

AUTOMETASSOMATISMO NO ALBITA GRANITO PITINGA - AMAZONAS

VICTOR SABBI DA SILVA¹; LUIZ HENRIQUE RONCHI²

¹Universidade Federal de Pelotas – victorsabbisilva@gmail.com

²Universidade Federal de Pelotas – lhronchi@hotmail.com

1. INTRODUÇÃO

A região de Pitinga, localizada a aproximadamente 360 quilômetros a norte de Manaus, AM, é objeto de estudo de diversos profissionais da área de geociências, em virtude da presença significativa de minério de Sn, Nb, ETR e F. WEBER *et al.* (2007) comentam que o interesse de empresas de mineração pela região teve início quando a CPRM – Serviço Geológico do Brasil descobriu aluviões de cassiterita, em 1979. Em 1986, em sondagens realizadas pela empresa Paranapanema S.A. no Granito Madeira, principal fonte da cassiterita, revelou-se a existência de criolita (Na_3AlF_6) disseminada (HORBE *et al.*, 1991) e maciça (TEIXEIRA *et al.*, 1992), na fácies albita granito cinza com borda vermelha. O objetivo deste trabalho é, por meio de estudos petrográficos, explicar a origem dessa subfácies vermelha.

GEOLOGIA REGIONAL

O depósito mineral de Pitinga é localizado no Escudo das Guianas, do Éon Proterozóico, entre as províncias Tapajós-Parima (2,10-1,87 Ga.) e Amazônica Central (1,88 – 1,70 Ga), de acordo com SANTOS *et al. apud* WEBER (2007).

Segundo ISSLER *et al.* (1974), o termo Complexo Guianense caracteriza a associação de rochas submetidas a metamorfismo mesozonal e catazonal, com fácies denominadas anfíbolito e piroxênio granulito. Estima-se que as rochas deste complexo tenham idade superior à 2,8 Ga.

De acordo com RONCHI *et al.* (2011), após a estabilização das rochas mais antigas do Complexo Guianense, o domínio Uaimiri onde se situa a região de Pitinga evolui através de, no mínimo, cinco eventos. O primeiro destes é a subducção relacionada aos granitoides Água Branca, com idades entre 1,96 a 1,91 Ga. Em um segundo evento, houve um magmatismo intraplaca pós-orogênico determinado pelo vulcanismo alcalino Iricoumé, com idade de 1,89 Ga., e plutonismo Mapuera, com idade entre 1,87 a 1,86 Ga. O terceiro evento foi o magmatismo de pluma que formou os granitos estaniíferos da suíte anarogênica Madeira, com idade entre 1,82 e 1,79 Ga, seguido pelo rifteamento do continente que produziu o dique em anel da formação Quarenta Ilhas, com 1,78 Ga. Por fim, o último evento magmático é marcado por basaltos alcalinos, diabásios e gabros da Formação Seringa, do Proterozóico Superior.

Há cinco plútons relacionados com a suíte Mapuera: granitos Simão, Rastro, Bom Futuro, Pedreira e Alto Pitinga, além de três plútons mais jovens, relacionados com a suíte Madeira, que são os granitos Europa, Água Boa e Madeira (figura 1). O granito Madeira é dividido em quatro fácies: anfíbolio-biotita sienogranito porfírico e meta-aluminoso, com idade aproximada de 1824 Ma (COSTI *et al.* 2000), seguida por uma fácies de biotita-feldspato alcalino-granito peraluminoso, com idade aproximada de 1822 Ma (COSTI *et al.* 2000). Essas fácies são cortadas por um *stock* com um diâmetro de, aproximadamente, 2 km, composto por duas fácies com idade similares: feldspato alcalino granito

hipersolvus, com idade aproximada de 1818 Ma. (COSTI *et al.* 2000) e albita-granito subsolvus, não datado. O albita-granito com duas subfácies uma cinza e outra vermelha é o objeto de estudo deste trabalho.

