

Ocorre grande quantidade de matriz composta por argilominerais (ilita e esmectita), originada pela decomposição de intraclastos de argilas e de grãos de feldspatos. Esta matriz encontra-se bastante recristalizada, o que é evidenciado pela corrosão dos grãos detríticos de quartzo, além da alteração dos feldspatos e fragmentos de rocha. Isto ocorreu provavelmente devido à atuação de condições de temperatura e pressão superiores àquelas reinantes nas fases diagenéticas, possivelmente compatíveis com condições anquimetamórficas.

O grau de empacotamento é fechado, porém é importante salientar que este dado não reflete o empacotamento original da rocha, uma vez que os arenitos sofreram um evento anquimetamórfico. Entretanto, ainda é possível a identificação de resquícios do empacotamento inicial, tais como as micas deformadas por compactação, durante a fase de eo- e mesodiagenese.

Alteração hidrotermal posterior à diagenese afetou os arenitos. Nesta fase, a cimentação autigênica de quartzo teria sido lixiviada, porém não completamente, uma vez que ainda é possível individualizar "overgrowth" de quartzo em alguns grãos, além de formação de muscovita e opacos euédricos. Os efeitos desta alteração hidrotermal são mais intensos nos arenitos localizados próximos às zonas de cisalhamento. Nestes, é observado um crescimento pronunciado das micas brancas na matriz argilosa refletindo recristalização, o que concorda com a interpretação de Ribeiro e Villas (1986), que postulam a migração dos fluidos hidrotermais provenientes dos granitos através destas fraturas.

As paleocorrentes medidas nos arenitos mostraram que a área fonte estava localizada a sul-sudeste, coincidente com a porção mais antiga do Cráton da Amazônia onde ocorrem os terrenos de alto e baixo grau arqueanos, incluídos no Supergrupo Andorinhas (DOCEGEO, 1988). Estes terrenos tendem a gerar material clástico maduro, resistente a um transporte tratativo de longa duração, tal como aquele encontrado nos arenitos estudados.

AGRADECIMENTOS

Os autores desejam agradecer a à equipe de geólogos da Companhia Vale do Rio Doce e da Rio Doce Geologia e Mineração pelo valioso auxílio prestado durante a fase de campo deste projeto, bem como à FAPERGS.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- DOCEGEO, 1988. Revisão litoestratigráfica da província mineral de Carajás. In: XXXV Cong. Bras. Geol., Belém, 1988. Anexos... Belém, CYRD/SBG, p.11-54.
- PETTIJOHN, F.J. 1975. Sedimentary rocks. Harper & Row, New York. 628p.
- PETTIJOHN, F.J.; POTTER, P.E. e SIEVER, R. 1987. Sand and sandstone. Springer-Verlag, New York. 553p.
- RIBEIRO, A.M.R. e VILLAS, R.N.N. 1986. Estudo microtermométrico em cristais de quartzo de veios hidrotermais da Sequência Bahia, Carajás, PA. In: XXXIV Cong. Bras. Geol., Goiânia, 1986. Anais... Goiânia, SBG, p.1193-1204.
- TUCKER, M.E. 1991. Sedimentary petrology. Blackwell Sci. Publ., Oxford. 260p.

ESTUDOS PARA CARACTERIZAÇÃO DE CLORITA FERRÍFERA (TURINGITA) DO MACIÇO GRANÍTICO MANDIRA

MÍRIAN CRUXÊN BARROS DE OLIVEIRA,

JOSÉ MOACYR VIANNA COUTINHO

IPT/SP

JOSÉ VICENTE VALARELLI

IGC-USP E CNPQ

INTRODUÇÃO

O Maciço de Mandira é um corpo granítico peralcalino nitidamente intrusivo. Aflora por aproximadamente 50 km², em forma alongada elipsoidal com eixo maior com direção N40E e localiza-se no sul do Estado de São Paulo, na Região Administrativa do Vale do Ribeira.

Limita-se a N e NW com as rochas gnáissico-migmatíticas do Complexo Costeiro, as quais são transicionais (a oeste) para os granitos anatóticos ou sintectônicos da Fácies Cantareira. No extremo NE ocorrem ectinitos do Complexo Turvo-Cajati.

Petrograficamente, distinguem-se três unidades no Maciço: Acaraú(gA), que ocorre em dois "stocks" na porção meridional do plutão e é composta principalmente por mesopertita granito com ferro-hastingsita; Mandira (gM), que compõe o corpo principal do Maciço e apresenta composição de mesopertita granito com riebeckita; Mandira 1 (gM1), que ocorre em quatro "stocks" na periferia do corpo maior de gM e é composta principalmente por granito (3a). Além das três unidades graníticas assinalam-se regiões afetadas em graus variados por processos tardi a pós-magmáticos: greisenização, albitização e feldspatização potássica, por vezes associados a intenso hidrotermalismo. As regiões afetadas pelos processos tardi a pós-magmáticos encontram-se enriquecidas em Zn, Pb e Cu, constituindo, geralmente, mineralizações.

