ELEMENTOS TERRAS RARAS EM GRANITÓIDES DA PROVÍNCIA ESTANÍFERA DE GOIÁS

ONILDO J. MARINI*, NILSON F. BOTELHO** e PHILIPPE ROSSI***

ABSTRACT RARE EARTH ELEMENTS IN GRANITOIDES FROM THE GOIÁS TIN PROVINCE. Unweathered granites free of hydrothermal alteration from the Goiás Tin Province show alkaline granite rare earth element (REE) patterns (more than 100 X chondrite), while greisenized granite and muscovite-enriched granite are poor in REE and have depleted light REE patterns with negative Eu anomalies. Greisen in the province have seagull type REE patterns ($(La/Yb)_N \cong 1$, with strong negative europium anomalies and fractionated heavy REE patterns. A completely different REE pattern (only 4 X chondrite, with Eu anomaly) in the tourmaline-bearing granite is striking. The REE patterns of the tin-bearing Serra Branca greisen and Pela Ema/Serra Dourada sodium-rich gneiss support the idea that these rocks were generated by metasomatism of granitic rocks related to the massifs. The REE data reported on samples coming from the São Domingos granite and granodiorite support the possibility that these rocks can be derived from a single parental magma.

Keywords: REE, granites, tin.

RESUMO As fácies primárias dos granitos da Província Estanífera de Goiás exibem STR superior a 100 X condrito, em geral atribuído a granitos alcalinos. As fácies muscovitizadas ou greisenizadas possuem ΣTR menor, padrão de TR com decréscimo relativo de TRLe anomalia negativa de Eu no sentido biotita-granito, biotita-muscovita granito, muscovita granito, greisen. Os greisens apresentam padrões de TR tipo gaivota, com $(La/Yb)_N \cong 1$, forte anomalia negativa de Eu e tendência a o fracionamento positivo das TRP. Turmalina granito evidencia ter sofrido evolução petroquímica ímpar, que se refletiu em padrão com ΣTR de apenas 4 x condrito e anomalia negativa de Eu, com teor de Eu semelhante ao dos condritos. As assinaturas em TR do greisen da Serra Branca e do gnaiss sódico de Pela Ema/Serra Dourada, ambos com mineralizações de cassiterita, sugerem gêneses a partir do próprio granito encaixante (endoderivação). O granito e o granodiorite de São Domingos exibem padrões de TR compatíveis com derivação de mesma câmara magmática.

Palavras-chaves: ETR, granitos, estanho.

INTRODUÇÃO O uso das TR em petrogênese de granitóides tem evoluído significativamente nos últimos anos graças a três razões principais: **a.** por contribuírem para o esclarecimento dos processos de evolução granítica; **b.** por suas concentrações não sofrerem mudanças por ação do metamorfismo isoquímico; **c.** por suas análises serem agora disponíveis a baixo custo pela técnica do ICP.

No estudo específico das rochas granitóides, deve-se considerar o contexto geotectônico em que se situam os corpos em análise: crosta oceânica, arco de ilhas, crosta continental ou margem continental. No caso em pauta, trata-se de granitos de crosta continental, dos tipos A e/ou S (Marini & Botelho 1986).

Na interpretação dos diferentes padrões em granitóides há que se ter em mente a ação dos complexos processos magmáticos e pós-magmáticos de evolução petrológica-geoquímica-metalogenética das rochas e dos depósitos minerais associados, envolvendo os seguintes estágios sucessivos: **1. magmático** (equilíbrio entre fusão silicática e minerais); **2. pegmatítico** (equilíbrio entre fusão silicática, minerais e fase fluida supercrítica); **3. pneumatolítico** (equilíbrio entre minerais e fase fluida); e **4. hidrotermal** (equilíbrio entre minerais e líquido hidrotermal sob condições crítica e subcrítica). Em cada um destes estágios, diferentes fatores controlam as concentrações de TR nas rochas que se formam. No caso em estudo, foram analisadas amostras de todos os estágios supracitados.