Conforme Weber *et al.* (2007): “O albita-granito é a fácies mais tardia do Granito Madeira e, devido às características geoquímicas, petrográficas e metalogenéticas, foi dividida em albita-granito de borda vermelho e albita-granito de núcleo cinza (HORBE *et al.*, 1991). Ambas possuem textura porfirítica a seriada (Costi *et al.*, 2005). O albita-granito de borda (AGB), que tem coloração vermelha, envolve o albita-granito de núcleo (AGN, Costi *et al.*, 1995, Costi, 2000)”.

2. METODOLOGIA

A análise modal foi o método utilizado para classificar as rochas, por meio da porcentagem volumétrica dos minerais constituintes em uma amostra representativa do albita granito de borda e outra do de núcleo. Utilizou-se um microscópio petrográfico, e, com o auxílio do charriot, que permite a movimentação da lâmina delgada sob a platina, fez-se a contagem de pontos. Para obter-se uma boa precisão, definiu-se que os espaçamentos percorridos pelo charriot seriam de um milímetro, e, dessa forma, totalizou-se um total de 461 pontos na lâmina AGB – 1 e um total de 421 pontos na lâmina AGN – 1. Para obter o nome da rocha, normalizou-se a quantidade de quartzo, feldspato alcalino e feldspato plagioclásio para 100%. A próxima etapa baseou-se na plotagem destas porcentagens no diagrama QAP (STRECKEISEN, 1976).

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Na análise modal do albita granito de núcleo cinza, figura 1, obteve-se os seguintes resultados: quartzo (36,34%), ortoclásio (26,84%), plagioclásio (13,78%), sericita (7,13%), riebeckita (4,51%), mica verde tetraferífera (2,85%), polilitonita (2,61%), zircão (2,61%), microclínio (1,42%), criolita (1,2%) e pirocloro (0,71%), o que permite classificar a rocha como sienogranito, (46,36% de quartzo, 36,06% de feldspato alcalino e 17,58% de plagioclásio).

Os fenocristais de quartzo do AGN, com tamanhos entre 0,3mm e 6mm, são corroídos pela matriz, e possuem contatos retos com o zircão, mica verde, riebeckita e polilitonita. Na matriz, o tamanho do quartzo varia entre 0,05mm e 0,15mm, e possui contato reto com os demais minerais que constituem a matriz (ortoclásio, plagioclásio, microclínio e criolita). Sua extinção é, por vezes, ondulante, e há significativa presença de inclusões fluidas. O ortoclásio aparece na matriz, com tamanhos de até 0,6mm e o plagioclásio com até 0,5mm. A sericita, corroída pela matriz, tem tamanhos entre 0,3mm e 1,5mm, e possui contato corrosivo com a polilitonita. A riebeckita de cor azul escuro é corroída pela matriz e também pela criolita, tem tamanho entre 0,25mm e 5mm e contatos retos com o zircão. A mica verde tetraferífera, corroída pela matriz, tem tamanho entre 0,25mm e 2,5mm, pleocroísmo de verde a marrom. A polilitonita, corroída pela matriz, tem tamanho entre 0,25mm e 1,8mm, com pleocroísmo de azul claro a branco. O zircão, corroído pela matriz, tem tamanho entre 0,3mm e 1,45mm, e possui contato reto com a mica tetraferífera. O microclínio, com tamanho de até 0,2 mm, possui contatos retos com o quartzo, ortoclásio e feldspato plagioclásio da matriz. A criolita com relevo alto e tamanhos menores do que 0,15mm ocorre de maneira intersticial entre os cristais da matriz. O pirocloro, corroído pela matriz, tem tamanho entre 0,2mm e 0,7mm, e possui cor amarela. As relações de contato

permitem estabelecer duas paragêneses magmáticas, uma mais antiga relacionada aos fenocristais (quartzo, sericita, riebeckita, mica verde tetraferífera, polilitonita, zircão, microclínio e pirocloro) e outra tardia relacionada à matriz (quartzo, ortoclásio, plagioclásio, microclínio, criolita).

