



Granitóides e biotita xistos do depósito Sossego, Carajás: petrografia, composição química e química mineral

F.D.S. Sousa & R.N. Villas

Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, CG-UPPA, davila_soares@yahoo.com.br; netuno@ufpa.br

Abstract GRANITOIDS AND BIOTITE SCHISTS OF THE SOSSEGO DEPOSIT, CARAJÁS: PETROGRAPHY, CHEMICAL COMPOSITION AND MINERAL CHEMISTRY This study deals with the chemistry of granitoids (GRA), acid volcanic rocks (MVA) and biotite schists (BIX), and some of their mineral constituents, that occur in the Cu-Au Sossego deposit, Carajás region. The main purpose was to investigate if the biotite schists had either of the other two rock varieties as protoliths. The granitoids are normally very altered and have albite, quartz, chlorite and actinolite as the major phases, whereas the acid volcanic rocks have basically the same mineralogy (although with less albite) and show locally a porphyroblastic texture. The biotite-rich rocks are generally foliated to finely banded and made up of quartz, Na-scapolite, Cl-biotite, Cl-K-Fe-hastingsite and tourmaline. All rock types have similar REE patterns, but the BIX tend to show higher La/Yb ratios. Concerning the contents of less mobile elements (Nb and Zr), the BIX and MVA are much more alike. The differences between BIX and GRA are highlighted by the chemical characteristics of minerals present in these rocks. Biotite is more annitic and the X_{Mg} of amphiboles is lower in GRA than in BIX. However, the striking mineralogical difference between BIX and the other rocks allow to suppose the former having a distinct origin. In particular, the composition of the BIX tourmaline is consistent with a derivation from clastic and/or chemical sediments. Several studies show that rocks rich in Cl-bearing minerals are products of the metamorphism of exhalites or saliferous sediments.

Palavras-chave: petrografia, composição química, química mineral, granitóides, biotita xistos, Carajás.

INTRODUÇÃO No estudo de depósitos hidrotermais, assume grande importância a caracterização das rochas hospedeiras e dos processos e produtos metassomáticos a eles associados. A assinatura geoquímica das rochas e a composição química de minerais fornecem subsídios para avaliar fontes potenciais dos fluidos responsáveis pela mineralização e alteração hidrotermal.

Neste trabalho foram estudados os granitóides e os biotita xistos, que ocorrem na área do depósito de Fe-Cu-(Au) do Sossego, e os minerais albite, actinolita, hastingsita, clorita, escapolita, biotita e turmalina, que são constituintes dessas rochas. Os três primeiros minerais são mais comuns nos granitóides e os demais nos biotita xistos.

CONTEXTO GEOLÓGICO O depósito do Sossego localiza-se ao sul da Serra dos Carajás, a 45 km a NW da cidade de Canaã dos Carajás. Geologicamente ocorre na zona de contato entre o Grupo Grão Pará e rochas granitóides arqueanas, algumas pertencentes ao embasamento (Complexo Xingu). O Grupo Grão Pará faz parte do Supergrupo Itacaiúnas (2,76 a 2,72 Ga) e é constituído por seqüências metavulcanossedimentares que hospedam as mais importantes reservas de minério de Carajás. Essas rochas encontram-se cortadas pela falha Carajás (Pinheiro 1997), de direção WNW-ESSE, e por diversas estruturas de direção geral NE-SW e NW-SE.

Na área do depósito ocorrem rochas graníticas [granitos (GRA), granitos granofíricos e metavulcânicas ácidas (MVA)], máficas (gabros e actinolitos), biotita xistos (BIX), corpos de minério e magnetitos, além de brechas e diques fílsicos e máficos. Essas rochas mostram graus de alteração e deformação variáveis, de modo que, excetuando os diques, somente é possível inferir as suas composições primárias.

PETROGRAFIA Os granitóides estão espacialmente associados com os corpos de minério e, muito provavelmente, têm um elo genético com a mineralização. Por seu turno, os biotita xistos são estrutural e composicionalmente bem distintos das demais rochas, e de origem controversa. Essas características justificam terem sido elas escolhidas para este estudo.