CARACTERÍSTICAS DA CLORITA FERRÍFERA

Como mineral de alteração de biotita, ocorre em pequenas proporções em quase todas as unidades. Entre os granitos, é mais abundante nas rochas de gM1, na forma de agregados arredondados de palhetas, normalmente associada

Nº DE IONS NA BASE 28 (O, OH, F, Cl)				
Si	5.1293		5.2015	
		8.0000		8.0000
Al	2.8707		2.7985	
Al	3.0975		3.1505	
Ti	0.0103		0.0000	
Fe	8.331		8.266	
Mn	0.190		0.235	
Mg	0.177	11.88	0.148	11.84
Ca	0.006		0.003	
Na	0.016		0.019	
K	0.009		0.019	
Ba	0.049		0.000	
Sr	0.000		0.000	
F	0.100		0.012	
Cl	0.000	16.00	0.000	16.00
OH	15.90		15.98	

ÓXIDOS	Ponto 1	Ponto 2
SiO ₂	22.56	22.62
TiO ₂	0.06	0.00
Al ₂ O ₃	22.27	21.95
Fe ₂ O ₃ +FeO	43.31	42.98
MnO	0.99	1.21
MgO	0.52	0.43
CaO	0.03	0.01
Na ₂ O	0.04	0.04
K ₂ O	0.03	0.07
BaO	0.55	0.00
SrO	0.00	0.00
F	0.14	0.02
Cl	0.00	0.00
H ₂ O	10.48	10.42
F=O	-0.06	-0.01
Cl=O		
TOTAL	101.4	99.74

à biotita e opacos. Os cristais variam de 0,2 a 0,8 mm. Nos greisens e metassomatitos quartzo-feldspáticos costuma formar agregados de cristais com até 2 mm de tamanho, disseminados e distribuídos homogeneamente pelas rochas. Nas rochas afetadas predominantemente por metassomatismo potássico, a clorita manifesta-se em maior relevância atingindo até 50% modais na rocha. Apresenta-se em agregados arredondados, ou radiais, por vezes configurando pilhas ("chlorite stacks"). Associa-se normalmente a sulfetos, especialmente esfalerita.

Suas características ópticas principais são as seguintes: praticamente uniaxial com $2V(-)_0^\circ$, $N_z = 1,678 (\pm 0,003)$, $N_x = 1,665 (\pm 0,003)$, $N_z - N_x = 0,013 (\pm 0,003)$. Pleocroísmo: X: amarelo esverdeado, Z: verde escuro. Opticamente, classifica-se (segundo TRÖGER 1979) no grupo das leptocloritas:

Delessita - Chamosita 14A - Turingita -
Mg <— —————> Fe²⁺, Fe³⁺

Em FLEISCHER et al. (1984), encontram-se numerosas chamadas para chamosita com índices maiores (w ou N_z) variando entre 1,637 até um máximo de 1,685, aparentemente em função direta de seu teor de Fe. A chamada correspondente a $N_z = 1,667$ (pouco inferior ao N_z da clorita de Mandira) refere-se a uma chamosita com 26,2% de FeO e 18,8% de Fe₂O₃, valores muito próximos aos obtidos em amostra de clorita de metassomatito quartzo-feldspático de Mandira analisada quimicamente. Neste trabalho, preferiu-se adotar, em lugar de chamosita, a denominação utilizada por TRÖGER (1979) ou seja, turingita. A TABELA 1 apresenta análises químicas efetuadas por microsonda eletrônica no laboratório do BRGM, em Orléans, em dois pontos centrais de turingita.

ASPECTOS GENÉTICOS DA TURINGITA

À época da feldspatização potássica havia condições químicas mais favoráveis à formação de biotita e não turingita. Presume-se que o hidrotermalismo gerador desta última seja ainda mais tardio que a metassomatose quartzo-feldspática. A turingita seria então formada "primariamente" no hidrotermalismo, ou resultaria de alteração completa de biotitas anteriores.

Determinações microtermométricas em inclusões fluidas presentes em esfalerita para a formação deste mineral (OLIVEIRA & XAVIER 1992). Pressupõe-se que a formação da turingita, intimamente associada à esfalerita, também se tenha dado a temperaturas desta ordem, o que marcaria o nível térmico final da atividade hidrotermal na região.

REFERÊNCIAS

- FLEISCHER, M.; WILCOX, R.E.; MATZKO, J.J. 1984. Microscopic determination of the nonopaque minerals. Washington, United States Government Printing Office. 453 p. (U.S. Geological Survey Bull. 1627).
OLIVEIRA, M.C.B. 1989. Petrologia do Maciço Granítico Mandira, SP. São Paulo. 178 p. Dissertação de Mestrado apresentada ao IGcUSP).
OLIVEIRA, M.C.B.; XAVIER, R.P. 1992. Caracterização dos fluidos nos processos tardi a pós-magmáticos do Granito Mandira, SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo, 1992. Bol. Res. Exp. São Paulo, SBG, v. 1, p.367-368.
TRÖGER, W.E. 1979. Optical determination of rock forming minerals; part I: determinative tables. Stuttgart, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung. 188p.