Dentre as causas tidas como responsáveis pela distribuição das TR são consideradas: **a.** a composição do material inicial; **b.** a natureza e proporção dos minerais em equilíbrio com os líquidos silicáticos; **c.** a natureza do processo magmático atuante (fusão, cristalização etc); **d.** o grau de evolução do

processo magmático atuante. Consequentemente, a interpretação do significado das concentrações de TR nos granitóides é muito complexa e tem sido enfocada essencialmente com base em três pontos de vista distintos pelas diferentes escolas ou grupos de pesquisadores: **1.** do papel dos minerais acessórios; **2.** do comportamento dos fluidos magmáticos; **3.** da ação dos fluidos hidrotermais.

Nos granitóides formados durante o estágio magmático, como evidenciaram Bowden & Whitley (1974) *apud* Emmerman *et al.* (1975) e Cocherie (1978), entre outros, existe forte correlação, em rochas graníticas, entre elementos maiores e lantanídeos, sendo que elevados teores ($STR > 100$ x condrito) e fortes anomalias negativas de Eu são tidas como características de granitos alcalinos a hipercalcalinos, enquanto os subalcalinos se caracterizam por padrão mais homogêneo.

Tanto os processos de fusão parcial como os de cristalização fracionada levam a um enriquecimento relativo em TRL nas fases de sistemas silicáticos, o que conduz ao enriquecimento em TRL nas rochas graníticas félsicas em especial, isto porque os TRP tendem a se concentrar nos minerais máficos. Daí, o fato de os granitóides crustais, produtos unicamente de evolução magmática, apresentarem padrões de TR descendentes ($La_N > Lu_N$). Contrariamente, os granitóides oceânicos caracterizam-se por padrões de TR ascendentes ($Lu_N > La_N$).

Buma *et al.* (1971), Cullers & Gral (1974) e McCarthy & Harty (1976) já haviam constatado padrões de TR com fortes anomalias negativas de Eu em rochas graníticas evoluídas, considerando-os como reflexo do comportamento dos feldspatos. Interpretaram esta anomalia como causada por diferenciação magmática, processo pelo qual os primeiros

* Divisão de Geologia, Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM), SAN, Q. I, Bloco B, CEP 70040-900, Brasília, DF, Brasil

** Departamento de Mineralogia e Petrologia, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, CEP 70910-900, Brasília, DF, Brasil

*** GIS (BRGM-CNRS) 1 A, rue de la Férellerie, 45071 Orleans, Cedex, França

plagioclásios cristalizados e precipitados (cumulados) retiraram o Eu^{2+} que substituiu o Sr^{2+} e Ca^{2+} nos seus retículos cristalinos. Resulta daí um líquido residual empobrecido em Eu que, ao cristalizar, originará granites tanto mais alcalinos, ricos em sílica e com padrão em TR mais pobre em Eu, quanto mais completa tenha sido a diferenciação magmática.

Nas TR, a cristalização fracionada é acompanhada por uma diminuição importante dos teores em La, com aumento correlativo das TRP e da anomalia negativa em Eu. Acumulação de feldspatos explica o aumento das TRP e a diminuição do teor de Eu.

No domínio da crosta continental, os termos mais evoluídos dos granitoides (ricos em SiO_2), mineralizados ou não em Sn e W, possuem padrões de TR tipo "gaivota" (*Seagull*), definidos por teores de TR relativamente elevados, razão $(Lu/Yb)_N$ próxima ou inferior a 1, forte anomalia negativa de Eu e tendência a um fracionamento positivo de TRP (aumento de Lu, Yb).

Fourcade (1981), Miller & Mittlefehldt (1982), Coelho & Marini (1986), Rossi *et al.* (1988) e outros sugerem que este padrão (*Seagull*) pode ocorrer também por ação puramente magmática, como resultado da ação dos minerais acessórios ricos em TRL (allanita, monazita, zircão e xenotima).

