	3.82	3.82	3.86	3.74	3.63	3.75	3.81	3.67	3.63
Yb	1.51	1.43	1.32	1.48	1.30	1.48	1.43	1.42	1.54	1.44
Y	31.10	31.48	30.74	32.11	30.73	31.04	31.23	30.69	31.26	30.90
Total	99.56	100.32	98.41	101.08	100.45	101.04	101.70	98.05	98.49	100.85
Fórmula Estrutural										
F	5.56	5.80	5.51	5.83	5.92	5.68	6.12	5.88	5.21	5.97
Na	0.26	0.28	0.24	0.23	0.23	0.44	0.19	0.22	0.18	0.26
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Si	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.58	0.58	0.58	0.58	0.60	0.60	0.60	0.57	0.58	0.57
La	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ce	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Nd	0.05	0.04	0.05	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.05
Sm	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04
Eu	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Gd	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08
Dy	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.12	0.12	0.12	0.12
Er	0.06	0.07	0.07	0.07	0.06	0.06	0.06	0.07	0.06	0.06
Yb	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02
Y	1.00	1.03	1.00	1.04	1.00	1.01	1.01	1.03	1.00	1.02
Carga Total	0.06	-0.10	0.12	-0.21	-0.35	0.13	-0.62	-0.29	0.30	-0.37

Fórmula estrutural calculada para a gagarinita na base de $(Ca+ETR+Y)=2$

Os resultados das análises por MSE da fase exsolvida são apresentados na tabela 2. Constatou-se que a composição deste mineral é muito distinta das gagarinitas da literatura, notadamente pela ausência quase total de Na, Ca e Y. Os balanços de carga obtidos, calculando-se a fórmula estrutural como para uma gagarinita forneceram valores da ordem de $-1,50$, considerados excessivos. Tendo em vista que o único

fluoreto que tem composição química compatível com a obtida para a fase exsolvida é a fluocerita, a fórmula estrutural da fase exsolvida (Tabela 2) foi calculada, considerando-se tratar-se desse mineral e o melhor resultado é obtido o efetuado para o somatório de cátions igual a 1.

Tabela 2: Resultados das análises da fase exsolvida por microsonda eletrônica.

	AY1	AY2	AY4	AY6	AY8	AF2	AF4	AF20	AF22	AF28
F	33.78	35.33	34.41	34.34	35.27	36.30	34.52	36.29	36.26	33.63
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
Al	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Si	0.00	0.01	0.03	0.00	0.06	0.04	0.00	0.01	0.01	0.05
Ca	0.03	0.11	0.03	0.11	0.02	0.08	0.07	0.04	0.10	0.12
La	12.92	10.42	11.38	14.68	9.24	8.96	12.24	10.89	10.38	8.35
Ce	42.90	43.50	42.87	45.10	41.87	40.73	44.29	43.57	42.39	41.84
Nd	7.86	10.36	10.52	6.61	13.25	13.19	7.98	9.48	10.57	13.13
Sm	1.04	1.33	1.20	0.67	1.42	1.40	0.76	1.06	1.30	1.42
Eu	0.38	0.62	0.51	0.43	0.60	0.76	0.51	0.48	0.56	0.72
Gd	0.25	0.45	0.38	0.43	0.32	0.37	0.38	0.38	0.33	0.42
Dy	0.20	0.31	0.11	0.28	0.14	0.18	0.31	0.23	0.17	0.30
Er	0.04	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Yb	0.02	0.01	0.07	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.05
Y	0.27	0.33	0.19	0.49	0.15	0.22	0.30	0.27	0.29	0.24
Total	99.84	103.12	101.80	103.42	102.50	102.44	101.67	102.98	102.54	100.56
Fórmula Estrutural										
F	3.77	3.84	3.76	3.65	3.86	4.04	3.79	4.01	4.03	3.70
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Si	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
La	0.20	0.15	0.17	0.21	0.14	0.14	0.18	0.16	0.16	0.13
Ce	0.65	0.64	0.64	0.65	0.62	0.62	0.66	0.65	0.64	0.62
Nd	0.12	0.15	0.15	0.09	0.20	0.20	0.12	0.14	0.16	0.19
Sm	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02
Eu	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Gd	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01
Dy	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Er	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Yb	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Y	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Carga Total	-0.78	-0.86	-0.77	-0.67	-0.9	-1.05	-0.8	-1.05	-1.02	-0.72

Fórmula mineral calculada para a fase exsolvida na base de 1 cátion.

A figura 3 apresenta uma comparação entre os conteúdos médios de ETR da gagarinita e da fase exsolvida, respectivamente. Os dois minerais apresentam comportamentos opostos. A gagarinita é caracterizada por empobrecimento em ETRL e enriquecimento em ETRP e anomalia negativa em Eu; a fase exsolvida é enriquecida em ETRL, empobrecida em ETRP e tem anomalia positiva em Eu.

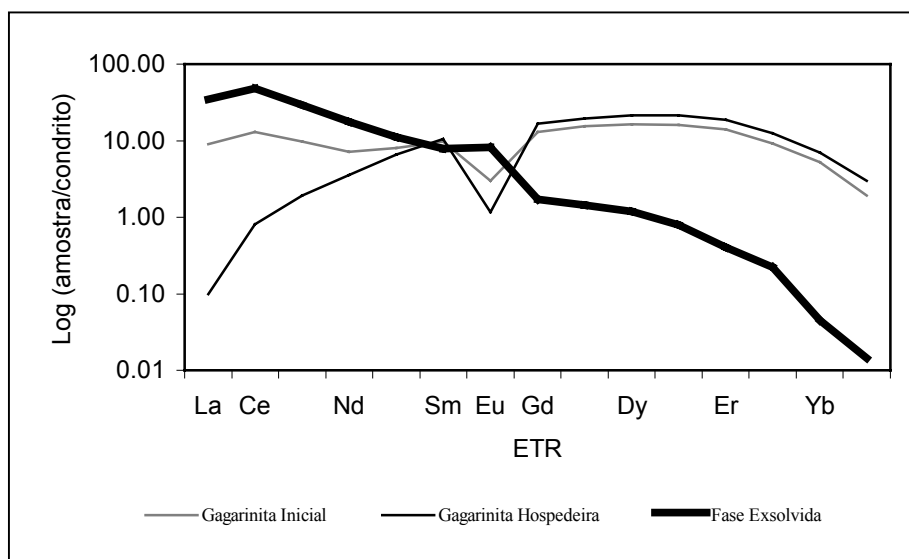


Figura 3: Padrão de ETR, comparando a gagarinita inicial calculada com a fase hospedeira e a fase exsolvida, normalizadas pelo Condrito.

Correlações entre os ETR foram testadas na gagarinita e na fase exsolvida. No primeiro mineral, a única correlação positiva significativa de elementos isolados ocorre entre o Sm e o Nd (+0,80). Foram constatadas correlações negativas com valores menos significativos (>-0,74), que permitiram definir dois grupos de elementos: i) Σ (La, Ce, Nd, Sm e Eu) e ii) Σ (Gd, Y, Er e Yb). Isso indica que os ETRL + ETRM competem pelo mesmo sítio cristalográfico que os ETRP. O Dy é uma exceção, o que deve ser investigado em trabalhos futuros. Na fase exsolvida, Nd, Sm e Eu têm correlações positivas entre si (+0,72 a +0,92). Verifica-se também que o Σ ETRL (La + Ce)

correlaciona negativamente com o Σ ETRM (-0,92), porém, os ETRP têm um comportamento complexo, onde somente Gd se correlaciona positivamente com o Sm (+0,79).

Análises por DRX

Os difratogramas obtidos (Figura 4) apresentam unicamente os picos correspondentes à gagarinita. O cálculo dos parâmetros cristalográficos da gagarinita foi efetuado utilizando o programa "Least-squares Refinement of Crystallographic Lattice Parameters" (LCLSQ 8.5, Burnham, 1993), assumindo-se que a gagarinita do Granito Madeira pertence ao grupo espacial P6(3)/m. Os parâmetros assim obtidos são compatíveis com os da literatura (Tabela 3).

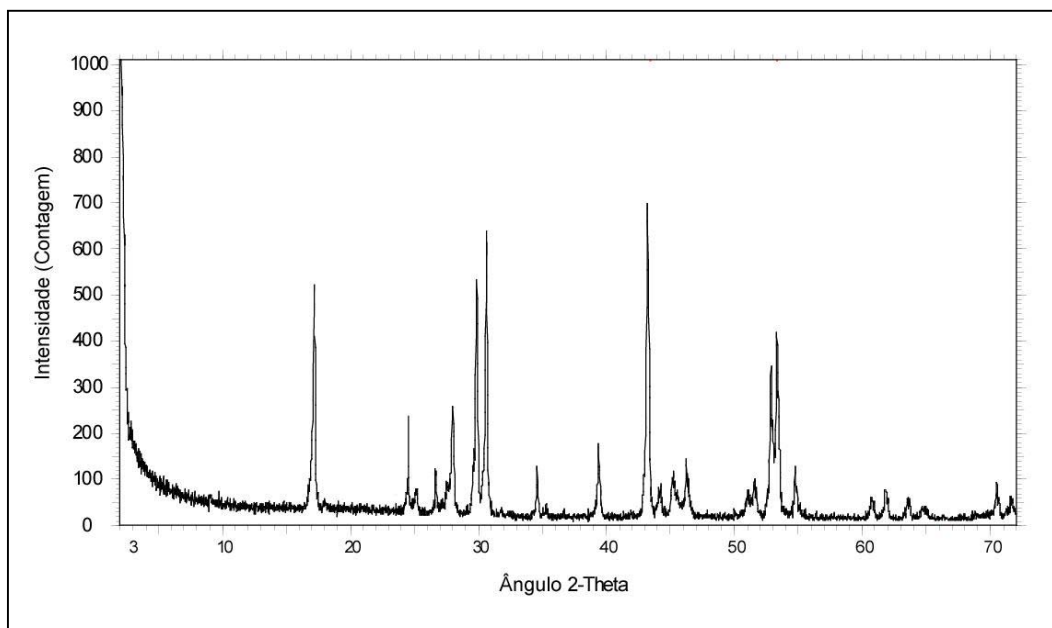


Figura 4: Difratograma de raios X da gagarinita de Pitinga.

Tabela 3: Fórmula mineral, grupo espacial e parâmetros cristalográficos de gagarinita com diferentes composições.

	Fórmula mineral de gagarinita de diferentes localidades	Σ cátions	Grupo espacial	Parâmetros cristalográficos (Å)	
				a	c
1	$\text{Na}_{0,8}\text{Ca}_{0,8}\text{Y}_{1,2}\text{F}_6$	2,8	P3 (-)	a = 5,9900	c = 3,5300
2	$\text{Na}_{1,23}\text{Ca}_{0,12}\text{Y}_{1,28}\text{ETR}_{0,24}\text{F}_6$	2,87	P6 (3)/m	a = 5,9855	c = 3,5469
3	$\text{NaCa}(\text{Y},\text{ETR})\text{F}_6$	3	P6 (3)/m	a = 6,0403	c = 3,5899
4	$\text{Na}_{0,6}\text{Ca}_{0,95}\text{ETR}_{0,32}\text{Y}_{0,72}\text{F}_{5,41}$	2,9	P6 (3)/m	a = 5,987(1)	c = 3,5413 (7)
5	$\text{Na}_{0,19}\text{Ca}_{0,48}\text{Y}_{0,83}\text{ETR}_{0,69}\text{F}_{6,27}$	2,19	P6 (3)/m		
6	$\text{Na}_{0,24}\text{Ca}_{0,58}\text{Y}_{1,01}\text{ETR}_{0,39}\text{F}_{5,81}$	2,22	P6 (3)/m	a = 5,9933	c = 3,5417 (YT)
				a = 5,9885	c = 3,5248 (FC-8)

1-Voronkov *et al.* (1962) *apud* Mincrust; 2- Kabalov *et al.* (1993) *apud* Mincrust; 3- Kamenetskaya e Kamenetskii (1994) *apud* Mincrust; 4- Hugues e Drexler (1994); 5- Gagarinita inicial; 6- Gagarinita (fase hospedeira após a exsolução)

DISCUSSÕES

Texturas de exsolução

As texturas aqui interpretadas como de exsolução são similares a alguns dos padrões comumente descritos na literatura, como ocorre, entre outros, nos casos das exsoluções do hiperstênio na magnetita, da bravoíta na esfalerita, da ilmenita na hematita e da lepidocrocita na hematita (Augustithis, 1995). Em silicatos, o caso clássico é o da formação das pertitas, pela exsolução de albita no ortoclásio (Smith, 1974). Entretanto, cabe avaliar sucintamente as possibilidades alternativas, pois o caso aqui apresentado é o primeiro descrito em fluoreto. A idéia de tratar-se de inclusão mineral, com a cristalização primeiro da “fase exsolvida” e, posteriormente, de gagarinita, não explicaria a orientação dos grãos da “fase exsolvida” e nem o fato da gagarinita ser a única fase hospedeira. Outra possibilidade, a de substituição de um mineral pelo outro, ocorreria principalmente na borda dos grãos de gagarinita e não formaria os cristais subédricos da “fase exsolvida”. Registra-se, ainda, que não há

evidências desta textura ser, de alguma forma ligada ao aporte do fluido responsável pela formação da criolita, a qual é nitidamente posterior à formação da fase exsolvida e não interfere na distribuição homogênea desta mesmo nos grãos de gagarinita com as bordas corroídas pela criolita. Assim, o único processo que explicaria as texturas encontradas na gagarinita de Pitinga é o de exsolução e este processo ocorreu antes da formação da criolita dos bolsões pegmatóides.

Condições de formação

As temperaturas de homogeneização mais altas obtidas na criolita dos bolsões são da ordem de 370°C (Bastos Neto *et al.*, 2004). Esta deve representar, portanto, uma temperatura mínima para a formação da gagarinita hospedeira e da fase exsolvida. A gagarinita inicial teria se formado numa temperatura superior à destas duas últimas. No caso da gagarinita inicial ser um mineral geneticamente ligado aos bolsões (hipótese mais provável), sua formação e o subsequente processo de exsolução devem ter ocorrido numa faixa de temperatura pouco acima dos 370°C. No caso de uma origem magmática, as temperaturas seriam maiores, mas registra-se que as temperaturas de cristalização do albita granito foram inferiores a 500°C, conforme Costi (2000).

Segundo Costi (2000), os elevados teores de Fe_2O_3 dos feldspatos e mica tetraferíferas litiníferas indicam que o albita granito cristalizou sob condições de $f\text{O}_2$ relativamente elevada. Segundo Minuzzi (2004), o processo de columbitização do pirocloro magmático pelo fluido formador dos bolsões também ocorreu em condições parcialmente oxidantes, mesmo na porção inferior do DCM. Portanto, a cristalização da gagarinita inicial, seja ela magmática ou hidrotermal, ocorreu provavelmente sob condições relativamente oxidantes, ou seja, na presença simultânea dos cátions Eu^{2+} e Eu^{3+} . Por outro lado, considerando-se que eventuais modificações de parâmetros como

pH e fugacidade de oxigênio do meio externo não tiveram influência no interior dos cristais de gagarinita quando da exsolução, a razão $\text{Eu}^{2+}/\text{Eu}^{3+}$ do sistema representado pelas 3 fases minerais em conjunto não foi modificada.

Composição da gagarinita inicial e da gagarinita pós-exsolução

A composição da gagarinita antes da exsolução foi estimada somando-se proporcionalmente as composições das fases hospedeira e hóspede (74,22% e 25,78%, respectivamente). Ela difere bastante da gagarinita descrita por Voronkov *et al.* (1962) que não contém ETR e que é bem mais rica em Na e Ca do que a de Pitinga. Em relação às demais gagarinitas, ela apresenta uma importante característica, comum a todas, que é a presença significativa dos cátions Na, Ca, ETR e Y, sendo este último elemento abundante em todas as gagarinitas descritas. Por seu conteúdo em Ca ser significativamente maior que o de Na (razão Na/Ca em torno de 0,5), ela assemelha-se à descrita por Hughes e Drexler (1994), mas distingue-se das demais, nas quais Ca e Na ocorrem em proporções iguais ou este último elemento é bem mais abundante. Por outro lado, ela destaca-se (a) por ser a mais rica em ETR; (b) por ter o maior somatório de (Y + ETR); (c) por ser a única com razão Y/ETR próxima a 1; e (d) pelo baixo conteúdo de (Na + Ca), que parece contrabalançar o enriquecimento em ETR.

Quanto à distribuição dos ETR, a gagarinita inicial destaca-se por conter simultaneamente conteúdos altos de ETRL e ETRP, contrastando bastante com a gagarinita de Hughes e Drexler (1994) que contém praticamente apenas ETRP. A gagarinita de Stepanov e Severov (1961) tem conteúdos significativos de Nd e Sm, na mesma ordem de grandeza da gagarinita inicial, mas possui concentrações de La e Ce (especialmente este último elemento) bem menores, de modo que seu conteúdo total de ETRL é bem inferior ao da gagarinita inicial.

A composição da gagarinita hospedeira difere da gagarinita inicial apenas pela ausência quase total de ETRL. Esta modificação a torna uma gagarinita de composição bastante similar às demais da literatura (exceto pela gagarinita sem ETR de Voronkov *et al*, 1962), notadamente pelo conteúdo de ETR e razão Y/ETR na mesma ordem de grandeza das demais.

