

ELEMENTOS TERRAS RARAS EM ESMERALDAS DAS JAZIDAS DE CAPOEIRANA E BELMONT (MG)

Geysa Angelis Abreu Machado (DMP-IG-USP) geysa@usp.br; Hans Daniel Schorscher; Norbert Fritz Miekeley

Elementos terras raras (ETR) foram utilizados para a avaliação dos processos petro-metalogenéticos na evolução dos fluidos metamórfico-metassomáticos, responsáveis pelas mineralizações de esmeraldas das jazidas de Capoeirana e Belmont. As análises foram efetuadas por ICP-MS, em esmeraldas de diferentes associações: xistos = EX, veios de quartzo = EVQ e veios pegmatóides = EVP.

Composições químicas distintas entre os grupos de esmeraldas são observadas em variogramas normalizados pelo Condrito C1 [1]:

EX: tem teores mais elevados de ETRL, $La > 200 \times C1$, maiores fracionamentos de ETR totais (La_N/Lu_N entre 1,61 e 21,95) e ETRP (Gd_N/Lu_N entre 0,49 e 2,05) e razão Eu/Eu* entre 0,07 e 0,08;

EVQ: são caracterizadas por maiores fracionamentos de ETRL (La_N/Sm_N entre 1,85 e 18,12) e razão Eu/Eu* entre 0,04 e 0,12, e representam dois subgrupos distintos:

com teores mais altos de ETR totais, La entre 4 e 10 $\times C1$ e anomalias negativas de Ce e Eu; e,

com ETR totais inferiores, La entre 0,5 e 1 $\times C1$, distribuídos em padrões planos, exceto para o forte enriquecimento de ETRP do Tm ao Lu;

EVP: apresentam ETR totais, ETRL e ETRP menos fracionados (La_N/Lu_N entre 0,10 e 0,79; La_N/Sm_N entre 0,94 e 7,24; Gd_N/Lu_N entre 0,07 e 0,36), e razão Eu/Eu* entre 0,05 e 0,29, caracterizando dois subgrupos distintos:

com maiores teores de ETR totais, La entre 3 e 5 $\times C1$ e padrões planos com anomalias positivas de Ce e negativas de Eu; e,

com menores teores de ETR totais, La entre 0,4 e 2 $\times C1$ e ausência de anomalia de Eu.

Todas as esmeraldas apresentam enriquecimentos de ETRP do Yb ao Lu.

Os subgrupos de EVQ e EVP, com composições distintas, representam gerações de esmeraldas e etapas mineralizantes diferentes.

Diferenças sistemáticas de Ce e Eu entre grupos de esmeraldas podem indicar mudanças nas condições de oxirredução e, no caso do Eu nas EVP, à interação da solução com feldspatos. Altas razões fluidos/rocha e abundância de complexantes (F, Cl, CO₂) podem ter favorecido a mobilidade dos ETR, com enriquecimento do Yb e Lu.

Os enriquecimentos em ETRP estão associados ao aumento de Y e as razões $Y/\Sigma TR$ e $\Sigma TRP/\Sigma TRL$ variam na sequência EX < EVQ < EVP, indicando um aumento da acidez (SiO₂) da paragênese mineral [2] e/ou um aumento da concentração de F na solução [3], durante a formação das diferentes associações genéticas de esmeraldas. Isto sugere que o Y e os ETRP foram transportados como complexos F-ETRP nos fluidos metassomáticos, mineralizantes, semelhantes aqueles que atuaram nos metagranitóides associados às mineralizações.

Referências

- 1 - SUN, S.-S., McDONOUGH, W.F. 1989 *Geol. Soc. Spec. Publ.* 42:313-345.
- 2 - KOVALENKO, V. I., ZNAMENSKAYA, A. S., AFONIN, V.P., PAVLINSKIY, G.V., MAKOV, V. M. 1966. *Geochemistry International*, 3: 406-418.
- 3 - HILDRETH, W. 1981. *J. Geophys. Res.* 86: 10153-10192.

ESTUDOS SM/Nd NO COMPLEXO MÁFICO-ULTRAMÁFICO DA SERRA DA ONÇA - SUL DO PARÁ: IMPLICAÇÕES GEOCRONOLÓGICAS E GEOTECTÔNICAS

E. M. B. Macambira (CPRM/Belém) geremi@cprm-be.gov.br; C. C. G. Tassinari

O Complexo Máfico-Ultramáfico da Serra da Onça (CMSO) está localizado na porção sudoeste da Província Mineral do Carajás. Sob o ponto de vista geotectônico, situa-se na porção sul do Cráton Amazônico e no âmbito estratigráfico é parte integrante da Suíte Intrusiva Cateté. O CMSO é um corpo alongado, com aproximadamente 23km de extensão, disposto segundo a direção E-W, com mergulho de cerca de 45°S e encaixado em rochas arqueanas do Complexo Xingu e do Granito Plaqué. Trata-se de uma intrusão acamada, não metamorfizada, não deformada e constituída, da base para o topo, por uma seqüência de serpentinitos, piroxenitos e gabronoritos. Foram realizadas 5 análises isotópicas pela metodologia Sm/Nd em rocha total e em concentrados de minerais, que forneceram em diagrama isocrônico $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ uma idade de 2378 ± 55Ma, com uma razão inicial de $0,50960 \pm 0,00006$ e um valor para MSWD de 3,9. Esta idade é interpretada como sendo a época de fechamento do sistema Sm/Nd, o que se dá nos estágios finais de cristalização da rocha. Neste sentido, podemos considerar que o CMSO finalizou o seu processo de formação no Paleoproterozóico. Os parâmetros εNd calculados para a idade de 2,38Ga variaram entre 2,6 e 0, e para a idade de 2,75Ga (idade de zircões do Maciço de Luanga) entre 4,24 e 0,9. Pode-se verificar que tais valores não variaram significativamente entre uma

idade e outra, e os valores pouco positivos e próximos a zero obtidos, sugerem que o manto original destas rochas tinha uma composição predominantemente condritica, ou alternativamente, que o magma mantélico parental destas rochas, originalmente proveniente do manto empobrecido, tivesse assimilado material crustal durante o seu processo de formação. Os valores de idades modelos manto empobrecido (TDM) obtidos, indicaram idades próximas a 3,1Ga e de 2,4Ga. As amostras que indicaram idades mais velhas são provenientes de um manto condritico, ou sofreram contaminações crustais, o que torna inválido o cálculo de suas idades TDM. Já a amostra com TDM igual a 2,4Ga, possui um εNd compatível com uma origem a partir de um manto empobrecido e a idade modelo parece possuir um significado geológico maior, apesar destes cálculos possuirem um alto erro, quando realizados em rochas ultramáficas. Neste sentido acredita-se que, pelo menos parte do CMSO, diferenciou-se do manto próximo a 2,4Ga. Salienta-se o ineditismo dessa datação em corpos máfico-ultramáficos ocorrentes nessa região do Cráton Amazônico. Salienta-se também que os resultados alcançados concordam com a evolução tectono-magmática estabelecida para essa porção cratônica pela CPRM (1997) e que a intrusão do CMSO está relacionada a regime distensivo do Proterozóico.