

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

**"O GRANITO EUROPA E O GRUPO IRICOUMÉ NA PARTE LESTE
DO DISTRITO MINEIRO DE PITINGA (AMAZONAS)"**

MAURÍCIO PRADO

ORIENTADOR: ARTUR CEZAR BASTOS NETO

CO-ORIENTADOR: VITOR PAULO PEREIRA

BANCA EXAMINADORA:

Prof. Dr. Lauro Valentin Stoll (UFRGS)

Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer (UFRGS)

Prof. Dr. Luiz Henrique Ronchi (UNISINOS)

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

Porto Alegre - 2006

SUMÁRIO

Sumário	2
Lista de Figuras	3
Lista de Tabelas	4
Resumo	5
Abstract	6
Capítulo I – Introdução	7
1.1 - Organização do trabalho	9
1.2 - Objetivos	10
Capítulo II – Revisão Bibliográfica	11
2.1 – Geologia Regional	11
2.2 – Granito Madeira e Mineralizações	20
2.3 – Síntese dos resultados e interpretações do projeto	27
“Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia: alvo criolita de Pitinga”.	
2.3.1 - Introdução	27
2.3.2 - Geologia do depósito de criolita	28
2.3.3 – Geoquímica de ETR e Y	30
2.3.4 – Inclusões fluidas	32
2.3.5 – Pirocloro e columbita, zonação do depósito polimetálico	33
2.3.6 – Geoquímica isotópica	34
2.3.7 – Implicações para a prospecção	36
2.3.8 – Modelo do depósito	39
Capítulo III– Artigo: Granito Europa e o Grupo Iricoumé na parte leste do Distrito Mineiro de Pitinga (Amazonas)	43
Capítulo IV – Conclusões	81
Capítulo V – Referências Bibliográficas	83

LISTA DE FIGURAS

Figura 1:	Mapa de localização da área de Pitinga	8
Figura 2:	Províncias geocronológicas do <i>Craton</i> Amazônico.	12
Figura 3:	Mapa geológico regional do distrito mineiro de Pitinga.	13
Figura 4:	Mapa geológico dos granitos Madeira e Água Boa, modificado de Costi (2000).	19
Figura 5:	Mapa geológico da fácies albita granito do granito Madeira.	23
Figura 1 do artigo submetido:	Mapa de localização do distrito mineiro de Pitinga.	48
Figura 2 do artigo submetido:	Mapa geológico Regional do distrito mineiro de Pitinga (Ferron, 2005).	49
Figura 3 do artigo submetido:	Mapa geológico da parte leste do Granito Europa com pontos de descrição das rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé.	55
Figura 4 do artigo submetido:	Fotomicrografias mostrando aspectos texturais do Granito Europa e das rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé ao seu entorno.	56
Figura 5 do artigo submetido:	Mapa de anomalias geoquímicas de Nb ₂ O ₅ e Ta ₂ O ₅ no solo.	61
Figura 6 do artigo submetido:	Diagrama R1/R2 (De La Roche, 1980) utilizado na classificação do Granito Europa.	66
Figura 7 do artigo submetido:	Diagramas de Harker com as análises químicas de elementos maiores e traços do Granito Europa.	67
Figura 8 do artigo submetido:	(a) Diagrama de Maniar & Picolli (1989) baseado nos índices de Shand, para as amostras do Granito Europa. (b) Diagrama de Pearce (1984) para classificação de acordo com o ambiente tectônico das rochas granitóides. (c) Classificação de Eby (1992) para a distinção dos granitóides tipo A em A ₁ ou A ₂ de. Os círculos vazios são as amostras da fácies 1 e círculos cheios da fácies 2.	69
Figura 9 do artigo submetido	Diagrama de ETR normalizado pelo condrito de Haskin et al. (1968).	70

LISTA DE TABELAS

Tabela 1	Reservas do depósito criolítico maciço (Teixeira <i>et al.</i> 1992b)	26
Tabela 1 do artigo submetido:	Resultado das análises químicas do granito Europa e cálculo da norma CIPW.	71
Tabela 2 do artigo submetido:	Resultado das análises químicas dos anfibólios por microsonda eletrônica e cálculo da fórmula estrutural utilizando o <i>software</i> Mincal (Gualda, & Vlach, 2005).	72
Tabela 3 do artigo submetido:	Análises químicas da astrofilita por microsonda eletrônica e cálculo da fórmula estrutural conforme Macdonals & Sauders, 1973.	74

RESUMO

O granito Europa intrude rochas do Grupo Iricoumé, que é constituído predominantemente por rochas vulcanoclásticas de ambiente subaéreo (ignimbritos ricos em cristais, tufos maciços finos e arenitos sílticos tufáceos) e, subordinadamente, por riolitos hipabissais com composições equivalentes a sienogranitos, provavelmente geradas em ambiente do tipo caldeira. O granito Europa é um pertita granito (*hipersolvus*) de natureza peralcalina, não têm relação genética com as rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé, mas pode ter sido originado em estágios de ressurgência. Dados petrográficos e geoquímicos atestam que a cristalização fracionada foi o principal mecanismo atuante durante a cristalização, gerando as fácies 1 e 2 (mais evoluída). Anomalias de Nb no solo sobre a fácies 2 são relacionadas à desestabilização de astrofilita por processo intempérico.

Palavras-chave: granito Europa, Pitinga, nióbio.

ABSTRACT

The Europa granite is intrusive in rocks of Iricoumé Group, which is constituted principally by vulcanoclastic rocks formed in a subaerial environment (ignimbrites rich in crystals, thin massive tuffs and silty tuffaceous arenites) and minor hipabissal riolites with similar compositions to sienogranites. The volcanic rocks are probably generated in a caldera environment. The granite Europa is a peralkaline granite (*hipersolvus*) without genetic relation to the volcanic rocks from the Iricoumé Group, but may have been generated by resurgence. Petrographic and geochemical data attest that fractionated crystallization was the principal mechanism during the crystallization and generating the facies 1 and 2 (high evolved). Nb soil anomalies on the facies 2 are related to the astrophillite weathering.

Key-words: Europa granite, Pitinga, niobium

CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO

A distrito mineiro de Pitinga situa-se no Estado do Amazonas, a 325 km ao norte de Manaus, com coordenadas centrais de 0°45'S e 60°00'W (Figura 1). Desde os anos 80, esta província é a maior produtora de estanho do Brasil. Inicialmente, foi explorado minério aluvionar. Presentemente, a produção está voltada para o minério primário da serra do Madeira, um depósito de Sn de classe mundial contendo Nb, Ta e F (criolita) como coprodutos e Zr, Y, ETR e Li como potenciais subprodutos.

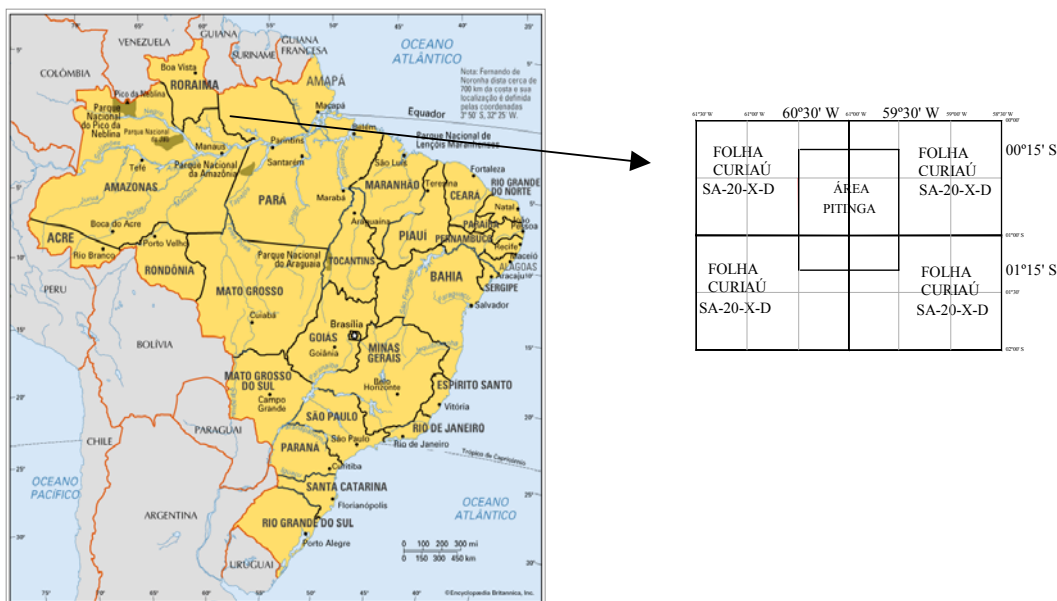


Figura 1: Mapa de localização da área de Pitinga

As rochas predominantes na área são os vulcanitos do Grupo Iricoumé (~1,88 Ga) aos quais associam-se corpos graníticos de mesma idade pertencentes à Suíte Mapuera. O grupo Iricoumé é cortado por 3 corpos graníticos pertencentes à Suíte Madeira

(Costi *et al.* 2000) de afinidade peralcalina e idade ~ 1.82 Ga: granitos Madeira, Água Boa e Europa. No primeiro ocorre o principal depósito do distrito. O granito Água Boa foi, muito provavelmente, a rocha fonte dos aluviões mineralizados e nele são conhecidas ocorrências de minério primário de Sn, na forma de *greisens* que têm sido explorados de forma intermitente. No granito Europa, antigas campanhas de prospecção geoquímica de solo revelaram a existência de anomalias de Nb e Ta cuja origem não foi então investigada. Até o presente, considera-se que a maior possibilidade para descoberta de novos depósitos encontra-se nos corpos da Suíte Madeira e encaixantes próximas aos mesmos.

Em função do grande interesse da Suíte Madeira, tanto econômico como científico, os estudos geológicos no distrito enfocaram quase que exclusivamente estas rochas, mais especialmente os corpos Madeira e Água Boa, sobre os quais 5 teses de doutoramento já foram realizadas. O granito Europa, entretanto, foi objeto apenas de estudos preliminares por Lenharo (1998) e Costi (2000). A presente dissertação de mestrado concentra-se nos estudos deste granito e dos vulcanitos Iricoumé nas suas proximidades, abordando aspectos petrológicos das unidades e o estudo das anomalias de Nb e Ta do granito.

I.1 Organização do trabalho

No capítulo I (Introdução) são apresentados o enquadramento do trabalho no contexto da Província Pitinga (acima) e os objetivos da pesquisa.

No capítulo II é apresentada uma revisão bibliográfica da geologia da Província Pitinga.

O capítulo III é o artigo “O granito Europa e o Grupo Iricoumé na parte leste do distrito mineiro de Pitinga (Amazonas)”, submetido à Revista Pesquisas em Geociências, editada pelo Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Foi mantida a numeração original das figuras do artigo, bem como a bibliografia que foi utilizada na elaboração deste.

No capítulo IV são apresentadas as principais conclusões do estudo.

O capítulo V contém todas as referências utilizadas na dissertação.

I.2 Objetivos

Os objetivos principais do trabalho são os seguintes:

- Efetuar a caracterização petrográfica e litogeoquímica do granito Europa e discutir seus aspectos petrológicos e relações com os demais corpos da Suíte Madeira;
- Estudar as anomalias geoquímicas de Nb no solo do granito Europa, procurando relacioná-las com variações faciológicas do granito, identificar os minerais portadores destes elementos no solo, discutir suas origens e transformações, e avaliar o potencial prospectivo;
- Efetuar a caracterização petrográfica das rochas do Grupo Iricoumé nas vizinhanças do granito Europa, procurando identificar e discutir as respectivas faciologias.

CAPÍTULO II

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA DA GEOLOGIA DE PITINGA

Esta revisão bibliográfica divide-se em três partes. As duas primeiras tratam (1) da geologia regional e (2) do granito Madeira e mineralização. Ambas abrangem os trabalhos realizados em Pitinga anteriormente ao projeto “Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia: alvo criolita de Pitinga”. A terceira parte apresenta uma síntese dos dados e interpretações deste projeto extraída do seu relatório final (Bastos Neto *et al.* 2006). Apesar do granito Europa não ser, aparentemente, mineralizado em criolita, o referido projeto é o único trabalho em Pitinga que aborda o minério de Nb e Ta que, no granito Madeira, ocorre em paragênese com a criolita.

2.1 Geologia regional

O *Craton* Amazônico (Fig. 2) situa-se na porção norte da Plataforma Sul-Americana (Almeida *et al.* 1981). É uma das maiores áreas cratônicas do mundo, formada por dois escudos pré-cambrianos, Guianas e Guaporé, geograficamente separados pelas bacias paleozóicas do Amazonas e Solimões (Gibbs & Barron 1983; Tassinari *et al.* 2000). Modelos diversos têm sido aplicados para o entendimento de sua evolução geológica, enfocando sua compartimentação em províncias tectono-geocronológicas, englobando eventos ocorridos entre 3,10 e 0,99 Ga. Costa & Hasui (1997) subdividem o *craton* em 12 paleoplacas arqueano-paleoproterozóicas, circundadas por cinturões móveis submetidos a reativações cíclicas até o Fanerozóico. O modelo considera unicamente processos colisionais do tipo continente-continente. O modelo mobilista de Tassinari *et al.* (1999)

divide o *craton* em 6 províncias principais (Fig. 2A), onde um núcleo de idade arqueana (>2,3 Ga), representado pela Província Amazônia Central, agrega cinturões móveis de idades decrescentes até 1,00 Ga. Neste modelo, a região de Pitinga insere-se na Província Ventuari-Tapajós (1,95-1,80 Ga). Santos *et al.* (2000) subdividem o *craton* em 7 províncias e um cinturão de cisalhamento, envolvendo eventos tectônicos ocorridos desde 3,10 a 0,99 Ga (Fig. 2 B). Neste modelo, a área de Pitinga localiza-se no limite entre as províncias Parima-Tapajós (2,10-1,87 Ga) e Amazônia Central (1,88-1,70 Ga).

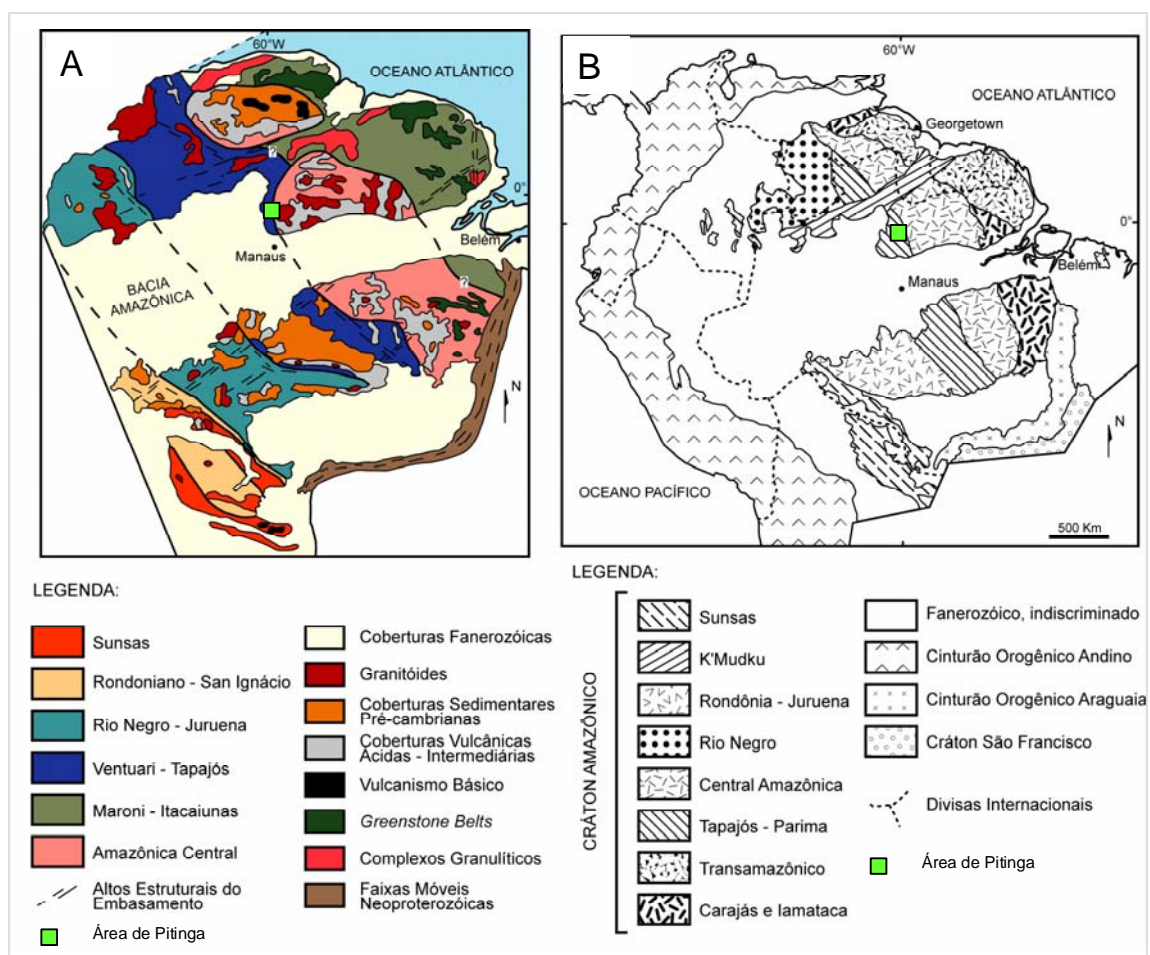


Figura 2: Províncias geocronológicas do *Craton* Amazônico. A) segundo Tassinari *et al.* (1999) e B) segundo Santos *et al.* (2000).

As informações disponíveis sobre a região de Pitinga posicionam suas rochas entre 1,96 Ga e 1,08 Ga, sugerindo que sua evolução iniciou no Paleoproterozóico (Período Orosiriano), relacionada ao ciclo Transamazônico, e se estendeu até o final do Mesoproterozóico. São ainda desconhecidas as condições em que se deram a formação das rochas mais antigas (pré-Transamazônico) que constituíram o embasamento para as rochas vulcano-plutônicas e sedimentares da região.

A figura 3 apresenta o mapa geológico regional elaborado pelo projeto. As descrições e novos dados serão apresentados mais adiante. Nas linhas abaixo, são sintetizadas informações da literatura sobre as unidades lito-estratigráficas presentes na área mapeada, mas sem se restringir aos trabalhos efetuados dentro do perímetro do mapa.

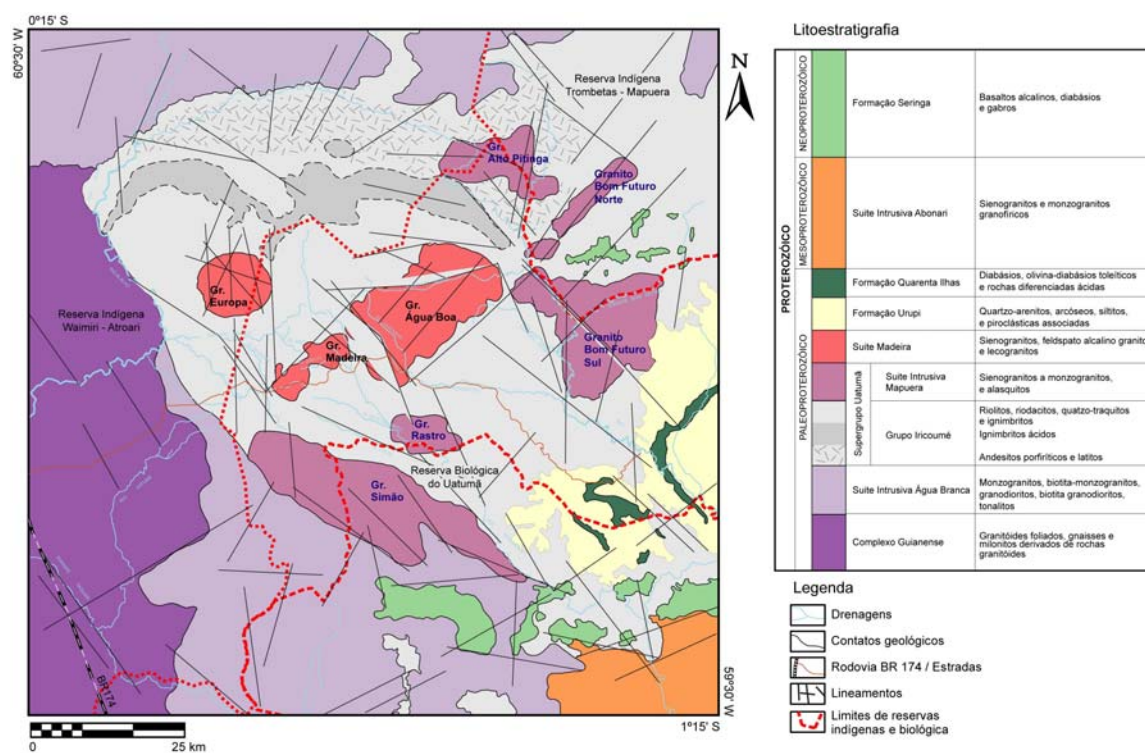


Figura 3: Mapa geológico regional do distrito mineiro de Pitinga.

O reconhecimento geológico e geoquímico efetuado pela CPRM (Mandetta *et al.* 1974) ao longo do rio Pitinga foi o primeiro trabalho de cunho geológico realizado na região. Este trabalho motivou a criação de dois projetos (convênios DNPM-CPRM) de mapeamento geológico na escala 1:100.000: *Estanho do Abonari* (Araújo Neto & Moreira 1976) e *Sulfetos do Uatumã* (Veiga Jr. *et al.* 1979). A área fez parte também do *Projeto Radambrasil*, Folhas SA.20–Manaus (Lourenço *et al.* 1978) e SA.21–Santarém (Araújo *et al.* 1976). Na década de 80, a CPRM executou na região dois projetos de mapeamento (1:250.000): *Uatumã-Jatapu* (Costi *et al.* 1984) e *Trombetas-Mapuera* (Jorge João *et al.* 1984). No Estado de Roraima, a CPRM executou dois projetos regionais (escala 1:500.000), *Roraima Central* (Fraga *et al.* 1999) e *Caracarai* (Faria *et al.*, 2000), nos quais são enfocadas unidades litológicas em grande parte similares às da região de Pitinga.

O termo Complexo Guianense (Issler *et al.* 1974) designa um conjunto de rochas submetidas a metamorfismo mesozonal a catazonal (fácies anfíbolito e piroxênio-granulito), parcialmente granitizadas. Lourenço *et al.* (1978) e Araújo (1976) reconheceram na região de Pitinga rochas metamórficas gnaissóides e granitóides de anatexia que relacionaram ao Complexo Guianense. Araújo Neto & Moreira (1976) reconheceram, na área a sul do Projeto Pitinga, anfíbolitos, charnockitos, granitos, granodioritos, gnaisses, migmatitos e dioritos, caracterizados pela presença de hornblenda na maior parte dos tipos litológicos, que enquadraram no Grupo Anauá (Ramgrab & Damião 1970) e consideraram ser a unidade a mais antiga da região (+ de 2,8 Ga). Segundo Schobbenhaus *et al.* (1994), o Grupo Anauá ou Suíte Metamórfica Anauá representa uma unidade diferenciada do Complexo Guianense, onde granitóides foram distinguidos das faixas metamórficas. Esses granitóides, na região ao norte de Manaus, receberam a denominação de Granodiorito Água Branca (Araújo Neto & Moreira 1976). Veiga Jr. *et al.* (1979) reconheceram, como as

rochas mais antigas da região de Pitinga, granitos de composição predominantemente monzogranítica, apresentando efeitos cisalhantes superimpostos, os quais denominaram Adamelito Água Branca. Atribuíram a essas rochas uma origem a partir de processos anatéticos do ciclo Orogênico Transamazônico. Oliveira *et al.* (1996) utilizaram para esses granitos o termo Suíte Intrusiva Água Branca (SIAB), em consonância com a recomendação de Le Maitre (1989). Para Faria *et al.* (2000), a SIAB é uma série expandida de granitóides do tipo I Cordilherano (Pitcher 1983), de natureza metaluminosa, levemente peraluminosa e caráter cálcico-alcálico, gerada a partir de fusão parcial do manto e/ou material crustal com assinatura geoquímica de subducção. Consideram ser a SIAB possivelmente contemporânea dos granitos tipo-S Igarapé Azul do sul de Roraima (Faria *et al.* 1999) e recomendam agrupar na unidade Granito Igarapé Azul os termos peraluminosos. Determinações geocronológicas Rb/Sr indicam idades de 1.951 Ma (Santos & Reis Neto 1982) e 1.910 Ma (Jorge João *et al.* 1985). Determinações Pb-Pb em zircão (Almeida *et al.* 1997) forneceram 1.960 Ma e 1.938 Ma como idades mínimas de cristalização.

