

Caracterização Petrográfica e Geoquímica da Parte Leste do Granito Europa, Distrito Mineiro de Pitinga, AM

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, Vila Pitinga, Presidente Figueiredo, AM, CEP 69735000

2. Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Caixa Postal 15001, CEP 91501 970, Porto Alegre,RS.

3. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Caixa Postal 15001, CEP 91501 970, Porto Alegre,RS.

(Recebido em 05/06. Aceito para publicação em 04/07)

Abstract - The important mineral deposits of the Pitinga Mine, in the Amazonian region are related to A-type granites intruded in the Iricoumé Group. The Europa granite is one of these A-type rocks, intruded in the Iricoumé Group, which is represented by subaerial vulcanoclastic rocks (crystal-rich ignimbrites, thin massive tuffs and silty tuffaceous arenites) and minor hypabyssal rhyolites. The volcanic rocks were probably generated in a caldera environment. The Europa granite is an alkali-feldspar peralkaline granite (*hipersolvus*) without genetic relationship with to the volcanic rocks of the Iricoumé Group, but it could have been generated during the resurgence stages. The petrographic and geochemical data attest that fractional crystallization process was the principal mechanism during the crystallization, which led to the generation of two different granitic facies. The Nb soil anomalies overprinted on the more differentiated facies are related to the astrophillite weathering.

Keywords -Europa granite, Pitinga mine, niobium, A-type granite.

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 na realização de diversos estudos almejando uma melhor compreensão do arca bouço 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.*, 2005), obtido por técnicas de sensoriamento remoto (Ferron *et al.*, 2002). A distribui-

ção do Grupo Iricoumé na área coincide com a descrição de Veiga Jr. *et al.* (1979), sendo os granitos Madeira e Água Boa alongados na direção NE-SW e formam, juntamente com o granito Pedreira, corpos irregulares como os granitos Simão e Bom Futuro, diferindo do granito Europa que possui uma forma circular.

Estudos realizados no granito Europa permitiram a caracterização petrográfica e geoquímica além de uma investigação preliminar sobre a origem das anomalias de Nb e Ta, originalmente encontradas no solo 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, 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 ((Pierosan *et al.*, 2004; Ferron 2005, Bastos Neto *et al.*, 2005).

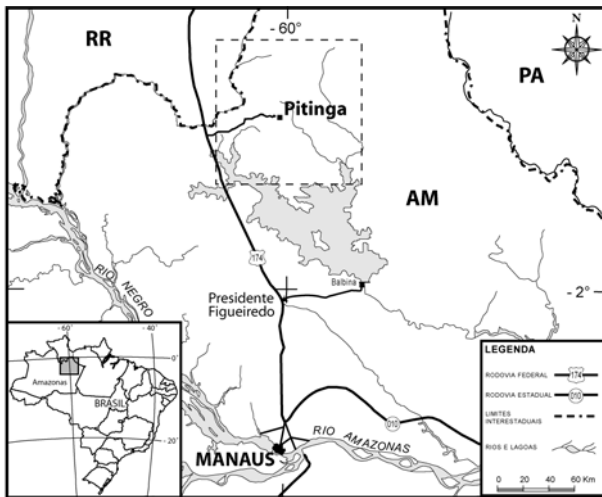


Figura 1 - Mapa de localização do distrito mineiro de Pitinga.

GEOLOGIA REGIONAL

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 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-alcálinos 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 riadacitos ou dacitos (Costi *et al.*, 2000). Estes autores obtiveram idade ²⁰⁷Pb-²⁰⁶Pb em zircão de 1.888 ± 3 Ma para uma amostra de riolito desta unidade.