Os ETR e o processo de exsolução

Diante da inexistência de literatura sobre exsolução em fluoretos, as causas da exsolução aqui descritas somente podem ser aventadas a partir de uma comparação das 3 fases minerais (gagarinita inicial, gagarinita hospedeira e fase exsolvida), mais particularmente no que tange aos ETR. A gagarinita inicial apresenta um espectro de ETR (Figura 2) bastante plano, com anomalia negativa de európio, semelhantemente ao espectro de ETR do AGN encaixante dos bolsões criolíticos (Costi, 2000). Embora não se disponha de dados experimentais sobre o comportamento dos ETR na gagarinita, parece possível que, nas condições de formação da gagarinita inicial, este mineral seja um amplificador linear da composição de ETR do fluido a partir do qual se formou, como ocorre com a fluorita (Marchand *et al.*, 1976).

A figura 3 ilustra muito bem a notável repartição dos ETR entre as três fases minerais. O espectro plano da gagarinita inicial contrasta com o fracionamento dos ETRL da gagarinita hospedeira. Nesta, ocorre um enriquecimento contínuo do La para o Sm, cujos raios iônicos decrescem neste mesmo sentido. Por outro lado, observa-se que este último elemento é o balisador do processo, estando presente em iguais proporções nas 3 fases em questão. Conseqüentemente, acredita-se que um possível abaixamento da temperatura após a formação da gagarinita inicial tenha ocasionado a desestabilização da estrutura cristalina que exsolveu seletivamente os cátions do sítio^{IX}

maiores que o Sm. Este processo resultou na formação de uma fase exsolvida enriquecida em ETRL (do La ao Nd) e, conseqüentemente, de uma fase hospedeira empobrecida nestes mesmos elementos. Neste processo, quantidades mínimas de ETRP foram mobilizados para a fase exsolvida. Observa-se na figura 2 que o Eu não seguiu o comportamento dos demais ETR de raios iônicos menores que o Sm, delineando-se uma possível anomalia positiva na fase exsolvida e uma acentuação da anomalia negativa de Eu na gagarinita hospedeira em relação à gagarinita inicial. Este comportamento do Eu distinto dos demais ETR pode estar relacionado à presença simultânea dos cátions Eu^{2+} e Eu^{3+} . Entretanto, os valores de Eu obtidos nas análises das 3 fases minerais estudadas são muito baixos para a caracterização e discussão do significado das anomalias neste elemento.

A fase exsolvida, um novo mineral?

O único fluoreto que tem composição química semelhante à da fase exsolvida é a fluocerita. Assim, o cálculo da fórmula estrutural da fase exsolvida foi efetuado na base do somatório de cátions igual a 1 (Tabela 1). A variação da fórmula estrutural da fase exsolvida assim calculada é:



Comparativamente a fluoceritas da literatura, a composição da fase exsolvida é similar à descrita por (Clark, 1993 *apud* Mineralogy Database), cuja fórmula é $\text{Ce}_{0,9}\text{La}_{0,1}\text{F}_3$. As demais fórmulas definidas para fluocerita distinguem-se bastante. Algumas fórmulas contêm muito mais La que Ce, como LaF_3 (Maximov, B. & Schulz, H., 1985; Zalkin, A. & Templeton, D. H., 1985 *apud* Mincrust) ou $\text{La}_{0,9}\text{Ce}_{0,1}\text{F}_3$ (Clark, 1993 *apud* Mineralogy Database). Outras contêm conteúdos significativos de Gd ou Sr,

como $Gd_{0,8}Ca_{0,2}F_{2,8}$ (Ostrochenko, L. P *et al.*, 1985 *apud* Mincrust) e $La_{0,85}Sr_{0,15}F_{2,85}$ (Radaev, S. F. *et al.*, 1991 *apud* Mincrust), ou, ainda, não contêm La, como CeF_3 (Wyckoff, R. W. G., 1964 *apud* Mincrust). Na comparação com as fluoceritas de diferentes procedências descritas por Styles e Young, 1983), verifica-se que os conteúdos de ETR da fase exsolvida situam-se dentro dos intervalos mínimo e máximo já quantificados, porém, sua composição não é idêntica a nenhuma fluocerita. Por outro lado, as composições de fluocerita são todas diferentes entre si.

Do ponto de vista da estrutura do mineral, observa-se que, embora as constantes paramétricas calculadas para gagarinita sejam semelhantes às obtidas por Voronkov *et al.*, 1962 e Kabalov *et al.*, 1993 (*apud* Mincrust) e Hugues e Drexler (1994), nas análises por DRX não apareceu nenhum pico de fluocerita, o que deveria ocorrer, considerando a existência de cerca de 25% de fase exsolvida na amostra. Conseqüentemente, não se pode aqui definir que a fase exsolvida seja fluocerita, pois não tem a estrutura desse mineral. Por outro lado, há que se considerar que os parâmetros cristalográficos calculados para a gagarinita, provavelmente não correspondam exclusivamente a este mineral, pois as posições dos picos de DRX, bem como a largura e meia altura, que são variáveis consideradas pelo programa utilizado para este tipo de cálculo, podem ter sido levemente modificadas por influência da presença da fase exsolvida. Finalmente, a possibilidade da fase exsolvida ter uma estrutura semelhante à da gagarinita é problemática por serem compostos com razões cátions/F distintas (1/2 para a gagarinita e 1/3 para a fase exsolvida). Como as propriedades ópticas que puderam ser definidas não são diagnósticas, considera-se aqui que a questão permanece em aberto e somente poderá ser definida pelos estudos que serão subseqüentemente realizados.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

A gagarinita inicial de Pitinga formou-se anteriormente à criolita dos bolsões do DCM. Não foi possível, entretanto, precisar em que estágio exato da evolução do albita granito ela se formou. Ela pode ser um mineral magmático ou representar um mineral precoce já do estágio de formação dos bolsões. Considerando-se que sua característica principal é o alto conteúdo de ETRL, a gagarinita da literatura, à qual ela mais se assemelha também ocorre em granitos albitizados, associada em veios de quartzo-microlina. Em Pitinga, esta paragênese é mais típica da auréola pegmatóide do DCM.

Antes da exsolução, o sistema mineral formava uma solução sólida na qual as principais substituições eram regidas pela equação: $\square + 2\text{ETR}^{3+} \Leftrightarrow \text{Na}^+ + \text{Ca}^{2+} + \text{Y}^{3+}$. Formou-se, assim, uma gagarinita inicial excepcionalmente rica em ETRL, cátions relativamente grandes, cuja presença foi compensada por vacâncias, notadamente no seu sítio de coordenação VI. Embora não se disponha de dados experimentais sobre a formação da gagarinita, o estudo realizado sobre a distribuição dos ETR parece indicar que, nas condições de formação da gagarinita inicial, este mineral possa ter se comportando como um amplificador quase linear da composição de ETR do fluido a partir do qual ele se formou, como ocorre com a fluorita.

A diminuição da temperatura foi a provável responsável pela desestabilização da estrutura mineral que exsolveu os cátions de ETR com raio iônico maior do que o do Sm, elemento que se apresenta claramente como o balisador do processo de exsolução. A gagarinita hospedeira preservou praticamente todos os conteúdos de Y, ETRP (com exceção do Sm que se repartiu entre ela e a fase exsolvida) e Na (e Ca), constituindo uma estrutura estável, menos afetada por vacâncias e com um balanço de cargas bastante equilibrado. A fase exsolvida é um fluoreto com razão cátions/flúor = 1/3,

essencialmente constituído por Ce e La, correspondendo a uma composição de fluocerita. Sua identificação não pôde ser feita: picos da fluocerita não foram identificados e uma estrutura semelhante à da gagarinita (razão cátions/flúor = 1/2) parece pouco provável. Estudos subseqüentes serão necessários para definir sua natureza e relação com a fluocerita.

Referências Bibliográficas

- Almeida, M. E., Fraga, L. M. B., 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.
- Åmli, R. & Griffin, W. L. 1975. Microprobe analysis of REE minerals using empirical correction factors. *American Mineralogist*, **60**: 599-606.
- Araújo Neto, H. & Moreira, H. L. 1977. *Projeto Estanho do Abonari*. Manaus, DNPM/CPRM Relatório Final, 2 vol.
- Araujo, 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. *Projeto RADAMBRASIL - Geologia da Folha SA.21, Santarém, Brasil*. Rio de Janeiro. DNPM, Levantamento de Recursos Naturais, 10: 17-130.
- Augustithis, S-S. P. (Ed.) 1995. *Atlas of the textural Patterns of ore Minerals and Metallogenic Processes*. Walter de Gruyter e Co, New York, 659p.
- Bastos Neto, A. C.; Pereira, V. P.; Minuzzi, O. R. R.; Ferron, J. M., Prado, M.; Ronchi, L. H.; Lima, E. F.; Frantz, J. C.; Hoff, R.; Rolim, S. B. A.; Umann, L., Rocha, F. N.; Flores, J. A. A.; Oliveira, D.; Pierozan, R. 2004. O depósito criolítico de Pitinga (Amazonas): Resultados Preliminares. *In: I Simpósio Brasileiro de Exploração Mineral*, Ouro Preto.
- Burnham, C.W. 1993. *Least-squares refinement of crystallographic lattice parameters*. Harvard University, Cambridge, MA 02138.
- Costi, H. T. 2000. *Petrologia de granitos alcalinos com alto flúor mineralizados em metais raros: o exemplo do Albita-granito da Mina Pitinga, Amazonas, Brasil*. Tese de Doutorado, Curso de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará., 345p.

- Costi, H. T.; Dall'Agnol, R.; Moura, C. A. V. 2000. Geology and Pb-Pb Geochronology of Paleoproterozoic Volcanic and Granitic rocks of Pitinga Province, Amazonian Craton, Northern Brazil. *Int. Geol. Rev.*, **42**: 832-849.
- Dall'Agnol, R.; Costi, H. T.; Borges, R. M. K. 2003. *Estudos e projetos direcionados a depósitos minerais e distritos mineiros: "Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia"*, subprojeto: Pitinga-Estanho. Belém, UFPA, Relatório de compilação e integração de dados/Nota Explicativa ao Mapa Geológico 1:25.000, 11-23p.
- Faria, M. S. G.; Luzardo, R.; Pinheiro, S. S.; Reis, N. J.; Oliveira, M. J. R.; Riker, S. R. L. 2000. *Projeto Caracarái. Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil. CPRM Caracarái, Folhas NA.20-Z-B e NA.20-Z-D inteiras e parte das folhas NA.20-Z-A, NA.20-Z-C, NA.21-Y-C e NA.21-Y-A. Estado de Roraima. Escala 1:500.000*. Brasília, CPRM. Relatório Final (em CD-ROM).
- Horbe, M. A.; Horbe, A. C.; Teixeira, J. T.; Costi, H. T. 1985. Granito Madeira: Petrologia, Petroquímica e Mineralizações. *In*: SBG, Simp. Geol. Amazônia, 2, p. 284-320.
- Hughes, J. M. & Drexler, J. W. 1994. Refinement of the structure of gargarinite-(Y), $\text{Na}_x(\text{Ca}_x\text{REE}_{2-x})\text{F}_6$. *The Canadian Mineralogist*, **32** (3): 563-565.
- Issler, R. S.; Andrade, A. R. F.; Montalvão, R. M. G.; Guimarães, G.; Silva, G. G. & Lima, M. I. C. 1974. *Geologia da Folha SA.22 - Belém. Brasil, Departamento Nacional de Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SA.22 - Belém*. Rio de Janeiro. Levantamento de Recursos Naturais 5: 7-182.
- Mandarino, J. A. & Black, M. E. (Eds). 2004. *Fleischer's Glossary of Mineral Species*. Mineralogical Record Inc., Tucson, 309pp.

- Méary, A.; Touray, J. C.; Galland, D. & Jebrak, M (1985). Interprétation de l'anomalie en europium des fluorines hydrothermales. Données de la RPE. Application au gîte de fluorine de Montroc (Tarn) – *Chem. Geol.*, **48**: 115-124.
- Mincrust. Disponível em <<http://database.iem.ac.ru/mincryst/index.php>> Acesso em 5 jan. 2005.
- Mineralogy Database. Disponível em <[http://www.webmineral.com/data/Gagarinite-\(Y\).shtml](http://www.webmineral.com/data/Gagarinite-(Y).shtml)>. Acesso em 5 jan. 2005.
- MINUZZI, O. R. R. 2004. *A Columbitização do Pirocloro da Subfácies Albita-Granito de Núcleo do Granito Madeira, Pitinga-AM: Relações com a Gênese da Mineralização Criolítica*. 156p. Qualify da Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Curso de Pós Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.
- Minuzzi, O. R. R.; Bastos Neto, A. C.; Pereira, V. P.; Oliveira, D. 2005 [No prelo]. A Columbitização do Pirocloro da Subfácies Albita-Granito de Núcleo do Granito Madeira, Pitinga-AM: Relações com a Gênese da Mineralização Criolítica. *Rev. Bras. Geoc.*
- Programa Scion Image Beta 4.2. Disponível em <<http://www.scioncorp.com>>. Acesso em: 28 dez. 2004.
- Santos, J. O. S.; Hartmann, L. A.; McNaughton, N. J. & Fletcher, I. R. 2002. Timmin of mafic magmatism in the Tapajós Province (Brazil) and implications for the evolution of the Amazon Craton: evidence from baddeleyite and zircon U-Pb SHRIMP geochronology. *Journal of South America Earth Science*, **15**: 409-429.
- Schobbenhaus, C.; Hoppe, A.; Lork, A. & Baumann, A. 1994. Idade de Magmatismo Uatumã no Norte do Cráton Amazônico, Escudo das Guianas (Brasil) – Primeiros

- Resultados. In: SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA 38, Camboriú, 2, Anais, p. 395-397.
- Smith, J. V. 1974. Intimate Feldspar Intergrowth. In: Smith, J. V. & Smith, B. F. (eds). *Feldspars Minerals. Chemical and Textural Properties*, 2, Springer-Verlag New York, pp: 399-544.
- Styles, M. T. & Young, B. R. 1983. Fluocerite and its alteration products from the Afu Hills, Nigeria. *Mineralogical Magazine*, **47**: 41-46.
- Sverjenski, D. A. 1984. Europium redox equilibria in aqueous solution - Earth and Planet. *Sci Lett.* **67**: 70-78
- Tassinari, C. C. G.; Bettencourt, J. S.; Geraldés, M. C.; Macambira, M. J. B. & Lafon, J. M. 1999. The Amazonian Craton. In: Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro, p. 41-95.
- 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 de Pitinga (AM). In: SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37. São Paulo, 1, Anais, p. 212-213.
- Teixeira, L. M. 2002. *Caracterização de minerais portadores de terras raras e sua aplicação à petrologia e geocronologia de granitos das subprovíncias Tocantins e Paraná, Goiás*. Tese de doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.. 354p.
- Teixeira, W.; Tassinari, C. C. G.; Cordani, U. G. & Kawashita, K. 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Cráton: Tectonic Implications. *Precambrian Research*, **42**: 213-227.
- Veiga Jr., J. P.; Nunes, A. C. B.; Fernandes, A. S.; Amaral, J. E.; Pessoa, M, R. & Cruz, S. A. S. 1979. *Projeto Sulfetos Uatumã*. Manaus, DNPM/CPRM, Relatório Final 7.

6 Considerações Finais

Considerando a importância econômica dos ETR e do Y como potenciais subprodutos da exploração da criolita e da cassiterita no Granito Madeira, observa-se que a distribuição desses parece ser complexa, sendo ainda difícil definir quais os controles das zonas mais enriquecidas na fácies albita granito, visto que essa é a mais tardia. Provavelmente, a ação de processos tardios ricos em flúor (hidrotermalismo X metassomatismo) deve ter interferido em suas concentrações. Outro fato importante é a presença de paragêneses complexas, que contêm diferentes minerais portadores de ETR e Y, como o zircão (duas gerações), a xenotima, a waimirita, a gagarinita e o “polimorfo de fluocerita” distribuídos de maneira heterogênea nas diferentes fácies. Isso indica que, além do flúor, outros ânions interferiram na distribuição dos ETR e Y, como o fosfato no caso da xenotima. A escassez de análises de ETR no Granito Madeira dificulta esse tipo de interpretação, mas as análises de Y permitem confirmar essa heterogeneidade, que só poderá ser compreendida com um estudo petrográfico e geoquímico mais detalhado.

Neste trabalho, foi realizado um estudo detalhado da gagarinita, onde se constatou que só a base dos bolsões de criolita, do Depósito Criolítico Maciço (DCM), contém esse mineral.

A comparação com a gagarinita de diferentes localidades permitiu verificar similaridades da gagarinita hospedeira do Granito Madeira com as demais, com exceção de um caso de gagarinita que não contém ETR. As variações nas composições deste mineral se refletem nas propriedades ópticas (por exemplo, nas cores de interferência).

Na gagarinita em estudo, os resultados de correlações estatísticas permitiram identificar comportamentos específicos de ETR, definindo dois grupos de elementos: i) $\Sigma(\text{La, Ce, Nd, Sm e Eu})$ e ii) $\Sigma(\text{Gd, Y, Er e Yb})$. Assim, os ETRL + ETRM competem pelo mesmo sítio cristalográfico que os ETRP. Observa-se que o Dy é uma exceção, o que deve ser investigado em trabalhos futuros.