A primeira referência a rochas relacionadas ao Supergrupo Uatumã deve-se a Derby (1877) in Araújo *et al.* (1976) ao descrever afloramentos no rio Trombetas relacionando-os às rochas da área do rio Tapajós. A denominação Série Uatumã deve-se a Oliveira & Leonardos (1940) e o termo Grupo Uatumã a Barbosa (1966). Melo *et al.* (1978), em trabalhos no Estado de Roraima, redefiniram a unidade como Supergrupo Uatumã constituído por rochas vulcânicas e plutônicas associadas com composições ácidas a intermediárias, não deformadas, de idades paleoproterozóicas. No Escudo das Guianas, a fase vulcânica tem as denominações regionais Grupo Iricoumé e Grupo Saracura. Ela foi sucedida pela fase plutônica que tem as denominações regionais Suíte Intrusiva Saracura e

Suíte Intrusiva Mapuera. No Escudo Guaporé, as vulcânicas são denominadas Grupo Iriri, enquanto que os grupos Maloquinha e Rio Dourado são os equivalentes plutônicos. O termo Formação Iricoumé deve-se a Oliveira *et al.* (1975). A unidade foi elevada à categoria de Grupo Iricoumé por Veiga Jr. *et al.* (1979).

Dall'Agnol *et al.* (1994), dadas as características das rochas vulcânicas Uatumã serem semelhantes às de granitos do tipo A, tais como altos conteúdos de F, Nb e Y, e diagramas ETR com padrão *bird-wing*, sugerem que o magma é de origem crustal e que os litotipos são de epizona com distribuição continental, a baixas profundidades e por uma extensa área. Tassinari *et al.* (1999, 2000) e Santos *et al.* (2000) também caracterizaram o magmatismo como de ambiente anorogênico. Para os últimos autores, o magmatismo envolveu fusão parcial de fonte crustal arqueana e ocorreu entre 1.880 Ma e 1.870 Ma. 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 SIAB que, por sua vez, representam o magmatismo tardi-orogênico relacionado ao final do Ciclo Transamazônico na região.

Costi *et al.* (2000) obtiveram idade (Pb-Pb em zircão) de 1.888 Ma. nas rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé na região de Pitinga. Esta idade difere bastante daquelas obtidas nas vulcânicas do Grupo Surumu: 1.966 Ma (U-Pb) de Schobbenhaus *et al.* (*op. cit.*); 1.960 Ma (Pb-Pb) de Santos *et al.* (2000); e 2.006 Ma (Pb-Pb) de Costa *et al.* (2001). As diferentes idades e as variações químicas registradas, tanto nos vulcanitos como nas rochas graníticas associadas, têm suscitado recomendações (Dall'Agnol *et al.* 1987, 1994 e 1999; Costi *et al.* 2000; Santos *et al.* 2000; Reis *et al.* 1999 e 2000; Lamarão *et al.* 2002) sobre a necessidade de uma melhor caracterização geoquímica e cronoestratigráfica do magmatismo Uatumã. Segundo Dall'Agnol *et al.* (2003), as rochas

do Supergrupo Uatumã podem ser produto de mais de uma série magmática ou representar rochas formadas em ambientes tectônicos distintos.

Segundo Faria *et al.* (2000), a denominação Mapuera foi primeiramente empregada em trabalhos da Geomineração Ltda. (1972) ao longo do rio homônimo, no Estado do Pará. A unidade foi elevada à categoria de suíte a partir de diversos trabalhos da CPRM (Araújo Neto & Moreira 1976; Veiga Jr. *et al.* 1979; Costi *et al.* 1984), consistindo no termo plutônico do Supergrupo Uatumã. Veiga Jr. *et al.* (*op. cit.*) agrupou nesta suíte todos os granitóides genericamente considerados como anorogênicos de tipo A que ocorrem na parte sul do Escudo das Guianas. Dois corpos graníticos, então conhecidos na região de Pitinga, os granitos Bom Futuro Sul e Simão (Fig. 3), foram incluídos nesta unidade. Segundo Faria *et al.* (*op. cit.*), a unidade é constituída por rochas isótropas, de composição alcalina a subalcalina, enquadradas no campo dos granitos tardi-orogênicos de Batchelor & Bowden (1985) e no domínio dos granitos intraplaca de Pearce *et al.* (1984).

Os corpos graníticos Madeira, Água Boa e Europa (Fig. 2) foram correlacionados por Horbe *et al.* (1985), Daoud & Antonietto Jr. (1985) e Daoud (1988) à Suíte Intrusiva Abonari. Entretanto, as datações forneceram idades mais antigas do que aquela suíte. No granito Madeira, foram obtidas as idades 1.689 Ma (Rb-Sr, Macambira *et al.* 1987); 1.810 Ma e 1.794 Ma (U-Pb, Lenharo 1998); 1.824 Ma, 1.822 Ma e 1.818 Ma (Pb-Pb, Costi 2000). No granito Água Boa, 1.834 Ma (U-Pb, Fuck *et al.* 1993); 1.798 Ma e 1.815 Ma (U-Pb, Lenharo 1998). No granito Europa, 1.829 Ma (Pb-Pb, Costi *op. cit.*). Assim, revisões do posicionamento destes granitos foram propostas por Lenharo (1998) que os incluiu na Suíte Intrusiva Mapuera e por Costi *et al.* (2000) que os incluíram na unidade que denominaram de Suíte Madeira.

O granito Água Boa (Fig. 4) é o maior dos três *plutons* da Suíte Madeira. É composto por quatro fácies (Daoud & Antonietto 1985 e Lenharo 1998). A fácies mais precoce é um anfibólio biotita sienogranito, de granulação média ou grossa, localmente com textura *rapakivi*. A fácies seguinte é um biotita sienogranito porfirítico, com matriz de granulação fina. Segue-se uma fácies constituída por um biotita-feldspato alcalino granito, equigranular, de caráter *hipersolvus*. A última fácies é representada por topázio granito porfirítico (Lenharo *op. cit.*). Geoquímicamente, as rochas são de natureza alcalina, classificadas como granitos tipo-A, apresentando caráter metaluminoso a peraluminoso (Horbe *et al.* 1991). No granito Europa, Costi *et al.* (2000) identificaram a ocorrência de granito *hipersolvus* de granulação média, equigranular, de caráter peralcalino, portador de anfibólio alcalino riebeckita-alfvedsonita.

A Formação Urupi (Veiga Jr. *et al.* 1979) corresponde à Formação Pitinga de Mandetta *et al.* (1974). O pacote tem espessura de cerca de 800 m. No nível inferior predominam quartzo-arenitos com estratificação cruzada, no nível superior ocorrem arenitos feldspáticos arcóseos e subarcóseos. Ambos contém intercalações de rochas piroclásticas (tufos) silicificadas, são intrudidos por *sills* básicos toleíticos, sobrepondo-se a rochas do Grupo Iricoumé, sendo, portanto, considerados de idade mesoproterozóica e correlacionados com as Formações Roraima e Cubencranquém. Cunha (2001) identificou quatro associações faciológicas (depósitos de *foreshore*, *shoreface* superior, intramaré/submaré e barras de canal fluvial) de região costeira dominada por ondas e correntes e, subordinadamente, por processos de maré. Segundo o autor, a unidade atingiu até a mesodiagênese. A formação está associada à braquissinclinal do rio Pitinga (Mandetta *et al. op. cit.*), uma estrutura de forma elíptica, com extensão (E-W) de 60 km por 20 km de largura, cuja extremidade oeste é observada na parte leste do mapa (Fig. 3). Esta estrutura

foi interpretada por Montalvão e Araújo *et al.* (1976) como produto do colapso de aparelho vulcânico ou caldeira.

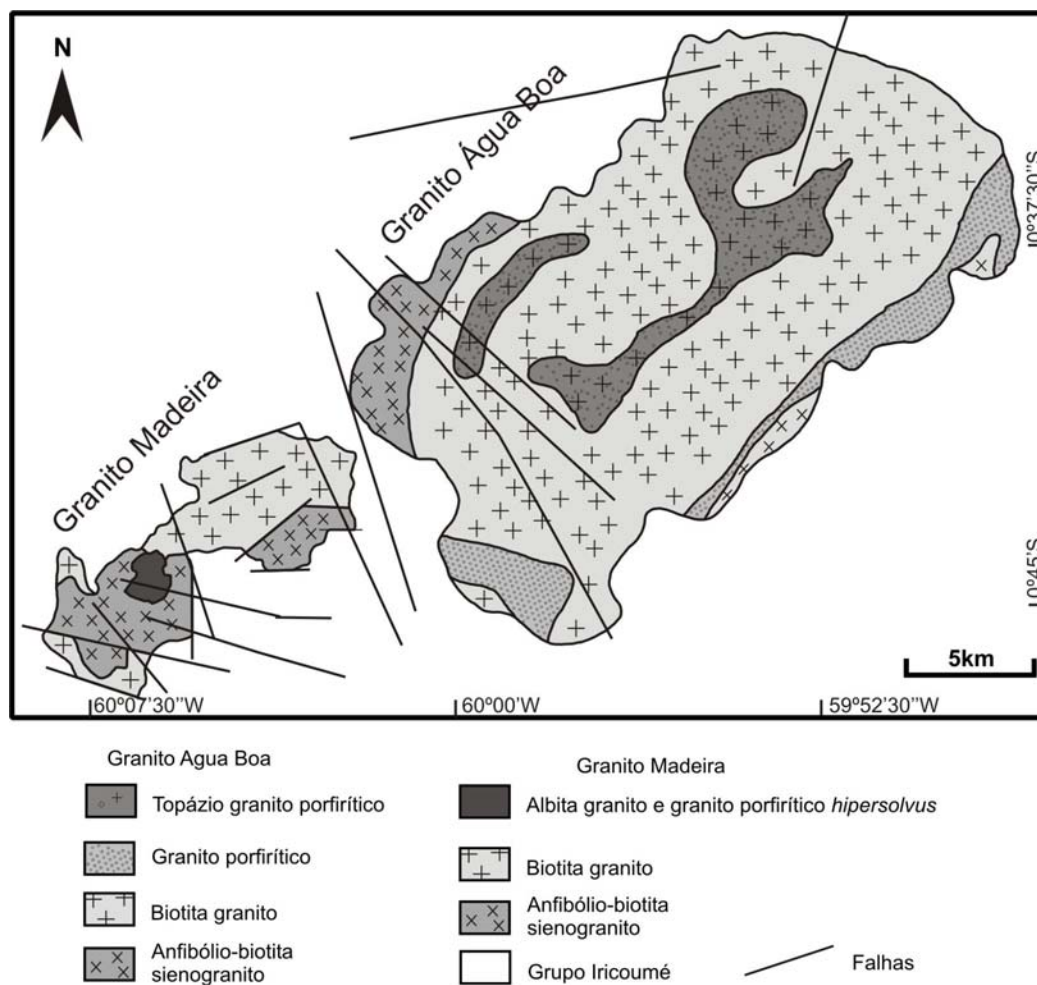


Figura 4: Mapa geológico dos granitos Madeira e Água Boa, modificado de Costi (2000).

A Formação Quarenta Ilhas (Veiga Jr. *et al.* 1979) é composta predominantemente por diabásio, gabro e basalto, com suas respectivas variações litológicas, além de rochas diferenciadas (monzonito, diorito e quartzo-monzonito)

formando um conjunto predominantemente de afinidade subalcalina e de caráter toleítico. Estas rochas intrudem a Formação Urupi e sua estrutura mais proeminente é o *sill* Quarenta Ilhas localizado na parte oeste da braquissinclinal de Pitinga (Fig. 3). Segundo Silva Jr. (1992), o *sill* é composto por cinco grupos distintos: gabro; monzogabro e quartzo monzogabro (pobre em quartzo); quartzo monzogabro (rico em quartzo) e quartzo monzonito; quartzo sienito e álcali-feldspato sienito. Sua formação envolveu, por um lado, cristalização segundo o *trend* de diferenciação magmática gabro-quartzo sienito e, por outro lado, a cristalização de álcali-feldspato sienito. As rochas correspondem à série monzonítica de Lameyre & Bowden (1982) e foram afetadas por saussuritização, uralitização e albitização. Santos *et al.* (2002) determinaram uma idade de 1.780 Ma indicando, possivelmente, a idade de encerramento das manifestações vulcânicas mesoproterozóicas na região e balizando a idade da Formação Urupi.

Veiga Jr. *et al.* (1979) associaram química, petrográfica e geocronologicamente um conjunto de rochas graníticas e monzograníticas, ocorrentes na região norte do Estado do Amazonas, ao granito Abonari de Araújo Neto & Moreira (1976) e redefiniram a unidade como Suíte Intrusiva Abonari que é composta por granitóides anorogênicos, meta a peraluminosos, raramente peralcalinos. Estes granitos foram correlacionados ao evento Parguazense (Venezuela) (Gaudete *et al.* 1978) por serem intrusivos em granitóides do Supergrupo Uatumã, apresentarem quimismo em geral alcalino e idade Rb-Sr de 1.520 ± 47 Ma (Araújo Neto & Moreira *op. cit.*). Mais ao norte, esses granitos são denominados Suíte Intrusiva Mucajaí (Fraga *et al.* 1999).

As rochas pertencentes à Formação Seringa (Veiga Jr. *et al.* 1979) foram descritas por Araújo Neto & Moreira (1976) no norte do Estado do Amazonas como uma

variedade de rocha básica alcalina de natureza sódica composta essencialmente por plagioclásio e olivina, com pouco ou sem piroxênio (troctolito). Esta manifestação básica, com idade K/Ar de 1.079 Ma e 1.090 Ma em hornblenda, teria origem associada a esforços distensionais ocorridos após o episódio K'Mudku. Os autores chamam atenção para a existência, ao norte e ao sul da sinéclise Amazônica, de várias manifestações básicas de natureza alcalina ocorridas no intervalo entre 1.100 Ma e 1.000 Ma. Na região dos rios Uatumã, Jatapu e Igarapé Seringa, Veiga Jr *et al.* (*op. cit.*) identificaram extensos derrames e diques de rochas básicas, com predomínio de quimismo básico alcalino de natureza sódica, para os quais sugeriram a designação Formação Seringa. Atribuíram essas rochas ao Proterozóico Superior, com base em idade K/Ar de 880 Ma em olivina diabásio, as correlacionaram ao magmatismo Cachoeira Sêca (Santos & Oliveira, 1978) no Estado do Pará, ligaram sua origem à reativação de profundas falhas gravitacionais por esforços de distensão pós-K'Mudku.

2.2 Granito Madeira e Mineralização

O granito Madeira (Fig. 4) é o principal corpo mineralizado no distrito de Pitinga e abrange uma superfície de 60 km². É constituído por diferentes fácies (Horbe *et al.* 1985) que são a seguir descritas a partir de Costi (2000).

A fácies anfibólio-biotita sienogranito é a mais precoce e em suas bordas ocorrem xenólitos de rochas do Grupo Iricoumé. A textura é equigranular a porfirítica, com intercrescimentos micrográficos na matriz dos tipos porfiríticos, assim como intercrescimentos simplectíticos entre biotita e anfibólio que sugerem cristalização em nível crustal raso. A rocha é metaluminosa, constituída de feldspato alcalino perítico,

quartzo e plagioclásio, tendo como varietais biotita e hornblenda e como acessórios zircão, fluorita e opacos.

A fácies biotita-feldspato alcalino granito é intrusiva na anterior. É peraluminosa, sua textura é equigranular, localmente porfírica, constituída por feldspato alcalino peritítico e quartzo, pouco plagioclásio. A biotita é o único varietal presente, enquanto fluorita, zircão, opacos e topázio são as fases acessórias. Na fácies feldspato alcalino granito *hipersolvus* porfírica os fenocristais são de feldspato potássico. A matriz de granulação fina a média é constituída essencialmente por feldspato potássico e quartzo. O plagioclásio presente resume-se à albita que ocorre na forma de perititas desenvolvidas nos feldspatos potássicos ou como albita intergranular tardia. Biotita, fluorita, zircão e opacos ocorrem em proporções acessórias. Modificações texturais e mineralógicas causadas por processos metassomáticos de albitização e epi-sienitização são freqüentes.

A fácies albita granito tem uma área de ocorrência alongada na direção N-S. As relações de campo indicam que esta unidade e a fácies granito *hipersolvus* interagiram e foram colocadas simultaneamente. É intrusiva nas fácies anteriores, com formação de pegmatitos e *greisens* nos seus bordos norte, noroeste, sul e sudoeste. Divide-se nas subfácies albita granito de núcleo (AGN) e albita granito de borda (AGB) (Fig. 5).

O AGN é um granito *subsolvus*, de textura porfírica a seriada, granulação fina a média, coloração acinzentada, constituído essencialmente por quartzo, albita e feldspato alcalino e, subordinadamente, por criolita, zircão, polilitionita, riebeckita, pirocloro, mica escura rica em Fe, cassiterita e magnetita. O AGN transiciona para uma rocha avermelhada, geoquimicamente peraluminosa, definida como AGB que ocorre ao longo dos contatos da albita granito com as rochas encaixantes. O AGB é formado essencialmente por quartzo, feldspato potássico e albita, com fluorita, zircão, clorita,

cassiterita, hematita e columbita. As proporções modais das fases essenciais são dispersas, com crescimento, em relação ao AGN, no conteúdo de quartzo e redução no de albita. O AGB é interpretado como originado por autometassomatismo do AGN, que teve sua mineralogia peralcalina modificada por ação de fluidos residuais.

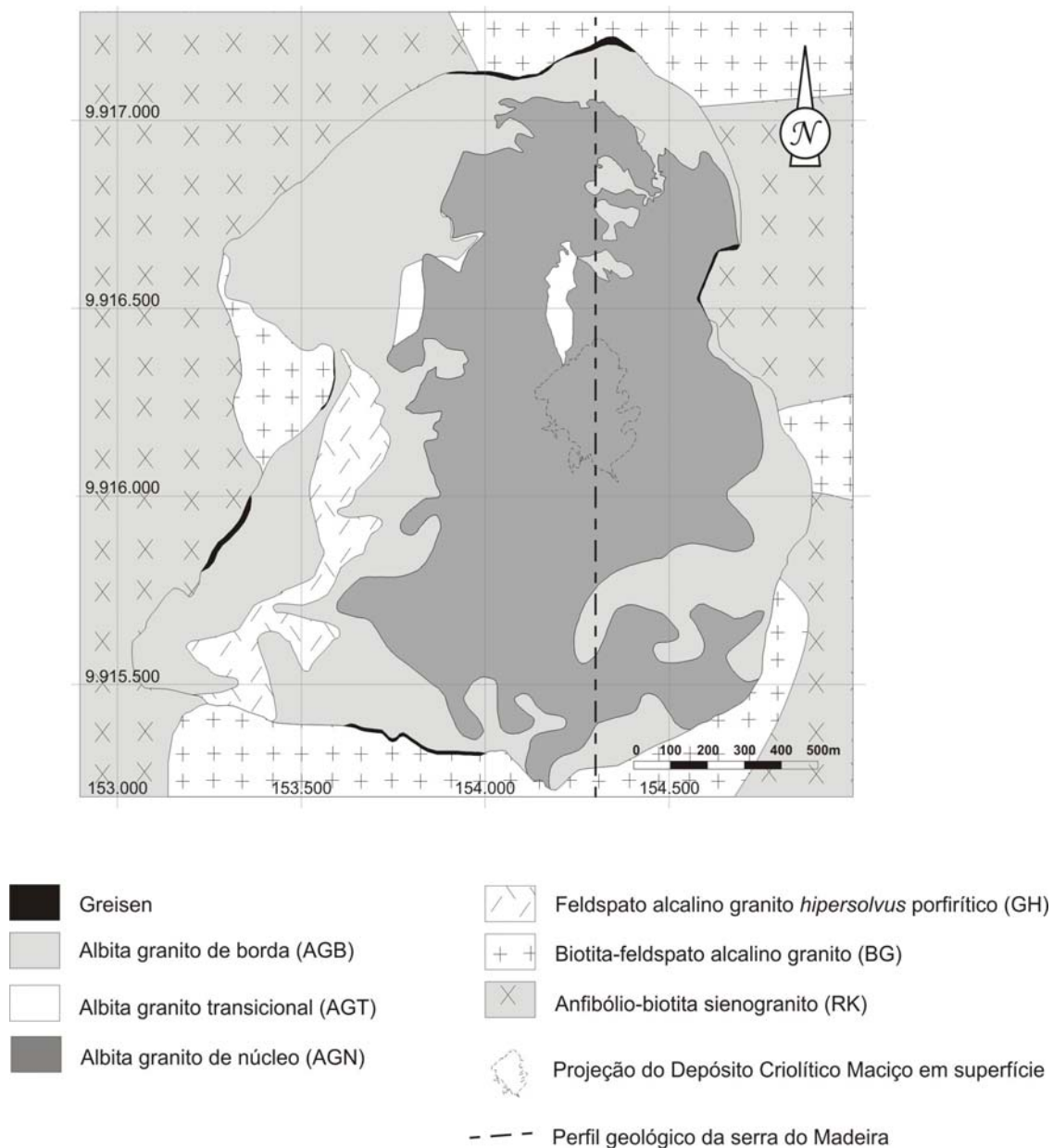


Figura 5: Mapa geológico da fácies albita granito do granito Madeira.

Costi *et al.* (2000) determinaram idades ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircão) de 1.824 ± 2 Ma (fácies anfibólio-biotita sienogranito), 1822 ± 2 Ma (fácies biotita-feldspato alcalino granito) e 1.818 ± 2 Ma (fácies feldspato alcalino granito hipersolvus). Fuck *et al.* (1993) e Lenharo (1998) dataram a fácies albita granito em 1.834 ± 6 Ma (U-Pb em zircão) e 1.794 ± 19 Ma ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircão por SHRIMP), respectivamente.

Lenharo (1998) estudou o sistema isotópico Sm-Nd dos granitos Madeira e Água Boa utilizando 1 amostra de cada fácies dos dois corpos. Obteve valores de ϵNd entre +0,5 e -2,1, indicando mistura de dois componentes com proporções relativas diferentes em cada uma das fácies. O componente mais antigo foi relacionado à crosta paleoproterozóica, o componente mais jovem foi associado ao manto empobrecido. A fácies albita granito (ϵNd de -0,5) foi interpretada como formada a partir de contribuições tanto crustais como mantélicas. Esta fácies foi desvinculada das demais fácies do granito Madeira, considerando que sua origem através de processos de diferenciação só poderia ser relacionada ao granito Europa peralcalino. Por outro lado, características químicas do *melt* formador do AGN, tais como elevado enriquecimento, de caráter original, em álcalis para manter a solubilidade de Zr em torno de 6.000 ppm, conduziram a outra hipótese sobre sua origem, considerando uma natureza predominantemente crustal. Essa hipótese seria sua formação a partir da fusão parcial de um protólito muito específico, ainda não definido na literatura, que poderia ser um sieno-granito metaluminoso especializado.