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

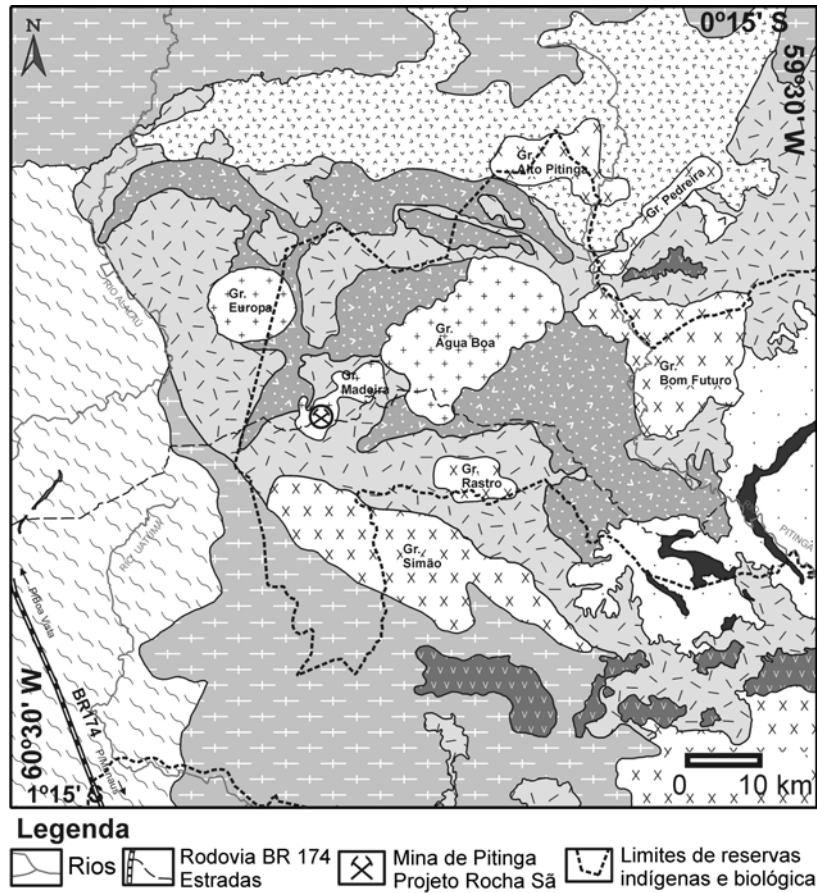
os granitóides genericamente considerados como anorogênicos do tipo A, que ocorrem na parte sul do Escudo das Guianas. No distrito de Pitinga (Ferron 2005), ocorrem 5 corpos desta suíte, correspondendo a sienogranitos e subordinadamente monzogranitos isótopos, e que apresentam características mineralógicas 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 *et al.*, 2000) é composta três corpos graníticos: 1) **granito Madeira** constituído pelas fácies anfibólio-biotita sienogranito, biotita-feldspato alcalino granito, albíta granito e feldspato alcalino granito hipersolvus porfirítico; 2) **granito Água Boa** constituído pelas fácies anfibólio-biotita sienogranito, biotita sienogranito porfirítico, biotita feldspato alcalino granito de caráter hipersolvus e topázio granito porfirítico e, 3) **granito Europa**. De acordo com relatórios Mineração Taboca S.A este último litotipo identificado por fotografia aérea, foi originalmente definido como um batólito de natureza peralcalina, no qual 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 albíta granito do granito Madeira, tendo em vista as semelhanças geoquímicas entre estes. Costi *et al.* (2000) referem-se a este granito como um corpo semicircular, equigranular médio, *hipersolvus*, cujo mineral máfico é um anfibólio alcalino (arfvedsonita ou riebeckita) com uma idade ²⁰⁷Pb-²⁰⁶Pb em zircão em torno de 1.829 Ma.

A Formação Quarenta Ilhas (Veiga Jr. *et al.*, 1979) é constituída por diabásios, gabros e diferenciados (monzo-gabros, monzo-dioritos, quartzomonzonitos e alasquitos) intrusivos na Formação Urupi. Segundo Montalvão (1975), estas rochas preenchem falhas anelares provenientes do colapso de caldeira. Santos *et al.* (2002) 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 (Veiga



Coluna estratigráfica do Distrito Mineiro de Pitinga

MESO	Formação Seringa	Basaltos alcalinos, diabásios e gabros	
	Formação Quarenta Ilhas	Diabásios, olivina-diabásios toleíticos e rochas diferenciadas ácidas	
	Suíte Madeira	Sienogranitos, feldspato alcalino granitos e leucogranitos	
	PROTEROZOICO PALEO	Formação Urupi	Quartzo-arenitos, arcóseos, siltitos e piroclásticas associadas
		Suíte Mapuera	Sienogranitos a monzogranitos e leucogranitos
		Supergrupo Uatimã	Fm. Ouro Preto
	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).

Jr. et al., 1979).

GEOLOGIA DA ÁREA

A figura 3 ilustra a distribuição das fácies do granito Europa e dos litotipos do Grupo Iricoumé.

As análises petrográficas macroscópica e microscópica das amostras do Grupo Iricoumé possibilitaram separar quatro unidades:

Ignimbritos - Estas rochas têm como caracte-

terística macroscópica principal a abundância de fragmentos de cristais (Fig 4a), que mantém, em alguns casos, uma morfologia subédrica a euédrica. A presença de bordas corroídas em quartzo e a reabsorção de feldspatos são as principais feições indicativas de depósitos piroclástico de fluxo, que mantiveram parcialmente temperaturas elevadas. Os fragmentos de cristais 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 pla-

giocásio, 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.

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, localizadamente, 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 comuns em depósitos vulcanoclásticos ressedimentados, geradas por acumulações fragmentos piroclásticos deslocados e reorganizados que mantêm, em as condições texturais primárias (Fig. 4c), a reorganização do depósito original gerou uma 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 clinzoisita). 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.