A percolação de fluidos enriquecidos em F-, Cl-, CO_3^{2-} - tem sido também invocada, seja como fenômeno complementar (Cocherie 1984), seja como fenômeno predominante no fracionamento das TR (Taylor & Freyer 1983, Lê Bel & Laval 1986). Esta última interpretação é baseada no trabalho experimental de Flynn & Burnham (1978) e Wendland & Harrison (1979). Uma possibilidade alternativa ainda é a de que o padrão "gaivota" tenha resultado de diferenciação geoquímica dentro da câmara magmática pelos processos termogravitacionais, como sugerem Schott (1973), Shaw *et al.* (1976) e Hildreth (1979). Assim, o padrão "gaivota" pode ser explicado, tanto pelo fracionamento dos feldspatos (resultando em empobrecimento em Eu), como pelo fracionamento de fases acessórios como allanita, monazita e xenotima (resultando em empobrecimento em TRL).

A grande maioria dos autores, embora admita a mobilidade das TR durante o metassomatismo, considera que o metamorfismo isoquímico de baixo grau e a alteração intempérica modificam muito pouco ou não modificam as concentrações de TR. Nesbitt (1979), porém, observou a remobilização de TR no intemperismo de um granodiorito, o que aponta para a necessidade de se ter cautela especial no estudo de TR em regiões tropicais.

A remobilização de TR por fluidos hidrotermais foi observada também em vários estudos de depósitos de minérios auríferos (Ketrach & Fryer 1979), uraníferos (MacLennan & Taylor 1978) e de cobre-pórfiro (Taylor & Fryer 1980).

Michard *et al.* (1988) analisaram soluções hidrotermais ricas em Cu, Zn e Fe, a temperaturas da ordem de 300°C e pH de 8,8, coletadas no East Pacific Rise, e observaram um forte enriquecimento de TRL e Eu (Figueiredo 1985).

Em fases voláteis com H_2O , CO_2 e F, as TR formam complexos que possuem maior estabilidade quando envolvem TRP. Se o magma perde sua carga volátil, a concentração de TRP nesta fase empobrece o magma residual nestes elementos. Contrariamente, se uma fase volátil exógena interage com o magma, este se enriquecerá em TRP (Sial & McReath 1984). No primeiro caso, o padrão de TR sofrerá soerguimento no lado das TRP e, no segundo, uma maior inclinação da curva nesta porção.

Perdas importantes de TRL e Eu e enriquecimento relativo das TRP em zonas metassomatizadas (feldspatizadas e greisenizadas) foram verificadas por Lê Bel *et al.* (1984) nos termos tardios dos adamelitos molframíferos de Xihuashan/China. No caso do granito volframífero de Xihuashan-Dangping (Jiangxi, China), segundo Lê Bel *et al.* (1984), o comportamento das TR nas fases evoluídas e metassomáticas sugere que o papel mais importante foi executado pelos

voláteis, provocando empobrecimento das TRL e Eu e enriquecimento das TRP.

Para Lê Bel *et al.* (1983), os coeficientes de distribuição de TR entre, de uma parte, o líquido silicático e os fluidos clorados e, de outra, o líquido silicático e os fluidos carbônicos, conduzem a duas hipóteses para explicar a mobilização (lixiviação) das TRL e do Eu, preferencialmente às TRP: 1. interação do líquido leucocrático com massas importantes de fluidos unicamente clorados, hipótese que implica em saturação precoce em água para permitir as trocas; 2. desmistura de uma fase aquosa rica em CO_2 , caso em que a partição das TRL ocorre muito em favor do fluido.

A mobilização das TR por ação de fluidos complexos é, pois, hipótese bem fundamentada.

Metodologia As análises de TR utilizadas nesta contribuição foram obtidas pelo método ICP, no Centre de Recherches Pétrographiques et Géologiques (CRPG) de Nancy/França, utilizando um espectrômetro de plasma de argônio com acoplamento indutivo, com sistema seqüencial de varredura para 12 elementos terras-raras em níveis de subtraços.