Antes da formação da criolita dos bolsões, existiu a gagarinita inicial de Pitinga com a fórmula estrutural $\text{Na}_{0,19}\text{Ca}_{0,48}\text{Y}_{0,83}\text{ETR}_{0,69}\text{F}_{6,27}$. Entretanto, não foi possível precisar o estágio exato de sua formação na evolução do albita granito, pois pode ser um mineral magmático ou representar um mineral precoce já do estágio de formação dos bolsões. Considerando-se que sua característica principal é o alto conteúdo de ETRL, a gagarinita da literatura, à qual ela mais se assemelha, também ocorre em granitos albitizados, associada em veios de quartzo-microclinio. Em Pitinga, esta paragênese é a mais típica da auréola pegmatóide do DCM.

Antes da exsolução, o sistema mineral formava uma solução sólida na qual as principais substituições eram regidas pela equação: $\square + 2\text{ETR}^{3+} \Leftrightarrow \text{Na}^+ + \text{Ca}^{2+} + \text{Y}^{3+}$. Formou-se, assim, uma gagarinita inicial excepcionalmente rica em ETRL, cátions relativamente grandes, cuja presença foi compensada por vacâncias, notadamente no seu sítio de coordenação VI. Embora não se disponha de dados experimentais sobre a formação da gagarinita, o estudo realizado sobre a distribuição dos ETR parece indicar que, nas condições de formação da gagarinita inicial, este mineral possa ter se comportando como um amplificador quase linear da composição de ETR do fluido a partir do qual ele se formou, como ocorre com a fluorita.

A diminuição da temperatura foi a provável responsável pela desestabilização da estrutura mineral que exsolveu os cátions de ETR com raio iônico maior que o do Sm, elemento que se apresenta claramente como o balisador do processo

de exsolução. Os ETRL foram, então separados dos ETRP, provavelmente com processo similar ao que ocorre com os feldspatos, porém, neste caso, os elementos com maiores raios iônicos pertencem à fase exsolvida. A gagarinita hospedeira preservou praticamente todos os conteúdos de Y, ETRP (com exceção do Sm que se repartiu entre ela e a fase exsolvida) e Na (e Ca), constituindo uma estrutura estável, menos afetada por vacâncias e com um balanço de cargas bastante equilibrado. Texturalmente, esse mineral forma *strings*, *stringlets* e *rods*, ainda não descritos na literatura dos fluoretos.

A fórmula mineral calculada evidencia que a gagarinita inicial e a gagarinita da fase hospedeira (após a exsolução) são muito mais ricas em ETR+Y e relativamente mais pobres em Na e Ca que as outras apresentadas na literatura. Como o Y e os ETR têm valência +3 (com exceção do Eu), é necessário uma quantidade menor de cátions para neutralizar os seis átomos de flúor, portanto o somatório de cátions da gagarinita do Granito Madeira é menor que as de outras localidades. Quando os valores de ETR e Y da gagarinita da literatura são similares aos da gagarinita em estudo, o somatório de cátions continua sendo menor, devido aos maiores teores de Na naquelas. Na comparação da gagarinita inicial com a descrita por Hugues e Drexler (1994), observa-se que a gagarinita inicial contém muito mais ETRL (La, Ce e Nd), que é responsável pela exsolução.

A fase exsolvida é um fluoreto com razão cátions/flúor= 1/3, essencialmente constituído por Ce e La, correspondendo a uma composição de fluocerita. Sua estrutura não pôde ser determinada: picos da fluocerita não foram identificados e uma estrutura semelhante à da gagarinita (razão cátions/flúor= 1/2) parece pouco provável. Estudos subseqüentes poderão definir tratar-se de um novo mineral, polimorfo da fluocerita.

Na comparação com as análises químicas de fluocerita de diferentes procedências verifica-se que os conteúdos de ETR da fase exsolvida do Granito Madeira estão dentro do intervalo mínimo e máximo já quantificados para fluocerita, porém sua composição não é idêntica a nenhuma apresentada, da mesmo foram como todas as outras são também diferentes entre si.

Os resultados das correlações estatísticas de ETR na fase exsolvida mostraram que o Nd, o Sm e o Eu (ETRM) têm correlações positivas entre si (+0,72 a +0,92), correlacionando negativamente (-0,92) com os Σ ETRL (La + Ce). Os ETRP têm um comportamento complexo, onde somente Gd correlaciona positivamente com o Sm (+0,79). Isso pode ser devido aos baixos teores desses elementos no mineral. Desta forma, os ETRL competem com os ETRM pelo mesmo sítio cristalográfico.

Como sugestões para trabalhos futuros pode ser destacado o estudo das inclusões fluidas presentes nas duas fases, que possibilitará conhecer as temperaturas de formação e exsolução destas, além da identificação da composição das fases que as compõem.

O emprego do microscópio eletrônico de transmissão (MET) no estudo da gagarinita e da fase exsolvida é igualmente importante, pois definirá se o processo de exsolução é coerente ou incoerente e possibilitará determinar a estrutura da fase exsolvida.

Por fim, ainda é necessário um estudo petrográfico e cristal químico detalhado dos minerais de ETR e Y ainda não estudados, levantando questões a respeito das condições geoquímicas de formação desses. A potencialidade econômica acredita-se não estar restrita a fácies albita granito, como mostram as análises químicas da empresa.

Referências Bibliográficas

- ALBUQUERQUE, O. R. 1922. Reconhecimentos geológicos no valle do Amazonas: campanhas de 1918 a 1919. **B. Serv. Geol. Mineral. Bras.** Rio de Janeiro, v. 3, p. 1-84.
- ALCALA, A. L.; FIGUEIREDO, A. M. G.; MARQUES, L. S.; ASTOLFO, R. 1989. Método de determinação de elementos terras raras, com separação Pré-irradiação seguida de ativação neutrônica, aplicação aos padrões Brasileiros BB-1 e GB-1. In: II CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA. **Anais...**: SBG, 1989.
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B. & FUCK, R. A. 1981. Brazilian structural Provinces: an introduction. **Earth-Sciences Reviews**, v.17, p.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, Campos do Jordão, **Abstract...** v. 1, p. 34-35.
- ÂMLI, R.; GRIFFIN, W. L. 1975. Microprobe analysis of REE minerals using empirical correction factors. **American Mineralogist**, v. 60, p.599-606.
- ARAÚJO NETO, H.; MOREIRA, H. L. 1977. Projeto Estanho do Abonari. **Relatório Final**. Manaus: DNPM/CPRM, v.2.
- ARAUJO, 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. **Projeto RADAMBRASIL**: Santarém, folha SA.21, Brasil. Rio de Janeiro: DNPM, Levantamento de Recursos Naturais, v.10, p. 17-130.
- AUGUSTITHIS, S-S. P. (Ed.). 1995. **Atlas of the textural Patterns of ore Minerals and Metallogenic Processes**. New York: Walter de Gruyter e Co, 659p.
- BARBOSA, O. 1966. **Geologia básica e econômica da área da região do médio Tapajós, estado do Pará**. 55p. Rio de Janeiro: DNPM, v. 126.
- BARKER, W. W.; WHITE, P. S. & KNOP, O 1976. Pyrochlores. X. Madelung energies of pyrochlores and defect fluorites. **Canadian Journal Chemical**, v. 54, p. 2316-2334.
- BARTH, T. F. W. 1969. **Feldspars**. New York: Wiley Interscience, 261 p.
- BASEI, M. A. S. 1977. **Idade do Vulcanismo ácido a intermediário na Região Amazônica**. 133 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- BASEI, M. A. S. 1978. Vulcanismo Ácido-intermediário na Região Amazônica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30. Recife, **Anais...** Recife: SBG, 1978. v. 1, p. 2408-2420.

BASTOS NETO, A. C.; FERRON, J. M. T. M.; HOFF, R.; ROLIM, S. A.; MINUZZI, O. R. R.; UMANN, L. V.; PRADO, M. 2003. **Estudos e projetos direcionados a depósitos minerais e distritos mineiros: “Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia”, subprojeto: Pitinga – Criolita**. Porto Alegre: UFRGS, 30 p. (Relatório da Etapa de Integração de dados/Mapa Geológico Regional da Área de Pitinga – 1:100.000).

BASTOS NETO, A. C.; FERRON, J. M.; ROLIM, S. B. A.; HOFF, R.; UMANN, L.; MINUZZI, O. R. 2002. Reconhecimento de uma Mega-estrutura no Distrito Mineiro de Pitinga - AM: Dados Preliminares a partir da Aplicação de Técnicas de Processamento Digital de Imagens LANDSAT TM5. In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 2. Belém, **Boletim de Resumos e Roteiro das Excursões...** Belém: SBG, 2002.

BASTOS NETO, A. C.; PEREIRA, V. P.; MINUZZI, O. R. R.; FERRON, J. M., PRADO, M.; RONCHI, L. H.; LIMA, E. F.; FRANTZ, J. C.; HOFF, R.; ROLIM, S. B. A.; UMANN, L., ROCHA, F. N.; FLORES, J. A. A.; OLIVEIRA, D.; PIEROZAN, R. 2004. O depósito criolítico de Pitinga (Amazonas): Resultados Preliminares. In: I SIMPÓSIO BRASILEIRO DE EXPLORAÇÃO MINERAL. Ouro Preto, **Anais...** Ouro Preto: 2004.

BATCHELOR, A. R.; BOWDEN, P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. **Chemical geology**. v.48, p.43-55.

BAU, M; DULSKI, P. 1995. Comparative study of yttrium and rare-earth element behaviours in fluorine-rich hydrothermal fluids. **Contrib. Mineral Petrol**. v.119, p.213-223.

BRAUN, J-J.; PAGEL, M; MULLER, J-P.; BILONG, P.; MICHARD, A.; GUILLET, B. 1990. Cerium Anomalies in lateritic profiles. **Geochimica et Cosmochimica Acta**. v.54 p.781-795.

BURNHAM, C.W. 1993. **Least-squares refinement of crystallographic lattice parameters**. Cambridge: Harvard University, MA 02138.

CARUSO, L.; SIMMONS, G. 1981. Uranium and REE migration in the Sherman Granite, SE Wyoming. *Eos*, **Transactions, American Geophysical Union**, 62, n. 45, p. 1064.

CARVALHO FILHO, C.; SANTOS, J. F.; SOARES, P. C.; MORETZSOHN, J. S. 1989. Estudo de elementos terras raras para caracterização e avaliação metalogenética de granitóides no Escudo Paranaense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 2., Rio de Janeiro, **Anais...** Rio de Janeiro SBG, p. 487-498.

CLARK, A. M. 1984. Mineralogy of Rare Earth Elements. In: HENDERSON, Paul. (ed). **Rare Earth Element Geochemistry**. Amsterdam: Elsevier, p. 33-62 (Developments in Geochemistry 2).

CORDANI, U. G.; TASSINARI, C. C. G.; TEIXEIRA, W.; BASEI, M. A. S.; KAWASHITA, K. 1979. Evolução Tectônica da Amazônia com base nos dados

geocronológicos. In: CONGRESSO GEOLÓGICO CHILENO, 2., Arica - Chile, **Actas...** Arica: p. 137-148.

COSTA, J. B. S.; HASUI, Y. 1995. O quadro geral de evolução tectônica da Amazônia. In: SIMPÓSIO NAC. ESTUDOS TECTÔNICOS, 3., Rio Claro, **Boletim de resumos expandidos...**Rio Claro-UNESP: SBG, p. 142-145.

COSTA, J. B. S.; HASUI, Y. 1997. Evolução Geológica da Amazônia. In: COSTA, M. L.; ANGÉLICA, R. S. (eds). **Contribuições à Geologia da Amazônia**. Belém: SBG, p.15-90.

COSTI, H. T. 2000. **Petrologia de granitos alcalinos com alto flúor mineralizados em metais raros: o exemplo do Albita-granito da Mina Pitinga, Amazonas, Brasil**. 345f. Tese (Doutorado) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, Belém, 2000.

COSTI, H. T.; DALL'AGNOL, R.; MOURA, C. A. V. 2000. Geology and Pb-Pb Geochronology of Paleoproterozoic Volcanic and Granitic Rocks of Pitinga Province, Amazonian Craton, Northern Brazil. **International Geology Review**, v. 4, p. 832-849.

COSTI, H. T.; SANTIAGO, A. F.; PINHEIRO, S. S. 1984. Projeto Uatumã – Jatapu, Análises Petrográficas e Mapas. **Relatório Final**. Manaus: CPRM – SUREG-MA, 133p.

CUNHA, M. C. L. E.; FORMOSO, M. L. L.; PEREIRA, V. P. 1994. Biogeoquímica dos Elementos Terras Raras no Complexo Alcalino Ultramáfico de Catalão I, Goiás. **Geochimica Brasiliensis**, v. 7, n. 2, p.101 - 111.

CUNHA, M. C. L. E.; FORMOSO, M. L. L.; PEREIRA, V. P. 1995. Mobilidade dos Elementos Residuais sob a Óptica da Biogeoquímica no Complexo Alcalino de Catalão I, Goiás. **Geochimica Brasiliensis**, v.9, n.2, p.129-140.

DALL'AGNOL, R., COSTI H. T.; BORGES, R. M. K. 2003. **Estudos e projetos direcionados a depósitos minerais e distritos mineiros: “Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia”, subprojeto: Pitinga-Estanho**. Belém: UFPA, Relatório de compilação e integração de dados/Nota Explicativa ao Mapa Geológico 1:25.000, 11-23p.

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**, v. 50, n. 1/3, p.113-138.

DANI, N.; FORMOSO, M. L. L.; MELFI, A. J.; Pereira, V. P. 2001. Alguns aspectos do comportamento dos ETR no ciclo supergênico. In: VI CONGRESSO DE GEOQUÍMICA DOS PAÍSES DE LÍNGUA PORTUGUESA. **XII Semana de Geoquímica**. p. 519 - 522.

- DARDENNE, M. A. 1989. A utilização dos elementos terras raras em metalogenia. In: . FORMOSO, M.L.L.; NARDI, L.V.S.; HARTMANN, L. (eds). **A Geoquímica dos elementos terras raras no Brasil**. Porto Alegre: CPRM/DNPM.p. 143-152.
- DINGWELL, D. B.; ALIDIBIROV, M.; MARTEL, C.; SPIELER, O. 1998. In situ experimental investigation of foaming and fragmentation in viscous magmas; physico-chemical implications for volcanic and sub-volcanic systems. **Geological Association of Canada , Joint Annual Meeting**, 23, p. A46.
- DUTRA, C. V. 1989. Geoquímica analítica dos elementos terras raras –aplicação da espectrometria de plasma-ICP. In: FORMOSO, M.L. L.; NARDI, L.V. S.; HARTMANN, L. A. (eds). **Geoquímica dos elementos terras raras no Brasil**. Porto Alegre: CPRM/DNPM. p. 8-13
- DUTRA, C. V.; GROSSI, S. J. H.; SOARES, A. C. P. 1985. Terras Raras em litogeoquímica; 1, Esquemas de distribuição de elementos de terras raras em rochas graníticas do distrito pegmatítico Coronel Murta; Virgem da Lapa, Minas Gerais. In: III SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA. Ouro Preto. **Anais...Ouro Petro**, 1985. p. 29-31.
- ERCIT, T. S. 1994. The geochemistry and crystal chemistry of columbite-group minerals from granitic pegmatites, southwestern Grenville Province, Canadian Shield. **Canadian Mineralogist**, v.32, p. 421-438.
- ERCIT, T. S.; HAWTHURNE, F. C.; CERNY, P. 1994. The structural chemistry of Kalipyrochlore, a "Hydropyrochlore". **Canadian Mineralogist**, v.32, p. 415- 420.
- EURER, W. P.; SIMMONS, W. B.; FALSTER, A.U. 1988. Mineralogy of fluocerite-(Ce)-bearing replacement pods from the Black Cloud Pegmatite, Teller County, Colorado. **Rocks and Minerals**, v. 63, n. 6, p. 457.
- FARIA, M. S. G.; LUZARDO, R.; PINHEIRO, S. S.; SILVA, L. C. 1999. Litoquímica e petrogênese do Granito de Igarapé Azul - sudeste de Roraima. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6. Manaus, **Boletim de Resumos Expandidos...**Manaus: SBG-Núcleo Norte, 1999. v. 1, p. 577-580.
- FARIA, M. S. G.; LUZARDO, R.; PINHEIRO, S. S.; REIS, N. J.; OLIVEIRA, M. J. R.; RIKER, S. R. L. 2000. **Programa de Levantamentos geológicos básicos do Brasil: Projeto Caracará**. CPRM Caracará, Folhas NA.20-Z-B e NA.20-Z-D inteiras e parte das folhas NA.20-Z-A, NA.20-Z-C, NA.21-Y-C e NA.21-Y-A. Estado de Roraima. Brasília. Relatório Final (em CD-ROM). Escala 1:500.000.
- FIGUEIREDO, M. C. H. 1985. Introdução a geoquímica dos elementos terras raras. **Boletim IG-USP, Serie Científica**, v.16, p.15-31.
- FORMOSO, M. L. L.; MELFI, A. J.; KRONBERG, B. I. 1989. Comportamento dos elementos terras raras no intemperismo tropical. In: FORMOSO, M.L.L.; NARDI, L.V.S.; HARTMANN, L.A (eds). **Geoquímica dos elementos terras raras no Brasil**. Porto Alegre: CPRM/DNPM. p. 109-120.