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 e 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 micropoiuítica típica de desvitrificação ou de cristalização simultânea a de quartzo e feldspato. O quartzo freqüentemente 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.

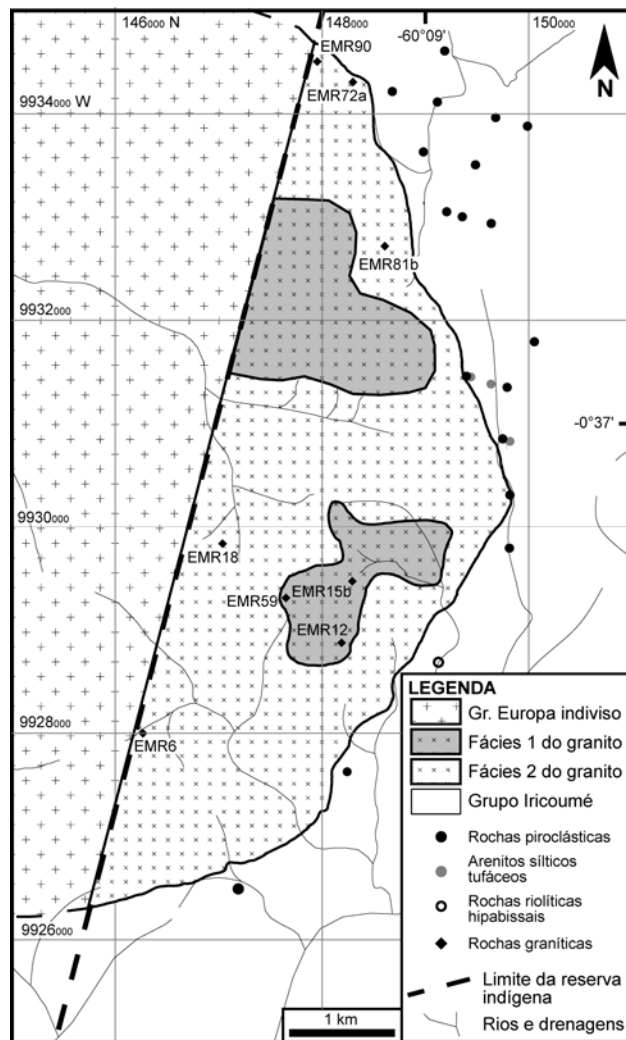


Figura 3 - Mapa geológico da parte leste do Granito Europa, com pontos de descrição das rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé.

GRANITO EUROPA

O mapeamento do granito Europa permitiu identificar e delimitar as fácies 1 e 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 de Nb no solo.

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 minerais máficos são riebeckita e ferro-richterita e os acessórios são o zircão e a apatita. Os produtos de modificação *subsolidus* e hidrotermal são a albita e a biotita.

O feldspato alcalino pertítico é geralmente subédrico, com hábito prismático curto e dimensão média de 5 mm atingindo até 7 mm, apresenta contatos intercrystalinos 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 dos feldspatos alcalinos mesopertíticos. O intercrescimento de feldspatos pertíticos com quartzo amebóide define uma textura micrográfica. Nesta rocha também foram observados pequenos prismas de albita (0,5 mm de tamanho médio) com contatos retos a serrilhados, inclusos no feldspato pertítico 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 (1mm) e 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, também ocorre como aglomerados de microcristais (0,1mm 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 dimensões médias de 0,4 mm, sendo raramente maior do 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. Outros acessórios, como alanita, ilmenita e astrofilita, são raros.

A ordem de cristalização na fácies 1 indica a estabilização precoce de zircão e apatita, seguida pela cristalização de feldspato potássico pertítico, em condições *hipersolvus*. A cristalização do quartzo é parcialmente contemporânea à dos feldspatos potássicos pertíticos e segue até o estágio final, quando cristaliza o anfibólio alcalino. O líquido final gerou albita no contato entre os grãos e bordas dos feldspatos potássicos pertíticos, constatando-se, também, a contemporaneidade da substituição parcial dos anfibólios por biotita possivelmente ligada a reações *subsolidus*.

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 máfico é a riebeckita; os minerais acessórios são zircão e apatita e os minerais de alteração são albita, biotita e opacos.

O feldspato potássico pertítico é anédrico a subédrico, 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, o feldspato potássico pertítico da fácies 2 altera para argilomineerais (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 metamíctico.