Rochas granitóides Os granitóides são em geral alotriomórficos, de granulação fina a média (0,2 a 4 mm), com composição primária variando provavelmente de sienogranitos a dioritos. São compostos por diferentes proporções de albite, quartzo, clorita, epidoto, actinolita, hastingsita, biotita, alanita e magnetita, além mica branca, feldspato potássico, calcita, hematita, calcopirita, zircão, titanita e apatita em quantidades subordinadas. Alguns mostram marcante foliação milonítica. Albitização,



propilitização, silicificação, anfibolitização (actinolita e hastingsita), carbonatação e sericitização são os principais tipos de alteração hidrotermal que afetaram essas rochas.

Foram identificadas duas gerações de albita. A albita I refere-se tanto à variedade com textura em tabuleiro de xadrez como a que compõe vênulas poliminerálicas junto com diferentes proporções de quartzo, epidoto, actinolita, hastingsita, apatita, calcita, hematita e magnetita. Mostra-se fraca a intensamente substituída por sericita, epidoto, clorita (intercrescida com fengita) ou quartzo. A albita II representa uma das fases mais tardias da alteração hidrotermal e ocorre comumente em vênulas monominerálicas, que cortam minerais preexistentes (p.ex., albita I e feldspato potássico), e em vênulas com clorita. Distinguem-se também duas gerações de quartzo: primário e hidrotermal. Os grãos primários são muito variáveis na forma, têm em geral contatos interpenetrantes, mostram forte extinção ondulante e bordos corroídos, principalmente pela clorita. Como fase hidrotermal, substitui o plagioclásio, gerando uma textura na forma de treliça que só raramente segue os planos de maclamento. Ocorre também em vênulas monominerálicas ou poliminerálicas (quartzo + clorita + calcita + calcopirita + magnetita + epidoto + alanita, em diferentes proporções). Foram identificados dois tipos de anfibólio, hastingsita e actinolita, com evidências texturais indicando ser a última mais tardia. A hastingsita ocorre em cristais tabulares, cujos agregados, cortam grãos de albita (sericitizados ou não) ou os substituem, em geral, ao longo dos planos de geminação. A actinolita ocorre em finos cristais associados à hastingsita. A biotita ocorre em palhetas bastante cloritizadas ou substituídas por carbonatos, e muito provavelmente constitui uma fase primária reliquiar. Cristais primários de feldspato potássico são raros, mas sua presença foi inferida pela clássica textura em tabuleiro de xadrez que resulta da substituição do feldspato alcalino por albita. A calcita ocorre em vênulas poliminerálicas isoladas ou em malha tipo *stockwork* que corta as rochas.

Rochas metavulcânicas ácidas As rochas metavulcânicas ácidas são, em geral, alotriomórficas, de granulação fina a média, isótropas a levemente orientadas, com composição primária provavelmente granodiorítica a monzodiorítica. Algumas delas ainda preservam textura porfirítica com fenocristais de plagioclásio e quartzo imersos em uma matriz fina constituída principalmente por quartzo, albita e actinolita, além de epidoto, magnetita e escapolita em quantidades subordinadas. Epidotização, actinolitização, albitização, potassificação e, em

menor escala, cloritização, silicificação, magnetização e sericitização são os principais processos hidrotermais a que essas rochas foram submetidas.

O quartzo é tanto primário como hidrotermal. Os grãos primários formam fenocristais, que mostram seus bordos bastante corroídos pela matriz ou estirados nas variedades foliadas, bem como cristais subédricos a anédricos na matriz, que exibem contatos suturados entre si e retilíneos com os de K-feldspato e de calcita, ou se acham discretamente substituídos por palhetas de clorita. Na forma hidrotermal, é constituinte de vênulas monominerálicas ou poliminerálicas (diferentes proporções de quartzo + epidoto + albita + actinolita + clorita). A albita também ocorre em grãos primários e hidrotermais, os quais mostram geminação polissintética ou de Carlsbad. Os “fenocristais” estão parcialmente sericitizados, actinolitizados e/ou epidotizados. A albita hidrotermal na matriz tem, em geral, textura em tabuleiro de xadrez, denunciando a albitização de feldspato alcalino. Em vênulas e bolsões, apresenta cristais grandes maclados, comumente associados ao quartzo e epidoto. Nas variedades com pronunciada orientação da matriz há agregados de cristais subédricos de albita, finos a médios, que se desenvolveram após a deformação, parecendo ter as vênulas como canais alimentadores. Essas vênulas cortam os planos de foliação e são constituídas por albita e titanita. O K-feldspato ocorre, sobretudo, como mineral hidrotermal em rochas fortemente alteradas, associado ao quartzo e calcita formando massas irregulares similares a bolsões. A escapolita ocorre em cristais muito finos e foram reconhecidos somente por MEV-SED, que revela razão média de $Ca/Na = 1,5$ e teor médio de $Cl = 5\%$.