Na análise modal do albíta granito de borda (AGB), figura 1, obteve-se os seguintes resultados: quartzo (33,26%), plagioclásio (29,94%), ortoclásio (15,77%), mica alterada (7,99%), clorita (5,4%), fluorita (4,2%), opacos (1,50%), zircão (1,08%), e cassiterita (0,864%), o que permite classificar a rocha como monzogranito (42,66% de quartzo, 37,12% de plagioclásio, 20,23% de feldspato alcalino).

Os fenocristais de quartzo, são corroídos pela matriz, têm tamanho entre 0,4mm e 5,8mm, e, quando na matriz, tem tamanho de até 0,2mm. Sua extinção é, por vezes, ondulante, e há significativa presença de inclusões fluidas. O plagioclásio tem tamanho entre 0,15mm e 0,5mm, e possui contato reto com o quartzo e o ortoclásio da matriz, além de estar manchado por óxidos de ferro. O ortoclásio tem tamanhos entre 0,1mm e 0,4mm, e possui contatos retos com o quartzo da matriz e o feldspato plagioclásio, além de apresentar óxido de ferro. A mica alterada tem tamanho entre 0,2mm e 1,4mm. A clorita corrói a matriz, tem tamanho entre 0,1mm e 1,5mm, cor verde escuro, e aparece nas clivagens do que antes era a mica tetraferífera. A fluorita sempre associada com a clorita, também corrói a matriz, tem tamanhos entre 0,15mm e 4mm, cor roxa, e também ocorre nas clivagens do que antes era a mica tetraferífera. Algumas vezes existem cristais de plagioclásio englobado pelas fluoritas. Os minerais opacos variam entre 0,1mm e 0,5mm, e possuem grande quantidade de óxido de ferro vermelho em suas bordas. O zircão, menos corroído pela matriz em comparação ao albíta granito de núcleo, tem tamanho entre 0,2mm e 1,5mm. A cassiterita, corroída pela matriz, tem tamanho entre 0,15mm e 0,75mm, e pleocroísmo marrom. As relações de contato dos minerais no AGB permitem estabelecer três paragêneses uma relacionada aos fenocristais (quartzo, mica alterada, opacos, zircão e cassiterita), outra à matriz (quartzo, plagioclásio, ortoclásio) e uma terceira de alteração, com minerais secundários de fluorita e clorita.

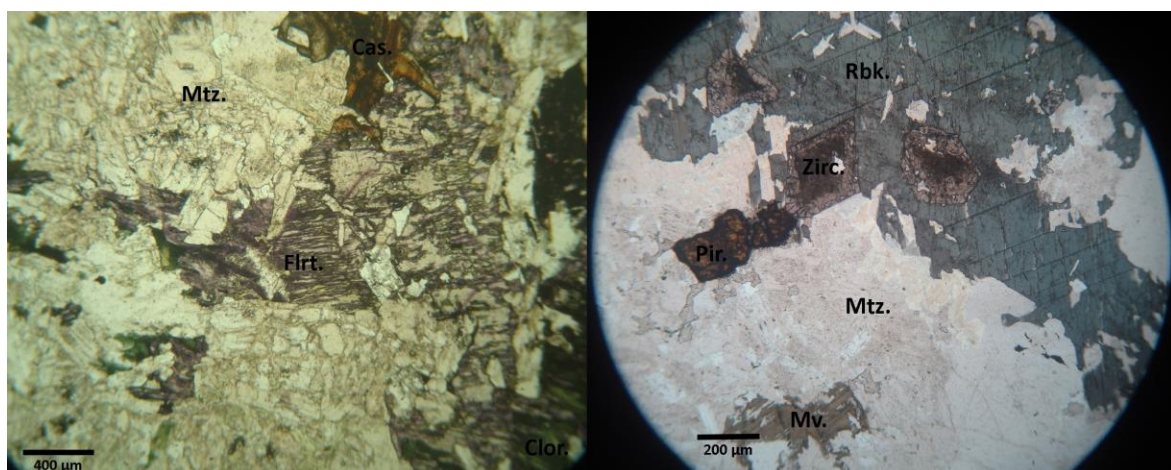


Figura 1 - Comparação entre o AGB (esquerda) e AGN (direita), vista do microscópio petrográfico com polarizadores paralelos. Mtz. - Matriz; Flrt. - Fluorita; Cas. - Cassiterita; Clor. - Clorita; Rbk. - Riebeckita; Zirc. - Zircão; Pir. - Pirocloro; Mv. - Mica verde tetraferífera.