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 dos feldspatos potássicos pertíticos. 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 0,1mm até 1,5mm e ocorre como grãos inclusos em cristais de quartzo e de feldspato potássico pertítico. Possui forte meta-

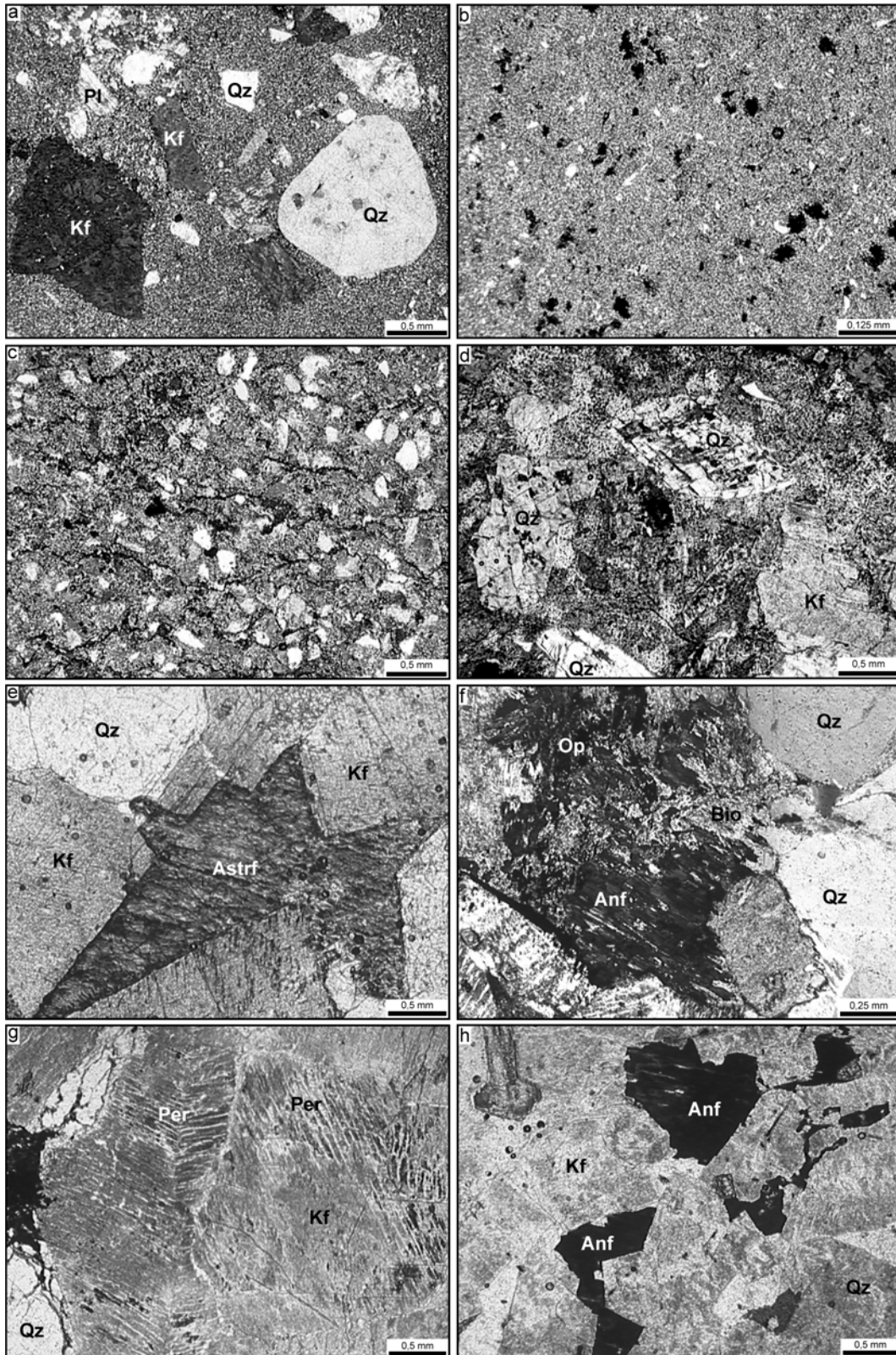


Figura 4 - Fotomicrografias mostrando aspectos texturais do Granito Europa e das rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé ao seu entorno. (a) Ignimbritos ricos em cristais: fenocristais de quartzo, k-feldspato e plagioclásio com aspecto clástico envolvidos por uma matriz quartzo-feldspática recrystalizada,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

GEOQUÍMICA

mictização, 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. Comparativamente possuem uma percentagem mais elevada de minerais acessórios, incluindo-se alanita, ilmenita e astrofilita, do que a fácies 1.

A cristalização iniciou com a formação dos minerais acessórios e com a estabilização de feldspato potássico perfitico, indicando o caráter *hipersolvus*. A cristalização do quartzo foi parcialmente contemporânea às destes feldspatos e seguiu até os estágios finais. O anfibólio alcalino é a 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*.

Nas campanhas progressivas 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 albíta 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).