Um sistema de pré-concentração, por meio de resinas trocadoras de cations, permite baixar o limite de detecção de uma a duas ordens de magnitude.

As vantagens do método ICP, resumidas por Dutra (1984, 1989), são: limite de detecção tão baixo ou mais baixo que na absorção atômica, excelente precisão e exatidão, linearidade das curvas analíticas estendendo-se a mais de quatro ordens de magnitude, interferência química praticamente inexistente e capacidade de determinação multielementar.

No caso de rochas graníticas, com elevada abundância de TR, a sensibilidade do método é perfeitamente adequada, por permitir diluição de 100 vezes sem perda de precisão.

A normalização dos teores obtidos nas amostras analisadas pela média dos condritos permite julgar e corrigir os valores. Nos gráficos de padrões de TR, relacionam-se valores de TR obtidos em amostras divididos por valores das respectivas TR nos condritos (isto é, normalizados), *versus* os números atômicos das TR em ordem crescente (do La = 57 ao Lu = 71). No laboratório do CRPG, na normalização das TR das amostras, são utilizados os valores da tabela 1.

CARACTERIZAÇÃO DOS GRANITOS ESTANÍFEROS DE GOIÁS Cerca de duas dezenas de granitos de idade médio proterozóica, na maioria mineralizados em cassiterita, agrupam-se em quatro subprovíncias no Estado de Goiás: Rio Tocantins, Rio Parana, Pirenópolis-Goianésia e Ipameri (Fig. 1).

A Subprovíncia do Rio Tocantins situa-se na bacia do rio que lhe empresta o nome, sendo razoavelmente conhecida. Seus granitos mais característicos ("Tipo Serra da Mesa") afloram a oeste do Rio Tocantins. Os corpos situados a leste do rio apresentam características híbridas entre os "tipo Serra da Mesa" e os da Subprovíncia do Rio Parana. Na região da Serra da Cangalha (Cavalcante) ocorrem turmalina granitos.

Os granitos da Subprovíncia Tocantins ocupam as porções internas da Faixa Uruaçu (Marini *et al.* 1984) e formam corpos ovalados e estirados segundo a estruturação regional. Estes corpos constituem serras e ocupam núcleos de domos ou branquianticlinais, apresentando-se circunscritos por metasedimentos do Grupo Serra da Mesa (Granitos Serra do Encosto, Serra Dourada e Serra da Mesa) ou do Grupo Arai (Granitos Serra Branca, Florêncio e Chapada de São Roque). Os maciços graníticos exibem estrutura gnáissica acentuada nas bordas e contêm mineralizações em albititos (Serra Dourada), greisens (Serra Branca) e pegmatites (Serra da Mesa).

Os granitos desta Subprovíncia apresentam conspícua foliação e são constituídos de grandes cristais de ortoclásio microclinizados, quartzo, biotita e, mais raramente, anfibólio. Os acessórios mais comuns são ilmenita, zircão, apatita, titanita e allanita.

Figura 1 - Distribuição dos granitos da Província Estanífera de Goiás
Figure 1 - Distribution of granites in the Goiás Tin Province

A maioria dos corpos apresenta sinais de alterações tardi e pós-magmáticas (microclínização, albitização e greisenização). Entretanto, zonas greisenizadas importantes são conhecidas apenas no Granito Serra Branca.

A Subprovinça do Rio Paraná vem se tornando cada vez mais importante no contexto da Província Estanífera de Goiás, à medida que seus corpos graníticos se tornam mais conhecidos e novas mineralizações são identificadas. Os granitos desta subprovinça (Serra da Pedra Branca, Mocambo, Mangabeira, Mendes e Sucuri), situados geotectonicamente na porção externa da Faixa Uruaçu, são intrusivos em rochas do Complexo Granito-gnáissico e/ou da Formação Ticunzal. Constituem altos topográficos circulares ou elípticos que se destacam do relevo mais suave das encaixantes. Alguns maciços apresentam contato tectônico com metassedimentos do Grupo Arai, não formando, porém, estruturas dômicas como as que ocorrem a oeste, na região do Rio Tocantins. As rochas graníticas constituem corpos circulares com orientação mineral difusa, predominantemente porfíricos, com destaque para megacristais de feldspato potássico e cristais de quartzo azulado. A biotita é o único máfico presente.