Biotita xistos O termo biotita xisto é aqui usado com fins meramente descritivos. Trata-se, em geral, de rochas microbandadas a fortemente foliadas, de granulação variada, sendo constituídas por quartzo, biotita, escapolita, anfibólios (actinolita e hastingsita), albita e turmalina.

A escapolita é o mineral dominante nas bandas mais claras, nas quais ocorre associado ao quartzo > biotita > hastingsita + turmalina. Ocorre em faixas irregulares, semelhantes a vênulas, acompanhando a foliação da rocha.

As bandas escuras são constituídas principalmente por biotita distribuída ao longo da foliação milonítica. Ocorrem também em menores quantidades anfibólio (actinolita e hastingsita) e turmalina, além de finos porfiroblastos de escapolita e quartzo.

A hastingsita ocorre em agregados de finos cristais comumente bordejados por actinolita, denunciando



duas distintas gerações de anfibólio. Foram identificadas duas gerações de plagioclásio. Uma, provavelmente mais antiga, é representada pelos cristais maiores (até 0,6 mm), sendo parcialmente substituídos por biotita + anfibólio. Outra, representada por cristais menores, é albita com maclas mais largas e descontínuas, as quais lembram a textura em tabuleiro de xadrez.

GEOQUÍMICA Os resultados das análises químicas das rochas granitóides estudadas mostram uma ampla variação composicional. As variedades albitizadas são caracterizadas, além dos altos teores de Na_2O (5,5-8,0%), por teores geralmente altos de CaO (0,3-4,5%) e $\text{FeO}_{(t)}$ (3,0-5,1%) e baixos de K_2O (0,1-0,4%), MgO (0,2-1,3%) e Rb (< 5 ppm). As concentrações de Ba e Sr registram, respectivamente, intervalos de 12-117 ppm, 45-292 ppm. As variedades com abundante sericita e hastingsita/actinolita são caracterizadas por teores mais baixos de Na_2O (2,5-3,0%), médios de K_2O (2,4-3,8%) e mais elevados de CaO (5,5-6,8%), MgO (4,7-4,8%) e $\text{FeO}_{(t)}$ (11,3-13,0%), enquanto aquelas cloritizadas e silicificadas revelam baixos teores de K_2O (0,5-1,5%), CaO (0,9-1,8%) e MgO (2-2,2%) e elevados de $\text{FeO}_{(t)}$ (4,5-7,9%) e SiO_2 (69,2-74%). As amostras com abundante clorita, mica branca e calcita são muito pobres em Na_2O (0,3-0,9%), mas apresentam moderados teores de K_2O (2,4-4,2%) e altos de CaO (8,8-13%) e MgO (4,6-5,1%). As amostras mais carbonatadas são as que apresentam os menores teores de sílica, por conta da expressiva entrada de calcita, sobretudo na forma de vênulas.

No conjunto, os granitóides revelam, em geral, baixos teores de Nb (5-50 ppm) e Y (10-147 ppm), moderados de Zr (57-346 ppm) e razões $\text{La/Yb} = 9,2-116,11$, $\text{La/Sm} = 4-15,8$ e $\text{Eu/Eu}^* = 0,3-1,3$ (Fig. 1a).

A composição das rochas metavulcânicas ácidas é também bastante variável, notadamente com relação aos conteúdos de SiO_2 (53,7-65,7%), Na_2O (1,2-9,0%), de K_2O (0,1-4,2%), $\text{Fe}_2\text{O}_{3(t)}$ (0,6-10,3%), MgO (0,5-7,3%), Rb (>5-140 ppm), Sr (1048-3251 ppm) e Ba (166-1116 ppm), fornecendo razões Na/Ca e Na/K que variam, respectivamente, de 0,4 a 0,8 e de 2,1 a 12. Os mais elevados teores de Fe_2O_3 , MgO e CaO correspondem às rochas epidotizadas e anfibolitizadas, enquanto as amostras escapolitizadas ± albitizadas apresentam teores elevados de Na_2O (7,6-9,0%) e CaO (2,5-11,2%) e baixos de K_2O (0,07-1,5%), Fe_2O_3 (1,4-5,3%) e MgO (0,5-2,7%). Apresentam baixos teores de Nb (5-18 ppm) e Y (8-26 ppm), moderados de Zr (130-232 ppm) e razões $\text{La/Yb} = 0,9-96$; $\text{La/Sm} = 3,7-11,4$ e $\text{Eu/Eu}^* = 0,6-1,5$ (Fig. 1b).

