

## EVIDÊNCIAS LITOGEOQUÍMICAS DA EVOLUÇÃO POLIGÊNICA DO COMPLEXO BARRO ALTO, GOIÁS

Manfredo Winge  
José Caruso Moresco Danni

IG/UnB

V Congresso Brasileiro de Geoquímica e III Congresso de Geoquímica dos países de Língua Portuguesa, Niterói/RJ, 1995.  
Resumos expandidos - publicado em CDROM.

Estudos realizados sobre os complexos máfico-ultramáficos Cana Brava, Niquelândia e Barro Alto têm proposto dois tipos de domínios geotectônicos para a evolução dos mesmos: a) origem proto-oiolítica (e.g. Danni & Leonardos, 1978,1980; Danni et al., 1982), envolvendo *rifteamento* de crosta dinamicamente ativa; b) fracionamento de magma tholeítico em câmaras do tipo Bushveld em crosta continental rígida (e.g. Rivalenti et al,1982; Girardi et al.,1986; Fugi, 1989; Ferreira Filho et al.,1992; Correia,1994).

Os três complexos mostram idêntica organização litotectônica. Qualquer que seja o modelo de evolução, devem ser consideradas as características litogeoquímicas de suas unidades. No Complexo Barro Alto (CBA) a seguinte organização é verificada:

1) Sequência Serra de Santa Bárbara (SSB) dividida em duas *suites* de rochas granulíticas: a- *suite* máfico-ultramáfica (SSB1) acamadada (peridotitos, piroxenitos, gabro-noritos); b- *suite* máfica a félsica (SSB2) estruturada em *stocks* de gabros, gabro-dioritos, quartzo-dioritos até granitos intrusivos na *suite* acamadada e com frequentes fácies de brechas (xenólitos de rochas supracrustais e plutônicas); 2) Sequência Serra da Malacacheta (SSM) formada por *suite* troctolito-gabro-anortosítica anfibolitizada; 3) Sequência Vulcano-sedimentar Juscelândia (SJ).

Com o objetivo de caracterizar os *trends* litogeoquímicos destas unidades, foram processados os dados de 96 análises químicas de vários estudos encetados no CBA (Kuyumjian & Danni,1991; Moraes,1992; Oliveira,1993, Winge, 1995). Os diagramas químicos do tipo AFM, Alk x SiO<sub>2</sub>, óxidos x IS, variogramas de ETR e de outros elementos traços, demonstram que as *suites* da SSB (1 e 2) apresentam *trends* diversos. Em diagrama AFM, SSB1 apresenta evolução tholeítica caracterizada por enriquecimento em Fe, enquanto que SSB2 simula um *trend* de tipo cálcio-alcálico. Estas *suites*, em gráficos de óxidos maiores x índices de evolução magmática, como o índice de solidificação [IS=100 x MgO/ (MgO+FeO\*+Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)] de Kuno (1968), mostram, também, *trends* distintos. Enquanto que na SSB1 o IS atinge valor ~25, a SSB2 evolui de IS~35 até 5, verificando-se entre eles *gaps* e evoluções incompatíveis com a derivação por fracionamento de um mesmo magma parental. O FeO\* mostra uma culminância nos termos mais evoluídos da *suite* SSB1, o que revela uma evolução de magma a baixa *f*O<sub>2</sub>, enquanto que SSB2 mostra decaimento de Fe em fases mais evoluídas, além de um *gap* de cerca de -8% em FeO\* para o IS=30. O TiO<sub>2</sub> apresenta comportamento um pouco diferente, não tão contrastante mas ainda assim bem distinto entre as duas sequências, como ocorre com vários outros óxidos, notadamente o K<sub>2</sub>O.

Em diagrama ETR normalizado (manto primitivo) de noritos e piroxenitos da SSSB1, destaca-se o enriquecimento de ETR em geral e de ETRL/ETRP em particular para todas as análises, sugerindo uma fonte mantélica fértil, o que está de acordo, também, com o magma determinado por Oliveira (1993) e por Ferreira Filho et al.(1994b) para o Complexo Niquelândia.