Costi (2000) realizou investigação mais detalhada no granito Madeira. O biotita granito e o anfibólio-biotita sienogranito (conjuntamente com o granito Europa, riolito do Supergrupo Iricoumé e charnockito de Roraima) formam um grupo com valores de ϵNd variando de ligeiramente positivos a ligeiramente negativos: -0,8 a +0,7 para os

granitos; $-0,5$ e $+1,0$ para o riolito e o charnockito. Estes valores estão em conformidade com a assinatura típica de crosta paleoproterozóica, assim como as idades modelo T_{DM} que variam de 2.10 a 2.20 Ga. Em contraste, o albita granito e o granito *hipersolvus* mostram uma variação extrema: $-1,5$ e $+2,1$ (granito *hipersolvus*), $-9,5$ a $-3,1$ (AGB), $+2,3$ a $3,6$ (AGN) e $+16,4$ (AGN com textura fluidal). Idades T_{DM} só puderam ser calculadas para o granito *hipersolvus*: 2,00 e 2,68 Ga. O autor considera que os valores de ϵNd do AGN e do granito *hipersolvus* sugerem para ambos uma fonte máfica, com curto tempo de residência crustal ou uma fonte mantélica. Nesta interpretação, estas rochas derivariam de um *melt* peralcalino primitivo, geoquímica e isotopicamente distinto do que originou as fácies anfibólio-biotita sienogranito e biotita granito. Numa segunda hipótese, o autor considera as quatro fácies do granito Madeira comagmáticas; seus contrastes seriam devidos ao extremo enriquecimento em F e outros elementos capazes de causar a despolimerização e acentuada redução de viscosidade dos líquidos graníticos residuais, bem como a inversão do *trend* de evolução magmática de metaluminoso-peraluminoso com sílica crescente para peralcalino com sílica decrescente. Neste caso, conforme o autor, deve-se admitir que o sistema isotópico Sm-Nd do AGN e do granito *hipersolvus* foi severamente perturbado durante a evolução magmática. O comportamento extremamente anômalo dos isótopos de Nd do AGN de textura fluidal (representativa dos fluidos mais evoluídos) é uma evidência de que esta perturbação efetivamente ocorreu.

A mineralização no granito Madeira é restrita à fácies albita granito. O minério de Sn (cassiterita) ocorre disseminado nas subfácies AGN e AGB. Os demais minérios repartem-se distintamente. No AGN, o mineral de minério de Na e Ta é o pirocloro; a criolita ocorre de duas formas: disseminada e maciça formando os corpos que constituem o DCM. No AGB, o minério de Na e Ta é representado por columbita e a

mineralização de F (subeconômica) por fluorita (Costi 2000). A jazida de Sn representa um depósito de classe mundial. As reservas de Sn, Nb e Ta são de 164 milhões de toneladas (medida), com teores médios de 0,14% de Sn, 0,20% de Nb₂O₅ e 0,024% de Ta₂O₅, cubados até a cota 0 m (Pires *et al.* 1998). As reservas de criolita disseminada (teor médio de 4% de Na₃AlF₆) são um pouco menores devido à sua inexistência no AGB. As reservas do DCM constam na tabela 1.

Tabela 1: Reservas do depósito criolítico maciço (Teixeira *et al.* 1992b)

Depósito Criolítico Maciço				
Reserva	Zona	ROM (t)	Teor % (Na₃AlF₆)	Criolita (t)
Medida	A	2.501.786	34,4	861.319
Medida	B	7.469.138	31,0	2.315.726
Total		9.970.924	31,9	3.177.045

Os enfoques dos trabalhos anteriores no granito Madeira foram dirigidos, em grande sua maioria, para aspectos petrológicos do albita granito e da mineralização de Sn (Horbe *et al.* 1985; Horbe *et al.* 1991; Teixeira *et al.* 1992, Lenharo 1998; Costi 2000; Costi *et al.* 1997, 2000, entre outros) ou para o estudo dos perfis lateríticos (Horbe & Costa 1997, 1997a e 1999). Os estudos mineralógicos efetuados enfocaram o zircão (Horbe *et al.* 1999b), a cassiterita (Horbe *et al.* 1999a, Costi 2000), feldspatos, polilitionita e mica tetraferífera (Costi *op. cit.*). Os dados sobre a criolita são apenas petrográficos, mas algumas observações efetuadas são muito significativas. Lenharo (1998) descreveu a criolita em inclusões formando seqüências circulares a hexagonais nos fenocristais de quartzo (textura *snow ball*) e intersticial na matriz do AGN, interpretando-as como

evidência de cristalização rápida, contemporânea aos fenocristais, e contínua, durante a formação posterior da matriz. Costi (2000) descreve, como forma de ocorrência mais freqüente, cristais de granulação fina a média, anédricos e arredondados, disseminados na matriz das rochas porfiríticas ou entremeados à albita na fração de granulação mais fina das rochas de textura seriada, em contatos retilíneos a côncavo-convexos com albita e feldspato potássico evidenciando cristalização precoce e estabilidade dentro da paragênese. Descreve também cristais isolados ou formando agregados irregulares a arredondados de granulação média a grossa, aos quais se juntam outros minerais, relacionados aos estágios finais de cristalização, podendo representar cavidades formadas por dissolução preenchidas por fluidos tardi-magmáticos intersticiais ou representarem bolhas de fluidos segregados a partir do líquido que originou o AGN.

A gênese da mineralização de criolita foi abordada em alguns dos esquemas evolutivos propostos para o albita granito. O primeiro modelo genético proposto foi o metassomático (Horbe *et al.* 1985 e Teixeira *et al.* 1992) que considera o albita granito como um apogranito e, à formação deste, é associada a mineralização de criolita. A presença de criolita como fase portadora de F em lugar do topázio, sugeriria uma origem metassomática. O modelo considera que o teor elevado de F teria rebaixado o limite do *solidus* do sistema, com a cristalização ocorrendo no intervalo dos estágios pneumatolítico (núcleo) e hidrotermal (borda). O modelo metassomático não foi confirmado pelos estudos petrológicos detalhados de Lenharo (1998) e Costi (2000) que propuseram uma origem magmática, mas enquadraram de diferentes formas a mineralização de criolita. Para Lenharo (*op. cit.*), o DCM formou-se a partir de um líquido residual extremamente rico em flúor que se tornou imiscível na fusão silicática. Para Costi (*op. cit.*), o aumento do teor de H₂O com o avanço da cristalização do albita granito levou à separação de fluidos aquosos,

responsáveis pela formação das rochas dos níveis pegmatóides no interior do AGN, enquanto que a fase residual rica em F geraria os corpos de criolita maciça do DCM.

2.3 Síntese dos resultados e interpretações do projeto “Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia: alvo criolita de Pitinga”.

2.3.1 Introdução

O depósito de Ivigtut é a única referência para comparação com a jazida de criolita de Pitinga. O granito Ivigtut (1330 ± 40 Ma, cf. Goodenough *et al.* 2000) tem 300m de diâmetro na sua parte apical. É constituído por uma fácies de topo (granito *hipersolvus* porfírico) que passa em profundidade para o *deep* granito (leucogranito a dois feldspatos). O depósito criolítico é circundado por rochas metassomatizadas: greisens, granito de topo metassomatizado, granito de topo albitizado e *deep* granito metassomatizado. O depósito criolítico é dividido em cinco unidades: siderita-criolita, criolita, fluorita-criolita e fluorita-topázio e siderita-quartzo. Pequenas quantidades de sulfetos de Pb e Zn foram os únicos coprodutos da exploração da criolita. Mineralização subeconômica de criolita disseminada, com albitização associada, ocorre no *deep* granito na profundidade de 700m (Karup-Moller & Pauly 1979; Bailey 1980; Bondam 1991).

O modelo genético magmático desenvolvido por Pauly e colaboradores baseia-se na refusão de uma parte do granito muito rica em F, originando um corpo de proto-minério, que evoluiu segregando-se nas 5 diferentes unidades, o que ocorreu, em parte, devido a uma série de abatimentos. O modelo metassomático (Blaxland 1976; Goodenough *et al.* 2000) baseia-se em estudos isotópicos e de ETR realizados nas rochas

encaixantes do depósito. O modelo descarta qualquer tipo de vínculo entre o granito encaixante e o fluido mineralizador. Este seria um fluido carbonatítico, rico em F, originado no manto, praticamente sem contaminação crustal, que, por suas baixas densidade e viscosidade, atravessou rapidamente o corpo granítico até seu trapeamento na parte superior da intrusão.

2.3.2 Geologia do depósito de criolita

Evidências texturais no albito granito mostram que parte da mineralização de criolita disseminada é magmática. Nesta rocha, com textura magmática e composição química e mineralógica de pegmatito, a alta concentração de F permitiu, além da formação precoce de criolita, a superposição de processos tardi a pós-magmáticos aos quais relacionam-se a formação da maior parte do minério de criolita (criolita disseminada hidrotermal e, principalmente, a criolita do DCM).

A influência do flúor na cristalização de sistemas graníticos tem sido avaliada através de muitos trabalhos experimentais. Estudos pioneiros (Tuttle & Bowen 1958; Wyllie & Tuttle 1961; Kovalenko 1977) evidenciaram o forte decréscimo na temperatura do *liquidus* e do *solidus* pela ação do flúor. Trabalhos mais recentes (Manning 1981; Pichavant & Manning 1984; Weidner & Martin 1987; Pichavant *et al.* 1987; London 1989; Xiong *et al.* 1999) confirmaram este comportamento, bem como o fato de que os leucogranitos enriquecidos em F e Li também são afetados por processos tardi a pós-magmáticos, podendo representar o produto final da diferenciação magmática de granitos contendo alto flúor. Na literatura internacional, entretanto, a criolita disseminada tem sido atribuída unicamente a fluidos residuais, não a um ambiente magmático. Em Ivigtut

(Blaxland 1976), embora de modo menos significativo do que em Pitinga, também ocorre fase de criolita intersticial considerada produto de um estágio residual do fluido que circulou livremente através dos interstícios do granito amplamente solidificado. Também, nos granitos alcalinos anorogênicos nigerianos portadores de criolita intersticial, esta é considerada produto da recristalização extensiva de fluidos hidrotermais pervasivos, ricos em flúor e pertencentes ao estágio tardio (Bowden & Kinnaird 1984). O albita granito representa, portanto, um caso excepcional.

O albita granito intrudiu as demais fácies do corpo formando um domo. A intrusão foi possivelmente controlada por uma estrutura rúptil de direção N-S. A forma dômica implica a existência em profundidade de um volume de albita granito maior do que o considerado no modelo de intrusão lateral, em forma de folha. A forma dômica permite compreender melhor as grandes concentrações de F, Nb e Sn na parte apical do corpo, formando o minério magmático, além da presença de quantidades maiores de fluidos residuais que puderam ascender para formar o DCM.

A forma do DCM assemelha-se a um cogumelo lenticular, instalado ao longo do eixo central vertical do AGN em pelo menos 3 níveis. Processos previamente ocorridos na zona do DCM (albitização e formação da auréola pegmatóide) atestam que esta zona foi, desde a consolidação do albita granito, um caminho preferencial para a circulação de fluidos, o que poderia estar relacionado a uma reativação da estrutura referida. As modificações na paragênese do albita granito ligadas a estes processos criaram locais preferenciais para formação do DCM.

A relação de contato entre os corpos de criolita e a encaixante é tipicamente reativa, sugerindo a dissolução do AGN e conseqüente preenchimento das cavidades pela massa criolítica. Sugere também que as condições de P e T foram bastante distintas entre a

formação da encaixante e a formação do DCM. Neste contexto, a formação do DCM dificilmente poderia ser atribuída aos estágios magmático (Lenharo 1998) ou pegmatítico (Costi 2000) pois, nestes estágios, fluidos ricos em F teriam viscosidade muito baixa, não havendo motivo para eles se concentrarem apenas no eixo central vertical do AGN. Pelas relações texturais, o preenchimento das cavidades iniciou-se pela criolita nucleada, seguida pela caramelo e, finalmente, a criolita branca, refletindo um empobrecimento gradual da solução mineralizante.

Em Ivigtut, a associação espacial do depósito de criolita com um domo granítico é ainda mais estreita do que em Pitinga. Neste sentido, seria razoável supor para Ivigtut um modelo onde fluidos ascendentes originados do próprio corpo granítico fossem responsáveis pela formação do depósito. Entretanto, a hipótese de fluidos ascendentes só é contemplada no modelo metassomático e, neste, os autores desvinculam totalmente as origens do depósito e da rocha encaixante. Em nosso entender, os autores teriam um forte argumento adicional, geológico, que não foi utilizado, o fato das composições química e mineralógica do depósito serem muito contrastantes com a encaixante. Em Pitinga, os corpos de criolita maciça não representam um corpo exótico no albita granito, seja pela localização, forma ou paragênese. Um modelo metassomático como o de Ivigtut é inaplicável em Pitinga. Em suma, os dados geológicos apontam para o DCM um modelo hidrotermal envolvendo fluidos residuais do próprio AGN.

2.3.3 *Geoquímica de ETR e Y*

Os dados de ETR e Y revelam uma assinatura geoquímica que correlaciona intimamente, em termos evolutivos e metalogenéticos, a mineralização criolítica ao albita

granito. Este, em relação às demais fácies do granito Madeira, tem conteúdos de ETR caracterizados por menor fracionamento dos ETRL, enriquecimento relativo em ETRP e anomalia negativa de európio mais intensa. São características similares àquelas das fácies albitizadas do granito Ivigtut, mas não permitem definir para o albita granito e, conseqüentemente, para a mineralização de criolita, um modelo genético magmático ou metassomático. Por outro lado, o estudo dos ETR em separações minerais demonstrou a formação de criolita (e fluorita) ao longo de estágios sucessivos, desde o magmático até o hidrotermal mais tardio. No estágio magmático, formaram-se criolita disseminada no AGN e fluorita disseminada no AGB. A fluorita apresenta razões ETR/Y e ETRL/ETRP pouco superiores a 1, semelhantemente ao albita granito, e tem alta concentração de Y (~1.200ppm), compatível com as ocorrências em pegmatitos graníticos. A criolita tem razões ETR/Y e ETRL/ETRP menores do que as fluorita atribuídas a diferenças cristaloquímicas. A criolita disseminada hidrotermal apresenta enriquecimento relativo em ETRL e empobrecimento em Y, a anomalia negativa de Eu tem a mesma intensidade da criolita magmática, indicando condições de oxi-redução semelhantes. Subseqüentemente, ocorreu a formação do DCM, onde as 3 gerações de criolita têm anomalia negativa de Eu menos intensa (ambiente de formação mais oxidante), menores concentrações Y e ETR e apresentam enriquecimento relativo em ETRL da criolita nucleada para a branca. Estas características são atribuídas a uma abertura do sistema, provavelmente relacionada a reativação de fraturas, permitindo a instalação de um sistema hidrotermal, o aporte de soluções meteóricas e a conseqüente diluição progressiva do fluido mineralizante. O contínuo enriquecimento relativo em ETRL, desde a criolita magmática até a criolita branca, é associado ao empobrecimento do fluido em ETRP (e Y) pela incorporação preferencial destes cátions na criolita. Não existem dados de ETR na criolita de Ivigtut.

2.3.4 *Inclusões fluidas*

Na criolita do DCM, as TH variam, em geral, entre 100°C e 300°C, têm forte tendência vertical na Zona Criolítica Zero (a mais próxima à superfície) correspondendo a um resfriamento de 400°C a 100°C e não a efeito de estrangulamento. As variações refletem alterações nas condições físico-químicas do fluido e não processos posteriores. Dois grupos de salinidade estão presentes, um em torno de 5% peso eq. NaCl (criolita não maclada e recristalização na criolita maclada) e outro acima de 10% peso eq. NaCl (criolita maclada). Os resultados na criolitas são corroborados pelos resultados obtidos no quartzo e na fluorita do DCM e nos minerais hidrotermais estudados na encaixante, nos quais os dois grupos de salinidade também são observados.

Em Ivigtut (Pauly & Bailey 1999) ocorrem IF relacionadas a fluidos hidrotermais, com TH e TF semelhantes às encontradas em Pitinga. Entretanto, elas têm caráter nitidamente secundário e são associadas à forte deformação do depósito. As IF relacionadas ao fluido formador do depósito têm TH mais altas (até 555°C) e são portadoras de CO₂. Não obstante a preservação das IF primárias, a gênese do depósito permanece controversa.

A associação de IF, com ampla variação de salinidade e TH, e com ausência de CO₂, encontrada na criolita de Pitinga é característica de eventos pós-magmáticos. A inexistência de inclusões magmáticas ou de TH mais altas, atribuíveis a ambiente magmático, em outros minerais do DCM, como o quartzo e a fluorita, permite afirmar que a formação deste depósito ocorreu em ambiente hidrotermal. A ausência de CO₂ nas IF pode ser explicada, no modelo de Lenharo *et al.* (2003), pela cristalização da rocha ao longo de 3 fases, associada ao fato do CO₂ ter solubilidade muito menor do que a da H₂O.

Como o CO₂ exsolveria antes, em estágios primitivos de solidificação do magma em profundidades maiores (Robb 2005; Lowerstern 2001), não é de se esperar a sua presença nas fases fluidas formadas mais tardiamente, após decompressão em níveis crustais mais rasos. Neste caso, não seria necessária nenhuma correção de pressão nos nossos dados microtermométricos, assim como não teria ocorrido *boiling*. Em suma, os dados de IF indicam que fluidos hidrotermais salinos residuais do albita granito, previamente desprovidos de CO₂, ascendentes das partes inferiores deste corpo, formaram o DCM e enriqueceram o minério disseminado (formação de criolita disseminada hidrotermal). Ao longo do processo, o sistema hidrotermal passou a ter um caráter convectivo, incorporando fluidos meteóricos re-aquecidos em profundidade, implicando diluições parciais do fluido mineralizador.

2.3.5 Pirocloro e columbita, zonação do depósito polimetálico

A mineralização de Nb e Ta do albita granito teve uma evolução mais complexa do que o anteriormente suposto. Esta iniciou-se em ambiente magmático, com a formação de uma variedade rara, o U-Pb-pirocloro, rico em Sn, outro aspecto composicional incomum, mas coerente com a presença de cassiterita magmática. O pirocloro primário foi afetado por columbitização, ocorrendo perda de Pb e enriquecimento em U e Nb, formando uma série passando pelo Pb-U-pirocloro, U-pirocloro, até a formação de columbita com altas concentrações de Sn e U (herdadas do pirocloro) e de Fe³⁺, e com uma variação na razão FeO/Fe₂O₃ espacialmente relacionada ao DCM. Nos pirocloros, paralelamente ao empobrecimento em Pb, ocorreu o enriquecimento em Ca, F, Ce e Sn e o empobrecimento em Fe. Na subfácies de transição entre AGN e AGB, ocorre uma inversão

nesta evolução relacionada à diminuição da atividade de flúor no fluido responsável pela columbitização. Os dados caracterizam, portanto, a existência de uma zonação mineral no albita granito relacionada a um aporte de fluidos a partir da zona do DCM. Possivelmente, a zonação é ainda mais complexa, devendo incluir a formação de minerais de U (utilizando o excesso deste elemento não incorporado na columbita) e de parte da galena.

Em Ivigtut, não existe mineralização de Nb e Ta. As 5 unidades que constituem o depósito são dispostas verticalmente. Parte desta disposição foi relacionada a abatimentos que afetaram um corpo de protominério. As estruturas dos depósitos de Ivigtut e Pitinga são, portanto, totalmente distintas. Neste último, a zonação até então reconhecida corresponde à sua subdivisão do albita granito em AGN e AGB que, segundo Costi (2000), é relacionada ao autometassomatismo do primeiro por fluidos residuais, com forte oxidação associada. É possível que parte das diferenças nas paragêneses do AGN e AGB devam-se ao fluido formador do DCM e aos gradientes geoquímicos, como a diminuição gradual da atividade de F (e outros elementos), adquiridos pela formação do DCM e de minerais hidrotermais disseminados no AGN, implicando uma composição já bastante modificada quando de seu aporte na borda do albita granito.

2.3.6 Geoquímica isotópica

Os sistemas isotópicos Sm-Nd e ^{208}Pb - ^{207}Pb foram utilizados como tentativa de estabelecer a idade e fontes do sistema albita granito-mineralização. Os resultados do primeiro sistema indicam fortes evidências de remobilização, com relações isotópicas entre Sm e Nd fortemente alteradas. Nas amostras de rocha total que apresentaram resultados coerentes, obteve-se idades T_{DM} de 1.586 Ma e 1.529 Ma e valores de ϵ_{Nd} são de 2,8 e –

0,5, compatíveis com sistemas gerados no manto, com participação subordinada de crosta continental. O sistema isotópico $^{208}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ forneceu uma idade de 1686 Ma \pm 110/-170 Ma. Dentro do erro, a idade obtida pode ser equivalente àquelas das demais fácies do granito Madeira ou ser correlacionável à da Suíte Intrusiva Abonari. Considera-se aqui que esta última possibilidade só pode ser assumida se vier a ser comprovada por estudos adicionais. O sistema isotópico $^{208}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ indicou o envolvimento de fontes mantélica, crustal profunda e crustal rasa. A distribuição das mineralizações nos corpos Madeira (F, Nb e Sn) e Água Boa (Sn), associada à identificação de diferentes fontes, permite supor que F e Nb relacionam-se a uma mesma fonte, possivelmente mantélica, enquanto o Sn relaciona-se a uma fonte crustal.

Em Ivigtut, estudos de isótopos radiogênicos foram realizados apenas nas encaixantes, comparando amostras afetadas pela mineralização com amostras inalteradas, além de outras rochas da área. Para Goodenough *et al.* (2000), os valores de ϵNd , entre $-3,6$ e $-2,9$, do granito Ivigtut inalterado indicam que ele é produto de fonte mantélica com mistura de material crustal fundido. Blaxland (1976), com base em dados do sistema Rb-Sr, propôs que o depósito criolítico foi formado quando as fusões residuais peralcalinas do granito em resfriamento foram misturadas com fluidos hidrotermais ricos em F, ascendentes, que penetraram no granito. Goodenough *et al.* (*op. cit.*) observaram no granito alterado uma heterogeneidade nos valores de ϵNd ($-3,0$ a $+0,7$) atribuída ao processo de metassomatismo, e concluiu ser este ligado a fluidos primitivos, derivados do manto, com valores positivos altos de ϵNd , que atravessaram a crosta rapidamente, sem serem contaminados. Estes fluidos eram ricos em F e CO_2 (o que explicaria os importantes conteúdos de carbonato no depósito) e derivados da mesma fonte dos carbonatitos e

lamprófiros existentes na região, como indicam os estudos de isótopos estáveis (C e O) nestas rochas e na siderita do depósito.

A hipótese de fluidos externos ricos em F terem se misturado a fluidos residuais de um granito em processo de consolidação não pode ser aplicada em Pitinga, onde o albito granito é portador de criolita magmática e sua paragênese apresenta inversões que demonstram uma excepcional riqueza neste elemento desde o ambiente magmático. Além disso, seriam esperados na encaixante (demais fácies do granito Madeira) importantes efeitos metassomáticos que, comparativamente a Ivigtut, são praticamente inexistentes em Pitinga. Por outro lado, no caso de Pitinga, esta mistura poderia ter ocorrido a grande profundidade, no nível da fonte crustal, onde o fluido mantélico portador de F (e Nb) se incorporaria ao magma crustal portador do Sn. A associação F e Nb sugere que o fluido seria mantélico. No caso de Pitinga, tendo a mistura ocorrido a grande profundidade, o CO₂ poderia ser perdido durante a ascensão do magma (vide estudo de inclusões fluidas), o que explicaria sua pobreza em carbonato, enquanto o Nb permaneceria no magma enriquecido em F.