4. CONCLUSÕES

A diferença petrográfica entre as duas subfácies do albite granito é a inexistência de riebeckita, polilitionita, sericita, criolita e pirocloro na borda, onde existem restos da mica verde substituídos por clorita e fluorita, minerais estes secundários e que não existem no núcleo cinza. Nota-se que os minerais que possuem ferro estão alterados por um processo de oxidação que produz uma “poeira vermelha” de óxidos de ferro que recobre boa parte dos minerais, conferindo cor vermelha a esta subfácies. Essa oxidação poderia ter sido produzida pela circulação de fluidos hidrotermais. COSTI *et al.* (1995) atribuem a circulação desses fluidos hidrotermais a um processo denominado de autometassomatismo. A ação do autometassomatismo é alteração de uma rocha ígnea por fluidos hidrotermais deutéricos, isto é, provenientes da mesma câmara magmática durante o processo de resfriamento e cristalização.

5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- COSTI, H.T.; DALL’AGNOL, R.; TEIXEIRA, J.T. e POPINI, M.V.F., 1995. The albite granite of Pitinga Mine: petrography, geochemistry and mineralizations. In: **SYMPOSIUM ON RAPAKIVI GRANITES AND RELATED ROCKS**, IGCP Project 426, Belém, Brazil. Abstracts, p. 20-21.
- COSTI, H.T.; DALL’AGNOL, R. e MOURA, C.A.V. 2000. Geology and geochronology of Paleoproterozoic volcanic and granitic rocks of the Pitinga Province, Amazonian Craton, northern Brazil. **International Geology Review**, 42:832-849.
- HORBE M.A., HORBE A.C., COSTI H.T., TEIXEIRA J.T. 1991. Geochemical characteristics of cryolite-tin-bearing granites from Pitinga Mine, northwestern Brazil - a review. **Jour. Geochemical Exploration**, 40:227-249.
- ISSLER, R.S., ANDRADE A.R.F., MONTALVÃO R.M.G., GUIMARÃES G., SILVA G.G., LIMA M.I.C. 1974. Geologia da Folha AS.22 – Belém. Brasil, **Departamento Nacional de Produção Mineral**, Projeto RADAMBRASIL. Folha AS.22 – Belém. Rio de Janeiro. Levantamento de Recursos Naturais 5:2-182.
- RONCHI, L.H., NETO C.B., GEDOZ S.C., WEBER M.L., PEREIRA V.P., ANDREK M., 2011. **A Transição Magmático- Hidrotermal Registrada por Inclusões Fluidas no Albite-Granito de Núcleo, Mina Pitinga, Amazonas**. CPRM, 5:3-4.
- STRECKEISEN, A.L., 1976, Classification and nomenclature of igneous rocks: **Earth Science Reviews**, v. 12, p. 1-35.
- TEIXEIRA J.T., FERRON J.M.T.M., DE SILVIO E., COSTA L.A, 1992. **Relatório final avaliação depósito criolítico da mina pitinga**. Mineração Taboca S.A., Ministério de Minas e Energia, DNPM, Manaus-AM.
- WEBER, M.L., GEDOZ, S.C., BENETTI, F., PETRY, A.C., RONCHI L.H., BASTOS NETO, A., PEREIRA, V.P. & ALTHOFF, F.J. 2007. Variações Mineralógicas e Petrográficas na Porção Central do Albite-Granito Madeira, Pitinga, AM. **Gaea (Unisinos)**, São Leopoldo, RS, 3:9-17.