Granitos greisenizados e greisens mineralizados com cassiterita ocorrem nos maciços da Serra do Mendes, Mangabeira, Mocambo, Pedra Branca e Sucuri. Resultam de intensos fenômenos tardi a pós-magmáticos, representados por greisenização, albitização e microclínização (Botelho & Marini 1984). O Granito Pedra Branca é entre eles o melhor conhecido e detém as mineralizações mais importantes da região.

A Subprovinça Parana caracteriza-se também por um grande número de pegmatites mineralizados com cassiterita e tantalita, localizados às margens do Rio Parana, nas proximidades de Porto Real, e nas regiões de Monte Alegre de Goiás e São Domingos, igualmente alojados em gnaisses do Complexo Granito-gnáissico e/ou xistos grafitosos atribuídos à Formação Ticunzal.

A Subprovinça Pirenópolis-Goiânia, pela geotectônica, situa-se na Megainflexão dos Pirineus, região onde as estruturas regionais assumem, de modo anômalo, orientação WN W-ESE e vergência local para Sul. Foram identificados na região dois corpos graníticos: Quebra-Rabicho (Fazenda Raizama) e Arturlândia.

O Granito Arturlândia é intrusivo em seqüência proterozóica inferior, que apresenta nítida discordância com os metassedimentos médio - proterozóicos. Trata-se de biotita granito, localmente muscovitizado, em geral com bandamento bem evidente e efeitos cataclásticos.

O Granito Quebra-Rabicho situa-se a sul do de Arturlândia, exhibe foliação conspicua e apresenta-se moscovitizado. O quartzito basal do Grupo Araxá sobrepõe-se ao granito, não sendo conhecidos efeitos penetrativos no quartzito.

A Subprovinça Ipameri situa-se no segmento meridional da Faixa Uruaçu, sendo representada pelo Granito Sesmária e outros corpos menores ainda sem denominação. As encaixantes imediatas dos granitos são os metamorfitos da fácies xisto verde atribuídos ao Grupo Araxá. Os granitos desta subprovinça não foram estudados nesta contribuição.

Geocronologia Os dados geocronológicos existentes sobre os granitos em apreço são, em geral, de valor interpretativo problemático. Limitam-se aos corpos das Subprovinças Tocantins e Parana, principalmente os Maciços da Serra da Mesa e da Serra Dourada. A totalidade das datações K-Ar obtidas sobre granitóides da província, seja em biotita, seja em anfíbólio, tem significado apenas de idade mínima de resfriamento do último evento termotectônico que os atingiu, com valores da ordem de 530 Ma (Reis 1983). Esta idade permite concluir que, durante a Orogenia Brasileira, os Granitos Serra da Mesa e Serra Dourada, situados na porção mais interna dos atuais afloramentos da Faixa Brasília, foram submetidos a temperaturas da ordem de 450°C.

A informação Rb-Sr disponível permite apenas inferir que a idade dos granitos da Subprovinça Tocantins situa-se entre 2.000 e 1.600 Ma, e que estes corpos sofreram importantes homogeneizações isotópicas nos eventos Uruaçuano e/ou Brasileiro. O Granito Pedra Branca, da Subprovinça Parana, apresenta idade aparentemente "confiável" de 1.450 Ma, e revela homogeneização isotópica brasileira apenas nos greisens (Marini *et al.* 1985). A julgar pelo trabalho referido, o Granito Serra da Pedra Branca é mais jovem que os demais.