2.3.7 Implicações para a prospecção

Em Pitinga, independentemente do modelo petrogenético adotado para explicar a formação do magma e a riqueza deste em F, existe o consenso de que o albito granito já era enriquecido em F em profundidade. Portanto, corpos de albito granito semelhantes ao da serra do Madeira, e relacionados à ascensão deste, podem existir sub-aflorantes nas proximidades desta serra, em domínios do Grupo Iricoumé, assim como

outras câmaras magmáticas de igual evolução podem ter propiciado a formação de corpos de albita granito em áreas mais distantes.

O primeiro critério a ser considerado na prospecção de criolita é, evidentemente, a associação com corpos de albita granito cuja prospecção, por sua vez, tem entre seus critérios a associação com as demais rochas da Suíte Intrusiva Madeira. Os critérios de prospecção destes corpos graníticos serão enfocados pela equipe do Alvo Estanho. Por outro lado, o modelo genético constatado para o DCM abre a possibilidade de existirem, em rochas do Grupo Iricoumé ou em granitos Mapuera, depósitos hidrotermais de criolita relacionados a um corpo de albita granito subjacente. Os critérios a serem considerados na prospecção de depósitos deste tipo são:

1. em escala regional, o depósito estaria possivelmente associado a lineamentos de direção NE-SW (orientação preferencial de corpos Madeira);

2. na escala de depósito, a mineralização estaria possivelmente associada a estruturas rúpteis de direção N-S (orientação do albita granito); estas possivelmente poderiam ser identificadas como morfo-estruturas em imagens LANDSAT;

3. as estruturas N-S teriam forte alteração hidrotermal associada, possivelmente identificável, mais especialmente em granito Mapuera, por tratamento de dados orbitais com o apoio integrado de dados de espectrorradiometria;

4. sítios de intersecção de lineamento NE-SW com estruturas menores N-S seriam locais favoráveis à formação do depósito;

5. depósito em granito Mapuera poderia ser associado a brechas de falha, ser constituído por *stockworks* ou ter uma morfologia filoneana;

6. depósitos associados a rochas do Grupo Iricoumé poderiam ter um forte caráter *stratabound*;

7. A depósito de grande porte poderia estar associada anomalia gravimétrica (existente em Ivigtut, mas ainda não testada em Pitinga);

8. Depósitos aflorantes corresponderiam a áreas de relevo rebaixado;

9. Anomalias geoquímicas de F seriam encontradas nos cursos d'água drenando o depósito;

10. Aluviões associados apresentariam concentrações anômalas de zircão;

11. As rochas encaixantes afetadas pela mineralização poderiam ter seus padrões de ETR modificados adquirindo formas mais planas e enriquecimento relativo em ETRP e apresentarem concentrações anômalas em F, Zr e Rb;

12. Amostras de solo apresentariam anomalias neste mesmos elementos.

O potencial prospectivo do distrito mineiro de Pitinga não se resume aos corpos da Suíte Madeira. O conhecimento geológico acumulado ao longo das últimas três décadas, notadamente pela CPRM, UFPA e por geólogos da Mineração Taboca, mostra a presença de sucessivas manifestações magmáticas que conferem ao distrito um grande potencial.

O projeto contribuiu para o conhecimento da geologia Grupo Iricoumé e da Suíte Madeira. No primeiro, o volume expressivo de rochas vulcânicas efusivas e piroclásticas e os corpos graníticos epizonais associados são compatíveis com um complexo de caldeiras. A geração do Grupo Iricoumé impôs à área anomalias geotermiais que provavelmente persistiram durante muito tempo e que devem ter potencializado fenômenos de natureza hidrotermal, cujas conseqüências, do ponto de vista prospectivo não

foram ainda estudadas. Esses ambientes são em geral vinculados a zonas extensionais com afinamento crustal progressivo acompanhado de uma maior participação de calor e magmas mantélicos. Este contexto permite explicar a origem do magmatismo do tipo A que gerou litotipos metaluminoso a peraluminoso que foram sucedidos por litotipos peralcalinos como o granito Europa.

Os estudos regionais levaram à identificação de um novo prospecto, o granito Alto Pitinga. A rocha granítica apresenta padrão de ETR plano, com enriquecimento relativo em ETRP. Possui também anomalia de Ta e uma intensa anomalia de Rb. Análises hidrogeoquímicas apresentaram anomalia de F proveniente deste corpo. Este enquadra-se, portanto, em diversos dos critérios prospectivos acima listados. Adicionalmente, o projeto identificou anomalias de F e metais em rochas vulcânicas adjacentes aos granitos Bom Futuro Norte e Madeira. As investigações efetuadas nas áreas anômalas em Ta e Nb no granito Europa permitiram relacioná-las a variações de fácies da rocha granítica.

2.3.8 Modelo do depósito

Do ponto de vista petrológico, o albita granito é rocha peralcalina especial: as composições química e mineralógica são equivalentes às de pegmatitos, mas a textura é tipicamente a de uma rocha magmática. Uma característica adicional a torna um caso único no mundo: o teor de F com uma média de 6% em peso (Lenharo 1998). Do ponto de vista metalogenético, o albita granito representa dois casos únicos: é uma rocha peralcalina portadora simultaneamente de mineralização econômica de Sn e Nb; é a única rocha-

minério de criolita no mundo. Além disso, contém o segundo (e não existe o terceiro) caso conhecido mundialmente de depósito de criolita maciça.

Não obstante as originalidades da rocha e do depósito polimetálico, o modelo genético é extremamente simples. Não seria exagerado dizer que a evolução encontrada no depósito é exatamente a que se poderia esperar após o posicionamento de um magma com a composição química do albita granito. Entretanto, não existindo na literatura modelos que demonstrem como seria esta “evolução esperada”, o caminho percorrido até se chegar a tal afirmativa foi bastante longo. Três eram as questões fundamentais a serem respondidas.

A primeira questão referia-se à presença dos três minérios (Sn, Nb e F). Seriam eles seriam singenéticos ou o resultado de eventos superpostos? Uma resposta clara foi obtida com dados texturais indicando o caráter magmático da cassiterita, U-Pb-pirocloro e parte da criolita disseminada.. Ela foi confirmada pelos dados de química mineral nestes dois últimos minerais e corroborou estudos anteriores.

A segunda pergunta referia-se ao posicionamento da formação do depósito criolítico maciço (e maior parte da criolita disseminada) dentro da evolução do albita granito. Os dados geológicos apontaram diretamente para uma formação em estágio hidrotermal, comprovada pelos dados de inclusões fluidas e corroborada pelos dados de geoquímica de ETR e Y na criolita, fluorita e Y-gagarinita, que permitiram seguir passo a passo a evolução geoquímica dos sucessivos estágios.

A terceira questão referia-se ao entendimento das relações espaciais, em diferentes escalas: do albita granito em relação às demais fácies do granito Madeira; entre as subfácies AGN e AGB; e a zonação do depósito polimetálico. A forma dômica verificada para o albita granito permite uma melhor compreensão destes aspectos, pois ela

implica a presença de maiores volumes de fluidos residuais. Assim, a sua ascensão principalmente pela zona central do AGN e seu envolvimento subsequente em circuito convectivo podem explicar as zonações das paragêneses tardias e das secundárias, incluindo-se aí aquelas ligadas ao processo de columbitização, assim como parte das diferenças entre o AGN e o AGB. Entretanto, o conhecimento pleno da distribuição dos minerais (e suas variações composicionais) na escala do albita granito ainda está distante. Alcançá-lo acarretará novas perspectivas para a otimização da lavra e beneficiamento do minério e, principalmente, dos seus co-produtos e sub-produtos. Esta é a principal recomendação do projeto à mineradora.

A discussão que permanece em aberto é a origem do magma do albita granito. Embora investigá-la não tenha sido o enfoque do presente estudo, algumas considerações finais fazem-se necessárias. Do ponto de vista metalogenético e considerando a classificação dos granitos portadores de metais raros (Pollard 1992), o albita granito enquadra-se entre os Nb(-Zr-ETR) granitos. Estes podem ser granitos peralcalinos, caracterizados por presença de piroxênio e/ou anfibólio sódicos, altos valores de $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, Fe, F, Nb, Zr, ETR, baixa razão Ta/Nb, e por terem como principal mineral de minério o pirocloro, e granitos metaluminosos a peraluminosos. Estes últimos são caracterizados por Fe-Li-micas, altas concentrações de Rb, F, Sn, baixos valores de CaO, Ba, Sr, Eu e Ta/Nb e por terem como principais minerais de minério a columbita e cassiterita. O albita granito reúne todas, sem nenhuma exceção, as características metalogenéticas e mineralógicas que tipificam os dois casos. Uma mistura de dois magmas com tais características não explicaria, entretanto, a excepcional riqueza do albita granito em F e, conseqüentemente, a presença da mineralização de criolita. Haveria que se incluir um terceiro componente representado pelo aporte de um fluido externo rico em F. Um

modelo com 3 componentes exige uma coincidência temporal e espacial de processos muito grande, mas esta não seria incompatível com a excepcionalidade do caso de Pitinga.

Um modelo com dois componentes poderia ser aventado a partir de uma das hipóteses apresentadas por Costi (2000): onde as quatro fácies do granito Madeira seriam comagmáticas; seus contrastes seriam devidos ao extremo enriquecimento em F e outros elementos capazes de causar a despolimerização e acentuada redução de viscosidade dos líquidos graníticos residuais, bem como a inversão do *trend* de evolução magmática de metaluminoso-peraluminoso com sílica crescente para peralcalino com sílica decrescente. Neste modelo, o autor não considerou a possibilidade do aporte externo de F. Incluir neste modelo de Costi (*op. cit.*) o aporte externo de F representa uma hipótese a ser investigada em trabalhos subseqüentes.

CAPÍTULO III

O GRANITO EUROPA E O GRUPO IRICOUMÉ NA PARTE LESTE DO DISTRITO MINEIRO DE PITINGA (AMAZONAS)

Maurício Prado ^(1,2), José Tadeu Maximino Mirras Ferron ^(1,2), Evandro Fernandes de Lima ⁽³⁾, Artur Cezar Bastos Neto ⁽³⁾, Vitor Paulo Pereira ⁽³⁾, Orlando Renato Rigon Minuzzi ⁽²⁾, Ronaldo Pierosan ⁽²⁾

⁽¹⁾ Mineração Taboca S.A.

⁽²⁾ Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul

⁽³⁾ Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul

ABSTRACT

The Europa granite is intrusive in rocks of Iricoumé Group, which is constituted principally by vulcanoclastic rocks formed in a subaerial environment (ignimbrites rich in crystals, thin massive tuffs and silty tuffaceous arenites) and minor hipabissal rhyolites with similar compositions to sienogranites. The volcanic rocks are probably generated in a caldera environment. The granite Europa is a peralkaline granite (*hipersolvus*) without genetic relation to the volcanic rocks from the Iricoumé Group, but may have been generated by resurgence. Petrographic and geochemical data attest that fractionated crystallization was the principal mechanism during the crystallization and generating the facies 1 and 2 (high evolved). Nb soil anomalies on the facies 2 are related to the astrophillite weathering.

Key-words: Europa granite, Pitinga, niobium

RESUMO

O granito Europa intrude rochas do Grupo Iricoumé, que é constituído predominantemente por rochas vulcanoclásticas de ambiente subaéreo (ignimbritos ricos em cristais, tufos maciços finos e arenitos sílticos tufáceos) e, subordinadamente, por riolitos hipabissais com composições equivalentes a sienogranitos, provavelmente geradas em ambiente do tipo caldeira. O granito Europa é um peralcalino (*hipersolvus*) de natureza peralcalina, não têm relação genética com as rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé, mas pode ter sido originado em estágios de ressurgência. Dados petrográficos e

geoquímicos atestam que a cristalização fracionada foi o principal mecanismo atuante durante a cristalização, gerando as fácies 1 e 2 (mais evoluída). Anomalias de Nb no solo sobre a fácies 2 são relacionadas à desestabilização de astrofilita por processo intempérico.

Palavras-chave: granito Europa, Pitinga, nióbio.

INTRODUÇÃO

A cassiterita aluvionar do distrito mineiro de Pitinga (Fig. 1) foi descoberta pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) em 1979 (Veiga Jr. *et al.* 1979). Pouco depois, foi iniciada a sua exploração pela Mineração Taboca S.A. que, no final dos anos 80, descobriu o minério primário associado aos granitos Madeira e Água Boa (Fig. 2). No primeiro ocorre um depósito de cassiterita de classe mundial (195 Mt) contendo Nb, Ta e criolita como co-produtos.

Diante da eminente exaustão das reservas aluvionares, a produção mineral no distrito voltou-se para o minério primário. Paralelamente, a pesquisa mineral foi redirecionada para outros corpos graníticos do distrito, implicando a realização de diversos estudos almejando uma melhor compreensão do arcabouço geológico regional, tendo como objetivo final a avaliação do potencial prospectivo na escala do distrito mineiro.

O mapa geológico regional (Fig. 2) foi elaborado a partir de um mapa geológico preliminar (Bastos Neto *et al.* 2004), obtido por técnicas de sensoriamento remoto (Ferron *et al.* 2002), que destacou a existência de uma configuração regional antes insuspeitada. A área de ocorrência do Grupo Iricoumé apresentou-se com a mesma forma da estrutura descrita por Veiga Jr. *et al.* (1979) como braquissinclinal do rio Pitinga, sugerindo a possibilidade desta última ser apenas parte de uma mega-estrutura regional. Por outro lado, os corpos graníticos aparentaram ter diferentes relações com a mega-estrutura e com a rocha encaixante (Grupo Iricoumé). Os granitos Madeira e Água Boa, por exemplo, são alongados na direção NE-SW e formam, juntamente com o granito Pedreira, um alinhamento paralelo ao flanco NW da estrutura. Contrastantemente, ocorrem corpos de forma irregular (granitos Simão e Bom Futuro, por exemplo) e um corpo circular, o granito

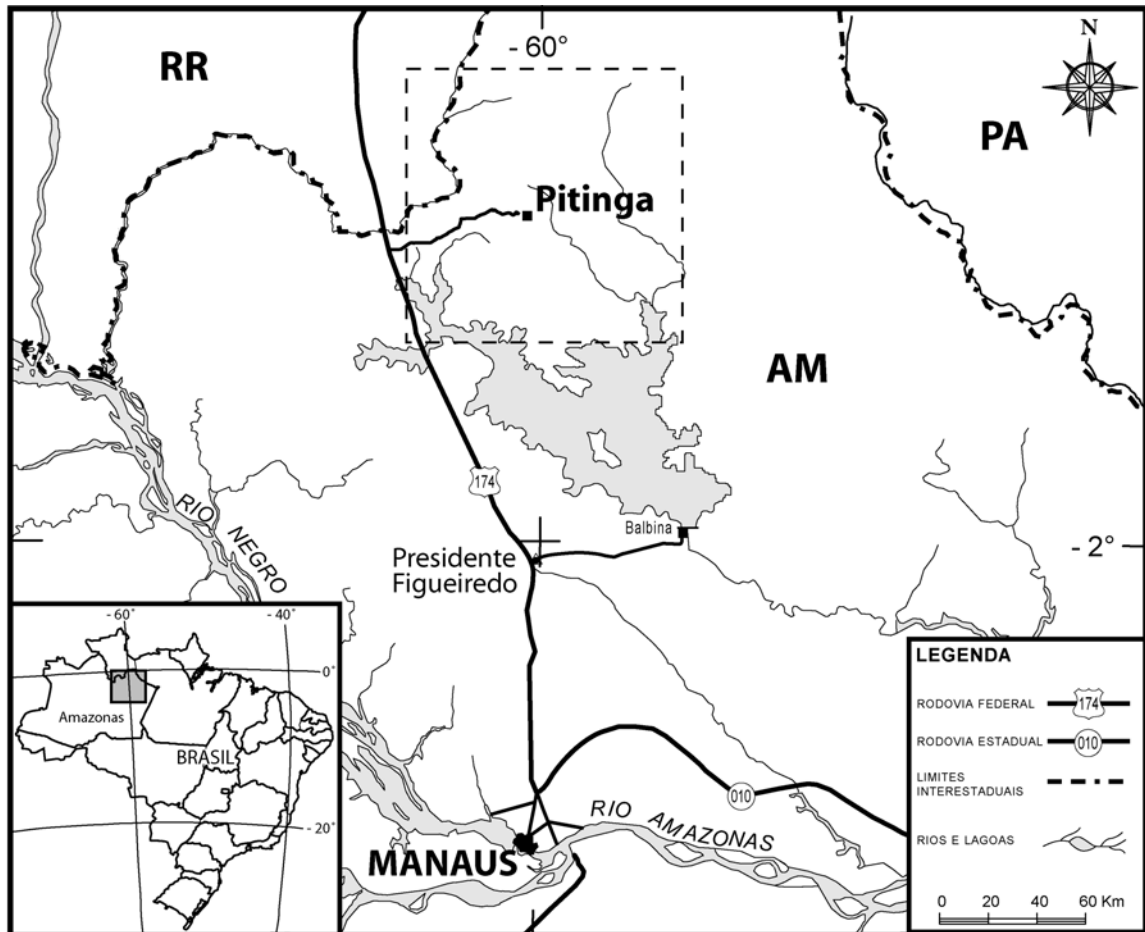
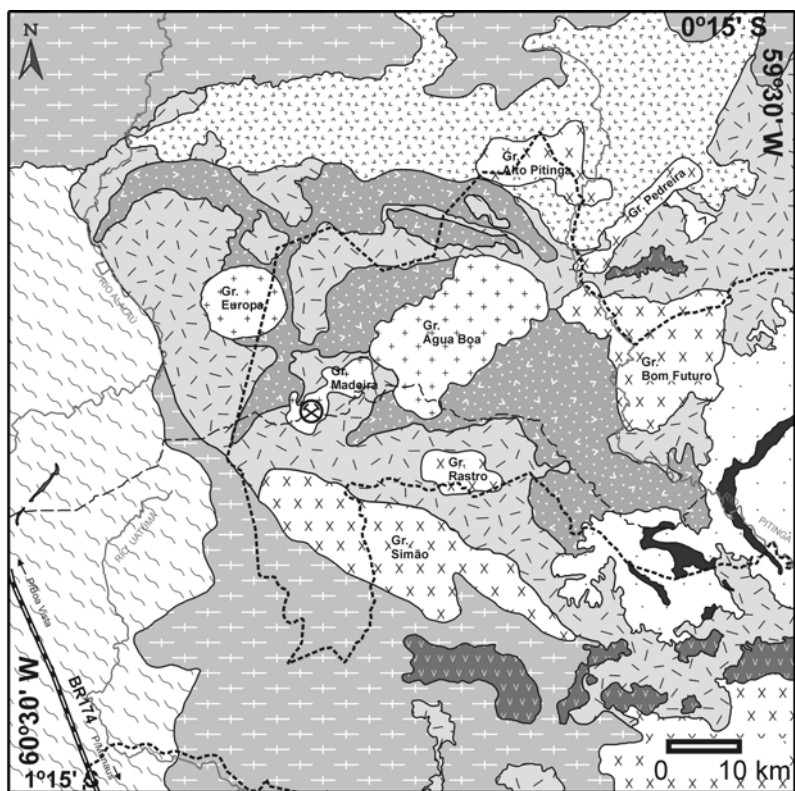


Figura 1. Mapa de localização do distrito mineiro de Pitinga.



Legenda

- Rios
- Rodovia BR 174 Estradas
- Mina de Pitinga
- Limites de reservas indígenas e biológica

Coluna estratigráfica do Distrito Mineiro de Pitinga

PROTEROZOICO	MESO	Formação Seringa	Basaltos alcalinos, diabásios e gabros	
		Formação Quarenta Ilhas	Diabásios, olivina-diabásios toleíticos e rochas diferenciadas ácidas	
	PALEO	Suíte Madeira	Sienogranitos, feldspato alcalino granitos e leucogranitos	
		Formação Urupi	Quartzo-arenitos, arcóseos, siltitos e piroclásticas associadas	
		Suíte Mapuera	Sienogranitos a monzogranitos e leucogranitos	
		Supergruppo Urubimá	Fm. Ouro Preto	Riolitos, riodacitos e quartzo-traquitos
			Fm. Paraíso	Tufos e ignimbritos ácidos
			Fm. Divisor	Andesitos porfíricos e latitos
		Suíte Intrusiva Água Branca	Monzogranitos, biotita-monzogranitos, granodioritos, biotita granodioritos e tonalitos	
		Complexo Guianense	Granitóides foliados, gnaisses e milonitos derivados de rochas granitóides	

Figura 2. Mapa geológico Regional do distrito mineiro de Pitinga (Ferron, 2005).

Europa. Por outro lado, ao norte deste corpo, foram identificadas estruturas em forma de arco. Assim, a partir do mapa preliminar, definiu-se como prioridade a realização de estudos detalhados em um corpo de cada um dos tipos morfológicos (alongado, irregular, circular e arco) e nas rochas do Grupo Iricoumé vizinhas a cada corpo.

O primeiro dos estudos acima referidos foi realizado no granito Europa e seus resultados constituem o presente artigo. Um de seus enfoques foi a investigação da origem das anomalias de Nb e Ta encontradas no solo do granito em antigas campanhas de prospecção. Foi possível relacionar estas anomalias à presença (e alteração) de um mineral relativamente raro, a astrofilita. Resultados importantes também foram obtidos na rocha encaixante (Grupo Iricoumé), onde foram reconhecidas rochas efusivas ácidas e rochas vulcanossedimentares, formadas em ambiente subaéreo e subdivididas em quatro grupos. Nos demais locais de estudo (Pierosan 2004), a associação espacial de rochas do Grupo Iricoumé, como as aqui descritas, com corpos graníticos epizonais (Suíte Intrusiva Mapuera), sugere a existência de um ambiente de caldeira na região (Ferron 2005, Bastos Neto *et al.* no prelo).

TRABALHOS ANTERIORES

A área de Pitinga localiza-se na porção sul do Escudo das Guianas, que faz parte do Cráton Amazônico, uma das maiores áreas cratônicas do mundo, com aproximadamente 430.000 Km². O cráton divide-se em dois escudos pré-cambrianos, o Escudo Guaporé e o Escudo da Guiana, separados pelas bacias paleozóicas Solimões e Amazonas. O Cráton é circundado por cinturões orogênicos neoproterozóicos (Tucava, na

Bolívia, Araguaia-Cuiabá, no Brasil Central e Tocantins, no Brasil) e encontra-se estável desde os últimos 1.0 Ga (Tassinari *et al.* 2000). As unidades geológicas aflorantes na região de Pitinga e entorno são descritas a seguir.

O Complexo Guianense ocorre na parte oeste da área, fora dos limites da mina Pitinga. Trata-se de granitóides isótopos, gnaisses, granulitos e milonitos derivados de rochas graníticas com idades provavelmente mais antigas ou próximas a 2.000 Ma (Dall'Agnol *et al.* 2003).

A Suíte Intrusiva Água Branca é composta por granitóides calcio-alcalinos metaluminosos a fracamente peraluminosos, com composições monzograníticas a granodioríticas, que têm características geoquímicas e petrográficas similares às dos granitóides do tipo I. São tardi ou pós-tectônicos, têm idade Rb/Sr de 1.951 Ma (Santos & Reis Neto 1982) a 1910 ± 47 Ma (Jorge João *et al.* 1985).

O Grupo Iricoumé, pertencente ao Supergrupo Uatumã, é a unidade geológica com maior distribuição areal no distrito de Pitinga, onde foram descritas lavas e rochas piroclásticas ácidas com composições predominantemente riolíticas a quartzotraquíticas e raros riodacitos ou dacitos (Costi 2000). Este autor obteve idade ^{207}Pb - ^{206}Pb em zircão de 1.888 ± 3 Ma.

O termo Suíte Intrusiva Mapuera (Araújo Neto & Moreira 1976) foi empregado para designar os equivalentes plutônicos do Supergrupo Uatumã. Veiga Jr. *et al.* (1979) agruparam nesta suíte todos os granitóides genericamente considerados como anorogênicos do tipo A, que ocorrem na parte sul do Escudo das Guianas. No distrito de Pitinga (Ferron 2005), ocorrem 5 corpos desta suíte, correspondendo a sienogranitos e subordinadamente monzogranitos isótopos, que apresentam características mineralógicas e químicas e idades similares àquelas das rochas do Grupo Iricoumé.