FORMOSO, M.L. L.; NARDI, L. V. S.; HARTMANN, L. A. 1989. **Geoquímica dos Elementos Terras Raras no Brasil**. Porto Alegre: CPRM/DNPM.

FÖRSTER, H. J. 1998. The chemical composition of REE-Y-Th-U accessory minerals in peraluminous granites of Erzgebirge-Fichtelgebirge region, Germany, Part I: The monazite-(Ce)-brabantite solid solution series. **American Mineralogist**, v. 83, n. 3/4, p. 259-272.

FUCK, R. A.; PIMENTAL, M. M.; MACHADO, N. & DAOUD, W. K. 1993. Idade U-Pb do Granito Madeira, Pitinga (AM). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 4. Brasília, **Anais...**, Brasília: 1993. p. 246-248.

GEOMINERAÇÃO LTDA. 1972. Projeto Mapuera. Reconhecimento geológico/geoquímico. **Relatório Final**. S.1./ICOMI. 101 p.

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

GIBBS, A. K.; BARRON, C. N. 1993. **The Geology of the Guiana Shield**. Oxford: Clarendon Press, 245p.

GIERÉ, R. 1993. Transport and deposition of REE in H₂S-rich fluids evidence from accessory mineral assemblages. **Geochemical Geology**, v. 110, n. 1/3, p. 251-268.

GRAMACCIOLI, C. M.; DIELLA, V.; DEMARTIN, F. 1999. The role of fluoride complexes in REE geochemistry and the importance of 4f electrons: some examples in minerals. **European Journal Mineral**, v. 11, p. 983-992.

GROENEWEG, W. & BOSMA, W. 1969. Explanatory note to the simplified geological map of Suriname. **Meded. Geol. Sticht. Nieuw Ser.**, v. 20, p. 19-20.

HARTMANN, L. A.; DELGADO, I. M. 2001. Cratons and orogenic belts of the Brazilian Shield and their contained gold deposits. **Mineralium Deposita**, v. 36, p. 207-217.

HASKIN, L. A. Petrogenetic Modelling – Use of Rare Earth Elements. In: HENDERSON, Paul. (ed) **Rare Earth Element Geochemistry**. Amsterdam: Elsevier, 1984. p. 115-152. (Developments in Geochemistry 2)

HASUI, Y.; ALMEIDA, F. F. M. 1985. The Central Brazil Shield reviewed. **Episodes**, v. 8, p. 29-37.

HASUI, Y. 1990. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: WORKSHOP SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CENOZÓICA CONTINENTAL NO SUDESTE BRASILEIRO. Belo Horizonte, **Anais...**, Belo Horizonte: v. 1, p. 1-31.

HASUI, Y. 1993. Megaestruturação pré-cambriana do território brasileiro baseada em dados geofísicos e geológicos. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 12, n.1, p. 7-31.

- HASUI, Y.; ABREU, F. A. M.; VILLAS, R. N. N. 1984. Província Paraíba. In: ALMEIDA, F. F. M., HASUI, Y. (coords.) **O Pré-Cambriano do Brasil**. São Paulo: Edgard Blücher. p. 36-46.
- HEBEDA, E. H.; BOELRIJK, N. A. I. M.; PRIEM, H. N. A.; VERDURMEN, E. A. T. H.; VERSCHURE, R. A. 1973. Excess radiogenic argon in the Precambrian Avanavero Dolerite in western Surinam (South America). **Earth Planetary Sci. Letter**, v. 20, n. 2, p. 189-200.
- HEINRICH, E. W.; GROSS, E. B. 1960. Fluocerite and associated minerals from the black cloud pegmatite, Teller county, Colorado. **American Mineralogist**, v. 45, p. 455-459.
- HENDERSON, P. **Rare Earth Element Geochemistry**. Amsterdam: Elsevier, 1984. cap.1, p. 1-32. (Developments in Geochemistry 2)
- HODGSON, N. A.; LE BAS, M. J. 1992. The Geochemistry and Cryptic Zonation of Pyrochlore from San Vicente, Cape Verde Islands. **Mineralogical Magazine**, v. 56, p. 201-214.
- 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. **Journal Geochemical Exploration**, v. 40, p. 227-249.
- 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...** Belém: SBG, 1985. p. 284-320.
- HUGHES, J. M.; DREXLER, J. W. 1994. Refinement of the structure of gargarinite-(Y), $\text{Na}_x(\text{Ca}_x\text{REE}_{2-x})\text{F}_6$. **The Canadian Mineralogist**, v. 32, n. 3, p. 563-565.
- ISSLER, R. S.; ANDRADE, A. R. F.; MONTALVÃO, R. M. G.; GUIMARÃES, G.; SILVA, G. G. & LIMA, M. I. C. 1974. **Projeto RADAMBRASIL**: Belém: Geologia da Folha SA.22, Rio de Janeiro: Departamento Nacional de Produção Mineral. Levantamento de Recursos Naturais, v. 5, p. 7-182.
- JORGE JOÃO, X. S.; SANTOS C. A.; FARACO, M. T. L. 1984. Projeto Trombetas – Mapuera: **Relatório Final**. Belém: DNPM/CPRM. 2v.
- JORGE JOÃO, X. S.; SANTOS, C. A.; PROVOST, A. 1985. Magmatismo adamelítico Água Branca (Folha Rio Mapuera, NW do Estado do Pará). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2.. Belém, **Anais...** Belém: SBG, 1985. v.2, p.93-109.
- LAHTI, S. I.; SUOMINEN, V. 1988. Occurrence, crystallography and chemistry of the fluocerite-bastnaesite-cerianite intergrowth from the Fjaelskaer Granite, southwestern Finland. **Bulletin of the Geological Society of Finland**. v. 60, n. 1, p. 45-53.
- LAMARÃO, C. N.; DALL'AGNOL, R.; LAFON, J. M.; LIMA, E. F. 1999. Geology, geochemistry, and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of

Vil Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil. **Precambrian Research**, v. 119, n. 1, p. 189-223.

LAUX, J. H., LINDENMAYER, Z., RONCHI, L. H., BASTOS NETO, A. C. 1998. Uso dos Elementos Terras Raras na Identificação da Proveniência dos Sedimentos e da Mineralização das Minas do Camaquã e Jazida Santa Maria. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40.. Belo Horizonte, **Anais...** Belo Horizonte: SBG, v.1, p.163-163.

LEHMANN, BERND; NAKAY, SHUN'ICHI, HÖHNDORF, AXEL; BRINCKMANN, JÖRN; DULSKI, PETER; HEIN, U. F.; MASUDA, A. 1994. REE mineralization at Gakara, Burundi: Evidence for anomalous upper mantle in western Rift Valley. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 58, n.2, p. 985-992.

LENHARO, S. L. R. 1998. **Evolução Magmática e Modelo Metalogenético dos Granitos Mineralizados da Região de Pitinga, Amazonas, Brasil**. 290p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Curso de Pós-graduação, Universidade de São Paulo, São Paulo.

LEROY, J. L.; TURPIN, L. 1988. REE, Th and U Behaviour during hydrothermal and Supergene Process in a granitic environment. **Geochemical Geology**, v. 68, n.3/4, p. 239-251.

LIPIN, B. R.; McKAY, G. A. 1989. Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements. **Reviews in Mineralogy. Mineralogical Society of America**. Washington, D. C, v. 21. 348p.

LOURENÇO, R. S.; MONTALVÃO, R. M. G.; PINHEIRO, S. S.; FERNANDES, P. E. C. A.; PEREIRA, E. R.; FERNANDES, C. A. C.; TEIXEIRA, W., 1978. **Projeto RADAMBRASIL**. Manaus: Geologia da Folha SA.20. Rio de Janeiro: Departamento Nacional de Produção Mineral. Levantamento de Recursos Naturais, v. 18, p. 17-164.

LOWELL, G. R. 2000. Eruptive Style of Mesoproterozoic A-type calderas in Southeastern Missouri, USA. **Rev. Bras. Geoc**, v. 34, n. 4, p. 745-748.

LUMPKIN, G. R.; EWING, C. R. 1992. Geochemical alteration of pyrochlore group minerals : Microlite subgroup. **American Mineralogist**, v. 77, p. 179 -188.

LUMPKIN, G. R.; EWING, C. R. 1988. Alpha-decay damage in minerals of the pyrochlore group. **Phys. Chem. Minerals**, v. 16, p. 2-20.

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. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS, 21-31. Bahia, **Anais...** Pará: Super. Geol. e Recur. Min., 1987, 245-249.

MAISON; MOORE. 1982. **Principles of Geochemistry**. John Wiley & Sons, 344p.

MANDARINO, J. A.; Black, M. E. (Eds). 2004. **Fleischer's Glossary of Mineral Species**. Tucson: Mineralogical Record Inc., 309p.

MANDETTA, P.; VEIGA JR., J. P.; OLIVEIRA, J. R. 1974. **Reconhecimento geológico ao longo do rio Pitinga, afluente do rio Uatumã**. CPRM/Manaus, p. 31.

MÉARY, A.; TOURAY, J. C.; GALLAND, D.; JEBRAK, M. 1985. Interprétation de l'anomalie en europium des fluorines hydrothermales. Données de la RPE. Application au gîte de fluorine de Montroc (Tarn). **Chem. Geol**, v.48, p. 115-124.

MELO, A. F. F.; SANTOS, A. J.; CUNHA, M. T. P.; CAMPOS, M. J. F.; D'ANTONA, R. J. G. 1978. Projeto Molibdênio em Roraima. **Relatório final**. Manaus :MME/DNPM, 6v.

MICROSOFT Project for Windows 95, version 4.1: project planning software. [S.I.]: Microsoft Corporation, 1995. Conjunto de Programas 1 CD-ROM.

MINCRYST. Disponível em <<http://database.iem.ac.ru/mincryst/index.php>>. Acesso em 5 jan. 2005.

MINERALOGY DATABASE. Disponível em <[http://www.webmineral.com/data/Gagarinite-\(Y\).shtml](http://www.webmineral.com/data/Gagarinite-(Y).shtml)>. Acesso em 5 jan. 2005.

MINEYEV, D. A.; LAVRISHEVA, T. I. and BYKOVA, A. V. 1971. Yttrian bastnaesite, an alteration product of gagarinite. **International Geology Review**. v. 13, p. 644-648.

MINUZZI, O. R. R. [No prelo]. **Mineralogia e geoquímica do depósito de criolita, Ta/Nb da jazida de Pitinga, AM**. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Curso de Pós Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

MINUZZI, O. R. R. 2004. **A Columbitização do Pirocloro da Subfácies Albita-Granito de Núcleo do Granito Madeira, Pitinga-AM: Relações com a Gênese da Mineralização Criolítica**. 156p. Qualify da Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Curso de Pós Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

MINUZZI, O. R. R.; BASTOS NETO, A. C.; PEREIRA, V. P.; OLIVEIRA, D. 2005. [No prelo]. A Columbitização do Pirocloro da Subfácies Albita-Granito de Núcleo do Granito Madeira, Pitinga-AM: Relações com a Gênese da Mineralização Criolítica. **Rev. Bras. Geoc.**

MINUZZI, O. R.; FERRON, J. M.; BASTOS NETO, A. C.; PEREIRA, V. P. 2003. Primeira Notícia da Descoberta de Waimirita e Atroarita, Dois Novos Minerais na Mina de Pitinga, AM, Brasil. **Pesquisas**, v. 30, n. 1, p. 99-101.

MINUZZI, O. R.; ROCHA, F. F. N.; BASTOS NETO, A. C.; FERRON, J. M. 2001. Estudo de Inclusões Fluidas no Depósito Criolítico do Granito Madeira na Mina de

Pitinga, Amazonas, Brasil, In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7., Belém. **Resultados Preliminares**: Belém

MINUZZI, O. R. R. 1993. **Relatórios Internos da Mineração Taboca. Empresa Mamoré (Grupo Paranapanema). Pitinga, Amazonas.**

MONTALVÃO, R. M. G. 1975. Grupo Uatumã no Craton Guianês, In: CONFERÊNCIA GEOLÓGICA INTERGUIANAS, 10.. Belém, **Anais...**, Belém DNPM, 1975. p. 286-339.

MUNOZ, J. L. 1984. F-OH and Cl-OH exchange in micas with application to hydrothermal ore deposits. In: BAILEY, S. W. **Micas, Reviews in Mineralogy, Mineralogy Society of America**, p. 469-493.

NARDI, L. V. S. 1989. Geoquímica de elementos terras raras nas rochas graníticas da Região centro-sul do Brasil. In: FORMOSO, M.L.L.; NARDI, L.V. S.; HARTMANN, L.(eds.). **A Geoquímica dos elementos terras raras no Brasil**. Porto Alegre: CPRM/DNPM. p. 72-81.

OLIVEIRA, A. S.; FERNANDES, C. A. C.; ISSLER, R. S.; MONTALVÃO, R. M. G. de & , W. 1975. **Projeto RADAMBRASIL**. Geologia da Folha NA.21-Tumucumaque e parte da Folha NB.21. Rio de Janeiro: Departamento Nacional de Produção Mineral. Levantamento de Recursos Minerais, v. 9. p. 21-118.

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 AMAZÔNIA, 5.. Belém, Boletim de Resumos Expandidos e Guia de Excursões, Belém: SBG-Núcleo Norte, 1996. v. 2, p.86-89.

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**. v.25, p.956-983.

PEREIRA, V. P. 1995. **A alteração no Maciço Alcalino-carbonatítico de Catalão I – Brasil. Evolução mineralógica**. 279f. Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Brasil & Université de Poitiers, França.

PEREIRA, V. P.; DUTRA, C. V.; FORMOSO, M. L. L.; FIGUEIREDO, A. M. G. 1994. Os elementos terras raras nas apatitas do Maciço Alcalino de Anitápolis, SC. In: III CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA. São Paulo, SP, **Anais...**, São Paulo: p.647 - 650.

PEREIRA, V. P.; FORMOSO, M. L. L.; FIGUEIREDO, A. M. G. 1996. Os Elementos Terras Raras no Maciço Alcalino de Anitápolis - SC. **Pesquisas**. v.23, n.1/2, p.3 - 6.

PESSOA, M. R.; SANTIAGO, A. F.; ANDRADE, A. F.; NASCIMENTO, J.O.; SANTOS, J. O. S.; OLIVEIRA, J. R.; LOPES, R. C.; PRAZERES, W. V. 1977. **Projeto Jamaxim**, Relatório Final. Manaus: DNPM/CPRM, v. 9.

PINHO, M. A. S. B.; FETTER, A.; CHEMALE Jr. F.; LIMA, E. F. 2001. Caracterização petrográfica e dados geocronológicos preliminares de rochas vulcânicas da Formação Iriri, porção centro-sul do Craton Amazônico-Aripuana-MT. **Rev. Bras. Geoc.**, v. 31, n. 3, p. 37-42.

POLLARD, P. J. 1989. Geochemistry of granites associated with tantalum and niobium mineralization. In: MOELLER, P; CERNY, P; SAUPE, F (eds) **Lanthanides, tantalum and niobium; mineralogy, geochemistry, characteristics of primary ore deposits, prospecting, processing and application**. Berlin Heidelberg: Springer. p. 145-168.

PRADO, M. **Avaliação do potencial prospectivo do granito Europa, distrito de Pitinga, Amazonas**. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul (em andamento).

PROGRAMA SCION IMAGE Beta 4.2. Disponível em <<http://www.scioncorp.com>>. Acesso em: 28 dez. 2004.

PROKOF-YEV, V.; Y. RYABENKO, S.V. 1988. Conditions of formation of gagarinite, as shown by the study of fluid inclusions. **Transactions (Doklady) of the U.S.S.R. Academy of Sciences: Earth Science Sections**. v.300, p.122-125.

PUTNIS, A. 1992. **Introduction to Mineral Sciences**. Cambridge: Cambridge University Press. 457p.

REIS, N. J.; FARIA, M. S. G.; FRAGA, L. M. B.; HADDAD, R. C. 1996. Vulcanismo cálcio-alcálico paleoproterozóico do Setor Oriental do Estado de Roraima – Escudo das Guianas, In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 1. Gramado, **Boletim de Resumos**. Gramado v.1, p.

ROLLINSON, H. R. 1993. **Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation**. Prentice Hall. England: Edinburgh. 352 p.

SAD, J. H.; GROSSI; DUTRA, C. V. 1989. Fracionamento dos elementos terras raras e suas aplicações em metalogênese: comportamento geoquímico em sistemas diversos. In: FORMOSO, M.L.L.; NARDI, L.V.S.; HARTMANN, L.A. (eds). **Geoquímica dos elementos terras raras no Brasil**. p. 123-141.

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...**, Salvador: SBG, 1982. v. 1, p. 339-348.

SANTOS, J. O. S. 1978. Subdivisão do Pré-cambriano da Amazônia: uma sugestão. **Acta Amazônica**, v. 8(2), p.267-287.

SANTOS, J. O. S.; HARTMANN, L. A.; GAUDETTE, H. E.; GROVES, D. I., McNAUGHTON, N. J.; FLETCHER, L. R. A. 2000. New understanding of the Provinces of Amazon Craton based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. **Gondwana Research**, v. 3/4.

SANTOS, J. O. S.; SILVA, L. C.; FARIA, M. S. G.; MACAMBIRA, M. 1997. Pb-Pb single crystal, evaporation isotopic study on the post-tectonic, sub-alkalic, A – type Moderna granite (Mapuera intrusive suite, State of Roraima, northern Brazil. In: SYMPOSIUM OF GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS, 2... Salvador, **Extended abstract and program...** Salvador: p. 273-275.