Os termos mais evoluídos da SSB2 são representados por meta-granitos exemplificados pelo sillimanita cordierita gnaiss de Vista Alegre, intrusivo em norito e contendo xenólitos, principalmente de noritos finos, e raros autólitos. Esse meta-granito tem as seguintes características geoquímicas: é peraluminoso (6% de corindom normativo), alto MgO (2,7% peso) e baixo CaO, silicoso (>70%SiO<sub>2</sub>) e o padrão do diagrama de ETR em *asa de pássaro*, com La<sub>N</sub>/Yb<sub>N(CONDRITO)</sub>= 2.165. Estas características geoquímicas e a ubíqua ocorrência de xenólitos de composições variadas com bordas reacionais, apontam para a importância de processos de assimilação crustal na evolução da SSB, como é atestado por xenólitos de leptinitos, de rochas cálcio-silicatadas e xenólitos ricos em Al-espínélio (restitos de metapelitos da Faz. Sibéria). Tais processos certamente conduziram a crescente incorporação de frações mais móveis (Si,K,Na.. e fase fluida) à medida em que crosta sílica era aquecida e parcialmente fundida em maior volume, propiciando o aumento de *f*O<sub>2</sub> e a modificação da evolução litogeoquímica para o *trend* falsamente cálcio-alcálico da *suite* SSB2.

O fato das brechas gabro-dioríticas a graníticas granulitizadas serem ubíquas, ocorrendo em níveis variados do CBA, sugere que esta provável fusão crustal tenha se dado em níveis inferiores, junto aos dutos de canalização magmática em crosta continental. Desta maneira, após aquecimento acima do *solidus* granítico, fundindo as paredes, o líquido

teria sido hibridizado e, conseqüentemente, seriam alteradas e parcialmente mimetizadas com a fase anatóxica (crosta sializada) as assinaturas geoquímicas das rochas resultantes.

Em diagrama AFM, as amostras da SSM, gabro-anortosítica anfibolitizada, mostram *trend cálcio-alcálico*. Em se tratando de rochas fortemente fracionadas (p.ex. associação de camadas de gabros e de anortositos) e envolvidas em metamorfismo da fácies anfíbolito-alto, com frequente *layering* metamórfico, os *trends* de variações dos elementos maiores são descontínuos. Mesmo assim, é bem evidente a não-correspondência com o *trend* da seqüência basal SSB1 granulitizada da qual distinguem-se por mostrar uma forte tendência de empobrecimento em FeO\* para os termos mais evoluídos.

A entrada de plagioclásio antes do piroxênio na pilha de rochas da SSM parece estar relacionada com: (1) a composição do magma parental rico em Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, (2) submetido a cristalização sob alta *fO<sub>2</sub>*. A coexistência de cristais cumulus de ol (fo~75) e de plagioclásio (an75-80) e a existência de acumulações de ilmeno-magnetitas junto às zonas de transição dos anortositos para os gabros, são indícios adicionais da cristalização sob alta *fO<sub>2</sub>*.

As diferenças litogeoquímicas entre SSB e SSM vistas atrás e a não-ocorrência de intrusões da SSB2 (dioritos a granitos) na seqüência gabro-anortosítica são argumentos importantes contra o modelo de uma intrusão acamadada em que as rochas da SSM constituiriam o topo.

Os estudos de litogeoquímica da SJ (Danni & Kuyumjian,1984; Kuyumjian & Danni,1991; Moraes,1992; Moraes & Fuck,1992) comprovam a origem oceânica dos metabasaltos basais.

A similaridade de diagramas de ETR e de elementos de compatibilidade crescente (*spidergrams*) entre microgabro da Serra da Figueira, correlacionado com a SSM, e metabasalto da SJ, bem como as relações de campo e de petrografia indicativas de transição entre coronitos/microgabros e os metabasaltos oceânicos, levaram Winge & Danni (1994a,b) a propor que estes coronitos, e as rochas plutônicas e metaplutônicas associadas, representassem o *substratum* oceânico do *Mar Juscelândia*. Neste modelo, admite-se que os microgabros e olivina gabros coroníticos da Serra da Figueira correspondam a fácies intrusivas de magmatismo oceânico recorrente em fase singenética de colmatação da bacia (Winge,1995).