Os resultados das análises químicas de oito lâminas do granito Europa realizadas no Laboratório de Geoquímica do Instituto de Geociências da UFRGS (elementos maiores) e na Lakefield Geosol (elementos traço e terras raras), pelo método de fluorescência de raios - X encontram-se na tabela 1. Os teores de SiO_2 são elevados, variando entre 72% e 78%. Os valores elevados de SiO_2 dificultam a classificação da rocha baseada apenas em parâmetros químicos. Além disso, os processos petrológicos

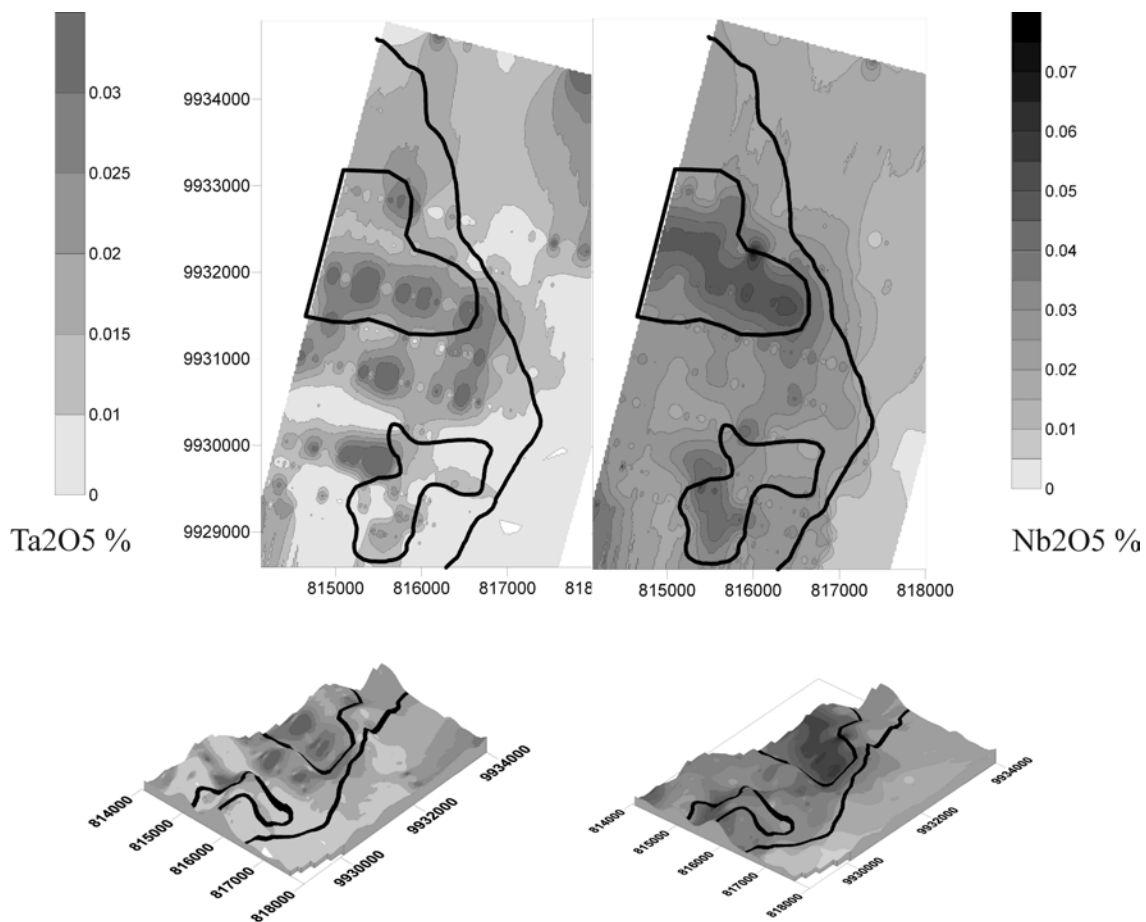


Figura 5 - Mapa de anomalias geoquímicas de Nb_2O_5 e Ta_2O_5 no solo.

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, com as amostras ocupando o campo do feldspato alcalino granito (Fig. 6).

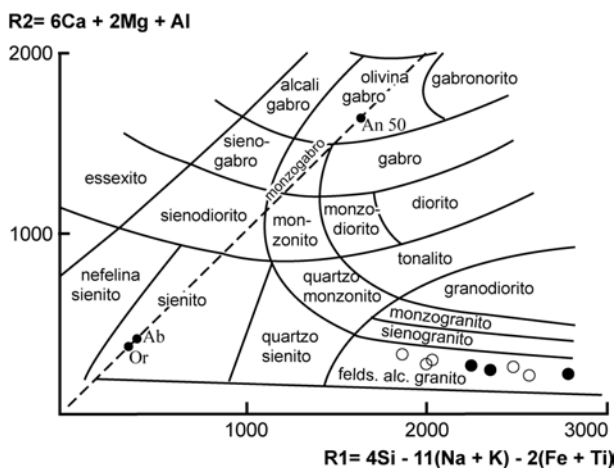


Figura 6 - Diagrama R1/R2 (De La Roche, 1980) utilizado na classificação do Granito Europa. Os círculos vazios são as amostras da fácies 1 e círculos cheios da fácies 2.