SANTOS, J. O. S.; HARTMANN, L. A.; McNAUGHTON, N. J.; FLETCHER, I. R. 2002. Timmin of mafic magmatism in the Tapajós Province (Brazil) and implications for the evolution of the Amazon Craton: evidence from baddeleyite and zircon U-Pb SHRIMP geochronology. **Journal of South America Earth Science**, v.15, p.409-429.

SANTOS, J.O.S.; HARTMANN, L.A.; GAUDETTE, H.E.; GROVES, D.I.; McNAUGHTON, N.J.; FLETCHER, I. R. 2000. A New Understanding of the Provinces of the Amazon Craton Based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd Geochronology. **Gondwan Research**, v. 3, No. 4, p. 453-488.

SANTOS. J. O. S.; HARTMANN, L. A.; McNAUGHTON, N. J.; FLETCHER, I. R. 2002. Timmin of mafic magmatism in the Tapajós Province (Brazil) and implications for the evolution of the Amazon Craton: evidence from baddeleyite and zircon U-Pb SHRIMP geochronology. **Journal of South America Earth Science**, v.15, p.409-429.

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: SBG, p. 91-142.

SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D. A.; DERZE, G. R.; ASMUS, H. E. (coords.) **Geologia do Brasil**. Texto explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica adjacente incluindo Depósitos Minerais. Brasília: Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM). 501 p. Escala 1:2.500.000

SCHOBENHAUS, C.; HOPPE, A.; LORK, A.; BAUMANN, A. 1994. Idade U/Pb do Magmatismo Uatumã no Norte do Cráton Amazônico, Escudo das Guianas (Brasil): Primeiros Resultados. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., Camboriú, **Anais...** Camboriú: SBG,1994. v.1, p.395-397.

SCHOBENHAUS, C.; HOPPE, A.; LORK, A.; BAUMANN, A. 1994. Idade de Magmatismo Uatumã no Norte do Cráton Amazônico, Escudo das Guianas (Brasil) – Primeiros Resultados. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA 38. Camboriú, **Anais...**Camboriú: SBG,1994. v.2, p. 395-397.

SHANNON, R. D. 1976. Revised Effective Ionic Radii and Systematic Studies of Interatomic Distances in Halides and Chalcogenides. **Acta Crystallographica**, A32, p. 751-767.

SIAL, A. N.; MARIANO, G.; FERREIRA, V. P. 1989. Síntese da geoquímica dos elementos terras raras em granitóides do nordeste e norte do Brasil. In: FORMOSO, M.L.L.; NARDI, L.V.S.; HARTMANN, L.A. (eds.). **Geoquímica dos elementos terras raras no Brasil**. Porto Alegre: CPRM/DNPM.p. 83-95.

SINGH, S. 1972. The tectonic evolution of that portion of the Guyana Shield represented in Guyana an evaluation of the present status of investigation an correlation across the Guyana Shield. Georgetown: **Geol. Surv. Min. Department**, 10p.

SMITH, J. V. 1974. **Feldspar Minerals: Chemical and Textural Properties**, v. 2. Berlin: Springer-Verlag, 690 p.

SMITH, J. V. 1974. Intimate Feldspar Intergrowth. In: SMITH, J. V. & SMITH, B. F. (eds). **Feldspars Minerals. Chemical and Textural Properties 2**, New York: Springer-Verlag, p. 399-544.

STYLES, M. T.; YOUNG, B. R. 1983. Fluocerite and its alteration products from the Afu Hills, Nigeria. **Mineralogical Magazine**. v. 47, p. 41-46.

SVERJENSKI, D. A. 1984. Europium redox equilibria in aqueous solution - Earth and Planet. **Sci Lett**, v.67, p. 70-78.

TASSINARI, C. C. G.; MACAMBIRA, M. J. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. **Episodes**, v. 22, n. 3, p. 174-182.

TASSINARI, C. C. G.; TEIXEIRA, W. 1976. **Projeto RADAMBRASIL**. Geocronologia da parte oriental da Folha SC.19. Rio Branco. Relatório Interno Belém., 12 p.

TASSINARI, C. C. G. 1996. **O Mapa Geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: Revisão dos dados isotópicos**. São Paulo: USP.139p.

TASSINARI, C. C. G.; BETTENCOURT, J. S.; GERALDES, M. C.; MACAMBIRA, M. J. B.; LAFON, J. M. 2000. The Amazonian Craton. In: CORDANI, U. G., MILANI, E. J., THOMAS FILHO, A. & CAMPOS, D. A. (eds.). **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro: SBG, p. 41-95.

TASSINARI, C. C. G.; CORDANI, U. G.; NUTMAN, A. P.; VAN SCHMUS, W. R.; BETTENCOURT, J. S.; TAYLOR, P. N. 1996. Geochronological systematics on basement rocks from the Rio Negro-Juruena Province (Amazonian Craton), and tectonic implications. **Intern. Geol. Rev**, v. 38, n.2, p.1161-1175.

TASSINARI, C.C.G.; BETTENCOURT, J. S.; GERALDES, M. C.; MACAMBIRA, M.J.B.; LAFON, J. M. 1999. The Amazonian Craton. In: **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro, p. 41-95.

TAYLOR, S. R. 1964. Abundance of chemical elements in the continental crust: a new table. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 28, p.1273-1285.

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 de Pitinga (AM). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., São Paulo, **Anais...**, São Paulo: SBG, 1992. p. 212-213.

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...**, São Paulo: SBG, 1992. v.1, p. 212-213.

TEIXEIRA, L. M. 2002. **Caracterização de minerais portadores de terras raras e sua aplicação à petrologia e geocronologia de granitos das subprovíncias Tocantins e Paraná, Goiás**. 354f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Curso de Pós Graduação, Universidade de Brasília, Brasília.

TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C. C. G.; CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K. 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Cráton: Tectonic Implications. **Precambrian Research**, v. 42, p. 213-227.

TEIXEIRA, W.; BASEI, M. A. S.; TASSINARI, C. G. C. 1976. Significação Tectônica do Magmatismo Anorogênico Pré-cambriano Básico e Alcalino na Região Amazônica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29., Ouro Preto, **Anais...**, Ouro Preto: SBG, 1976. p. 169-183.

TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C. C. G.; CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K. 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Cráton: Tectonic Implications. **Precambrian Research**, v. 42, p. 213-227.

TOLEDO, M. C. M.; PEREIRA, V. P. 2003. Ocorrência e variabilidade de composição dos fosfatos do grupo da Monazita em carbonatitos. **Revista Pesquisas**, v.30, n.1, p.83 - 98.

VAN DER VEEN, A. H. 1963. A study of pyrochlore. *Verhandelingen van het Koninklijk Nederlands geologisch mijnbouwkundig genootschap*. **Geologische serie**, v. 22., 188p.

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, v. 7

WALKER, G. P. L. 1973. Lengths of Lavas Flows. **Phil. Trans R. Soc. Lond**, v. 274, p.107-180.

WAMBEKE, L. Van. 1977. The Karonge rare earth deposits, Republic of Burundi: New mineralogical-geochemical and origin of the mineralization. **Mineralium Deposita**, v. 12, p. 373-380.

WERNICK, E., FERREIRA, C. J. HOERMANN, P. K.; DUTRA, C. V. 1993. Elementos terras raras no complexo granitóide Itaqui (Estado de São Paulo): Evolução e aspectos físicos de magmas granitóides. **Rev. Bras. de Geoc**, v. 23, n. 2, p. 147-157.

WHITE, A. F., CHUMA, N. J.; GOFF, F. 1992. Mass transfer constraints on the chemical evolution of an active hydrothermal system, Valles caldera, New Mexico. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 49, p. 233-253.

Glossário

Bird-wing- Anomalia negativa de Eu gerando um padrão também denominado “asa de gaivota” em padrão de ETR.

Clarke- Abundância de um elemento químico na crosta terrestre.

Rods- Forma geométrica resultante de uma exsolução mineral levemente desenvolvida, no entanto, com alguma coalescência de grãos, sendo estes pouco alongados.

Sills- Corpos tabulares alongados.

Stocks- Massa granítica intrusiva de tamanho inferior a de um batólito (inferior a 100 Km²).

Stringlets – Forma geométrica resultante de uma exsolução mineral muito desenvolvida, é a evolução de *strings*, como linhas contínuas e sinuosas.

Strings - Forma geométrica resultante de uma exsolução mineral levemente desenvolvida, no entanto, com alguma coalescência de grãos, sendo estes bem alongados.

ANEXO A

Legenda: intervalo descritos; intervalos que não existem; intervalos não descritos (baixo teor de Y ou acesso difícil)

Código	Furo	Espessura (m)	Coordenada E	Coordenada N	Cota da "boca"	Intervalo (m)		Nb ₂ O ₅	Rb ₂ O	Sn	Teores (%)				
						de	até				Ta ₂ O ₅	ThO ₂	U ₃ O ₈	Y ₂ O ₃	ZrO ₂
1021		85.32	154291.15	99917008.82	234.68	84.68	85.32	0.23	0.668	0.258	0.034	0.22	0.042	0.112	1.15
1038	700N/500B	93.29	154305.4	917105.22	246.54	0.72	4.03	0.269	0.412	0.384	0.033	0.056	0.025	0.12	0.727
						4.03	9.03	0.263	0.402	0.32	0.034	0.024	0.021	0.12	0.649
						19.03	24.03	0.286	0.41	0.23	0.031	0.071	0.026	0.263	0.682
						24.03	29.03	0.238	0.434	0.268	0.034	0.219	0.029	0.109	0.828
						29.03	34.03	0.058	0.314	0.138	0.006	0.026	0	0.35	0.87
						80.73	81.59	0.199	0.484	0.138	0.023	0.125	0.046	0.175	0.746
1040		102.59	154195.98	9916599.91	228.58	9.58	10.58	0.226	0.411	0.121	0.028	0.152	0.005	0.186	0.285
						10.58	11.58	0.276	0.537	0.165	0.032	0.13	0.006	0.123	0.501
						19.58	20.58	0.263	0.752	0.243	0.037	0.104	0.013	0.118	0.713
105	250N/50	25.24	154746.87	9916650.99	224.67	22	23	0.007	0.013	0	0	0.034	0	0.101	0.084
						24	25.24	0.005	0.065	0	0	0	0	0.201	0.083
1051	300S/750	9.26	154103	9916057	165.13	8.8	9.26	0.118	0.648	0.068	0.015	0.007	0	0.332	0.542
1054		100.23	154002.34	9916507.21	232.22	27.22	32.22	0.28	0.762	0.191	0.053	1.03	0.051	0.157	0.604
						32.22	37.22	0.327	0.82	0.148	0.056	0.535	0.049	0.139	0.982
						37.22	42.22	0.317	0.782	0.211	0.055	0.336	0.039	0.118	0.937
						52.22	57.22	0.257	0.682	0.306	0.035	0.183	0.016	0.115	0.683
1056		101.2	154100.48	9916398.27	230.94	75.94	80.94	0.223	0.794	0.207	0.035	0.349	0.01	0.148	0.566
1058		100.04	154299.68	9916504.48	217	0	2	0.249	0.892	0.25	0.036	0.081	0.018	0.138	0.772

Código	Furo	Espessura (m)	Coordenada E	Coordenada N	Cota da "boca"	Intervalo (m)		Nb ₂ O ₅	Rb ₂ O	Sn	Teores (%)				
						de	até				Ta ₂ O ₅	ThO ₂	U ₃ O ₈	Y ₂ O ₃	ZrO ₂
1059		100.29	154199.60	9916496.35	213.45	0	2.14	0.339	0.739	0.334	0.049	0.35	0.021	0.101	1.14
1061	0/400B	100.49	154397.72	9916396.52	196.64	1.64	6.64	0.24	0.642	0.221	0.033	0.096	0.031	0.237	0.896
						6.64	11.64	0.246	0.627	0.201	0.034	0.103	0.033	0.314	0.599
						11.64	16.64	0.231	0.878	0.165	0.031	0.12	0.036	0.144	0.584
1062	100N/700B	102.06	154107.04	9916406.00	237.77	34.13	35.75	0.187	0.717	0.1	0.03	0.779	0.002	0.119	0.311
						35.75	36.06	0.251	0.931	0.167	0.053	0.676	0.029	0.734	0.536
						59.49	60.48	0.299	0.562	0.367	0.054	0.612	0.024	0.375	0.607
						60.48	64.13	0.226	0.727	0.193	0.032	0.315	0.006	0.121	0.558
1067	400N/300B	99.65	154497.00	9916799.00	214.31	0.31	1.55	0.239	0.677	0.125	0.034	0.162	0.075	0.103	1.42
						89.31	94.31	0.189	0.557	0.081	0.021	0.04	0.055	4	0.827
1068	500N/300B	100.98	154507.03	9916898.14	212.48	0.48	1.53	0.212	0.813	0.255	0.04	0.133	0.037	0.646	0.947
						1.53	2.48	0.186	0.755	0.211	0.025	0.107	0.05	0.142	0.742
1075		130.81	154412.87	9916295.63	189.35	34.35	39.35	0.272	1.02	0.24	0.048	0.152	0.029	0.102	1.13
						76.35	77.25	0.216	1.02	0.259	0.04	0.048	0.034	0.108	0.71
						78.35	78.76	0.263	1.05	0.349	0.054	0.409	0.05	0.134	2.56
						88.35	89.15	0.395	1.05	0.5	0.072	0.329	0.085	0.137	2.56
1079		100.37	153892.16	9916308.22	247.15	2.15	5.97	0.23	0.7	0.182	0.029	0.032	0.006	0.101	0.542
1092	150N/1250	21.5	153553.00	9916549.00	141.2	15.91	20.79	0.122	0.443	0.048	0.008	0.041	0.03	0.115	0.529
						21.26	21.5	0.173	0.436	0.096	0.021	0.051	0.049	0.369	0.68
						19.85	21.69	0.14	0.351	0.008	0.011	0	0.024	0.133	0.548
						21.69	22.7	0.124	0.481	0.004	0.016	0.029	0.034	0.364	0.66

Código	Furo	Espessura (m)	Coordenada E	Coordenada N	Cota da "boca"	Intervalo (m)		Nb ₂ O ₅	Rb ₂ O	Sn	Teores (%)				
						de	até				Ta ₂ O ₅	ThO ₂	U ₃ O ₈	Y ₂ O ₃	ZrO ₂
135	300N/1100	19.87	153740.71	9916697.00	171.27	18.73	19.83	0.335	0.352	0.231	0.048	0.169	0.026	0.221	1.23
141	350N/100	31.46	154701.30	9916753.30	223.67	12	13	0.268	0.012	0.019	0.054	1.93	0.056	0.5	1.66
142		28.15	154650.11	9916751.80	224.75	25.2	28.15	0.216	0.689	0.109	0.028	0.084	0.043	0.147	0.768
150	400N/50	44.4	154744.87	9916800.88	212.7	21	22	0.012	0	0	0	0.046	0	0.137	0.106
						33	34	0.025	0	0	0.011	1.37	0	0.383	0.211
151	400N/100	17.33	154694.99	9916800.50	213.39	10	11	0.675	0.049	0.185	0.127	0.537	0.15	0.241	0.178
153	400N/200	20.03	154592.23	9916801.64	211.08	18.03	19.08	0.204	0.652	0.091	0.024	0.084	0.054	0.123	0.656
						19.08	20.03	0.222	0.676	0.112	0.034	0.101	0.055	0.52	0.703
161	400N/700	19.93	154099.28	9916801.63	153.92	18.76	19.93	0.208	0.801	0.069	0.034	0.034	0.014	0.348	0.543
162	400N/800	14.9	154005.52	9916790.95	151.68	13.69	14.5	0.328	0.948	0.418	0.054	0.093	0.045	0.342	1.41
181	500N/200	21.09	154606.40	9916897.24	212	19.2	21.09	0.239	0.688	0.119	0.035	0.109	0.064	0.343	0.829
188	500N/600	49.01	154196.78	9916900.82	206.04	16.04	21.04	0.452	0.094	0.407	0.071	0.623	0.051	0.128	1.76
						21.04	26.04	0.393	0.134	0.346	0.065	1.13	0.056	0.275	1.18
						26.04	31.04	0.374	0.172	0.292	0.06	1.16	0.074	0.2	1.25
						47.91	49.01	0.28	0.808	0.272	0.05	0.365	0.05	0.655	1.01
189	500N/700	19.69	154099.61	9916903.40	173.2	3.2	8.2	0.405	0.194	0.286	0.061	0.478	0.078	0.144	1.6
						8.2	13.2	0.441	0.438	0.415	0.068	0.627	0.116	0.156	1.31
						18.47	19.69	0.357	0.91	0.338	0.059	0.839	0.096	0.402	1.32