A Formação Urupi ocorre na parte leste da área. Segundo Veiga et al. (1979), compreende uma seqüência de sedimentos flúvio-eólicos continentais e piroclásticas. Predominam quartzo-arenitos, arcóseos e subordinadamente argilitos e siltitos.

A Suíte Madeira (Costi 2000) é composta três corpos graníticos. O granito Madeira é constituído pelas fácies anfibólio-biotita sienogranito, biotita-feldspato alcalino granito, albita granito e feldspato alcalino granito hipersolvus porfirítico. O granito Água Boa é constituído pelas fácies anfibólio-biotita sienogranito, biotita sienogranito porfirítico, biotita feldspato alcalino granito de caráter hipersolvus e topázio granito porfirítico.

A primeira referência ao granito Europa consta em relatórios de campanha de prospecção, da Mineração Taboca S.A, na qual foi identificado em fotografia aérea, denominado e descrito originalmente como um batólito de natureza peralcalina. Neste mesmo ano foi realizada amostragem de solo, sedimento de corrente e rocha. Nos anos de 1993, 1996 e 2001 foram realizadas campanhas de amostragem para adensamento da malha de solo, sendo possível delimitar locais com teores anômalos de Ta₂O₅ e Nb₂O₅.

Lenharo (1998) considera que o granito Europa provém da mesma fonte da fácies albita granito do granito Madeira, pois, entre todos corpos graníticos da região de Pitinga, somente oeste granito possui afinidades geoquímicas e granito *hipersolvus* associado, como é o caso do albita granito. Costi *et al.* (2000) referem-se ao granito como um corpo semi-circular, equigranular médio, *hipersolvus*, cujo mineral varietal é um anfibólio alcalino (arfvedsonita ou riebeckita) e obtiveram uma idade ²⁰⁷Pb-²⁰⁶Pb em zircão de 1.829 Ma.

A Formação Quarenta Ilhas (Veiga Jr. *et al.* 1979) é constituída por diabásios, gabros e diferenciados (monzo-gabros, monzo-dioritos, quartzo-monzonitos e

alaskitos) intrusivos na Formação Urupi. Segundo Montalvão (1975), estas rochas preenchem falhas anelares provenientes do colapso de caldeira. Santos et al. (2000) obtiveram uma idade U-Pb em badeleita de 1780 ± 3 Ma. A Formação Seringa representa o último evento ígneo na região. É composta por basaltos alcalinos, que apresentam idades K-Ar em hornblenda de 1079 ± 18 (Araújo Neto & Moreira 1976).

MATERIAIS E MÉTODOS

Para o mapeamento geológico foram utilizadas as trilhas abertas para as amostragens de solo efetuada nos anos 90, cujos resultados foram incorporados ao presente trabalho. No presente trabalho de mapeamento foram confeccionadas 42 lâminas petrográficas e selecionadas oito amostras de rocha granítica para análises químicas realizadas no Laboratório de Geoquímica do Instituto de Geociências da UFRGS (elementos maiores) e na Lakefield Geosol (elementos traço e terras raras). A determinação dos minerais acessórios foi realizada através de análises por microscopia eletrônica de varredura (Centro de Microscopia Eletrônica) e por microsonda eletrônica (CPGq do Instituto de Geociências), ambos da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. A fórmula estrutural dos anfibólios foi calculada utilizando-se o software Mincal (Gualda, & Vlach, 2005).

GEOLOGIA DA ÁREA

O mapa geológico da parte leste do granito Europa é apresentado na figura 3. Os pontos com descrições das rochas do Grupo Iricoumé são indicados na mesma figura.

Grupo Iricoumé

As análises petrográficas macroscópica e microscópica das amostras do Grupo Iricoumé possibilitaram identificar quatro grupos de rochas.

Ignimbritos

Estas rochas têm como característica macroscópica principal a abundância de fenocristais com aspecto predominantemente clástico (Fig 4a), embora cristais subédricos a euédricos também sejam observados. A presença de golfos de corrosão em quartzo e a reabsorção de feldspatos são os principais registros de atuação de calor durante a geração dos ignimbritos. Os fenocristais estão envolvidos por uma matriz constituída predominantemente por púmices e por raros litoclastos. As fases feldspato alcalino e quartzo são predominantes, com conteúdos subordinados de plagiocásio, além de litoclastos conatos de riolitos. As fases acessórias presentes são zircão e apatita. A presença de púmices achatados é responsável pela geração de *fiamme*, cuja orientação gera uma incipiente textura eutaxítica.

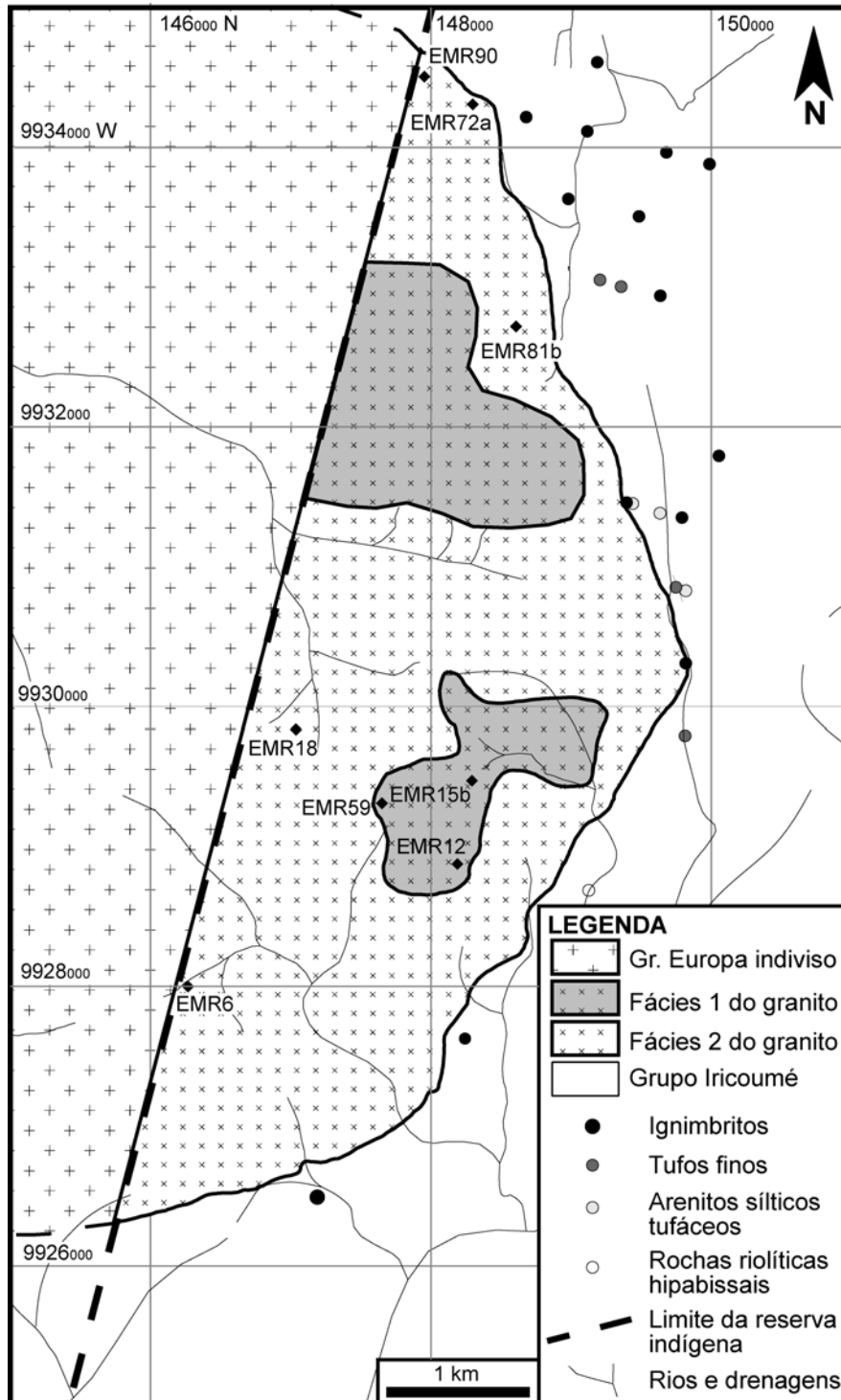


Figura 3. Mapa geológico da parte leste do Granito Europa com pontos de descrição das rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé.

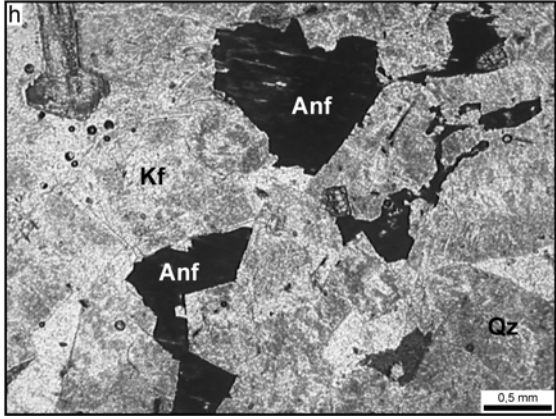
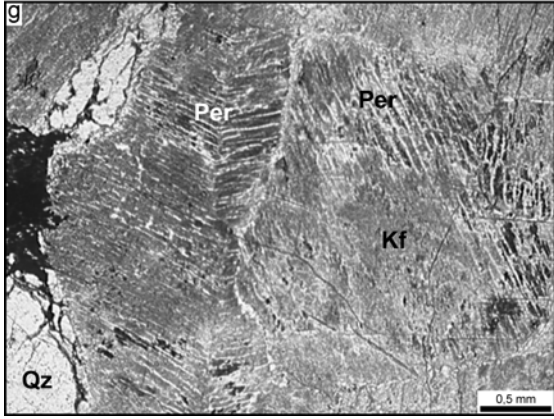
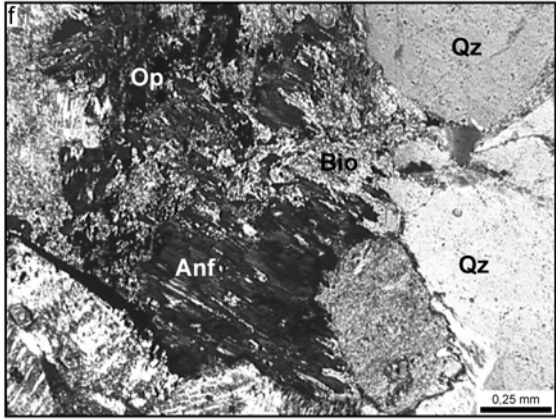
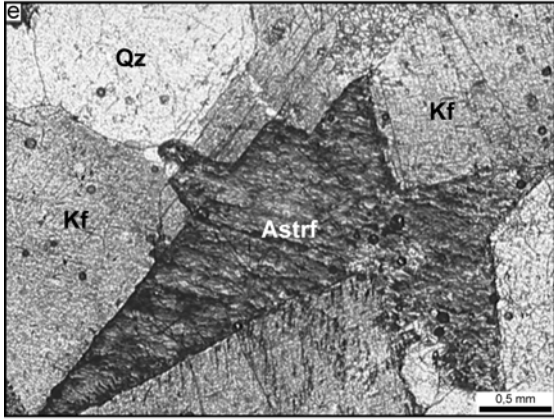
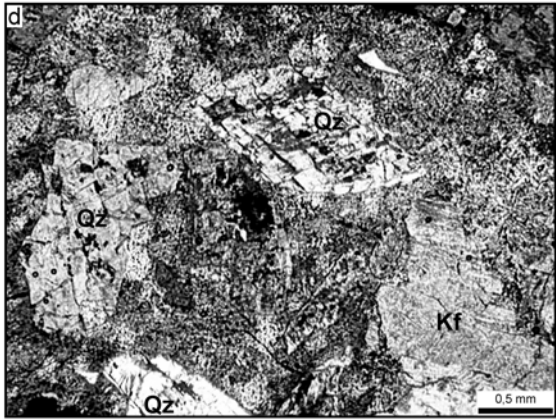
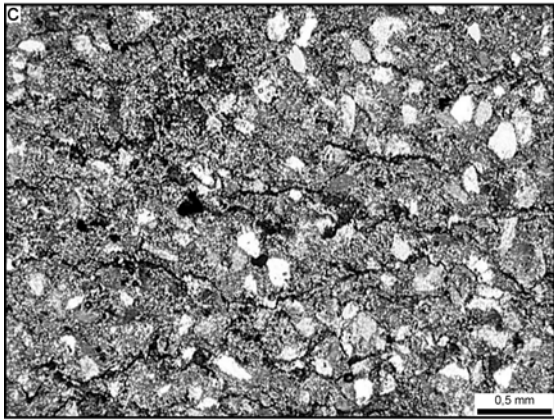
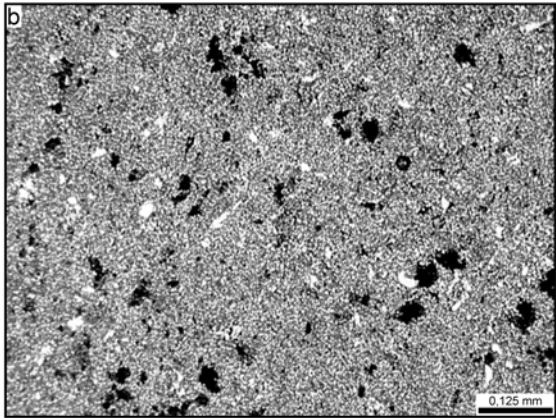
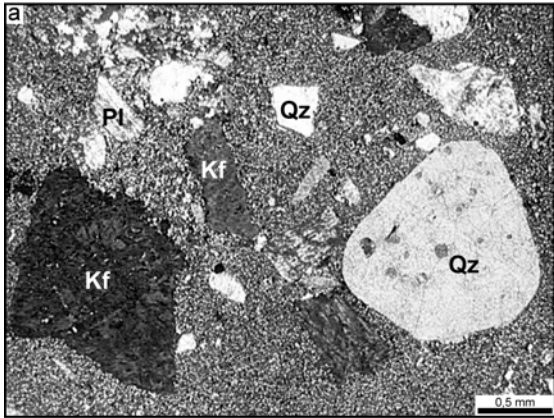


Figura 4. Fotomicrografias mostrando aspectos texturais do Granito Europa e das rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé ao seu entorno. (a) Ignimbrios ricos em cristais: fenocristais de quartzo, k-feldspato e plagioclásio com aspecto clástico envolvidos por uma matriz quartzo-feldspática recristalizada, N.C. (b) Tufos finos de queda: possuem caracteristicamente uma regularidade granulométrica constituída predominantemente por shards desvitrificados, N.C. (c) Arenitos siltíticos tufáceos: a forma dos clastos evidencia a imaturidade dessas rochas e uma sutil granoclassificação dos constituintes, N.C. (d) Riolitos hipabissais: destaque para as fraturas de resfriamento em cristaloclastos de quartzo e K-feldspato, N.C. (e) Grãos subédricos a euédricos de astrofilita, intersticiais tardios, L.N. (f) Biotita substituindo parcialmente o anfibólio alcalino, N.C. (g) Pertita da fácies 2 com alteração para argilominerais, LN. (h) Grãos tardios de anfibólio alcalino, LN

Tufos finos de queda

Os tufos ocorrem em estreita associação espacial com os ignimbritos. Esses são maciços, com raras estruturas planares, constituídos essencialmente por cinzas finas, com uma expressiva regularidade granulométrica (Fig. 4b). Ao microscópio predomina uma composição quartzo-feldspática, observando-se, localmente, fraturas perlíticas parcialmente preservadas. As características das amostras sugerem um regime de queda, não sendo possível descartar uma relação com os depósitos de fluxo piroclástico. As alterações hidrotermais são representadas pela associação branca e epidoto.

Arenitos sílticos tufáceos

Em duas lâminas, foram identificadas características de acumulações vulcanoclásticas ressedimentadas, onde os constituintes mantêm, em parte, as condições texturais primárias (Fig. 4c). As amostras de mão apresentam estratificação plano-paralela.

Composicionalmente, esse litotipo é rico em quartzo e feldspato potássico, com conteúdos subordinados de plagioclásio. Estas fases possuem contornos irregulares, em geral com hábitos alongados, são envolvidas por uma matriz rica em cinza e púmices, localmente se observam concentrações de fragmentos de cristais. Os produtos de alteração identificados foram principalmente epidoto (pistacita e clinozoisita). As principais características das amostras são as preservações textural dos clastos, a homogeneidade composicional e a ausência de feições relacionadas à soldagem. Tais feições indicam imediato transporte sedimentar e deposição, provavelmente relacionada a depósitos gerados por fluxo de massa.

Deve-se considerar que todos os depósitos de origem vulcânica estão sujeitos a ação de intemperismo e erosão, sendo os produtos clásticos nestes casos denominados epiclastos. Porém, é também comum a liberação de partículas de depósitos piroclásticos fracamente soldados ou mesmo não soldados. Nestes casos, os fragmentos são deslocados, sem sofrer a ação acentuada do intemperismo, mantendo o aspecto da textura original, não podendo estes fragmentos ser definidos como epiclastos.

Riolitos hipabissais

Macroscopicamente, predomina a textura porfirítica com fenocristais de quartzo globulares e feldspato potássico subédricos a euédricos e raros plagioclásios envolvidos por uma matriz quartzo-feldspática microcristalina (Fig. 4d). Essa mesma textura é observada em lâmina delgada, confirmando o predomínio de fenocristais de quartzo e feldspato potássico, além de quantidades subordinadas de plagioclásio. Não foram observadas estruturas planares de fluxo, a distribuição dos grãos sugere fluxo turbulento. A composição mineralógica é equivalente à de sienogranitos.

Adicionalmente, foram identificados, em uma das amostras, xenólitos de rocha granítica com textura fanerítica. A matriz representa cerca de 65% da rocha e apresenta uma textura micropoiquítica típica de desvitrificação ou de cristalização simultânea a de quartzo e feldspato. O quartzo frequentemente possui golfos de corrosão sendo os contatos difusos entre os feldspatos e a matriz, sugerindo feições de desequilíbrio no final da cristalização. As fases acessórias são apatita e zircão, sendo epidoto, clorita, mica branca e minerais opacos os produtos de alteração identificados.

GRANITO EUROPA

Nas campanhas progressas de geoquímica de solo, foram observadas anomalias positivas de Nb_2O_5 e Ta_2O_5 com teores de até 700ppm e 500ppm, respectivamente. Esses teores são comparáveis com os encontrados em amostras de solo na fácies albita granito do granito Madeira, que é mineralizado em Nb_2O_5 e Ta_2O_5 sob a forma de pirocloro e columbita. As anomalias ocorrem em dois locais, predominantemente sobre a fácies 2. (Fig. 5).

O mapeamento do granito Europa permitiu identificar e delimitar duas fácies denominadas fácies 1 e fácies 2 (Fig. 3). A fácies 1, predominante na área mapeada, tem textura equigranular média a grossa e cor cinza claro. A fácies 2 contrasta com a anterior pela cor vermelha intensa, pela textura grossa e pelo menor conteúdo de máficos. A esta fácies superpõem-se as zonas com teores anômalos no solo.

Microscopicamente, a fácies 1 é um anfibólio alcalino pertita granito, com estrutura maciça e textura equigranular hipidiomórfica média a grossa. A mineralogia essencial é composta por feldspato alcalino e quartzo. Os varietais são riebeckita e ferro-richterita e os acessórios são o zircão e a apatita. Os produtos de modificação subsólidos e hidrotermal são a albita e a biotita.

O feldspato alcalino (pertita) é geralmente subédrico com hábito prismático curto e dimensão média de 5 mm, atingindo até 7 mm com contatos intercristalinos retos a serrilhados. Nos prismas mais desenvolvidos, destaca-se a presença de maclas de Carlsbad. As pertitas são dos tipos *strings* e *rods* e em algumas amostras possuem composições compatíveis com às das mesopertitas. O intercrescimento das pertitas com quartzo amebóide define uma textura micrográfica. Nesta rocha também foram observados

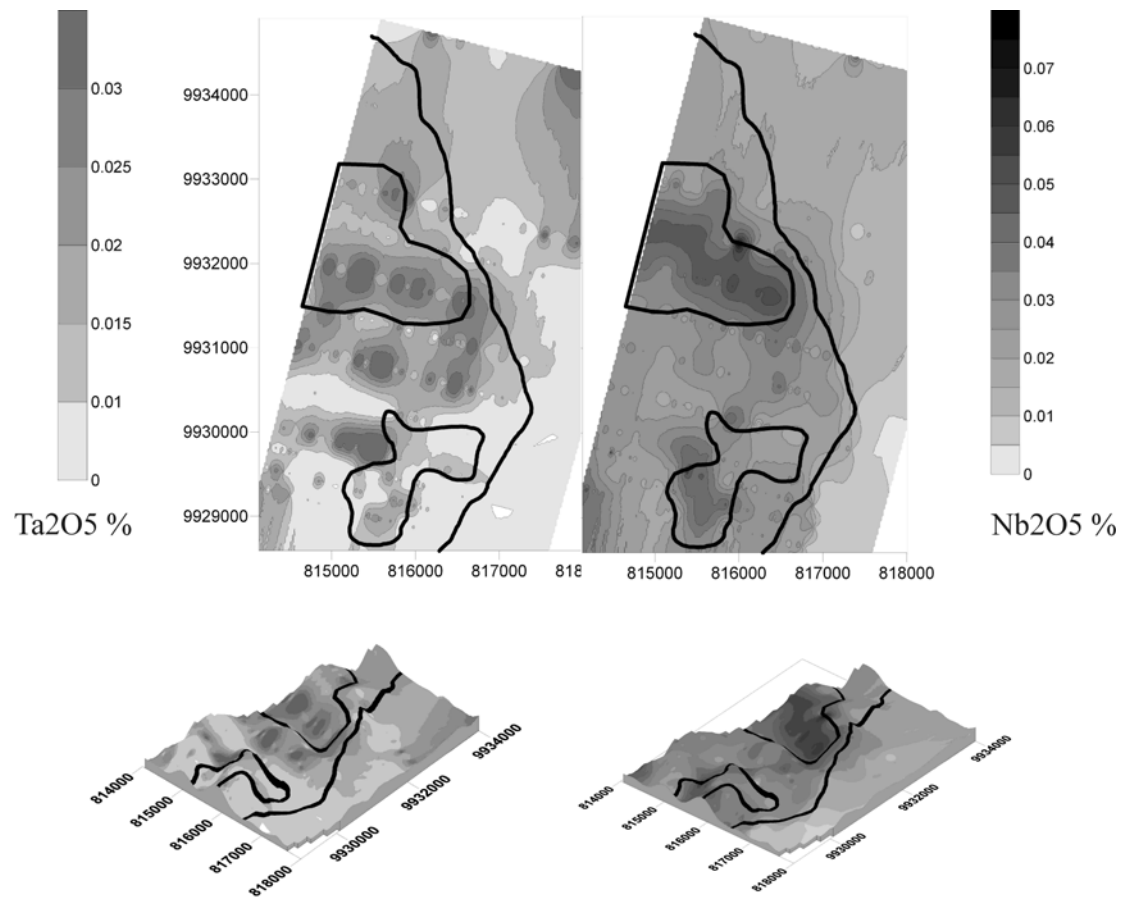


Figura 5. Mapa de anomalias geoquímicas de Nb₂O₅ e Ta₂O₅ no solo.

pequenos prismas de albita (0,5 mm de tamanho médio) com contatos retos a serrilhados, inclusos na pertita e com crescimentos epitaxiais nas bordas.

O quartzo possui dimensões entre 2 e 6 mm, hábito arredondado e contatos lobados a serrilhados. Ocorre também como grãos menores (1 mm) geralmente incluso nos feldspatos. Nos grãos maiores observa-se forte extinção ondulante e inclusões de zircão e anfibólio acicular.