Nos diagramas de Harker para elementos maiores e traços (Fig. 7) observa-se um padrão de distribuição bem definido, 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 de feldspatos alcalinos (Fig. 7 a, b, c, 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 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 anfibólios tipicamente alcalinos, como a riebeckita, nas amostras mais diferenciadas, ambas acompanhadas, provavelmente por titanogmanetita. Outra evi-

dência sugestiva 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 titanogmanetita, (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). Os conteúdos de MgO são baixos e refletem uma evolução magmática que envolveu o fracionamento de silicatos máficos (Fig. 7 j). Os conteúdos de Rb mostram uma dispersão, refletindo possivelmente alterações tardi-magmáticas, enquanto Sr e Ba decrescem com a diferenciação (Fig. 7 k, l, m), padrões coerentes o fracionamento de apatita+ feldspato alcalino. O decréscimo acentuado nos teores de Y e Zr (Fig. 7 n, 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.

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 $\text{Al}_2\text{O}_3 \times \text{FeO}_t$, empregada para diferenciar rochas vulcânicas com afinidades comendíticas das panteleríticas, foi testada para as amostras do granito Europa com acmita normativa e estas ocuparam o campo equivalente ao vulcanitos comendíticos.

QUÍMICA MINERAL

Os resultados das análises químicas dos anfibólios são apresentados na tabela 2. A cristalização tardia desta fase favoreceu alterações de natureza tardimagmática. Análises selecionadas permitiram identificar e classificar as composições como riebeckita e ferrichterita de acordo com o trabalho de