Código	Furo	Espessura (m)	Coordenada E	Coordenada N	Cota da "boca"	Intervalo (m)		Nb ₂ O ₅	Rb ₂ O	Sn	Teores (%)				
						de	até				Ta ₂ O ₅	ThO ₂	U ₃ O ₈	Y ₂ O ₃	ZrO ₂
192	550N/150	21.86	154651.78	9916947.14	201.2	20	21	0.254	0.388	0.178	0.033	0.076	0.062	0.299	1.25
						21	21.86	0.213	0.365	0.261	0.028	0.055	0.033	0.374	0.863
194		41.91	154551.67	9916947.75	225.92	0	5	0.645	0	0.738	0.094	0.466	0	0.11	2.07
220		96.07	154203.81	9917103.57	256.29	0	1.29	0.257	0.364	0.3	0.032	0.05	0.012	0.12	0.925
225		22.7	154496.38	9917148.47	214.74	22.1	22.7	0.103	0.063	0	0.015	0.082	0.075	0.12	1.182
232		24.17	154156.75	9917142.67	267.96	20	24.17	0.255	0.265	0.013	0.033	0.23	0.059	0.1	1.75
238	800N/550	46.22	154255.16	9917199.30	271.04	25	30	0.1	0.19	0.002	0.011	0.108	0.011	0.284	0.771
						30	35	0.29	0.345	0.236	0.04	0.577	0.052	0.282	1.24
						35	40	0.349	0.475	0.116	0.052	0.547	0.061	0.266	0.873
						40	45	0.321	0.413	0.116	0.042	0.171	0.035	0.192	0.792
249	50S/500	100.45	154326.35	9916354.49	168.04	18.36	23.04	0.311	0.938	0.292	0.048	0.182	0.022	0.3	0.818
251	50S/750	171.38	154063.10	9916355.00	271.56	30.7	31.3	0.194	0.826	0.166	0.027	0.025	0.011	0.213	0.59
						31.3	32.3	0.192	0.864	0.138	0.034	0.029	0.016	0.556	0.665
						32.3	33.3	0.212	0.809	0.205	0.033	0.028	0.021	0.189	0.647
						33.3	34.3	0.199	0.82	0.163	0.03	0.025	0.01	0.268	0.652
						34.3	35.3	0.201	0.795	0.204	0.032	0.04	0.019	0.147	0.589
						35.3	36.3	0.194	0.786	0.174	0.03	0.036	0.026	0.157	0.613
264		20.96	154700.08	9916302.35	222.38	19.6	20.96	0.293	0.871	0.187	0.045	0.228	0.069	0.109	1.13
267		36.5	154410.00	9916304.23	192.92	33.92	36.5	0.294	1	0.264	0.047	0.142	0.041	0.136	0.803

Código	Furo	Espessura (m)	Coordenada E	Coordenada N	Cota da "boca"	Intervalo (m)		Teores (%)							
						de	até	Nb ₂ O ₅	Rb ₂ O	Sn	Ta ₂ O ₅	ThO ₂	U ₃ O ₈	Y ₂ O ₃	ZrO ₂
294		20.1	154293.53	9916198.10	150.19	19.08	20.1	0.203	0.782	0.142	0.026	0.082	0	0.155	0.444
306	250S/950	95.7	153851.00	9916149.50	224.01	24.19	29.01	0.225	0.656	0.19	0.032	0.048	0.016	0.216	0.776
315		83.04	153851.00	9915640.65	140.1	20.1	25.1	0.197	0.527	0.182	0.022	0.059	0.049	0.119	0.685
323		20.86	153901.75	9915597.68	131.81	20.51	20.86	0.218	0.55	0.122	0.028	0.103	0.058	0.141	0.899
325		20.36	154097.66	9915497.22	126.18	19.52	20.36	0.216	0.501	0.089	0.026	0.045	0.075	0.158	0.954
330	FC-12	322.36	154275.03	9916243.83	156.27	19.27	21.27	0.261	0.782	0.21	0.042	0.087	0.017	0.399	0.842
						70.76	73.54	1	1	1	1	1	1	1	1
343		19.24	154308.98	9915998.97	140.66	10.66	15.66	0.32	0.735	0.284	0.048	0.327	0.035	0.109	0.877
						15.66	18.04	0.316	0.922	0.267	0.051	0.517	0.06	0.157	1.28
						18.04	19.24	0.396	1.01	0.301	0.082	1.53	0.118	0.293	1.21
349		37.75	154302.69	9915900.68	168.13	36.51	37.75	0.257	0.577	0.04	0.033	0.126	0.047	0.128	0.959
377	500S/400	22.74	154401.01	9915899.66	158.12	8.12	13.12	0.347	0.24	0.201	0.052	0.787	0.061	0.104	1.6
					Ta ₂ O ₅	18.12	22.74	0.323	0.546	0.178	0.052	0.32	0.078	0.54	1.56
390		12.31	154597.23	9915700.93	129.56	11.56	12.31	0.205	0.535	0.052	0.025	0.133	0.067	0.128	0.938
399		30.09	154199.47	9915601.10	156.35	28.15	30.09	0.226	0.53	0.072	0.027	0.105	0.076	0.158	1.01
40		20.86	154749.20	9916499.56	274.58	10	11	0.019	0.004	0	0	0.137	0	0.112	0.136
402		107.03	154292.93	9915747.48	174.87	37.27	37.87	0.134	0.566	0.066	0.015	0.023	0.012	0.149	0.922

Código	Furo	Espessura (m)	Coordenada E	Coordenada N	Cota da "boca"	Intervalo (m)		Nb ₂ O ₅	Rb ₂ O	Sn	Teores (%)				
						de	até				Ta ₂ O ₅	ThO ₂	U ₃ O ₈	Y ₂ O ₃	ZrO ₂
422	800N/600B	68.15	154199.66	9917204.32	273.71	38.71	43.71	0.309	0.381	0.061	0.055	1.83	0.122	0.226	1.22
						43.71	48.71	0.335	0.416	0.152	0.058	0.886	0.05	0.361	0.812
406		10.37	153749.36	9916448.87	204.11	4.11	9.17	0.345	0.489	0.158	0.042	0.066	0.052	0.219	1.21
						20.62	21.15	0.253	0.546	0.196	0.033	0.425	0.068	0.147	1
						24.15	25.15	0.254	0.557	0.142	0.036	0.391	0.106	0.191	1.24
						25.15	26.15	0.247	0.557	0.164	0.034	0.386	0.088	0.144	1.21
419		305.57	154310.60	9916273.46	140.61	10.93	15.61	0.283	0.899	0.236	0.041	0.106	0.02	0.131	0.668
420		63.95	154399.35	9917200.52	250.8	40.8	45.8	0.061	0.164	0.036	0.005	0.038	0.011	0.106	1.1
						45.8	50.8	0.206	0.205	0.091	0.031	0.35	0.087	0.168	1.72
						60.8	63.95	0.203	0.782	0.222	0.026	0.082	0	0.155	0.444
421		100.21	154293.28	9917202.14	267.07	25.07	26.07	0.32	0.421	0.331	0.042	0.719	0.022	0.127	0.789
						26.07	27.07	0.355	0.405	0.37	0.047	0.751	0.043	0.159	0.787
						27.07	32.07	0.339	0.333	0.389	0.046	0.533	0.043	0.141	0.814
424	850N/500B	150.93	154292.24	9917257.77	262.15	47.15	52.15	0.014	0.143	0	0	0	0	0.112	0.115
						57.15	62.15	0.095	0.122	0	0.026	0.367	0.024	0.506	1.38
						62.15	67.15	0.238	0.309	0.172	0.037	0.766	0.1	0.287	1.5
						67.15	72.15	0.265	0.372	0.302	0.034	0.46	0.035	0.123	0.728
426	850/450	121.67	154348.03	9917257.38	252.98	34.56	34.87	0.094	0.32	0	0.022	0.479	0.056	0.616	1.88
						59.76	59.98	0.131	0.162	0	0.007	0.019	0.008	0.123	0.815
						59.98	60.98	0.152	0.094	0	0.023	0.34	0.03	0.705	1.03
						60.98	61.98	0.149	0.138	0.046	0.022	0.874	0.078	0.138	1.43
						61.98	62.98	0.238	0.304	0.402	0.034	0.749	0.102	0.122	1.72
						64.23	67.98	0.287	0.324	0.235	0.034	0.558	0.049	0.108	0.745

Código	Furo	Espessura (m)	Coordenada E	Coordenada N	Cota da "boca"	Intervalo (m)		Nb ₂ O ₅	Rb ₂ O	Sn	Teores (%)				
						de	até				Ta ₂ O ₅	ThO ₂	U ₃ O ₈	Y ₂ O ₃	ZrO ₂
426	850/450	121.67	154348.03	9917257.38	252.98	67.98	72.98	0.283	0.308	0.251	0.038	0.411	0.041	0.119	0.73
43		28.6	154600.22	9916492.17	280.12	17	18	0.049	0	0.002	0	0.102	0	0.104	0.231
						28	28.6	0.013	0.522	0	0	0.581	0	0.137	0.099
425	850N/600	127.42	154201.09	9917251.32	270.09	52.76	53.51	0.223	0.194	0.004	0.027	0.195	0.015	0.14	0.699
						57.09	57.37	0.047	0.255	0	0.007	0.74	0.005	0.164	0.686
						74.26	75.09	0.148	0.099	0	0.02	0.994	0.062	0.179	1.38
						75.09	76.09	0.289	0.209	0.018	0.056	1.57	0.141	0.311	2.14
						76.09	77.09	0.305	0.281	0.015	0.076	1.41	0.16	0.349	1.57
						77.09	78.09	0.378	0.256	0.075	0.055	1.18	0.088	0.147	0.913
						78.09	78.76	0.391	0.172	0.021	0.051	0.774	0.075	0.117	0.783
						78.76	80.09	0.399	0.285	0.136	0.058	1.22	0.056	0.328	0.868
						80.09	81.09	0.346	0.371	0.4	0.055	0.829	0.074	0.187	0.815
						81.09	82.09	0.354	0.393	0.353	0.058	0.984	0.084	0.143	0.828
						82.09	83.09	0.808	0.251	0.379	0.133	1.66	0.159	0.796	1.26
						83.09	84.09	0.703	0.113	0.042	0.105	1.55	0.159	0.349	1.03
						84.09	85.09	0.311	0.324	0.372	0.052	1.01	0.093	0.12	0.818
						85.09	86.09	0.323	0.227	0.251	0.052	1	0.087	0.347	0.921
						86.09	87.09	0.175	0.072	0.104	0.023	0.576	0.056	0.115	0.919
436		285.31	154351.29	9916114.76	145.21	19.84	20.21	0.235	1	0.194	0.034	0.141	0.008	0.102	0.482
455	FC-13	298.39	154322.25	9916219.72	141.61	19.78	21.61	0.222	0.783	0.234	0.033	0.104	0.012	0.297	0.612
						98.08	98.63	1	1	1	1	1	1	1	1
457	FC-19	347.82	154372.71	9916325.40	174.14	29.14	34.14	0.286	0.897	0.223	0.044	0.11	0.029	0.102	0.828
485		31.42	153902.07	9915799.86	178.64	30.22	31.42	0.127	0.535	0.095	0.015	0.029	0	0.194	0.597

Código	Furo	Espessura (m)	Coordenada E	Coordenada N	Cota da "boca"	Intervalo (m)		Nb ₂ O ₅	Rb ₂ O	Sn	Teores (%)				
						de	até				Ta ₂ O ₅	ThO ₂	U ₃ O ₈	Y ₂ O ₃	ZrO ₂
475	400S/900	23.64	153885.42	9916014.63	198.21	22.21	23.21	0.235	0.649	0.11	0.035	0.024	0.016	0.327	0.798
						23.21	23.64	0.166	0.652	0.064	0.025	0	0.002	0.489	0.861
476	400S/1000	17.17	153796.25	9915994.89	153.68	13.68	15.67	0.292	0.293	0.024	0.037	0.127	0.06	0.229	1.68
5045		63.32	153957.50	9916357.50	252.31	1	2	0.197	0.976	0.312	0.058	0.302	0	0.218	0.388
						2	3	0.187	0.991	0.223	0.06	0.184	0	0.229	0.312
						3	4	0.161	0.951	0.255	0.053	0.222	0	0.18	0.349
						4	5	0.184	0.945	0.26	0.056	0.168	0	0.148	0.322
						5	6	0.18	0.915	0.224	0.055	0.159	0	0.111	0.28
						6	7	0.251	1.04	0.132	0.105	1.03	0	0.393	0.444
						7	8	0.276	1.114	0.296	0.104	1.49	0	1.07	0.488
						8	9	0.291	1.12	0.293	0.107	1.48	0	0.768	0.348
						9	10	0.232	0.971	0.396	0.076	0.828	0	0.317	0.388
						10	11	0.172	0.85	0.199	0.048	0.135	0	0.1	0.276
						11	12	0.226	0.992	0.282	0.066	0.22	0	0.233	0.38
						12	13	0.176	0.893	0.189	0.049	0.119	0	0.103	0.255
						13	14	0.181	0.908	0.218	0.053	0.14	0	0.113	0.261
						14	15	0.162	0.896	0.181	0.051	0.131	0	0.136	0.285
						15	16	0.235	1.023	0.339	0.069	0.162	0	0.305	0.385
						16	17	0.228	0.965	0.276	0.064	0.133	0	0.182	0.349
						17	18	0.212	0.934	0.228	0.059	0.13	0	0.132	0.316
						29	30	0.446	0.988	0.291	0.1	0.214	0	0.182	0.409
						31	32	0.185	0.939	0.239	0.054	0.117	0	0.106	0.419
						34	35	0.229	0.944	0.25	0.062	0.106	0	0.116	0.484
						38	39	0.233	0.934	0.338	0.063	0.067	0	0.102	0.519
						39	40	0.216	0.999	0.296	0.062	0.071	0	0.188	0.449
						40	41	0.245	1.008	0.357	0.068	0.111	0	0.203	0.548
						41	42	0.214	1.052	0.32	0.064	0.144	0	0.296	0.745
						42	43	0.223	1	0.271	0.062	0.108	0	0.193	0.435

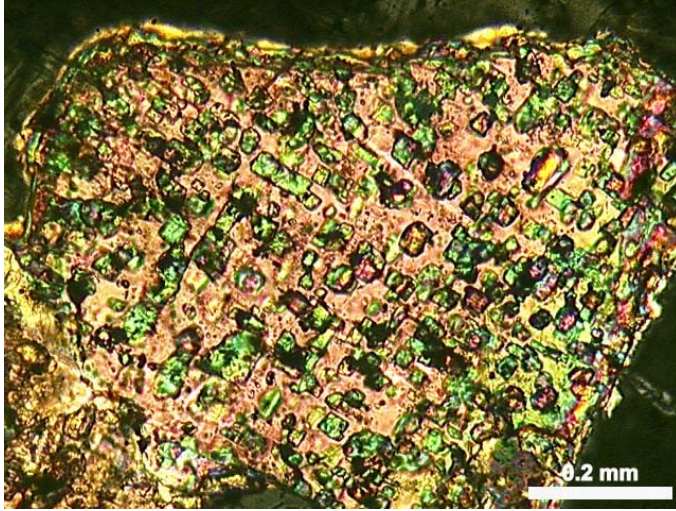
Código	Furo	Espessura (m)	Coordenada E	Coordenada N	Cota da "boca"	Intervalo (m)		Nb ₂ O ₅	Teores (%)						
						de	até		Rb ₂ O	Sn	Ta ₂ O ₅	ThO ₂	U ₃ O ₈	Y ₂ O ₃	ZrO ₂
5045	Mesmo anterior	63.32	153957.50	9916357.50	252.31	43	44	0.236	1.019	0.341	0.066	0.127	0	0.236	0.5
						44	45	0.229	1.01	0.271	0.067	0.27	0	0.313	0.607
						45	46	0.255	1.017	0.317	0.081	0.714	0	0.413	0.543
						46	47	0.261	0.968	0.342	0.091	1.355	0	0.314	0.723
						47	48	0.224	0.962	0.246	0.067	0.301	0	0.318	0.678
						48	49	0.246	1.014	0.333	0.076	0.59	0	0.31	0.734
						49	50	0.212	1.03	0.39	0.071	0.823	0	0.279	0.411
						50	51	0.199	0.952	0.242	0.058	0.57	0	0.164	0.344
						51	52	0.228	0.978	0.288	0.067	0.303	0	0.196	0.476
						52	53	0.219	1.021	0.202	0.067	0.215	0	0.261	0.373
						53	54	0.196	0.981	0.19	0.06	0.201	0	0.173	0.344
						54	55	0.227	1.016	0.212	0.066	0.268	0	0.252	0.397
						55	56	0.613	1.052	0.324	0.132	0.444	0	0.365	0.532
						56	57	0.53	1.059	0.353	0.121	0.421	0	0.364	0.689
						57	58	0.221	0.989	0.215	0.063	0.175	0	0.197	0.569
						58	59	0.25	1.014	0.312	0.073	0.291	0	0.248	0.643
						59	60	0.267	1.043	0.33	0.08	0.517	0	0.337	0.666
						60	61	0.238	1.069	0.279	0.076	0.658	0	0.374	0.629
						61	62	0.245	1.08	0.379	0.078	0.618	0	0.418	0.579
62	63	0.253	1.03	0.27	0.075	0.284	0	0.293	0.596						
63	64	0.247	1.114	0.305	0.077	0.446	0	0.597	0.802						
512	700S/50	38.05	154746.74	9915691.99	149.29	0	4.29	0.34	0.024	0.229	0.052	1.53	0.031	0.131	1.6
						37.5	38.05	0.269	0.791	0.126	0.056	0.296	0.065	0.939	0.819
517		26.2	154853.17	9915905.18	152.3	24.2	26.2	0.222	0.316	0.186	0.026	0.197	0.033	0.121	0.725
522	FC-10	307.46	154294.11	9916259.70	146.68	19.7	21.68	0.227	0.78	0.197	0.03	0.085	0.01	0.149	0.628