O anfibólio sódico é geralmente anédrico a subédrico com hábito prismático curto e contatos predominantemente retos. Ocorre também como aglomerados de microcristais (0,1 mm na média) aciculares e radiados. O pleocroísmo azul a azul-esverdeado, aliado ao ângulo de extinção entre 2° e 5°, é compatível com as características óticas de arfvedsonita ou riebeckita. A astrofilita ocorre como mineral acessório na forma de grãos subédricos a euédricos, de aspecto lamelar, intersticiais tardios (Fig. 4e). A biotita ocorre mais freqüentemente substituindo parcialmente o anfibólio alcalino (Fig. 4f).

O zircão ocorre como prismas curtos euédricos a subédricos, com bordas retas a arredondadas e possui dimensão média de 0,4 mm, sendo raramente maior que 1 mm, freqüentemente zonado e possuindo halos metamícticos, por vezes bastante desenvolvidos. A apatita é geralmente anédrica, com hábito prismático curto e dimensão média de 0,5 mm com contatos retos a lobados.

A ordem de cristalização na fácies 1 indica a estabilização precoce de zircão e apatita, seguida pela cristalização de pertita em condições *hipersolvus*. A cristalização do quartzo é parcialmente contemporânea à das pertitas e segue até o estágio final, no qual ocorre a formação de anfibólio alcalino. O líquido final gerou albita no contato entre os grãos e bordas das pertitas. Contemporaneamente, ocorreu a substituição parcial dos

anfibólitos por biotita possivelmente ligada a reações *subsólidas*. A composição modal é 45% de feldspato alcalino, 47% de quartzo, 5% de anfibólio sódico, 2% de albita e 1% de zircão, alanita, ilmenita e apatita.

A fácies 2 também é um anfibólio alcalino pertita granito com textura equigranular grossa. A mineralogia essencial é feldspato alcalino (pertita) e quartzo; o mineral varietal é a riebeckita; os minerais acessórios são zircão e apatita e os minerais de alteração são albita, biotita e opacos.

A pertita é anédrica a subédrica, com hábito prismático curto, dimensões em torno de 6 mm e contatos lobados a serrilhados, formando *strings* e *rods* que atingem, em média, 30% de albita. Observa-se também textura micrográfica com formas arredondadas a vermiformes. Assim como na fácies 1, nos prismas de feldspato mais desenvolvidos nota-se a presença de maclas de Carlsbad. A coloração avermelhada em luz natural indica condições oxidantes durante os estágios finais de cristalização. Caracteristicamente, a pertita da fácies 2 altera para argilominerais (Fig. 4g).

O quartzo é geralmente anédrico, com forma arredondada e dimensão média de 5 mm, possuindo contatos lobados a serrilhados. Nos grãos mais desenvolvidos, observa-se intensa extinção ondulante e inclusões de zircão metamórfico.

A riebeckita ocorre geralmente como prismas curtos, com 4 mm de tamanho médio, sendo, em alguns casos, substituída por minerais opacos e biotita.

Na fácies 2 ocorrem prismas curtos de albita, que possuem dimensões entre 0,1 e 0,3 mm e contatos serrilhados nas bordas das pertitas. Esta fácies pode conter até 3% de albita, que geralmente têm macla polissintética bem desenvolvida.

O zircão forma cristais prismáticos curtos euédricos, com dimensões de 0,1 mm até 1,5mm e ocorre como grãos inclusos em cristais de quartzo e de pertita. Possui

forte metamictização, com halos escuros nas bordas dos prismas. A apatita ocorre inclusa em cristais de quartzo, possui tamanho em torno de 0,5 mm e os contatos são retos a lobados. Os minerais opacos ocorrem associados a minerais máficos, como grãos anédricos e arredondados (tamanho médio de 0,5 mm) e como pequenos prismas alongados (até 2mm), com contatos lobados a retos.

A cristalização iniciou com a formação dos minerais acessórios e com a estabilização de pertita, indicando o caráter *hipersolvus*. A cristalização do quartzo foi parcialmente contemporânea às das pertitas e seguiu até os estágios finais. O anfibólio alcalino como única fase varietal e sua estabilização nos estágios finais (Fig. 4h) sugere uma afinidade peralcalina. A substituição parcial do anfibólio por biotita e opacos provavelmente foi gerada por reações no estado *subsolidus*.

A composição modal é 50% de feldspato alcalino, 46% de quartzo, 3% de anfibólio alcalino, 1% de albita, zircão (traço), apatita (traço) e opacos (traço).

GEOQUÍMICA

Os resultados das análises químicas do granito Europa encontram-se na tabela 1. Trata-se de um sistema alta sílica, com teores de SiO₂ entre 72% e 78%. Esse tipo de sistema pode tornar difícil a classificação da rocha baseada apenas em parâmetros químicos. Além disso, os processos petrológicos e geoquímicos podem adquirir peculiaridades decorrentes da maximização do papel desempenhado por fatores como a atividade de fluidos, saturação dos líquidos em elementos incompatíveis, polimerização e

outros (Naime e Nardi, 1991). Por isso, os dados de geoquímica foram correlacionados e comparados com as análises mineralógicas e com a petrografia. O diagrama R1/R2 (De La Roche, 1980) foi utilizado para a classificação química do granito Europa, as amostras ocupam o campo dos feldspato alcalino granitos (Fig. 6).

Nos diagramas de Harker para elementos maiores e traços (Fig.7) observa-se um padrão bem definido de distribuição, evidenciando que os altos conteúdos de SiO_2 funcionam, nesse caso, como bons índices de diferenciação. A correlação negativa entre os teores de SiO_2 e os de Al_2O_3 , de Na_2O , K_2O e CaO indica a cristalização fracionada dos feldspatos alcalinos (Fig. 7 a, b, c e d). No caso do K_2O ocorre uma dispersão maior, provavelmente devida à atuação de processos de alteração hidrotermal nos estágios finais, onde ocorre a cristalização de astrofilita e de biotita.

O conteúdo de FeO apresenta uma forte correlação negativa com o aumento da diferenciação (Fig. 7 e). As análises de Fe_2O_3 (Fig. 7 f) têm padrão de distribuição mais disperso, o que resulta do fracionamento de fases com Fe^{+2} nas porções menos diferenciadas e do aumento do Fe^{+3} nas porções mais diferenciadas. Essa distribuição dos teores de FeO deve estar relacionada com a ocorrência de ferro-richterita nas amostras menos diferenciadas e a presença de anfíbólios tipicamente alcalinos, como a riebeckita, nas amostras mais diferenciadas. Outra evidência do fracionamento de anfibólio sódico-cálcico é a correlação negativa dos teores de MnO com a diferenciação (Fig. 7 g).

O padrão de distribuição do TiO_2 tem correlação negativa com SiO_2 , que pode ser explicada pela cristalização fracionada de fases acessórias portadoras de Ti (Fig. 7 h). Os conteúdos de P_2O_5 correlacionam-se negativamente com a diferenciação, exceto na amostra EMR 12, que possui teores mais elevados, provavelmente pela acumulação de apatita, o que poderá ser confirmado em estudos posteriores (Fig. 7 i). A redução nos teores

de MgO com a diferenciação pode ser explicada principalmente pela cristalização da biotita (Fig. 7 j). A evolução dos conteúdos de Rb, Sr e Ba (Fig. 7 k, l e m) está de acordo com o

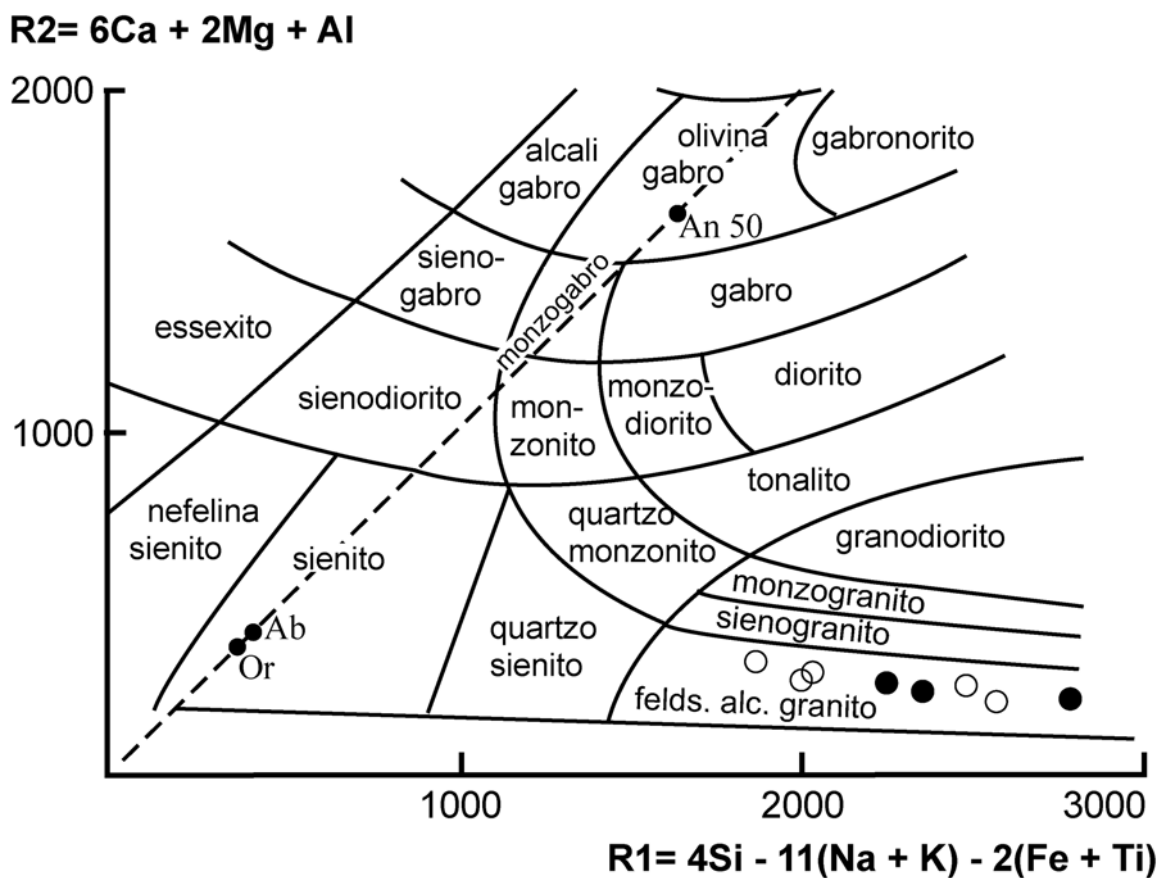


Figura 6. Diagrama R1/R2 (De La Roche, 1980) utilizado na classificação do Granito Europa. Os círculos vazios são as amostras da fácies 1 e círculos cheios da fácies 2.

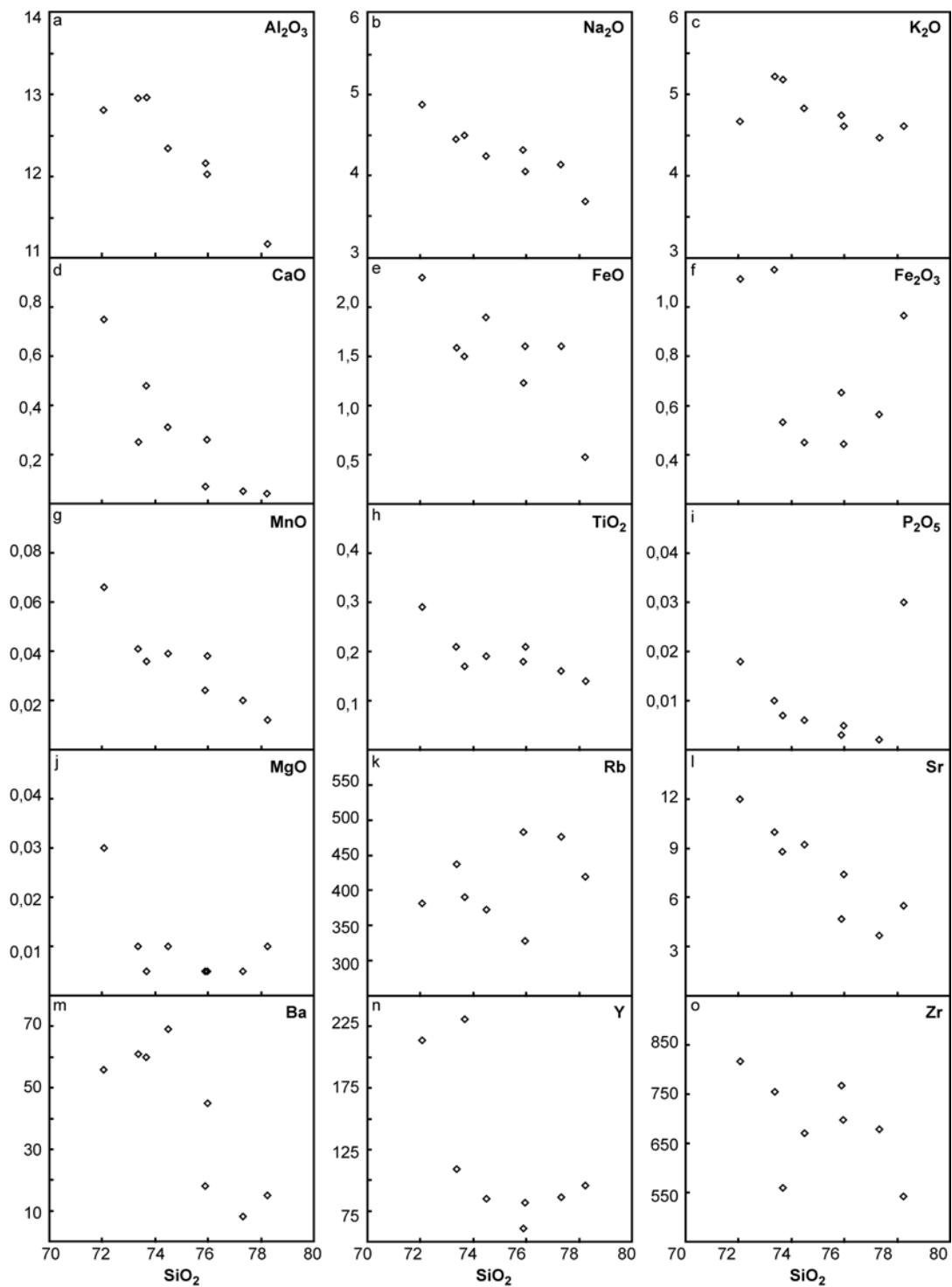


Figura 7. Diagramas de Harker com as análises químicas de elementos maiores e traços do Granito Europa. Os elementos maiores estão representados em % peso e os elementos traço em ppm.

fracionamento de feldspatos. O decréscimo acentuado nos teores de Y e Zr (Fig. 7 n e o) relaciona-se ao fracionamento de minerais acessórios como a alanita e o zircão.

As amostras da fácies 1 possuem composição desde peralcalinas até metaluminosas, enquanto as amostras da fácies 2 variam entre peralcalinas e peraluminosas, sendo estas as mais diferenciadas (Fig. 8). A redução acentuada no conteúdo de ETRL, enquanto que os ETRP permanecem com os teores praticamente constantes está provavelmente relacionada à maior presença de zircão e alanita em algumas amostras (Fig. 9). Por outro lado, em função dos elevados teores de F no granito Europa (Costi *et al.* 2000) pode-se aventar que o decréscimo dos ETRL esteja relacionado a complexação dos ETR e do Zr com aquele elemento. A correlação da razão Zr/Yb com a diferenciação é positiva, porém as razões Zr/SiO₂ e Yb/SiO₂ decrescem. Assim, o decréscimo de Yb em relação ao Zr deve-se ao aumento do coeficiente de partição do Yb no zircão (Mahood *et al.* 1980).

No cálculo da norma CIPW (Tab. 1), destaca-se a presença de acmita normativa em algumas amostras, o que evidencia a natureza peralcalina deste granito. A razão Al₂O₃ x FeO_t, comumente empregada para diferenciar rochas vulcânicas com afinidades comendíticas das panteleríticas, foi testada para as amostras do granito Europa com acmita normativa. As amostras ocuparam o campo dos comenditos.

QUÍMICA MINERAL

Os resultados das análises químicas dos anfibólios são apresentados na tabela 2. Nos raros cristais não afetados pelos processos tardimagmáticos reconhecidos

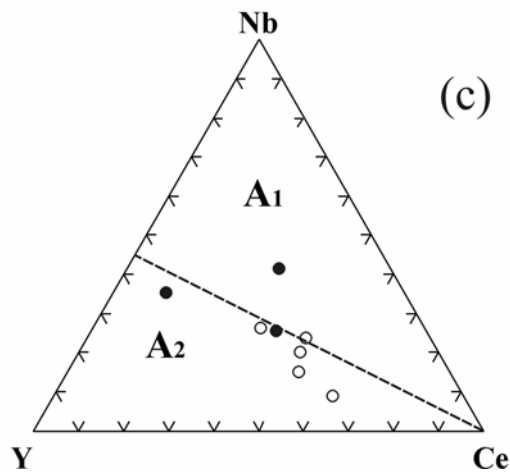
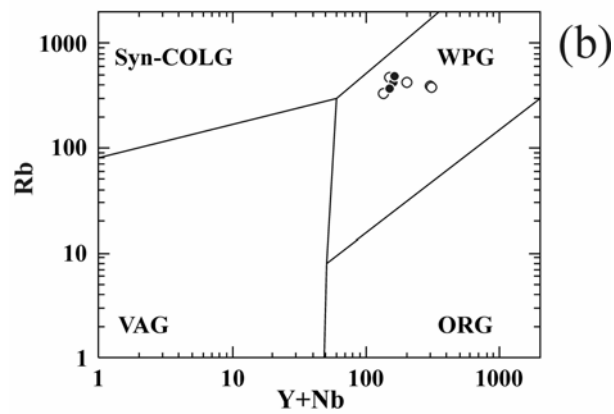
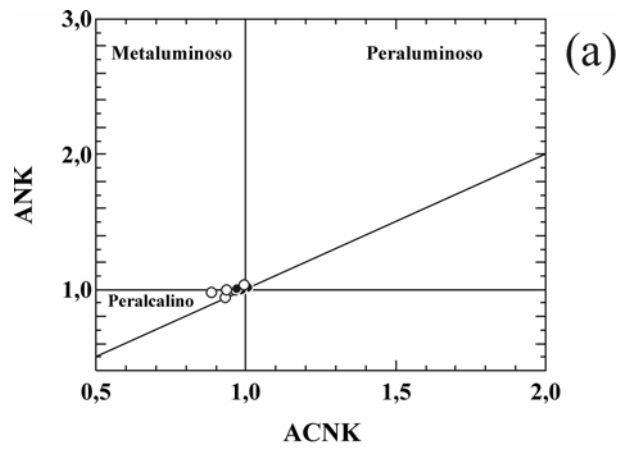


Figura 8.(a) Diagrama de Maniar & Picolli (1989) baseado nos índices de Shand, para as amostras do Granito Europa. (b) Diagrama de Pearce (1984) para classificação de acordo com o ambiente tectônico das rochas granitóides. (c) Classificação de Eby (1992) para a distinção dos granitóides tipo A em A₁ ou A₂ de. Os círculos vazios são as amostras da fácies 1 e círculos cheios da fácies 2.

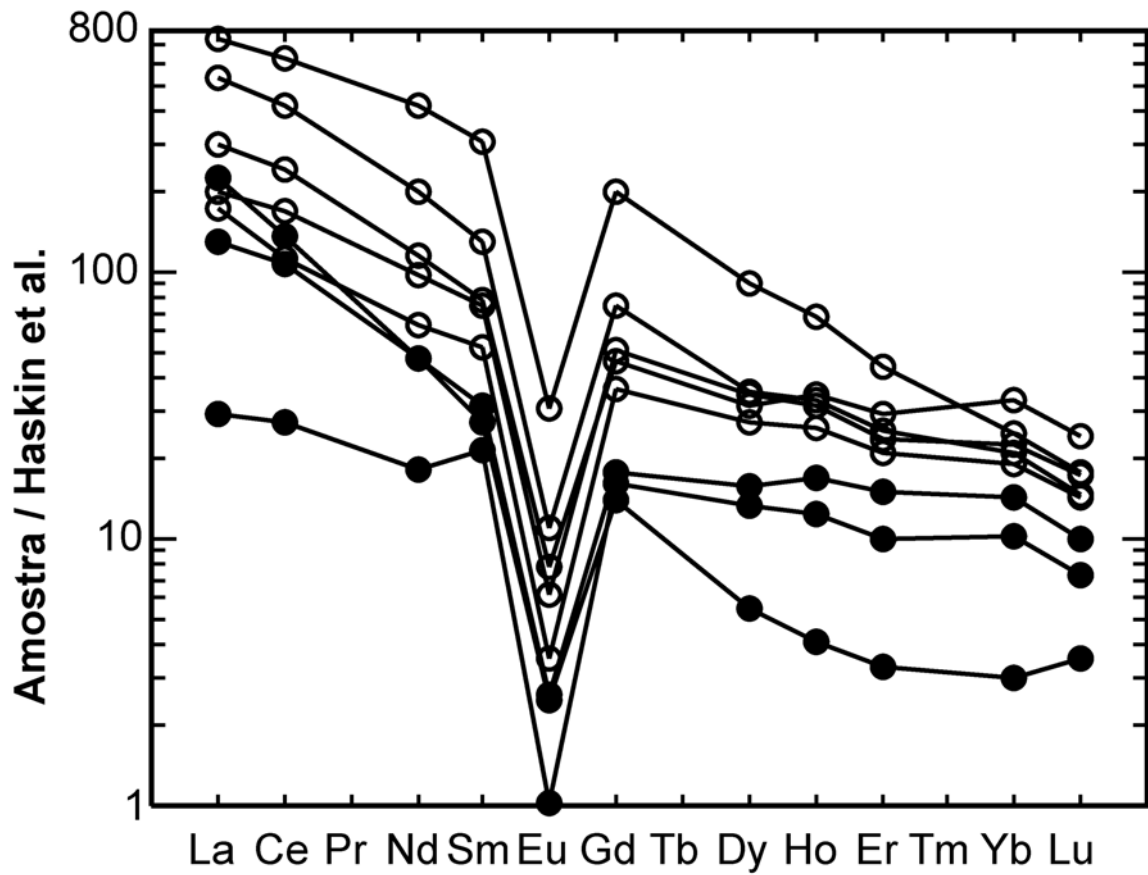


Figura 9. Diagrama de ETR normalizado pelo condrito de Haskin et al. (1968). Os círculos vazios são as amostras da fácies 1 e círculos cheios da fácies 2.

Tabela 1. Resultado das análises químicas do granito Europa e cálculo da norma CIPW. Os elementos maiores estão representados em % peso e os elementos traço em ppm.