Os biotita xistos são relativamente ricos em Al_2O_3 (13,8-19,6%), $\text{Fe}_2\text{O}_{3(t)}$ (2,3-7,1%), MgO (3,1-8,3%), CaO (2,6-4%), e Na_2O (3,1-5%), com teores médios de SiO_2 (44,6-63,7%) e K_2O (1,7-4,2%), e baixos de P_2O_5 (0,06-0,3%). Os teores moderados a altos de SiO_2 , Na_2O , CaO e Al_2O_3 são devidos à abundância de quartzo e escapolita, enquanto os de $\text{Fe}_2\text{O}_{3(t)}$, MgO e K_2O refletem as significativas concentrações de biotita. Essas rochas apresentam baixas razões Na/K (1,2-1,82) e Na/Ca (1,2-1,25), 74-120 ppm de Rb, 1181-2198 ppm de Sr, 175-348 ppm de Ba, 5-8 ppm de Nb, 7-28 ppm de Y, 54-140 ppm de Zr, razões $\text{La/Yb} = 5,6-547,6$; $\text{La/Sm} = 3,3-49,1$ e $\text{Eu/Eu}^* = 0,7-0,9$ (Fig. 1c).

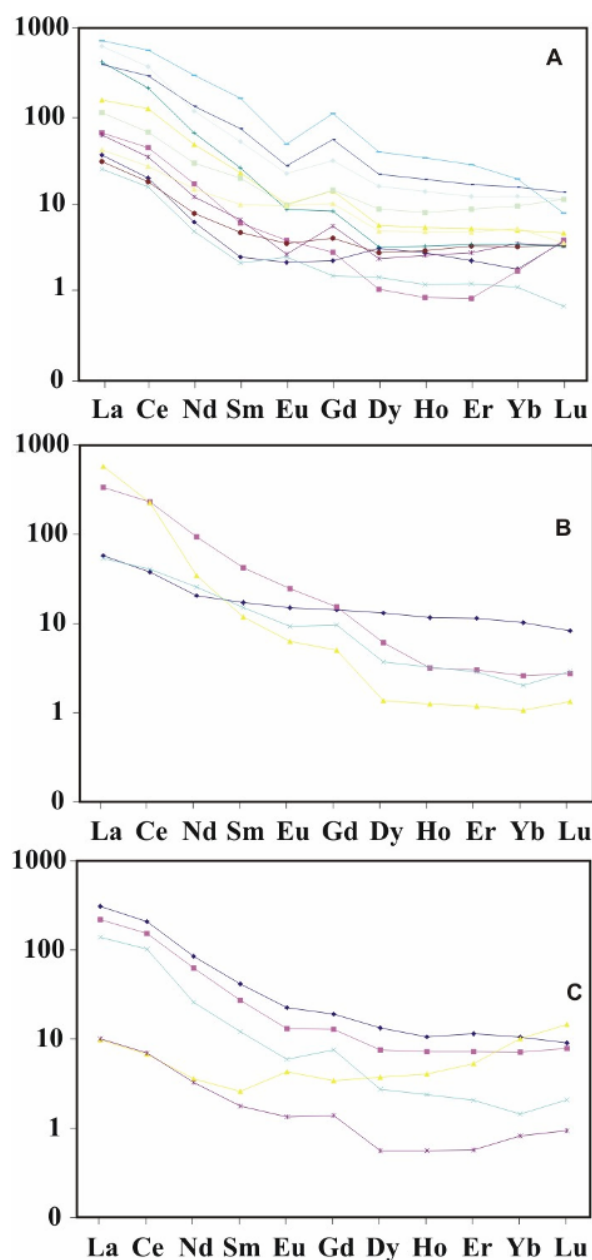


Figura 1. Padrão de distribuição dos elementos terras raras: a) GRA, b) MVA e c) BIX

QUÍMICA MINERAL Os dados químicos da albita restringem-se à das rochas granitóides, nas quais ela é um dos principais minerais de alteração. Ocorre em vênulas e em cristais isolados, tendo composição $Ab_{98,5-99,0}An_{0,5-0,75}Or_{0,25-1,0}$. A albita das vênulas tende a ser mais pura que aquela com textura em tabuleiro de xadrez.