Código	Furo	Espessura (m)	Coordenada E	Coordenada N	Cota da "boca"	Intervalo (m)		Nb ₂ O ₅	Rb ₂ O	Sn	Teores (%)				
						de	até				Ta ₂ O ₅	ThO ₂	U ₃ O ₈	Y ₂ O ₃	ZrO ₂
518	FC-25	325.46	154305.97	9916204.80	146	21.19	26	0.257	0.819	0.232	0.041	0.104	0.029	0.248	0.743
						76	81	0.158	0.367	0.042	0.017	0.019	0.037	0.134	0.976
524	FC-10	303.83	154223.69	9916268.03	172.7	17.87	22.7	0.238	0.926	0.175	0.035	0.102	0.01	0.214	0.562
582	900S/300	16.24	154499.33	9915500.32	128.13	15.44	16.24	0.222	0.618	0.129	0.029	0	0.051	0.329	1.01
546	FC-31	267.5	154396.63	9916218.21	160.41	20.41	23.69	0.304	0.925	0.289	0.047	0.107	0.019	0.108	0.788
						23.69	25.41	0.292	0.975	0.285	0.057	0.124	0.02	0.542	1
574	900S/200	22.12	154604.38	9915495.05	124.38	14.38	19.38	0.345	0.736	0.305	0.046	0.405	0.082	0.106	1.17
						19.38	20.72	0.262	0.52	0.296	0.031	0.289	0.042	0.132	0.878
						20.72	22.12	0.271	0.781	0.202	0.042	0.278	0.059	0.734	0.833
597		24.09	154798.88	9915698.75	145.77	0	5.77	0.025	0	0	0	0.1	0	0.128	0.136
						20.77	22.69	0.016	0.001	0.004	0	0.021	0	0.134	0.05
630		28.61	154849.03	9915850.55	151.81	21.81	27.31	0.089	0.134	0.096	0.006	0.167	0	0.137	0.51
						27.31	28.61	0.283	0.516	0.302	0.041	0.67	0.079	0.199	0.827
631		20.83	154850.87	9915950.98	152.71	7.71	12.71	0.492	0.007	0.35	0.066	0.09	0.042	0.105	1.46
						18.17	20.83	0.354	0.465	0.246	0.05	0.625	0.075	0.154	0.911
633	750S/0	102.84	154801.60	9915659.89	130.73	36.73	40.73	0.213	0.375	0.109	0.025	0.323	0.034	0.129	0.755
						40.73	45.73	0.255	0.327	0.17	0.03	0.444	0.07	0.11	1.06
						45.73	50.73	0.27	0.334	0.2	0.037	0.66	0.105	0.142	1.19
						50.73	55.73	0.277	0.36	0.182	0.034	0.653	0.113	0.107	1.22
						75.73	80.73	0.291	0.376	0.136	0.038	0.143	0.099	0.224	1.27
532	FC-26	272.09	154342.88	9916364.94	176.46	25.71	26.46	0.291	0.942	0.234	0.051	0.106	0.036	0.221	0.994

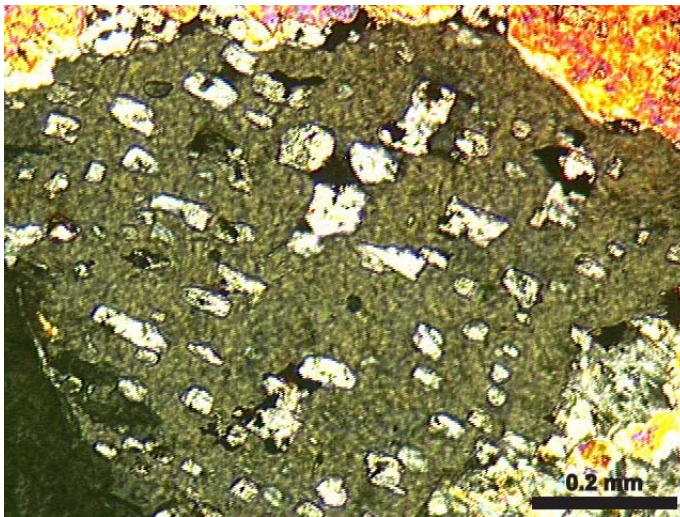
Código	Furo	Espessura (m)	Coordenada E	Coordenada N	Cota da "boca"	Intervalo (m)		Nb ₂ O ₅	Rb ₂ O	Sn	Teores (%)				
						de	até				Ta ₂ O ₅	ThO ₂	U ₃ O ₈	Y ₂ O ₃	ZrO ₂
65		30.51	154600.07	9916548.80	274.21	19	20	0.014	0	0	0	0.093	0	0.104	0.133
						30	30.51	0.006	0.087	0	0	0	0	0.143	0.06
715		276.01	154269.53	9916372.13	162.78	0	2.79	0.484	0.952	0.518	0.086	0.369	0.069	0.1	2.31
						2.79	7.79	0.427	0.9	0.446	0.07	0.21	0.044	0.104	1.36
635		300.78	154288.88	9916190.81	151.09	18.7	21.09	0.256	0.784	0.262	0.038	0.114	0.011	0.131	0.773
657	FC-34	310.86	154280.09	9916280.26	147.96	2.96	7.96	0.374	0.244	0.324	0.005	0.047	0.161	0.374	0.991
658		284.82	154269.58	9916174.87	152.43	18.97	22.43	0.245	0.8	0.219	0.035	0.094	0.011	0.103	0.719
667		332.9	154369.42	9916256.12	157.41	7.41	12.41	0.394	0.502	0.247	0.071	1.63	0.093	0.141	1.49
						18.89	22.41	0.24	0.825	0.198	0.034	0.102	0.01	0.14	0.768
						22.41	27.41	0.295	0.974	0.262	0.046	0.116	0.028	0.136	0.909
677	350N/1300	17.37	153498.08	9916744.41	135.65	16.17	17.37	0.116	0.4	0.058	0.009	0	0	0.239	0.65
683		14.59	153250.62	9916642.71	120.75	14.46	14.59	0.005	0.146	0	0	0	0	0.144	0.061
714		297.72	154304.60	9916171.57	143.82	93.82	98.82	0.18	1.08	0.23	0.016	0	0	0.151	0.013
717		46.69	153698.37	9915349.50	121.34	33.59	34.59	0.012	0.276	0	0	0.042	0	0.128	0.093
734	500S/100E	62.93	154902.02	9915903.05	158.74	47.22	47.74	0.039	0.267	0	0.006	0.044	0	0.581	0.256
						48.48	48.74	0.312	0.272	0.297	0.039	0.605	0.081	0.107	0.838
						48.74	49.58	0.327	0.266	0.143	0.045	0.528	0.092	0.117	0.987
						58.74	59.74	0.265	0.308	0.21	0.032	0.4	0.092	0.118	1.06
						61.74	62.81	0.269	0.324	0.192	0.034	0.298	0.073	0.116	1.11

Código	Furo	Espessura (m)	Coordenada E	Coordenada N	Cota da "boca"	Intervalo (m)		Nb ₂ O ₅	Rb ₂ O	Sn	Teores (%)				
						de	até				Ta ₂ O ₅	ThO ₂	U ₃ O ₈	Y ₂ O ₃	ZrO ₂
771		253.39	154185.75	9916235.58	193.93	30.1	33.93	0.259	0.831	0.196	0.037	0.119	0.011	0.13	0.61
772		262.47	154237.12	9916408.86	187.42	27.51	29.51	0.238	0.74	0.215	0.032	0.091	0.009	0.129	0.526
80		32.3	154740.54	9916599.76	240.82	30	31	0.004	0.028	0	0	0	0	0.106	0.074
						31	32.3	0.121	0.182	0.037	0.01	0.082	0.006	0.175	0.783
81		38.5	154700.84	9916599.00	252.7	37	38	0.004	0.072	0	0	0	0	0.178	0.068
83	200N/200	36.55	154603.83	9916602.13	262.31	35	36.55	0.225	0.668	0.072	0.032	0.106	0.059	0.395	1.24
859		278.96	154153.92	9916274.41	215.04	30.04	35.04	0.168	0.706	0.114	0.023	0.047	0.006	0.146	0.593
873	FC-49	279.87	154323.77	9916187.68	144.42	84.42	89.42	0.157	0.397	0.031	0.022	0.033	0.033	0.34	1.11
897	FC-52	205.52	154148.43	9916202.60	196.73	21.73	25.02	1	1	1	1	1	1	1	1
906	FC-54	291.48	154390.33	9916145.02	156	20.03	21	0.236	0.965	0.176	0.038	0.083	0.004	0.306	0.497
						21	26	0.276	0.982	0.241	0.047	0.124	0.012	0.311	0.845
947	0N/300B	104.38	154500.00	9916400.00	226.05	80.24	80.38	0.121	1.03	0.051	0.031	0.41	0.016	0.206	0.167
						98.97	99.06	0.282	0.281	0.447	0.114	0.068	0	0.678	0.772
948		120.03	154500.26	9916494.64	248.63	0.82	3.63	0.212	0.697	0.195	0.027	0.115	0.022	0.155	0.571
						113.6	120.03	0.22	0.578	0.238	0.029	0.331	0.048	0.124	0.729
949	100N/400B	121.98	154420.08	9916504.47	243.82	3.81	8.81	0.234	0.798	0.198	0.033	0.156	0.015	0.278	0.557

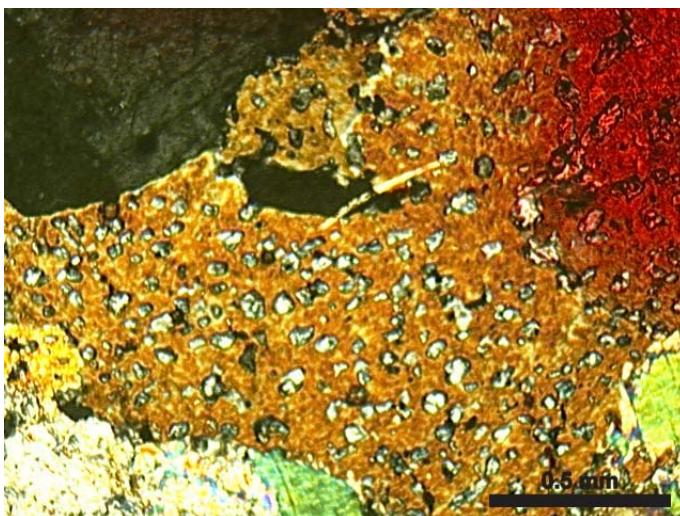
ANEXO B



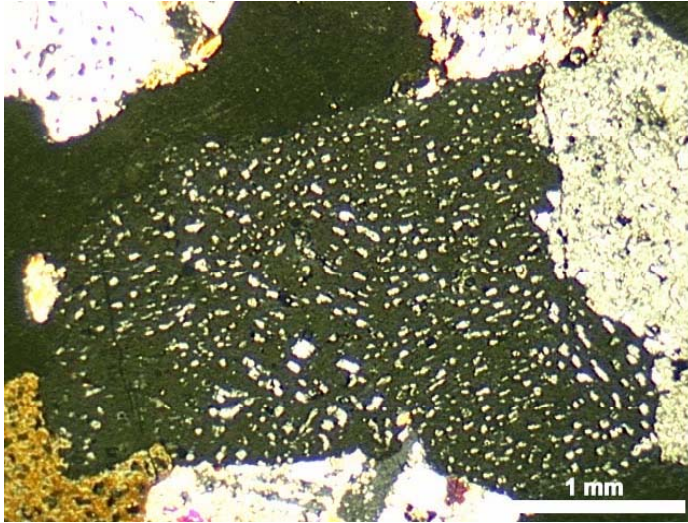
Gagarinita com grãos da fase exsolvida de formas tabulares e levemente alongados, com ângulos bem retos, em duas direções ortogonais.



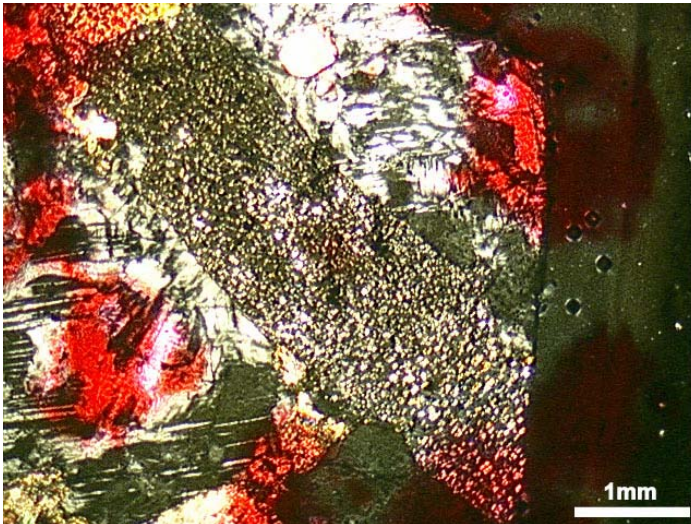
Grãos de fase exsolvida sob uma única direção de orientação. Em alguns casos, a borda é arredondada, com forma irregular



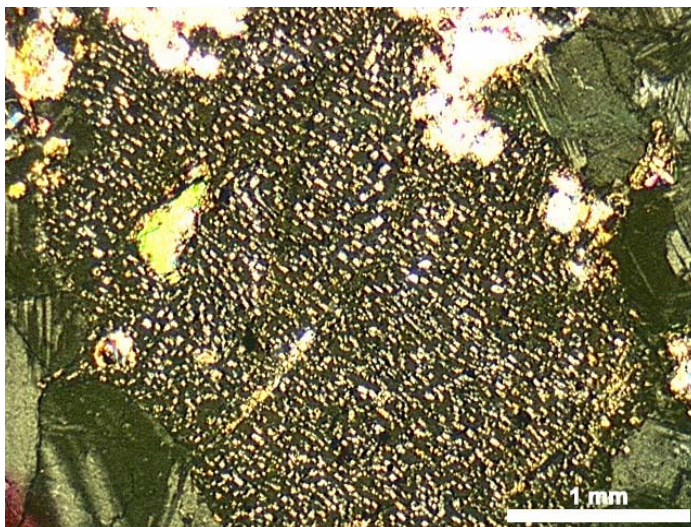
Grãos de fase exsolvida de dimensões e formas irregulares sem nenhuma orientação.



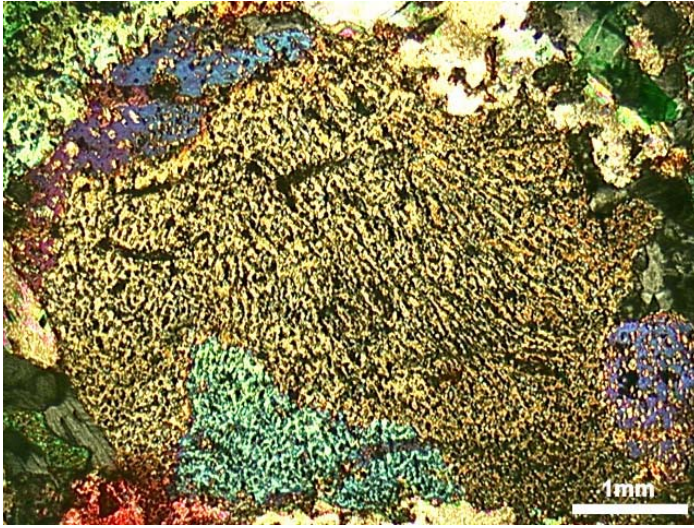
Orientação dos grãos de fase exsolvida incipiente.



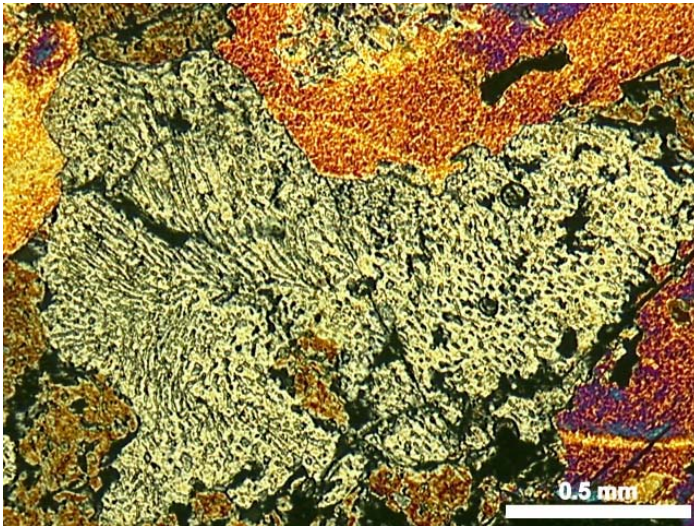
Cristal de gagarinita subédrico, com maior quantidade de fase exsolvida.