Amostra	Fácies 1					Fácies 2		
	EMR 18	EMR 06	EMR 90	EMR 81B	EMR 72A	EMR 59	EMR 15 B	EMR 12
SiO ₂	72,06	73,36	73,67	75,97	77,32	74,49	75,90	78,24
Al ₂ O ₃	12,81	12,95	12,96	12,03	10,90	12,34	12,16	11,18
Fe ₂ O ₃	1,11	1,15	0,53	0,44	0,56	0,45	0,65	0,97
FeO	2,30	1,59	1,50	1,60	1,60	1,90	1,23	0,48
MnO	0,07	0,04	0,04	0,04	0,02	0,04	0,02	0,01
MgO	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
CaO	0,75	0,25	0,48	0,26	0,05	0,31	0,07	0,04
Na ₂ O	4,88	4,45	4,50	4,05	4,13	4,24	4,31	3,68
K ₂ O	4,67	5,21	5,18	4,61	4,47	4,83	4,74	4,61
TiO ₂	0,29	0,21	0,17	0,21	0,16	0,19	0,18	0,14
P ₂ O ₅	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,03
PF	0,80	0,60	0,80	0,60	0,60	1,00	0,60	0,60
total	99,79	99,83	99,84	99,82	99,82	99,80	99,88	99,99
Ga	47,00	51,00	45,00	47,00	46,00	47,00	55,00	45,00
Hf	23,00	22,00	16,00	19,00	24,00	17,00	22,00	16,00
Nb	98,00	95,00	72,00	54,00	63,00	65,00	102,00	64,00
Rb	382,00	437,00	390,00	328,00	476,00	373,00	483,00	419,00
Th	93,00	96,00	66,00	79,00	78,00	68,00	102,00	93,00
U	13,00	17,00	13,00	< 10	< 10	< 10	10,00	< 10
Ba	56,00	61,00	60,00	45,00	8,20	69,00	18,00	15,00
Sr	12,00	10,00	8,80	7,40	3,70	9,20	4,70	5,50
Y	214,00	109,00	231,00	82,00	86,00	85,00	61,00	96,00
Zr	817,00	755,00	560,00	698,00	678,00	671,00	768,00	542,00
La	171,20	96,67	235,40	63,87	54,77	71,13	41,62	9,34
Ce	330,60	189,90	493,10	131,80	88,92	105,60	83,13	21,64
Nd	116,00	66,74	240,80	55,98	36,97	27,50	27,75	10,56
Sm	23,69	14,39	56,85	13,77	9,57	5,05	5,79	3,94
Eu	0,78	0,55	2,19	0,44	0,25	0,18	0,19	0,07
Gd	19,15	11,96	51,47	12,96	9,43	3,59	4,57	4,16
Dy	12,29	10,74	31,08	11,89	9,48	1,87	5,42	4,60
Ho	2,34	2,42	4,69	2,20	1,82	0,29	1,19	0,87
Er	5,75	6,66	10,02	5,30	4,70	0,75	3,36	2,26
Yb	3,90	6,15	4,65	4,24	3,51	0,56	2,68	1,92
Lu	0,49	0,83	0,61	0,59	0,48	0,12	0,34	0,25
Q (S)	46,15	30,44	47,68	33,53	54,72	30,03	52,25	39,45
or (KAS6)	27,91	29,42	30,94	27,48	26,65	28,92	28,24	27,44
ab (NAS6)	0	35,9	0	34,5	0	36,27	0	31,3
an (CAS2)	0	0,8	0	1	0	0,34	0	0,02
C (A)	0	0,08	0	0	0	0	0	0,12
ac (NFS4)	3,24	0	1,55	0	1,63	0	1,89	0
ns (NS)	8,85	0	8,53	0	7,76	0	8,04	0
Di wo (CS)	1,53	0	0,99	0,11	0,1	0,49	0,14	0
Di fs (FS)	1,74	0	1,12	0,13	0,11	0,56	0,16	0
Hy em (MS)	0	0	0	0	0	0	0	0
Hy fs (FS)	2,17	1,32	1,44	2,18	2,61	2,35	1,86	0
mt (FF)	0	1,68	0	0,64	0	0,66	0	1,19
he (F)	0	0	0	0	0	0	0	0,16
il (FT)	0,56	0,36	0,33	0,4	0,31	0,37	0,34	0,27
ap (CP)	0,04	0	0,02	0,01	0	0,01	0,01	0,07
Total	92,18	100	92,59	100	93,9	100	92,93	100

Tabela 2. Resultado das análises químicas dos anfíbólios por microsonda eletrônica e cálculo da fórmula estrutural utilizando o *software* Mincal (Gualda, & Vlach, 2005).

		FÁCIES 1						FÁCIES 2	
		FERRO-RICHTERITA			RIEBECKITA				
AMOSTRA	EMR 18			EMR 1				EMR 59	
PONTO	EA 18 4	EA 18 5	EA 18 7	EA 1 9	EA 1 10	EA 1 3	EA 1 6	EA 59 4	EA 59 6
SiO ₂	46,52	46,06	47,44	49,53	50,02	50,33	49,61	52,34	52,07
Al ₂ O ₃	2,70	2,51	1,77	1,45	1,21	0,82	1,64	0,46	0,48
FeO	33,14	33,59	33,59	34,28	34,73	34,56	34,06	37,88	37,72
Nb ₂ O ₅	0,03	0,04	0,09	0,10	0,16	0,00	0,15	0,00	0,10
Y ₂ O ₃	0,00	0,05	0,00	0,03	0,00	0,10	0,07	0,00	0,00
Ce ₂ O ₃	0,03	0,05	0,00	0,03	0,00	0,00	0,08	0,06	0,02
La ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,08	0,01	0,00	0,00	0,09	0,00
MnO	0,49	0,63	0,67	0,63	0,63	0,74	0,66	0,11	0,02
MgO	0,82	0,71	0,51	0,46	0,08	0,09	0,18	0,15	0,13
CaO	6,93	6,83	5,78	0,96	0,92	0,80	1,15	0,02	0,00
Na ₂ O	3,41	3,51	3,77	6,84	6,77	6,55	6,34	5,86	5,70
TiO ₂	1,42	1,37	1,65	1,21	0,79	0,96	1,08	0,21	0,22
K ₂ O	1,02	1,04	1,20	0,92	0,84	1,02	0,92	0,03	0,06
Total	98,41	98,31	98,35	98,46	98,09	97,90	97,88	99,08	98,44
Si	7,575	7,547	7,724	7,920	7,974	8,003	7,942	8,069	8,083
Ti	0,174	0,169	0,202	0,145	0,095	0,115	0,130	0,024	0,026
Al	0,519	0,485	0,340	0,273	0,227	0,154	0,310	0,083	0,087
Nb	0,002	0,003	0,007	0,007	0,012	0,000	0,011	0,000	0,007
Y	0,000	0,004	0,000	0,002	0,000	0,008	0,006	0,000	0,000
Ce	0,002	0,003	0,000	0,002	0,000	0,000	0,005	0,003	0,001
La	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000
Fe ⁺³	0,172	0,183	0,213	0,663	0,938	1,112	0,762	1,724	1,681
Fe ⁺²	4,341	4,421	4,360	3,921	3,693	3,482	3,797	3,159	3,214
Mn	0,067	0,088	0,092	0,085	0,085	0,100	0,090	0,014	0,002
Mg	0,198	0,173	0,123	0,110	0,019	0,021	0,044	0,034	0,031
Ca	1,209	1,200	1,007	0,164	0,156	0,136	0,197	0,004	0,000
Na	1,077	1,116	1,190	2,122	2,093	2,020	1,967	1,753	1,716
K	0,211	0,218	0,248	0,187	0,171	0,206	0,188	0,006	0,012
Soma-Cát.	15,546	15,609	15,507	15,606	15,463	15,358	15,448	14,879	14,860
Si	7,57	7,55	7,72	7,92	7,97	8,00	7,94	8,07	8,08
Al	0,43	0,45	0,28	0,08	0,03	0,00	0,06	0,00	0,00
soma T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,07	8,17
Al	0,09	0,03	0,06	0,19	0,20	0,15	0,25	0,08	0,09
Ti	0,17	0,17	0,20	0,15	0,10	0,11	0,13	0,02	0,03
Fe ⁺³	0,17	0,18	0,21	0,66	0,94	1,11	0,76	1,72	1,68
Mg	0,20	0,17	0,12	0,11	0,02	0,02	0,04	0,03	0,03
Fe ⁺²	4,34	4,42	4,36	3,89	3,69	3,48	3,80	3,14	3,17
Mn	0,02	0,02	0,04	0,00	0,05	0,10	0,02	0,00	0,00
soma C	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	4,99	5,00	5,00	5,00
Mn	0,05	0,07	0,05	0,09	0,03	0,00	0,07	0,01	0,00
Fe ⁺²	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,04
Ca	1,21	1,20	1,01	0,16	0,16	0,14	0,20	0,00	0,00
Na	0,75	0,74	0,94	1,72	1,81	1,86	1,73	1,75	1,72
soma B	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	1,79	1,76
Na	0,33	0,38	0,25	0,40	0,28	0,16	0,24	0,00	0,00
K	0,21	0,22	0,25	0,19	0,17	0,21	0,19	0,01	0,01
soma A	0,54	0,60	0,50	0,59	0,45	0,36	0,43	0,01	0,01

petrograficamente, foi possível identificar composições de riebeckita e ferrorichterita de acordo com o trabalho de Leake *et al.* (1997). Nas análises químicas da astrofilita (Tab. 3), observa-se que este é o principal mineral portador de Nb₂O₅.

DISCUSSÕES

Ignimbritos ricos em cristais são comuns no vulcanismo mesoproterozóico do Cráton Amazônico, na Província Tapajós e também no norte do Estado do Mato Grosso (Pinho *et al.* 2001). Segundo Cas & Wright (1987), entre os principais fatores que podem ocasionar uma elevada concentração de cristais em depósitos piroclásticos de fluxo estão: a) erupção de magmas altamente cristalizados; b) fracionamento físico, como de seleção e transporte, associados com erupções piroclásticas. Processos vulcânicos explosivos desenvolvidos em sistemas altamente cristalizados podem gerar fluxos piroclásticos ricos em cristais. Nestes casos, o fracionamento físico permitiria a separação de fragmentos mais densos (cristais e líticos) dos mais finos e leves, como fragmentos vítreos (Hay 1959, Walker 1972, Sparks & Walker 1977). Este processo pode ocorrer na coluna de erupção ou durante o fluxo piroclástico, onde é comum a elutriação da fração fina nas porções altamente fluidizadas do fluxo. A expressiva capacidade de remover grandes quantidades de cinzas vítreas gera a maior concentração de cristais no ignimbrito estudado.

A estreita relação espacial dos tufos com os ignimbritos, a sua composição quartzo-fesdpática (provavelmente relacionada a desvitrificação de shards) e a regularidade granulométrica sugerem para os tufos uma origem relacionada a depósitos de queda co-ignimbríticas. A origem destes depósitos deve-se a extração dos shards pelos voláteis

Tabela 3. Análises químicas da astrofilita por microsonda eletrônica e cálculo da fórmula estrutural conforme Macdonals & Sauders, 1973.

FÁCIES 1				
ASTROFILITA				
AMOSTRA	EMR 1			
PONTO	EMR 1 1	EMR 1 2	EA 1 7	EA 1 8
SiO ₂	34,318	34,171	33,526	34,179
Al ₂ O ₃	1,202	1,079	1,242	0,838
TiO ₂	7,658	7,831	8,004	8,599
FeO	34,458	34,782	35,263	35,341
Nb ₂ O ₅	3,779	3,447	3,416	2,854
Y ₂ O ₃	0,000	0,000	0,032	0,000
Ce ₂ O ₃	0,000	0,000	0,289	0,161
La ₂ O ₃	0,142	0,011	0,156	0,041
MnO	1,135	1,173	1,269	1,301
MgO	0,000	0,034	0,015	0,007
CaO	0,250	0,230	0,777	0,141
Na ₂ O	2,008	2,109	2,017	2,202
K ₂ O	5,727	5,619	5,669	5,597
ZnO	0,509	0,419	-	-
F	0,691	0,648	0,685	0,614
CL	-	-	0,028	0,023
H ₂ O	-	-	1,249	1,289
Total	91,877	91,552	93,636	93,187
Si	8,13	8,09	7,88	8,03
Ti	1,36	1,39	1,41	1,52
Al	0,34	0,30	0,34	0,23
Mg	-	0,01	0,01	0,00
Ca	0,06	0,06	0,20	0,04
Mn	0,23	0,24	0,25	0,26
Fe ⁺²	6,82	6,88	6,93	6,94
Na	0,92	0,97	0,92	1,00
K	1,73	1,70	1,70	1,68
Nb	0,40	0,37	0,36	0,30
Soma-Cát.	20,00	20,00	20,00	20,00
Si	8,13	8,09	7,88	8,03
Al	-	-	0,12	-
soma T	8,13	8,09	8,00	8,03
Al	0,34	0,30	0,22	0,23
Ti	1,36	1,39	1,41	1,52
Fe ⁺²	0,30	0,30	0,36	0,25
Mg	-	0,01	0,01	0,00
soma C	2,00	2,00	2,00	2,00
Mn	0,23	0,24	0,25	0,26
Fe ⁺²	6,52	6,58	6,57	6,69
Ca	0,06	0,06	0,20	0,04
Na	0,19	0,12	-	0,01
soma B	7,00	7,00	7,02	7,00
Na	0,73	0,85	0,92	0,99
K	1,73	1,70	1,70	1,68
soma A	2,46	2,55	2,62	2,67

durante o deslocamento do fluxo piroclástico, seguida da queda e acumulação deste material próximo às unidades de fluxo.

No caso dos arenitos sílticos tufáceos, deve-se considerar que todos os depósitos de origem vulcânica estão sujeitos a ação do intemperismo e erosão, sendo os produtos clásticos nestes casos denominados epiclastos. Porém, é também comum a liberação de partículas de depósitos piroclásticos fracamente soldados ou mesmo não soldados, sendo que, nestes casos, os fragmentos são reciclados, sem sofrer a ação acentuada do intemperismo, mantendo, portanto, o aspecto textural original, não podendo estes fragmentos ser definidos como epiclastos.

A ampla distribuição de rochas vulcânicas, especialmente piroclásticas na área, espacialmente associada às intrusões graníticas epizonais, em alguns casos com geometria anelar e contornando outros corpos graníticos, sugere um ambiente do tipo caldeira. Pode-se aventar que alguns destes corpos graníticos, como o granito Europa, poderia ter sido originado em estágios de resurgência.

A ocorrência de rochas vulcânicas como encaixantes do granito Europa indica um posicionamento epizonal do corpo. A ausência de aplitos, pegmatitos e de cavidades mirolíticas indica que o sistema granítico não atingiu as condições de supersaturação em voláteis. A atuação de voláteis foi aparentemente mais efetiva no final da cristalização com a estabilização de anfibólio alcalino. A presença desta fase máfica atesta a natureza peralcalina do magma que gerou o granito Europa.

O granito Europa possui somente um feldspato, sob a forma de peritita, formando assim um granito *hipersolvus*. No distrito foi identificado apenas um outro granito *hipersolvus*, que constitui uma das fácies do granito Madeira. Evidências petrográficas e geoquímicas, como a granulometria mais grossa, a ocorrência de apenas um

tipo de anfíbólio (riebeckita), o maior teor de sílica e o comportamento dos elementos maiores, menores e traço, mostram que a fácies 2 é mais evoluída do que a fácies 1. Admite-se, portanto, uma presença maior de fluidos residuais na fácies 2. Uma das evidências disto é a alteração das pertitas para argilominerais.

A astrofilita tem uma composição ideal com grande predominância de Fe^{+2} sobre o Fe^{+3} (MacDonald & Saunders 1973) implicando a sua desestabilização em ambiente oxidante. Na fácies 1, a astrofilita, o mineral portador de Nb, tem caráter claramente tardio. Conseqüentemente, é possível que este mineral se forme em maior quantidade numa fácies mais evoluída, no caso, a fácies 2. Sua ausência em amostras de superfície nesta fácies pode ser explicada por sua desestabilização durante um processo intempérico em condições oxidantes. Explica-se, assim, a formação das anomalias de Nb em solo sobrejacente a essa fácies.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

As amostras estudadas ao longo do contato do granito Europa são predominantemente vulcanoclásticas, tendo sido identificado um grupo originado a partir de fluxos piroclásticos, representados por ignimbritos ricos em cristais, contendo dois feldspatos, tufos maciços finos relacionados a regime de queda e arenitos sílticos tufáceos, mineralogicamente semelhantes aos demais grupos. Adicionalmente, foram identificadas rochas riolíticas hipabissais com composições equivalentes a sienogranitos. O conjunto de amostras avaliado indica um ambiente subaéreo, não se descartando a presença de lâmina d'água quando da formação da fração arenítica.

A ampla distribuição de rochas vulcânicas no distrito, especialmente as piroclásticas aqui identificadas, confirmada pelos estudos desenvolvidos paralelamente em outros corpos graníticos, sugere um ambiente do tipo caldeira.

O estudo do granito Europa permite classificar o corpo como um peritita granito (*hipersolvus*) de natureza peralcalina. Esta composição quando comparada com os riolitos e ignimbritos da seqüência vulcânica não sugere uma co-magmaticidade, fato este coerente os com dados geocronológicos, que apontam idades de 1.888 Ma para as rochas vulcânicas e 1.829 Ma para o granito Europa. Por outro lado, pode-se aventar a hipótese de que o granito Europa possa ter sido originado em estágios de ressurgência. Rochas vulcânicas diretamente relacionadas ao magmatismo do granito Europa teriam uma afinidade comendíitica.

Os padrões de distribuição observados para maior parte dos elementos maiores, menores e traços e os dados petrográficos indicam que o processo de cristalização fracionada foi o principal mecanismo atuante durante a cristalização do granito Europa e que a fácies 2 é mais evoluída do que a fácies 1. A existência de anomalias de Nb no solo apenas sobre a fácies 2 resultam, provavelmente, de uma maior concentração de astrofilita nesta fácies mais evoluída e da desestabilização deste mineral por um processo intempérico mais efetivo nesta fácies devido à sua maior granulometria.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian structural Provinces. An introduction: Earth Sci. Rev., 17:1-29.

- Araujo Neto, H. & Moreira, H. L. 1976. Projeto Estanho de Abonari. Relatório Final, DNPM/CPRM, Manaus, 2 vol.
- Bastos Neto; A.C., Pereira, V.P., Lima, E.F.de, Ferron, J.M.T.M., Minuzzi, O.R.R., Prado, M., Ronchi, L.H., Flores, J.A.A., Frantz, J.C., Pires, A.C., Pierosan, R., Hoff, R., Botelho, N.F., Rolim, S.B.A., Rocha, F.F.N., Ulmann, L. (no prelo). A jazida de criolita da mina Pitinga (Amazonas). In: **Caracterização de Depósitos Minerais de Distritos Mineiros da Amazônia**, Marini, J.O., Ramos, B.W., Eds. Departamento Nacional da Produção Mineral, Brasília, p.461-532.
- Cas, R.A.F., Wright, J.V., 1987. **Volcanic Succession, modern and ancient: a geological approach to processes, products and successions**. London, Allen & Unwin, 528p.
- 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**. Belém. 345 p. Tese de Doutorado em Geociências. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará.
- Dall'agno L, 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; Relatório de compilação e integração de dados/Nota Explicativa ao Mapa Geológico 1:25.000; UFPA, Belém, 11-23p.
- De La Roche, H., Leterrier, J., Grande Claude, P., Marchal, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses – its relationships and current nomenclature. **Chemical Geology**, 29: 183-210.

- Ferron, J.M.T.M. 2005. **Rochas vulcânicas paleoproterozóicas da região de Pitinga – AM**. Porto Alegre. 95p. Monografia de Exame de Qualificação em Geociências. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul..
- Ferron, J.M.T.M.; Bastos Neto, A.C.; Rolim, S.B.A.; Hoff, R.; Umann, L.V.; Minuzzi, O.R.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 ETM+ Landsat 7. In: II SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 2002, Belém. **Resumo**. Pará.
- Ferron, J.M.T.M.; Bastos Neto, A.C.; Lima, E.F.; Costi, H.T.; Moura, C.A.V.; Prado, M.; Pierosan, R.; Galarza, M.A. (submetido). Geologia e Geocronologia Pb-Pb, de rochas de rochas vulcânicas e graníticas Paleoproterozóicos da Província Mineral de Pitinga, Craton Amazônico, Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**.
- Gualda, G.A.R. & Vlach, S.R.F. 2005. Stoichiometry-based estimates of ferric iron in calcic, sodic-calcic and sodic amphiboles: A comparison of various methods **Anais da Academia Brasileira de Ciências** 77(3): 521-534
- Hay, R.L.1959. Formation of the crystal-rich glowing avalanche deposits of St. Vincent, B.W.I. **Journal of Geology**, **67**: 540-562.
- Haskin, L. A., Haskin, M. A., Frey, F. A., Wildeman, T. R. 1968. Relative and absolute terrestrial abundances of Rare Earths. In: **AHRENS, L. H. (ed.) Origin and Distribution of Elements.**: Pergamon. 1: 889-911.
- 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, 1985. Belém. **Anais**. Belém, SBG, v.2, p.93-109.

- Leake, B. E.; Woolley, A. R.; Arps, C. E. S.; Birch, W. D.; Gilbert, M. C.; Grice, J.D.; Hawthorne, F.C.; Kato, A.; Kisch, H. J.; Krivovichev, V. G.; Linthout, K.; Laird, J.; Mandarino, J. A.; Maresch, W. V.; Nickel, E. H.; Rock, N. M. S.; Schumacher, J. C.; Smith, D. C.; Stephenson, N. C. N.; Ungaretti, L.; Whittaker, E. J. W. & Youzhi, G. 1997. Nomenclature of amphiboles; Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and mineral names. **The Canadian Mineralogist**, 35: 219-246.
- Lenharo, S.L. 1998. **Evolução magmática e modelo metalogenético dos granitos mineralizados da região de Pitinga, Amazonas, Brasil**. São Paulo. 290p. Tese de Doutorado, Escola Politécnica, Universidade de São Paulo.
- Mahood, G. A. & Hildreth, E.W. 1983. Large partition coefficients for trace elements in high-silica rhyolites. **Geochimica e Cosmochimica Acta**, (41): 11-30.
- Maniar, P. D. & Piccoli, A. 1989. Tectonic discrimination on granitoids. **Geological Society of America Bulletin**, 101(5): 635-643.
- Montalvão, R. M. G. 1975. Grupo Uatumã no Craton Guianês, In: CONFERÊNCIA GEOLÓGICA INTERGUIANAS, 10, **Anais**, Belém, DNPM, p. 286-339.
- Macdonald, R., & Sauders, M.J. 1973. Chemical variation in mineral of the astrophyllite group. **Mineralogical Magazine**. (39): 91-111.
- Naime, R. H.& Nardi L.V.S. 1991.O Granito Ramada, Porção Oeste do Escudo Sul-Rio-Grandense: Geologia, Petrologia e Geoquímica.. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 21(3), p. 266-274.
- Pierosan, R.; LIMA, E. F.; BASTOS NETO, A. C.; FERRON, J.M.T.M.; PRADO, M. 2004. Caracterização dos depósitos vulcânicos do Grupo Iricoumé na mina de Pitinga

- Estado do Amazonas. In: XLII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Araxá, MG. **Anais do XLII Congresso Brasileiro de Geologia**, v. 1.
- Pinho, M.A.S.B., Lima, E.F., Fetter, A., Van Schumus, R., Chemale Jr., F. 2001. Caracterização petrográfica e dados geocronológicos preliminares das rochas vulcânicas da Formação Iriri, porção centro-sul do Cráton Amazônico, Aripuanã, Mato Grosso. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 31, n. 1, p. 37-42
- Santos, J. O. S. & Reis Neto, J. M. 1982. Algumas idades de rochas graníticas do Craton Amazônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., 1982. Salvador. **Resumo**. Bahia, SBG, v.1., p. 339-348.
- Sparks, R.S.J. & Walker, G.P.L. 1977. The significance of vitric-enriched air-fall ashes associated with crystal-enriched ignimbrites. **Journal of Volcanology Geotherm. Res.** 2: 239-241.
- Tassinari, C. C. G., Bettencourt, J. S., Geraldés, 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. Sociedade Brasileira de Geologia.. p. 41-95.
- 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, 7v.
- Walker, G.P.L., 1972. Crystal concentration in ignimbrites. **Contributions in Mineralogy and Petrology**, **36**: 135-146.

CAPÍTULO IV

CONCLUSÕES

Com base nos objetivos propostos para este trabalho, foi possível realizar o primeiro mapa geológico de parte do granito Europa, assim com caracterizar as rochas vulcânicas das áreas contíguas.