A escapolita analisada pertence ao BIX. É rica em Na_2O (8,1-10,7%) e Cl (2,9-3,9%), e pobre em SO_3 (0-0,12%), tendo composição marialítica (61,70-90,3% de $Na_4[Al_3Si_9O_{24}]Cl$). Em geral, a escapolita das bandas fêlsicas possui teores de Cl e Na_2O relativamente mais baixos do que os porfiroblastos que ocorrem nas bandas ricas em biotita.

Nos GRA, a biotita apresenta baixos teores de TiO_2 (0-1,8%), Ba (0-0,2%), Cl (0,01-1,6%) e F (0,1-0,4%), enquanto as biotitas dos BIX são mais enriquecidas em TiO_2 (1,3-1,5%) e em Cl (1,3-1,4%). O diagrama $Fe/(Fe+Mg) \times Al^{VI}$ (Fig. 2) mostra, além disso, que a biotita do BIX é mais flogopítica e moderadamente mais aluminosa do que a dos granitóides.

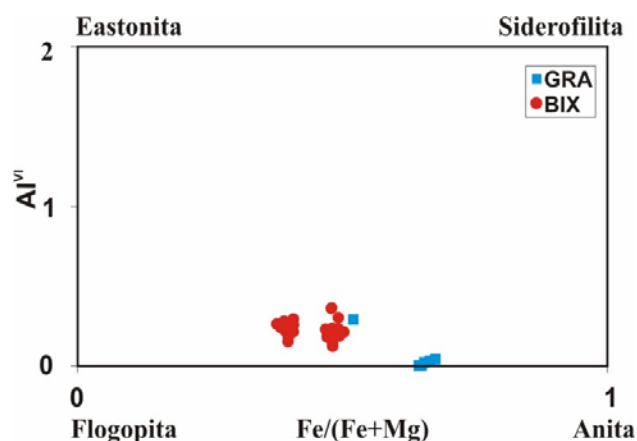


Figura 2. Diagrama $Al^{VI} \times Fe/(Fe+Mg)$ mostrando a variação composicional da biotita dos granitos e biotita xistos do depósito Sossego, segundo Guidotti (1984)

A clorita só foi observada nos GRA. Apresenta razão $Fe/(Fe+Mg) = 0,4-0,6$. O Fe e o Si estão presente com 3,4-4,8 e 4,3-4,7 átomos por unidade de fórmula. O diagrama $Fe/(Fe+Mg)$ versus Al^{IV} (Fig. 3) mostra que as variedades desse mineral são clinocloro e chamosita.

Os anfíbios são cálcicos com 10,7-11,9 % de CaO , $(Ca+Na)_B > 1$ e $Na_B < 0,5$. A quantidade de Cl aumenta com o aumento do conteúdo de Fe e K e é mais elevada na hastingsita. O F está presente com 0-0,2 átomos por unidade de fórmula. As variedades com $Ca_B \geq 1,5$ e $(Na+K)_A < 0,5$ caem no campo da actinolita e Mg-hornblenda (Fig. 4a), enquanto

aquelas com $Ca_B \geq 1,5$ e $(Na+K)_A \geq 0,5$ caem no campo da hastingsita (Fig. 4b). Nos biotita xistos ocorrem ambas as variedades descritas, porém a hastingsita é mais comum.

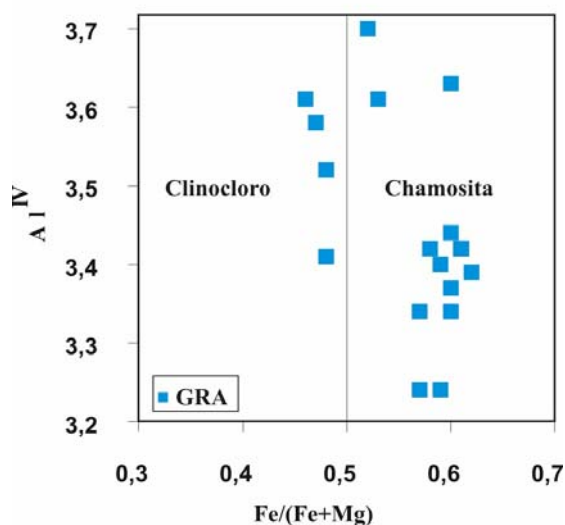


Figura 3. Diagrama $Al^{IV} \times Fe/(Fe+Mg)$ mostrando a variação composicional da clorita dos granitos do depósito Sossego, segundo Bailey (1988)