Em decorrência dos estudos realizados, conclui-se que:

1) a SSB é representada por duas suítes plutônicas, ambas granulitizadas: (a) a primeira, derivada de magma basalto tholeítico fracionado de manto fértil, intrusivo em crosta siálica, dando origem à série gabro-norítica de cumulados, com enriquecimento progressivo em FeO\* para os termos mais evoluídos; (b) a segunda suíte, apresenta empobrecimento em FeO\* resultante da evolução do mesmo magmatismo basáltico mas, a partir de determinado momento, envolvido progressiva e intensamente em processos de anatexia e assimilações crustais. Entre as causas desta mudança na evolução litogeoquímica está, provavelmente, a combinação de vários fatores geológicos, como: estiramento litosférico; aquecimento progressivo dos dutos e encaixantes; elevação crustal dos complexos e/ou delaminação lítrica de seu capeamento crustal, favorendo a refusão parcial *isotérmica* por mudança de carga litostática; canalização de fluídos (PH<sub>2</sub>O principalmente) com aumento de *fO<sub>2</sub>*.

2) a SSM (troctolito, gabro-anortositos, granada), anfibolitizada, não mostra afinidade litogeoquímica com a seqüência granulitizada basal nem contem fácies de brechas plutônicas, o que se contrapõe ao modelo de intrusão única (SSB+SSM) tipo Bushveld.

3) fácies de olivina gabros coroníticos, variando para microgabros (Serra da Figueira), correlacionados com a SSM, mostram cogeneticidade com os metabasaltos de crosta oceânica da SJ, o que se contrapõe ao modelo que assume as seqüências vulcano-sedimentares como encaixantes da intrusão tipo Bushveld.

Conclui-se que a evolução magmática dos complexos foi largamente influenciada por distintos pulsos com características litogeoquímicas próprias e condicionados, no tempo e lateralmente, pelas condições geotectônicas que evoluíram de *rift* continental (fase SSB), com o progressivo estiramento litosférico, para crosta afinada, transicional (fase SSM), até a ruptura quando formaram-se as bacias oceânicas (fase SJ).

## Referencia

- CORREIA,C.T.1994. Tese de doutoramento, IG/USP .  
DANNI,J.C.M et al.1984. Goiás. Rev.Bras.Geoc. 14(2):128-136.  
DANNI,J.C.M.&KUYUMJIAN,R.M.1984.CONG.BRAS.GEOL.,33, Anais: 4.126-36.  
DANNI,J.C.M.&LEONARDOS,O.H.1978..BRAS.GEOL.,30,Bol.Resumos.:45.  
DANNI,J.C.M.&LEONARDOS.O.H.1980.INTER.NEOL.CONGR.,26.Abstr.,1:35.  
FERREIRA FILHO,C.F. et al 1992a. Precamb.Research,59:125-143.  
FERREIRA FILHO,C.F. et al. 1992b. GSA 1992 Ann.Meeting, Abstracts: A179.  
FERREIRAFILHO, C.F. et al.1994a. Prec.Research,68:241-255.  
FERREIRA FILHO,C.F. et al.1994b.REE,and pyroxene compositional.... (Inédito).  
FUCK,R.A. et al.1981. SIMP.GEOL.CENTRO-OESTE,1,. Atas... SBG: 447-467.  
FUGI,M.Y.1989. Master Thesis; Kobe University, Japan.  
GIRARDI,V.A.V. et al.1981. N.Jb.Miner.Abh. 142: 270-291, Stuttgart.  
GIRARDI,V.A.V. et al.1986.Jour.Petrology,27:715-744.

KUNO,H.1968. *In:* Hess & Podervart,1967-8: 623-688.  
KUYUMJIAN,R.M.&DANNI,J.C.M.1991. Rev. Bras. Geoc.,21(3):218-223.  
MORAES,R.1992. Dissertação de Mestrado No. 75, IG/UnB (inédito).  
MORAES,R.&FUCK,R.A.1992. Congr. Bras.Geol.,37. Bol.Resumos,2:27.  
OLIVEIRA,A.M.,1993. Dissertação de Mestrado N° 82, IG/UnB (inédito).  
RIVALENTI,G.et. al.1982. Rev.Bras.Geoc. 12(1-3/ISAP):380-391.  
WINGE,M. 1995. Tese de Doutorado N°5. IG/UnB. Inédita  
WINGE,M.&DANNI,J.C.M.1994a.IV Simp. Geol. Centro-Oeste. Resumos:131-134.  
WINGE,M.&DANNI,J.C.M.1994b.CONGR.BRAS.GEOL.,38.Bol.3:106-107.