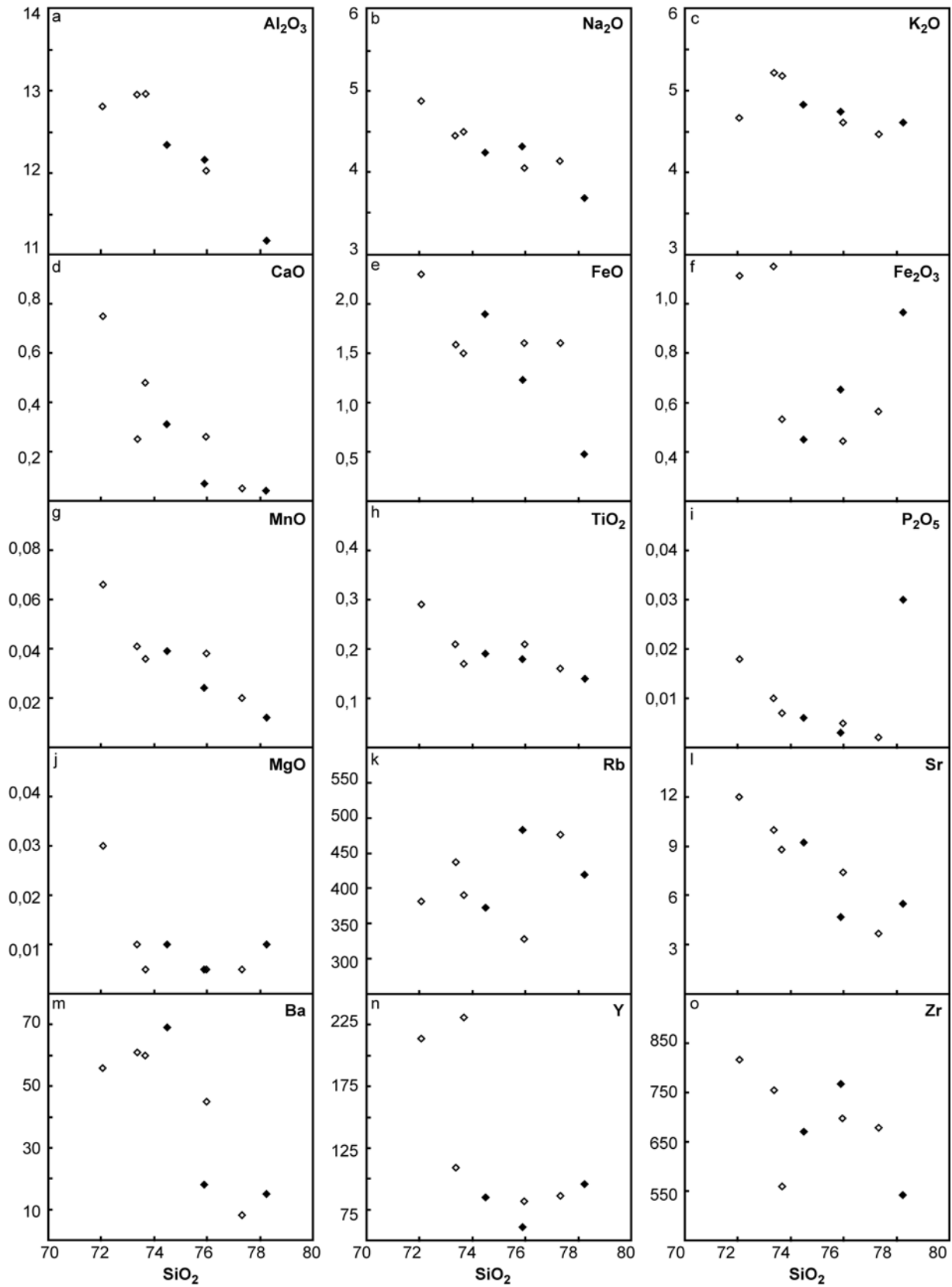


Figura 7 - Diagramas de Harker com as análises químicas de elementos maiores e traços do Granito Europa. Os elementos maiores estão representados em % peso e os elementos-traço em ppm. Os losangos vazios são as amostras da fácies 1 e os losangos cheios da fácies 2.

Leake *et al.* (1997). As duas análises de anfibólio da fácies 2, apesar das alterações verificadas, foram mantidas para atestar a natureza originalmente alcalina dos anfibólios (riebeckita?). As análises químicas da astrofilita (Tab. 3), indicam que esta foi a única fase portadora de Nb₂O₅ identificada no granito Europa.

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.

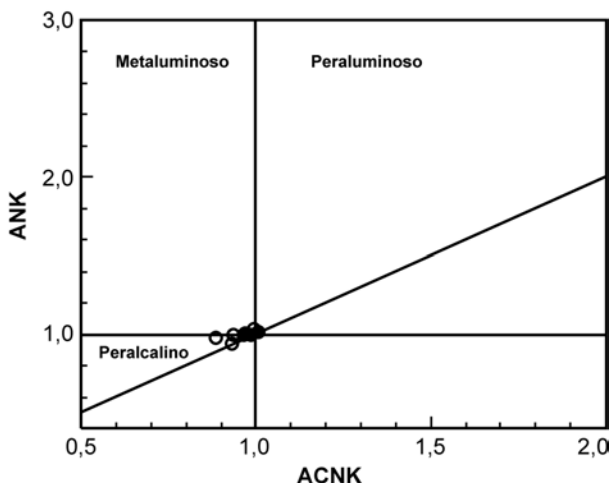


Figura 8 - Diagrama de Maniar & Picolli (1989) baseado nos índices de Shand, para as amostras do Granito Europa. Os círculos vazios são as amostras da fácies 1 e círculos cheios da fácies 2.

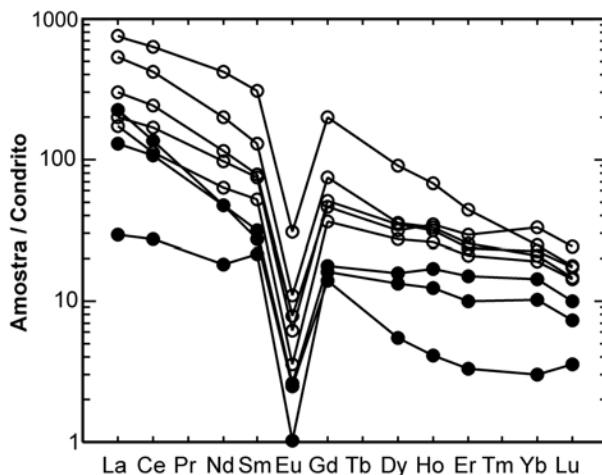


Figura 9 - Diagrama de ETR normalizado pelo condrito (Haskin *et al.* 1968). Os círculos vazios são as amostras da fácies 1 e círculos cheios da fácies 2.

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-ignimbriticas. A origem destes depósitos deve-se a extração dos shards pelos voláteis 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 ressurgência.

A ocorrência de rochas vulcânicas como encaixantes do granito Europa indica um posicionamento epizonal do corpo. A ausência de aplitos, pegmatitos e de cavidades miarolíticas indica que o sis-

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
SiO2	72,06	73,36	73,67	75,97	77,32	74,49	75,90	78,24
Al2O3	12,81	12,95	12,96	12,03	10,90	12,34	12,16	11,18
Fe2O3	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
Na2O	4,88	4,45	4,50	4,05	4,13	4,24	4,31	3,68
K2O	4,67	5,21	5,18	4,61	4,47	4,83	4,74	4,61
TiO2	0,29	0,21	0,17	0,21	0,16	0,19	0,18	0,14
P2O5	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 anfibólios por microsonda eletrônica e cálculo da fórmula estrutural utilizando o *software* Mincal (Gualda, & Vlach, 2005).