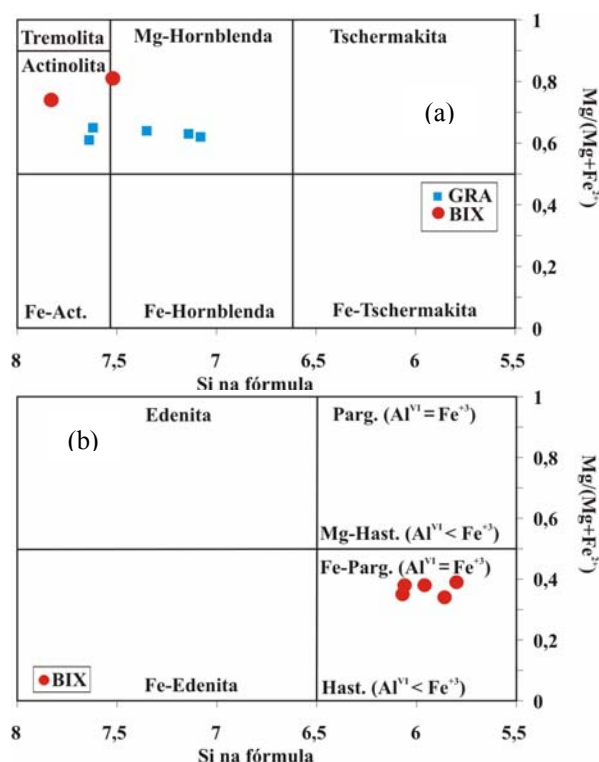
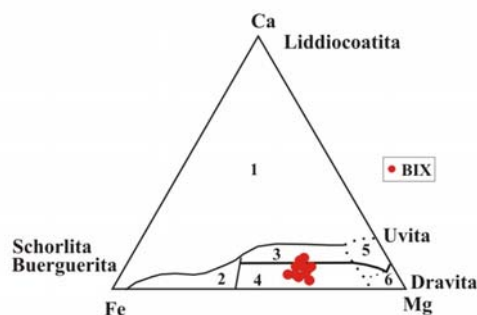


Figura 4. Diagrama de classificação dos anfíbios dos granitos e biotita xistos, segundo Leake et al. (1997)

A turmalina tem razão $Mg/(Mg+Fe) = 0,6-0,75$ e $Mg/Fe = 1,4-2,9$, tendo, portanto, composição dravítica. O Al varia entre 2,6-6 por unidade de fórmula. No diagrama $Ca-Fe-Mg$, caem no campo dos

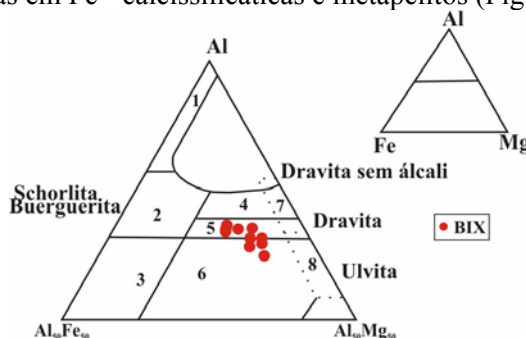
metapelitos pobres a ricos em Ca, metapsamitos, rochas calcissilicáticas e quartzo-turmalínicas (Fig. 5), enquanto que no diagrama Al-Fe-Mg coincidem com

o campo dos metapelitos/psamitos não coexistindo com fase rica em Al e rochas quartzo-turmalínicas ricas em Fe^{3+} calcissilicáticas e metapelitos (Fig. 6).