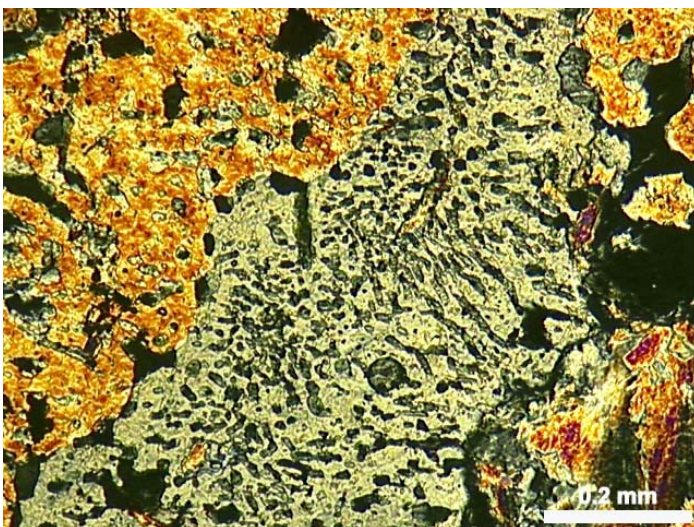
Gagarinita com fase exsolvida em grande quantidade e com orientação pronunciada. Observa-se mica inclusa na porção esquerda da fotomicrografia.



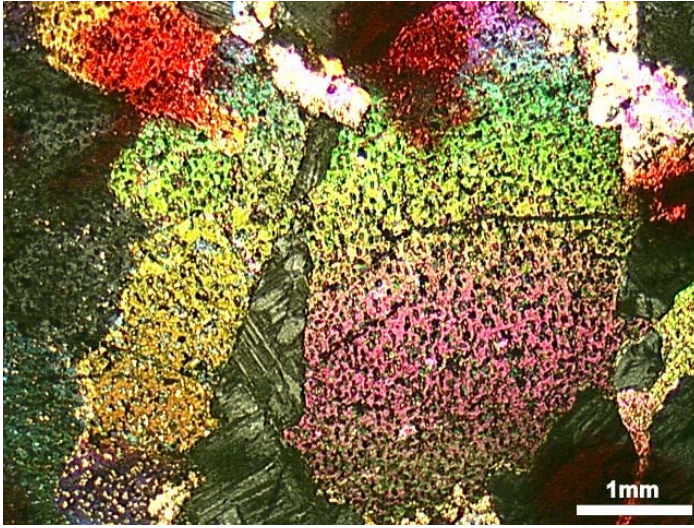
Gagarinita com grãos de fase exsolvida alongados, provavelmente coalescentes.



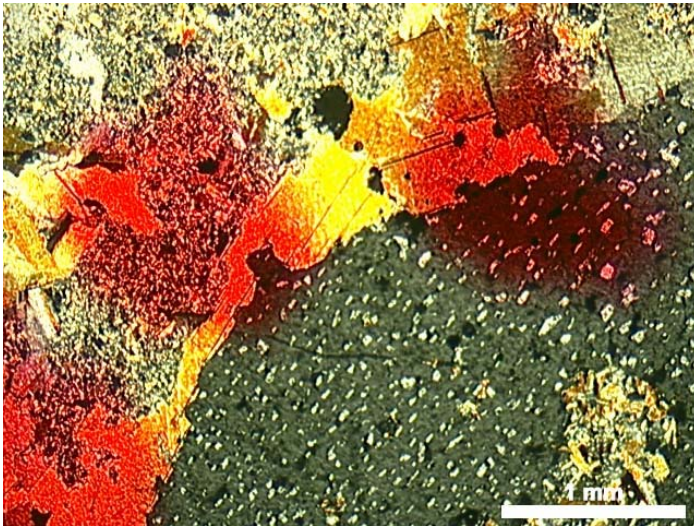
Gagarinita com fase exsolvida, na forma de *strings*.



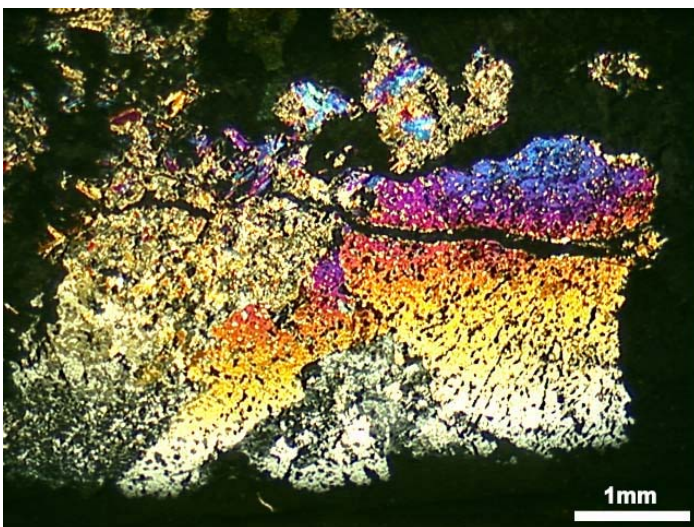
Gagarinita com fase exsolvida, na forma de *stringlets*.



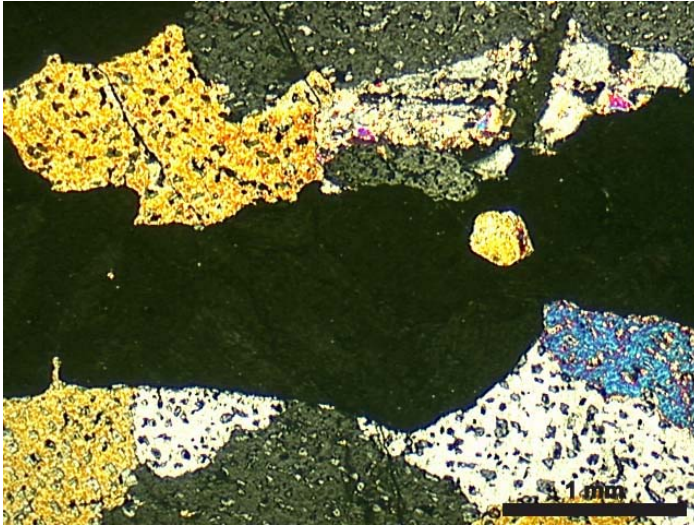
Diferentes cores de interferência em um único grão de gagarinita, que é cortado por criolita maclada.



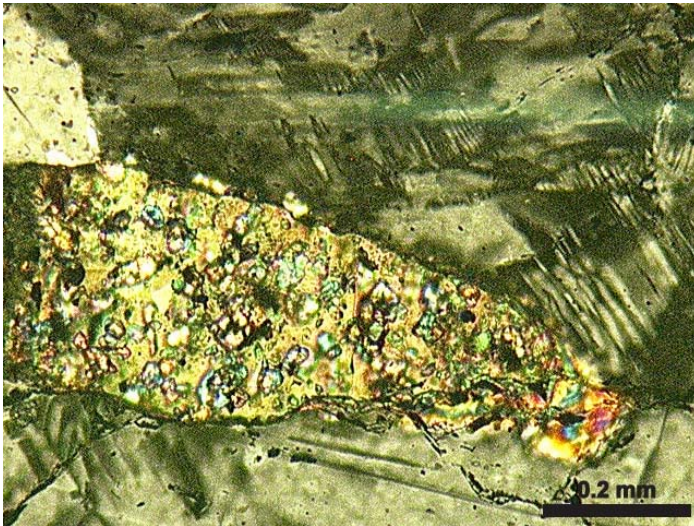
Gagarinita corta a mica, aproveitando suas clivagens.



Gagarinita com fase exsolvida distribuída homogeneamente pelo grão hospedeiro, evidenciando não ter relação a criolita posterior, que corta toda a paragênese.



Criolita cortando agregado de grãos de gagarinita. Os grãos da fase exsolvida tem formas irregulares



Gagarinita com grãos da fase exsolvida de dimensões irregulares e sem orientação preferencial, é corroída por criolita maclada

ANEXO C

Resultado das análises de gagarinita (peso %) por microsonda eletrônica

	AG1	AG2	AG3	AGA1	AGA2	AGA3	AGA4	AG20	AG21	AG22	AG24	AG26	AY5	AY7	AY10	AF20
F	36.76	37.92	36.17	38.44	38.83	40.45	40.87	37.41	40.27	39.71	37.47	38.45	34.86	38.51	36.78	38.62
Na	2.09	2.25	1.91	1.80	1.80	1.77	1.90	3.51	1.55	1.43	1.69	1.38	1.46	2.04	2.19	1.60
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Si	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
La	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.04	0.05	0.00	0.02	0.00	0.04	0.01	0.02	0.00	0.34	0.00
Ce	0.37	0.36	0.74	0.26	0.44	0.81	0.45	0.49	0.45	0.27	0.38	0.43	0.68	0.53	4.41	0.35
Sm	1.99	1.91	2.04	1.82	1.82	2.02	2.01	1.92	1.78	1.74	1.82	1.89	1.96	1.88	1.84	1.84
Nd	2.51	1.84	2.44	1.51	1.89	2.49	2.06	1.91	1.87	1.31	1.95	2.10	2.63	2.16	3.99	1.58
Yb	1.51	1.43	1.32	1.48	1.30	1.35	1.45	1.48	1.43	1.44	1.42	1.60	1.54	1.44	0.92	1.47
Eu	0.06	0.04	0.06	0.08	0.04	0.17	0.08	0.04	0.03	0.04	0.14	0.07	0.06	0.13	0.16	0.07
Gd	4.17	4.17	4.07	4.33	4.35	4.20	4.13	4.12	4.20	4.32	4.26	4.24	4.17	4.14	3.61	4.23
Dy	7.24	7.11	7.12	7.32	7.18	7.22	7.23	7.13	6.79	7.28	6.74	7.36	7.03	6.78	5.75	7.10
Er	3.74	3.82	3.82	3.86	3.74	3.69	3.73	3.63	3.75	3.85	3.81	3.80	3.67	3.63	3.09	3.87
Ca	8.04	8.00	7.96	8.07	8.32	8.35	7.80	8.37	8.34	8.19	7.65	8.23	8.20	7.77	7.84	8.42
Y	31.10	31.48	30.74	32.11	30.73	30.27	30.51	31.04	31.23	32.25	30.69	32.09	31.26	30.90	29.97	31.61
Total	99.56	100.32	98.41	101.08	100.45	102.84	102.27	101.04	101.70	101.82	98.05	101.67	98.49	100.85	101.73	101.71

Fórmula estrutural

F	5.56	5.80	5.51	5.83	5.92	6.10	6.35	5.68	6.12	6.01	5.88	5.72	5.21	5.97	5.43	5.83
Na	0.26	0.28	0.24	0.23	0.23	0.22	0.24	0.44	0.19	0.18	0.22	0.17	0.18	0.26	0.27	0.20
La	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Ce	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.09	0.01
Sm	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04
Nd	0.05	0.04	0.05	0.03	0.04	0.05	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.05	0.05	0.08	0.03
Yb	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.01	0.02
Gd	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.06	0.08
Dy	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.12	0.13	0.12	0.13	0.12	0.12	0.10	0.13
Er	0.06	0.07	0.07	0.07	0.06	0.06	0.07	0.06	0.06	0.07	0.07	0.06	0.06	0.06	0.05	0.07
Ca	0.58	0.58	0.58	0.58	0.60	0.60	0.58	0.60	0.60	0.59	0.57	0.58	0.58	0.57	0.55	0.60
Y	1.00	1.03	1.00	1.04	1.00	0.97	1.01	1.01	1.01	1.04	1.03	1.02	1.00	1.02	0.94	1.02
Cátions	2.24	2.28	2.23	2.22	2.21	2.19	2.22	2.43	2.16	2.18	2.20	2.16	2.15	2.23	2.19	2.20
Carga+	5.62	5.70	5.63	5.62	5.57	5.53	5.60	5.81	5.50	5.59	5.59	5.56	5.51	5.60	5.48	5.60
Carga T	0.06	-0.10	0.12	-0.21	-0.35	-0.57	-0.75	0.13	-0.62	-0.42	-0.29	-0.16	0.30	-0.37	0.05	-0.23

Fórmula estrutural calculada para a gagarinita na base de (Ca+ETR+Y) = 2

Resultado das análises de fluocerita (peso %) por microsonda eletrônica

	AY1	AY2	AY3	AY4	AY5	AY6	AY8	AY11	AY12	AY13	AF1	AF2	AF3	AF4	AF5
F	33.78	35.33	37.62	34.41	31.19	34.34	35.27	35.04	35.68	36.64	36.58	36.30	36.17	34.52	36.92
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02
Si	0.00	0.01	0.08	0.03	0.00	0.00	0.06	0.05	0.06	0.04	0.00	0.04	0.02	0.00	0.02
La	12.92	10.42	6.02	11.38	12.05	14.68	9.24	10.35	10.51	10.86	17.38	8.96	12.47	12.24	12.70
Ce	42.90	43.50	37.94	42.87	41.95	45.10	41.87	39.79	36.37	41.01	41.35	40.73	44.56	44.29	42.24
Sm	1.04	1.33	2.96	1.20	1.07	0.67	1.42	2.40	3.06	1.68	0.57	1.40	1.00	0.76	1.23
Nd	7.86	10.36	17.93	10.52	6.22	6.61	13.25	13.82	15.50	11.72	5.30	13.19	9.07	7.98	10.38
Yb	0.02	0.01	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Eu	0.38	0.62	0.80	0.51	0.42	0.43	0.60	0.65	0.71	0.60	0.33	0.76	0.52	0.51	0.57
Gd	0.25	0.45	0.67	0.38	0.55	0.43	0.32	0.50	0.60	0.50	0.35	0.37	0.30	0.38	0.41
Dy	0.20	0.31	0.20	0.11	4.13	0.28	0.14	0.11	0.33	0.17	0.35	0.18	0.29	0.31	0.17
Er	0.04	0.00	0.00	0.00	1.77	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.01
Ca	0.03	0.11	0.04	0.03	0.03	0.11	0.02	0.03	0.07	0.12	0.08	0.08	0.06	0.07	0.05
Y	0.27	0.33	0.42	0.19	0.34	0.49	0.15	0.27	0.38	0.35	0.48	0.22	0.36	0.30	0.27
Total	99.84	103.12	104.87	101.80	102.03	103.42	102.50	103.13	103.58	103.87	103.11	102.44	105.13	101.67	105.15

Fórmula estrutural

F	3.77	3.84	4.12	3.76	3.39	3.65	3.86	3.79	3.88	4.00	4.04	4.04	3.86	3.79	3.98
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Si	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
La	0.20	0.15	0.09	0.17	0.18	0.21	0.14	0.15	0.16	0.16	0.26	0.14	0.18	0.18	0.19
Ce	0.65	0.64	0.56	0.64	0.62	0.65	0.62	0.58	0.54	0.61	0.62	0.62	0.65	0.66	0.62
Sm	0.01	0.02	0.04	0.02	0.01	0.01	0.02	0.03	0.04	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02
Nd	0.12	0.15	0.26	0.15	0.09	0.09	0.20	0.20	0.23	0.17	0.08	0.20	0.13	0.12	0.15
Yb	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Eu	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Gd	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Dy	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Er	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Y	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Cátions	1.00	1.00	0.99	1.00	1.00	1.00	0.99	0.99	1.00	1.00	0.98	1.00	0.99	1.00	1.01
Carga +	2.99	2.98	2.96	2.99	2.99	2.98	2.96	2.96	2.99	2.98	2.94	2.99	2.96	2.99	3.02
Carga T	-0.78	-0.86	-1.16	-0.77	-0.4	-0.67	-0.9	-0.83	-0.89	-1.02	-1.1	-1.05	-0.9	-0.8	-0.96

Fórmula estrutural calculada para a fase exsolvida na base em 1 cátion.

Resultado das análises de fluocerita (peso %) por microsonda eletrônica

AF7	AF20	AF22	AF24	AF25	AF26	AF27	AF28	AF31
38.08	36.29	36.26	39.22	36.84	32.43	36.95	33.63	36.50
0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.39	0.00	0.00	0.00
0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00
0.01	0.01	0.01	0.07	0.00	0.07	0.00	0.05	0.03
11.91	10.89	10.38	8.37	14.09	6.47	12.76	8.35	11.90
44.43	43.57	42.39	39.40	43.60	38.42	43.58	41.84	38.31
0.94	1.06	1.30	1.82	0.88	1.67	0.95	1.42	2.67
8.87	9.48	10.57	15.44	7.65	13.26	8.64	13.13	12.81
0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.04	0.01	0.05	0.00
0.56	0.48	0.56	0.75	0.47	0.68	0.53	0.72	0.60
0.29	0.38	0.33	0.43	0.46	0.39	0.38	0.42	0.60
0.23	0.23	0.17	0.14	0.19	0.25	0.24	0.30	0.28
0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.04	0.00	0.00	0.00
0.05	0.04	0.10	0.11	0.11	1.81	0.15	0.12	0.04
0.27	0.27	0.29	0.27	0.41	1.55	0.29	0.24	0.31
105.87	102.98	102.54	106.17	104.89	97.68	104.73	100.56	104.33

Fórmula estrutural

4.14	4.01	4.03	4.30	3.97	3.30	4.01	3.70	3.97
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00
0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
0.18	0.16	0.16	0.13	0.21	0.09	0.19	0.13	0.18
0.66	0.65	0.64	0.59	0.64	0.53	0.64	0.62	0.57
0.01	0.01	0.02	0.03	0.01	0.02	0.01	0.02	0.04
0.13	0.14	0.16	0.23	0.11	0.18	0.13	0.19	0.19
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.09	0.01	0.01	0.00
0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01
1.00	0.99	1.01	1.03	1.01	0.98	1.00	1.00	1.01
2.99	2.96	3.01	3.07	3.01	2.78	2.98	2.98	3.02
-1.15	-1.05	-1.02	-1.23	-0.96	-0.52	-1.03	-0.72	-0.95

Fórmula estrutural calculada para a fase exsolvida na base em 1 cátion.