AMOSTRA	FÁCIES 1							FÁCIES 2	
	FERRO-RICHTERITA			RIEBECKITA					
	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
Al	0,519	0,485	0,340	0,273	0,227	0,154	0,310	0,083	0,087
Ti	0,174	0,169	0,202	0,145	0,095	0,115	0,130	0,024	0,026
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

tema 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 feldspato potássico peritítico, 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 anfibólio (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 maior presença de fluidos residuais na fácies 2, possivelmente responsável pela argilização tardia dos feldspatos.

A astrofilita tem uma composição com predomínio de Fe^{+2} sobre o Fe^{+3} (MacDonald & Saunders 1973), com conteúdos significativos de Nb, sendo instabilizada em ambiente oxidante. Na fácies 1, esta fase cristaliza tardiamente, podendo ser percentualmente mais concentrada na fácies mais evoluída. A astrofilita não foi identificada em amostras de superfície, provavelmente pela ação oxidante do intemperismo. Este fato pode ter contribuído na formação de anomalias de Nb em solos sobrejacentes a esta 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 classifi-

Tabela 3 - Análises químicas da astrofilita por microsonda eletrônica e cálculo da fórmula estrutural conforme MacDonald & Saunders, 1973.

AMOSTRA	ASTROFILITA (FÁCIES 1)			
	EMR 1			
	EMR_1_1	EMR_1_2	EA_1_7	EA_1_8
PONTO				
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
<hr/>				
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
<hr/>				
Si	8,13	8,09	7,88	8,03
Al	-	-	0,12	-
soma T	8,13	8,09	8,00	8,03
<hr/>				
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
<hr/>				
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
<hr/>				
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

car o corpo como um pertita granito (*hipersolvus*) de natureza peralcalina. Esta composição contrasta com os riolitos e ignimbritos da seqüência vulcânica que são metaluminosos. Dados geocronológicos apontam idades de 1.888 ± 1 Ma para as rochas vulcânicas e 1.829 ± 1 Ma para o granito Europa (Pb-Pb em zircão Costi *et al.*, 2000). Este litotipo pode ter sido originado em estágios de ressurgência de caldeira, no entanto, vulcanitos de afinidade comendítica não foram ainda identificados na região.

Os padrões de distribuição observados para maior parte dos elementos maiores, menores e traços e os dados petrográficos sugerem 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. As anomalias de Nb no solo constatadas apenas sobre a fácies 2 podem, em parte, estar relacionadas a maior concentração de astrofilita nesta fácies, cuja instabilização acarretaria o enriquecimento supergênico Nb.

Agradecimentos - Os autores agradecem aos revisores pelas sugestões e críticas, ao PPGGeo-UFRGS e ao CNPq (processo 505897-2004) pela infra-estrutura disponibilizada e pelo suporte financeiro.

REFERÊNCIAS

- 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. 2005. A jazida de criolita da mina Pitinga (Amazonas). In: **Caracterização de Depósitos Mineraiis 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.; Dall'agnoL, R.; Moura, C.A.V. 2000. Geology and Pb-Pb geochronology of paleoproterozoic volcanic and granitic rocks of Pitinga Province, Amazonian Craton, Northern Brazil. **International Geology Review**, **42**: 832-849p.
- Dall'agnoL, R., Costi H.T. & Borges, R.M.K. 2003. Estudos e projetos direcionados a depósitos mineraiis e distritos mineiros: "Caracterização de depósitos mineraiis 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., Grandclaude, P., Marchal, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2 diagrams and major element analysis - its relationships with 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 megastutura 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. 2006. Geologia e Geocronologia Pb-Pb, de rochas de rochas vulcânicas e graníticas Paleoproterozóicas da Província Mineral de Pitinga, Craton Amazônico, Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, **36** (3):499-512.
- 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.
- 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. p.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.
- Jorge João, X.S.; Santos, C.A. & Provost, A. 1985. Magmatismo adamalítico 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.R. 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.
- MacDonald, R., & Sauders, M.J. 1973. Chemical variation in mineral of the astrophyllite group. **Mineralogical Magazine**, **39**: 91-111.
- Maniar, P.D. & Piccoli, A. 1989. Tectonic discrimination of 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.
- 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**, **21**(3): 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....**, Araxá, SBG. 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**, **31**(1): 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.
- 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. **Journal of South American Earth Science**, **15**: 409-429.
- 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 Geothermal Research**, **2**: 329-341.
- 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 to Mineralogy and Petrology**, **36**: 135-146.