- 1- Granitóides ricos em Li
- 2- Granitóides pobres em Li
- 3- Metapelitos ricos em Ca, metapelitos e calcissilicáticas
- 4- Metapelitos pobres em Ca, metapsamitos e rochas quartzo-turmalínicas
- 5- Metacarbonatos
- 6- Metaultramáficas

Figura 5. Diagrama Ca-Fe-Mg de classificação da turmalina dos biotita xistos do depósito Sossego, segundo Henry & Guidotti (1985)



- 1- Granitóides ricos em Li
- 2- Granitóides pobres em Li
- 3- Rochas quartzo-turmalínicas ricas em Fe^{3+}
- 4- Metapelitos/psamitos coexistindo com fase rica em Al
- 5- Metapelitos/psamitos não coexistindo com fase rica em Al
- 6- Rochas quartzo-turmalínicas ricas em Fe^{3+} , calcissilicáticas e metapelitos
- 7- Metaultramáficas
- 8- Metapiroxenitos e Metacarbonatos

Figura 6. Diagrama Al-Fe-Mg de classificação da turmalina dos biotita xistos do depósito Sossego, segundo Henry & Guidotti (1985)

DISCUSSÃO E CONCLUSÕES O padrão de distribuição dos elementos terras raras é muito similar para os granitos, rochas vulcânicas ácidas e biotita xistos, o que poderia sugerir uma origem para elas a partir de um magma granítico comum, embora os BIX apresentem as maiores razões La/Yb. Considerando os teores dos elementos traços menos móveis (Nb e Zr), maiores similaridades são verificadas entre os MVA e BIX. As diferenças entre os GRA e BIX se acentuam quando se leva em conta as composições de minerais presentes em ambas as rochas. A biotita dos granitóides é mais rica no membro annita e a hastingsita e Mg-hornblenda apresentam X_{Mg} mais elevada nos biotita xistos do que no granito. Contudo,

a grande diferença mineralógica entre os BIX e as outras duas rochas permite supor que eles possam ter uma origem diferente. Nesse particular, é importante considerar a composição da turmalina dos BIX que é consistente com uma derivação a partir de rochas sedimentares clásticas e/ou químicas. Vários estudos mostram que rochas ricas em escapolita, Cl-biotita e outros minerais ricos em Cl são derivados do metamorfismo de exalitos ou de sedimentos salíferos ou evaporíticos (Serdyuchenko 1975, Mora & Valley 1989, Oen & Lustenhouwer 1992, Frietsch *et al.* 1997). Se o protólito foi de natureza granítica, muito provavelmente houve interação com fluidos relacionados ao metamorfismo desses materiais.

Referências

- BAILEY S.W. 1988. Chlorites: Structures and crystal chemistry. In: Bailey, S.W. (ed). *Hydrous Phyllosilicates (exclusive of micas)*. Michigan, Mineralogical Society of America, p. 347-404 (Reviews in Mineralogy, 19).
- FRIETSCH R., TUISKU P., MARTINSSON O., PERDAHL J.-A. 1997. Early Proterozoic Cu-(Au) and Fe ore deposits associated with regional Na-Cl metasomatism in northern Fennoscandia. *Ore Geology Reviews*. **12**: 1-34.
- GUIDOTTI C.V. 1984. Micas in metamorphic rocks. In: Bailey, S.W. (ed). *Reviews in Mineralogy*. Virginia. V. 13. p. 357-467.
- HENRY D.J. & GUIDOTTI C.V. 1985. Tourmaline as a protogenetic indicator mineral: an example from staurolite-grade metapelites of NW Maine. *American Mineralogist*, **70**: 1-15.
- LEAKE B.E., WOOLEY 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., SCHUMACHER J., SMITH J.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



XLIII Congresso Brasileiro de Geologia
Aracaju, 3 a 8 de setembro de 2006

- Minerals and Minerals Names. *The Canadian Mineralogist*. **35**: 219-246.
- MORA C.I. & VALLEY J.W. 1989. Halogen-rich scapolite and biotite: Implications for metamorphic fluid-rock interaction. *American Mineralogist*. **74**: 721-737.
- OEN I.S. & LUSTENHOUWER W.J. 1992. Cl-rich biotite, Cl-K-hornblende and Cl-rich scapolite in meta-exalites: Nora, Bergslagen, Sweden. *Economic Geology*. **87**: 1638-1648.
- PINHEIRO R.V.L. 1997. *Reactivation History of the Carajás and Cinzento strike-slip Systems, Amazon, Brazil, England*. Departamento de Ciências Geológicas, Universidade de Durham, Inglaterra. 408 p. (Tese de Doutorado).
- SERDYUCHENKO D.P. 1975. Some precambrian scapolite-bearing rocks evolved from evaporites. *Lithos*. **8**: 1-7.