No grupo Iricoumé foram reconhecidas rochas efusivas ácidas e rochas vulcanossedimentares formadas em ambiente subaéreo e subdivididas em quatro unidades: ignimbritos, tufos de queda, arenitos síltico tufáceos e riolitos hipabissais. Os tufos têm a origem relacionada a depósitos de queda co-ignimbríticas, enquanto os arenitos síltico tufáceos têm se originam pela liberação das partículas dos depósitos piroclásticos. As rochas vulcanoclásticas foram originadas por fluxos piroclásticos, que são representados pelos ignimbritos ricos em cristais, pelos tufos maciços finos relacionados ao regime de queda e pelos arenitos síltico tufáceos. Na porção vulcânica, também foram identificadas rochas riolíticas hipabissais com composição equivalente às dos sienogranitos.

A distribuição das rochas vulcânicas sugere um ambiente tipo caldeira, podendo o granito Europa ter se originado em um estágio de ressurgência. Assim, as estruturas em arco identificadas na porção norte do granito Europa podem ser decorrentes deste tipo de ambiente e estar relacionadas à braquissinclinal do Rio Pitinga.

O granito Europa é um anfibólio alcalino pertita granito *hipersolvus*, constituído por duas fácies. É um granito resultante de cristalização fracionada, e que não atingiu as condições de saturação em voláteis. Estas fácies se distinguem somente pelo grau de oxidação, havendo maiores teores de Fe^{2+} nas porções menos diferenciadas e de Fe^{3+} nas mais diferenciadas. Neste caso, há formação de riebeckita, enquanto que na porção menos diferenciada, além deste mineral, ocorre ferrichterita. Os altos teores de sílica no granito

Europa funcionam como índices de diferenciação, não só para o ferro como também para o alumínio e para os álcalis. Assim, é possível verificar que a fácies menos diferenciada possui composições que variam de peralcalinas a metaluminosas, enquanto que nas amostras da fácies mais diferenciada as composições variam de peralcalinas a peraluminosas.

A presença de astrofilita (fase portadora de Nb) na fácies menos diferenciada é decorrente provavelmente da menor alteração desta por processos intempéricos, já que na fácies mais diferenciada e também mais alterada existem anomalias de Nb no solo.

Os dados geoquímicos não indicam a existência de co-magmaticidade entre o granito e as vulcânicas, o que é confirmado pelos dados geocronológicos, porém o granito Europa pode ter se originado em período de ressurgência.

A avaliação potencial prospectiva preliminar indicou a existência de teores relativamente elevados de Nb exclusivamente no solo do granito Europa, porém o fato deste pertencer à suíte Madeira e de apresentar conteúdos relativamente altos de zircão, que se reflete nos altos teores de ETR e Y, indica a necessidade de um número maior de estudos deste plúton. Isso também é reforçado pelo fato deste ter elevados teores de Rb. A inexistência de um estudo tectônico detalhado, assim como da presença de alteração hidrotermal acentuada e dos teores de F confirma a necessidade de outros estudos para avaliar melhor o potencial econômico do granito.

CAPÍTULO V

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian structural Provinces. An introduction: *Earth Sci. Rev.*, 17:1-29.
- Almeida M.E., Fraga L.M.B., Macambira M.J.B. 1997. New geochronological data of calc-alkaline granitoids of Roraima State, Brazil [abs.]. *In: South American Symposium on Isotope Geology, Campos do Jordão*, p.34-35
- and sodic amphiboles: A comparison of various methods **Anais da Academia Brasileira de Ciências** 77(3): 521-534
- Araújo J.F.V., Montalvão R.M.G., Lima M. I. C., Fernandes P.E.C.A., Cunha F.M.B., Fernandes C. A.C., Basei M.A.S. 1976. *Projeto RADAMBRASIL - Geologia da Folha SA.21, Santarém, Brasil*. Rio de Janeiro, DNPM, Levantamento de Recursos Naturais, **10**:17-130.
- Araujo Neto, H. & Moreira, H. L. 1976. Projeto Estanho de Abonari. Relatório Final, DNPM/CPRM, Manaus, 2 vol.
- Bailey J.C. 1980. Formation of cryolite and other aluminofluorides: a petrologic review. *Bull. Geol. Soc. Den.*, **29**:1-45.
- Barbosa O. 1966. *Geologia básica e econômica da área da região do médio Tapajós, estado do Pará*. Rio de Janeiro, DNPM, B. Div. Fom. Prod. Min.126, 55p.
- Bastos Neto, A. C., Pereira, V. P., Lima, E. F., Ferron, J. M. T. M., Minuzzi, O. R. R., Prado, M., Ronchi, L. H., Flores, J. A., Frantz, J. C., Pires, A., Pierosan, R., Hoff, R., Botelho, N. F., Rolim, S. B., Rocha, F., Ulman, L. 2006. A jazida de criolita da Mina Pitinga (Amazonas). *In: Marini, O. J., Queiroz, E. T., Ramos, B. W. (orgs.)*.

Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia.

DNPM/CT-Mineral FINEP/ADIMB. 1ed. Brasília, p: 477-552.

Bastos Neto; A.C., Pereira, V.P., Lima, E.F.de, Ferron, J.M.T.M., Minuzzi, O.R.R., Prado,M., Ronchi, L.H., Flores, J.A.A., Frantz, J.C., Pires, A.C., Pierosan, R., Hoff, R., Botelho, N.F., Rolim, S.B.A., Rocha, F.F.N., Ulmann, L. (no prelo). A jazida de criolita da mina Pitinga (Amazonas). In: **Caracterização de Depósitos Minerais de Distritos Mineiros da Amazônia**, Marini, J.O., Ramos, B.W., Eds. Departamento Nacional da Produção Mineral, Brasília, p.461-532.

Batchelor A.R. & Bowden P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical geology*, **48**:43-55.

Blaxland A.B. 1976. Rb-Sr isotopic evidence for the age and origin of the Ivigtut granite and associa cryolite body, South Greenland. *Econ. Geol.*, **71**:864-869.

Bondam J. 1991. The Ivigtut Cryolite Deposit in South Greenland. Open File Ser. GGU N^o. 91/4.

Bowden P. & Kinnaird J. A. 1984. Geology and mineralization of the Nigerian Anorogenic Ring Complexes. *Geologisches Jahrbuch, reihe B, heft 56*: 3-65.

Cas, R.A.F., Wright, J.V., 1987. **Volcanic Succession, modern and ancient: a geological approach to processes, products and successions**. London, Allen & Unwin, 528p.

Costa J.A.V., Costa J.B.S., Macambira M.J.B. 2001. Grupo Surumu e Suíte Intrusiva Saracura, RR – Novas idades Pb-Pb em zircão e interpretação tectônica. In: SBG - Núcleo Norte, Simpósio de Geologia da Amazônia,7, Belém, , Boletim de Resumos Expandidos, 4p. (em CD-ROM).

Costa J.B.S. & Hasui Y. 1997. Evolução Geológica da Amazônia. In: M. L. Costa, R. S. Angélica (eds.). *Contribuições à Geologia da Amazônia*, Belém, SBG, p.15-90.

- Costi H.T., Borges R.M.K., Dall'agnol R. 1997. Primary mineralization of the Pitinga tin province, Amazonian craton, North Brazil. International Symposium on granites and Associated Mineralizations, 2, p. 44-45.
- Costi H.T., Santiago A.F., Pinheiro S.DAS. 1984. *Projeto Uatumã – Jatapu*. Manaus, CPRM-SUREG-MA Relatório Final. 133p. + Análises Petrográficas e mapas.
- Costi H.T.; Horbe, A. M. C.; Borges, R. M.; Dall'Agnol R.; Signolffi G.P. 2000. Mineral chemistry of cassiterite from the Pitinga Province, Amazonian Craton. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**:775-782
- 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**. Belém. 345 p. Tese de Doutorado em Geociências. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará.
- Cunha E.F.S. 2001. *Análise faciológica e estratigráfica das rochas sedimentares da Formação Urupi (Paleoproterozóico), aflorantes na hidrelétrica da mina Pitinga – município de Presidente Figueiredo – Amazonas*. Trabalho final de graduação em geologia. Departamento de Geociências, Universidade Federal do Amazonas.
- 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. *Min. and Petr.*, 50:113-138.
- 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; Relatório de compilação e integração de dados/Nota Explicativa ao Mapa Geológico 1:25.000; UFPA, Belém, 11-23p.

- Dall'Agnol, R., Silva, C. M. G., Scheller, T. 1999. Fayalite-hedenbergite rhyolites of the Iri Formation, Tapajós Gold Province, Amazonian Craton: implications for the Uatumã volcanism. *In: Simpósio sobre Vulcanismo e ambientes Associados*, 1. Gramado - RS. Boletim de resumos, p. 31.
- Dall'Agnol, R.; Bettencourt, J. S.; Jorge João, X. S.; Medeiros, H.; Costi, H. T.; Macambira, M. J. B. 1987. Granitogenesis in the northern Brazilian region: a review. *Rev. Bras. Geoc.*, 17(4): 382-403.
- Daoud W.K. & Antonietto Jr. A. 1985. Geologia do granito estanífero Água Boa, Pitinga, AM. *In: SBG/NN, Simpósio de Geologia da Amazônia*, 2, Belém, Anais, v.3:17-33.
- Daoud W.K. 1988. *Granitos estaníferos de Pitinga, Amazonas: contexto geológico e depósitos minerais associados*. Dissertação de Mestrado, Brasília. UNB-DG, 194 p.
- De La Roche, H., Leterrier, J., Grande Claude, P., Marchal, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses – its relationships and current nomenclature. **Chemical Geology**, 29: 183-210.
- Derby, O.A., 1877. Contribuições para a geologia da região do Baixo Amazonas. *Arch. Mus. Nac. Rio de Janeiro*. 3:77-104.
- Faria M.S.G., Luzardo R., Pinheiro S.S., Reis N.J., Oliveira M.J.R., Riker S.R.L. 2000. *Projeto Caracará. Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil. 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. Escala 1:500.000*. Brasília, CPRM. Relatório Final (em CD-ROM).
- 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, SBG/Núcleo Norte, *Boletim de Resumos Expandidos*, p.577-580.

Ferron, J.M.T.M. 2005. **Rochas vulcânicas paleoproterozóicas da região de Pitinga – AM**. Porto Alegre. 95p. Monografia de Exame de Qualificação em Geociências. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul..

Ferron, J.M.T.M.; Bastos Neto, A.C.; Lima, E.F.; Costi, H.T.; Moura, C.A.V.; Prado, M.; Pierosan, R.; Galarza, M.A. (submetido). Geologia e Geocronología Pb-Pb, de rochas de rochas vulcânicas e graníticas Paleoproterozóicos da Província Mineral de Pitinga, Craton Amazônico, Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**.

Ferron, J.M.T.M.; Bastos Neto, A.C.; Rolim, S.B.A.; Hoff, R.; Umann, L.V.; Minuzzi, O.R.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 ETM+ Landsat 7. In: II SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 2002, Belém. **Resumo**. Pará.

Fraga L.M., Souza M.M., Pinheiro S.S., Larizzatti J.H., Esteves M.A., Riker S.R.L., Brito M.F.L., Reis N.J., Pessoa M.R.. 1999. *Projeto Roraima Central*, Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil. Folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D (inteiras), NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-V-C (parciais), Estado de Roraima. Escala 1:500.000 – Manaus-AM, CPRM.

Fuck R.A., Pimentel M.M., Machado N., Daoud W.E.K. 1993. Idade U-Pb do Granito Madeira, Pitinga (AM).In: Congresso Brasileiro de Geoquímica,4, *Resumos expandidos*, p.246-249.

Gaudete H.E., Mendoza V., Hurley P.M., Fairbairn H.W. 1978. Geology and age of the Parguaza rapakivi granite, Venezuela: *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **89**:1335-1340.

- Gibbs A.K. & Barron. 1983. The Guiana Shield Reviewed. *Episodes*, 2:7-14.
- Goodenough K.M., Upton B.G.J., Ellam R.M. 2000. Geochemical evolution of the Ivigtut granite, South Greenland: a fluorine-rich “A-type” intrusion. *Lithos*, **51**:205–221.
- Gualda, G.A.R. & Vlach, S.R.F. 2005. Stoichiometry-based estimates of ferric iron in calcic, sodic-calcic
- Haskin, L. A., Haskin, M. A., Frey, F. A., Wildeman, T. R. 1968. Relative and absolute terrestrial abundances of Rare Earths. In: **AHRENS, L. H. (ed.) Origin and Distribution of Elements.**: Pergamon. 1: 889-911.
- Hay, R.L.1959. Formation of the crystal-rich glowing avalanche deposits of St. Vincent, B.W.I. **Journal of Geology**, **67**: 540-562.
- 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 Explor.*, 40:227-249
- Horbe M.A., Horbe A.C., Teixeira J.T., Costi H.T. 1985. Granito Madeira: petrologia, petroquímica e mineralizações. In: SBG ,Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, 2, *Anais*, p. 284-320
- 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**:2-182
- Jorge João X. S., Santos C.A., Faraco M.T.L. 1984. *Projeto Trombetas – Mapuera.* Belém, CPRM - SUREG-BE, Relatório Final V.1 + mapas.

- 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, 1985. Belém. **Anais**. Belém, SBG, v.2, p.93-109.
- Karup-Møller S. & Pauly H. 1979. Galena and associated ore minerals from the cryolite at Ivigtut, South Greenland. *Menddeleser om Grønland, Geoscience* **2**:3-25
- Kovalenko V. I. 1977. The reactions between granite and aqueous hydrofluoric acid in relation to the origin of fluorine-bearing granites. *Geochemistry International*, **14**(2):108-118
- Lamarão C.N., Dall'Agnol R., Lafon J.M., Lima E.F. 2002. Geology, geochemistry, and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vil Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil. *Precamb. Res.*, 119(1):189-223
- Lameyre J. & Bowden P. 1982. Plutonic Rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal Volc. Geothermal. Res.*, **14**:159-186
- Le Maitre R.W. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms: recommendations of the international union of geological sciences subcommission on the systematic of igneous rocks. Oxford, *Blackwell Scientific Publications*, 193 p.
- Leake, B. E.; Woolley, A. R.; Arps, C. E. S.; Birch, W. D.; Gilbert, M. C.; Grice, J.D.; Hawthorne, F.C.; Kato, A.; Kisch, H. J.; Krivovichev, V. G.; Linthout, K.; Laird, J.; Mandarino, J. A.; Maresch, W. V.; Nickel, E. H.; Rock, N. M. S.; Schumacher, J. C.; Smith, D. C.; Stephenson, N. C. N.; Ungaretti, L.; Whittaker, E. J. W. & Youzhi, G. 1997. Nomenclature of amphiboles; Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and mineral names. **The Canadian Mineralogist**, 35: 219-246.

- Lenharo S.L.R., Pollard P.J., Born H. 2003. Petrology and textural evolution of granites associated with tin and rare-metals mineralization at the Pitinga mine, Amazonas, Brazil. *Lithos* **66**:37-61
- Lenharo, S.L. 1998. **Evolução magmática e modelo metalogenético dos granitos mineralizados da região de Pitinga, Amazonas, Brasil.** São Paulo. 290p. Tese de Doutorado, Escola Politécnica, Universidade de São Paulo.
- London, D. 1989. Lihophile rare element concentration in silic rocks: the alkaline trend in granitic systems. *Geol. Assoc. Can. – Mineral. Assoc., Program Abstr.* **14(A)**21
- 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. Geologia da Folha SA.20 - Manaus. Brasil, Departamento Nacional de Produção Mineral. *Projeto RADAMBRASIL. Folha SA.20 - Manaus.* Rio de Janeiro. Levantamento de Recursos Naturais, **18**:17-164
- Lowerstern J. B. 2001. Carbon dioxide in magmas and implications for hydrothermal systems. *Mineralium Deposita*, **36**:490-502
- Macambira M.J.B., Teixeira J.T, Daoud W.E.K., Costi H.T. 1987. Geochemistry, mineralizations and age of tin-bearing granites from Pitinga, Northwestern Brazil. *Rev.Bras. Geoc., volume especial, Proceedings of the Internatinal Symposium on Granites and associated mineralizations (ISGAM)*, **17(4)**:562-570.
- Macdonald, R., & Sauders, M.J. 1973. Chemical variation in mineral of the astrophyllite group. **Mineralogical Magazine.** (39): 91-111.
- Mahood, G. A. & Hildreth, E.W. 1983. Large partition coefficients for trace elements in high-silica rhyolites. **Geochimica e Cosmochimica Acta**, (41): 11-30.
- Mandetta P., Veiga Jr. J. P., Oliveira J.R. 1974. *Reconhecimento geológico ao longo do rio Pitinga, afluente do rio Uatumã.* CPRM/Manaus, 31 p.

- Maniar, P. D. & Piccoli, A. 1989. Tectonic discrimination on granitoids. **Geological Society of America Bulletin**, 101(5): 635-643.
- Manning D. A. C. 1981. The effect of fluorine on liquidus phase relationships in the system Qz-Ab-Or with excess water at 1 kb. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **76**: 206-215
- 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*. MME/DNPM Manaus, 6v.
- Montalvão, R. M. G. 1975. Grupo Uatumã no Craton Guianês, In: CONFERÊNCIA GEOLÓGICA INTERGUIANAS, 10, **Anais**, Belém, DNPM, p. 286-339.
- Naime, R. H.& Nardi L.V.S. 1991.O Granito Ramada, Porção Oeste do Escudo Sul-Rio-Grandense: Geologia, Petrologia e Geoquímica.. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 21(3), p. 266-274.
- Oliveira A.I., Leonardos, O.H. (eds.). 1940. *Geologia do Brasil*. Rio de Janeiro, comissão brasileira dos centenaries Portugal. 472p.
- Oliveira A.S., Fernandes C.A.C., Issler R.S., Montalvão R.M.G. de, Teixeira W. 1975. *Geologia da Folha NA.21-Tumucumaque e parte da Folha NB.21*. BRASIL, Departamento Nacional de Produção Mineral. *Projeto RADAMBRASIL. Folha NA.21 - Tumucumaque, e parte da Folha NB.21*. Rio de Janeiro. Levantamento de Recursos Minerais, **9**: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, 1996. Belém, Pará. Boletim de Resumos Expandidos e Guia de Excursões. Belém. SBG-Núcleo Norte. v. 2, p.86-89.

- Pauly H. & Bailey J.C. 1999. Genesis and evolution of the Ivigtut cryolite deposit, SW Greenland. Meddelelser om grØnland, *Geoscience* 37, 60pp.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.B. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, **25**: 956-983
- Pichavant M. & Manning D. A. C. 1984. Petrogenesis of tourmaline granites and topaz granites: the contribution of experimental data. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **35**: 31-50
- Pichavant M.; Boher M.; Stenger J. F; Aissa M. & Charoy B., 1987. Relations de phases de granites de Beauvoir à 1 et 3 kbar, em conditions de saturation em H₂O., *Géologie de la France*, **2(3)**: 77-86
- Pierosan, R.; LIMA, E. F.; BASTOS NETO, A. C.; FERRON, J.M.T.M.; PRADO, M. 2004. Caracterização dos depósitos vulcânicos do Grupo Iricoumé na mina de Pitinga - Estado do Amazonas. In: XLII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Araxá, MG. **Anais do XLII Congresso Brasileiro de Geologia**, v. 1.
- Pinho, M.A.S.B., Lima, E.F., Fetter, A., Van Schumus, R., Chemale Jr., F. 2001. Caracterização petrográfica e dados geocronológicos preliminares das rochas vulcânicas da Formação Iriri, porção centro-sul do Cráton Amazônico, Aripuanã, Mato Grosso. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 31, n. 1, p. 37-42
- Pires J.S., Borrelli M., Ferron J.T.M.M., Salvador J.C. 1998. *Relatório Geoestatístico e Resumo da Otimização da Cava de 13Mt/ano – Projeto Rocha Sã*. Mamoré Mineração e Metalurgia Ltda. 52 p.
- Pitcher W.S. 1983. Granite type and tectonic environment. K. J. Hsü (Ed.): *Mountain Building Processes*. London: Academic Press, pp.: 19-40

- Ramgrab & Damião. 1970. *Reconhecimento geológico dos rios Anauá e Barauana*, Relatório Inédito. Boa Vista: DNPM, 40 p.
- Reis N.J., Faria M.S.G., Fraga L.M.B., Haddad R.C. 1999. Vulcanismo cálcio-alcálico paleoproterozóico do Setor Oriental do Estado de Roraima – Escudo das Guianas, *In: Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, Anais*, v.1
- Reis N.J., Faria M.S.G., Fraga L.M.B., Haddad R.C. 2000. Orosirian calc-alkaline volcanism and the Orocaima event in the northern Amazonian Craton, eastern Roraima State, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **38**(3):380-383
- Robb, L. 2005. Introduction to ore forming processes. Blackwell Publishing, Oxford, 373 pp.
- Santos J.O., 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. *Gond. Research*, Japão, 3(4):453-488
- Santos J.O.S. & Oliveira J.R. 1978. Magmatismo básico-alcálico no Proterozóico Superior da Plataforma Amazônica. Manaus, CPRM/SUREG-AM. 14 p.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2002. Timing of mafic magmatism in the Tapajós Province (Brazil) and implications for the evolution of the Amazon Craton: evidence from baddeleyite and zircon U-Pb SHRIMP geochronology. *Jour. South Am. Earth Sci.*, 15:409-429
- Santos, J. O. S. & Reis Neto, J. M. 1982. Algumas idades de rochas graníticas do Craton Amazônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., 1982. Salvador. **Resumo**. Bahia, SBG, v.1., p. 339-348.

- Schobbenhaus C., Hoppe A., Lork A., Baumann A. 1994. Idade do magmatismo Uatumã no norte do Cráton Amazônico, Escudo das Guianas (Brasil), primeiros resultados. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Camboriú. *Anais*, 2:395-397
- Silva Jr. R.O. 1992. Estudo petrográfico de rochas hipabissais da Formação Quarenta Ilhas – região de Pitinga-AM. Belém, UFPA. *Centro de Geociências*. 38 p.
- Sparks, R.S.J. & Walker, G.P.L. 1977. The significance of vitric-enriched air-fall ashes associated with crystal-enriched ignimbrites. **Journal of Volcanology Geotherm. Res.** 2: 239-241.
- 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 Southamerica*, Rio de Janeiro, p.: 41-95
- Tassinari, C. C. G., Bettencourt, J. S., Geraldés, 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. Sociedade Brasileira de Geologia.. p. 41-95.
- Teixeira J.T., Costi H.T., Minuzzi O.R.R., Soares E.A.A. 1992a. Depósitos primários de criolita, cassiterita, xenotímio e columbita em apogranito – mina do Pitinga (AM). *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, *Anais*, 1:212-213
- Teixeira J.T., Ferron J.M.T.M., de Silvio E., Costa L.A.da. 1992b. *Relatório Final Avaliação Depósito Criolítico da Mina Pitinga*, .Mineração Taboca S. A, Ministério das Minas e Energia, DNPM, Manaus-AM.
- Tuttle O. F. & Bowen N. L. 1958. Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi₃O₈ – KAlSi₃O₈ – SiO₂ – H₂O. *Geological Society of America Memoir* 74: 153

- 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, 7v.
- Walker, G.P.L., 1972. Crystal concentration in ignimbrites. **Contributions in Mineralogy and Petrology**, **36**: 135-146.
- Weidner J. R. & Martin R. F. 1987. Phase equilibria of a fluorine-rich leucogranite from the St. Austell pluton, Cornwall. *Geochimica et Cosmochimica* **51**:1591-1597
- Wyllie P. J. & Tuttle O. F. 1961. Experimental investigation of silicate systems containing two volatile components. Part II. The effects of NH₃ and HF, in addition to H₂O on the melting temperatures of albite and granite. *American Journal of Sciences*, **259**: 128-143
- Xiong X. L.; Zhao A. H.; Zhu J. C. and Rao B., 1999. Phase relations in albite granite-H₂O-HF system and their petrogenetic applications. *Geochemical Journal*, **33**:199-214