Análises Pb-Pb dos Granitos Serra da Mesa e Serra Branca (interpretação convencional, de evolução do Pb em estágio único), forneceram idade de 1.658 Ma, com $\mu = 8,113$ (Reis 1983). Os resultados de ambos os granitos distribuem-se ao longo de uma mesma linha reta com boa colinearidade, exceto duas amostras do Granito Serra Branca situadas abaixo da linha, sugerindo mesma idade para os dois granitos. Reis (1983) não fornece explicações para os dois valores discrepantes. Embora não se disponham de informações sobre as fácies analisadas e seus estados de transformação metassomática, os valores obtidos sugerem que as fácies mais metassomatizadas apresentam maiores valores Pb^{207}/Pb^{204} e Pb^{206}/Pb^{204} (Marini & Botelho 1986).

A informação Pb-Pb parece também confirmar o fato, destacado por Marini *et al.* (1985), de que o processo metassomático de greisenização em si não altera a idade geocronológica dos maciços.

Reis (1983) conclui, após análise conjunta dos dados Rb-Sr e Pb-Pb, que o Granito Serra da Mesa formou-se há aproximadamente 1.650 Ma.

Datações recentes realizadas no Royal Ontario Museum (Toronto, Canadá) pelo método U-Pb em zircão, em amostras dos Granitos Sucuri e Soledade, bem como em riolitos da base do Grupo Arai da região de Terezina de Goiás/Cavalcante, forneceram idades da ordem de 1.770 Ma (Pimentel *et al.* 1991). Pela precisão do método, pela lógica e constância dos resultados, estes novos dados representam a idade real destes corpos, confirmando a idade médio-proterozóica inferior, e a contemporaneidade entre os granitos estaníferos e os riolitos da base do Grupo Arai. Estes resultados corroboram a penecontemporaneidade entre a Formação Arraia do Grupo Arai e a Formação Rio dos Remédios do Grupo Espinhaço, cujos riolitos (portadores de cassiterita) foram datados em 1724 Ma, pelo método U-Pb em zircão (Turpin *et al.* 1988).

Caracterização petroquímica Segundo Marini & Botelho (1986), com base na petroquímica, as fácies primárias dos granitos estaníferos de Goiás situam-se entre os granitos ricos em sílica, com teores médios de SiO_2 , em geral, entre 73% e 76%. Possuem razão $K/Na > 1$, comparáveis aos granitos tipo A e S de Plimer (1983) e, em geral, caráter peraluminoso, definido pelo coríndon normativo acima de 2% e razão $Al/Na + K + Ca/2 > 1,1$.

Os valores de Al_2O_3 , K_2O e Na_2O permitem enquadrá-los entre os granitos cálcio-alcalinos e alcalinos, com tendência a maior alcalinidade nos corpos de oeste (Subprovinça Tocantins).

Nas fácies metassomatizadas dos granitos da província, além do aumento do teor de Fe_2O_3 , ocorre o aumento de teor de SiO_2 e de $Na_2O + K_2O$. Os teores em elementos menores mostram enriquecimento anômalo em Ba, Rb, F, Li, Sn, Y, Ga, e Zn (Botelho 1984, Macambira 1983 e Montalvão & Bezerra 1981). As concentrações de flúor são elevadas em todas as fácies, com teores maiores que os reportados por Tauson & Koslov (1973), Stempok (1979), Taylor (1979), Olade (1980) e Hudson & Arm (1983) para granitos estaníferos normais. Os teores elevados de Rb e a razão Ba/Rb das fácies menos alteradas são comparáveis aos valores apresentados para granitos dos estágios tardios de Taylor (1965) e semelhantes aos dos granitos anorogênicos Parguazenses mineralizados da Amazônia Oriental, discutidos por Dall'Agnol *et al.* (1983).

Tabela 1 - Concentrações (em ppm) de TR e Yem granitos, greisens, e pegmatites da Província Esianífera de Goiás. Análises por ICP (CRPG, França). * Valores apenas indicativos, no limite de validade do método. Valores de normalização utilizados pelo CRPG (Masuda et al. 1973, dividido por 1,2)

Table 1 - REE and Y contents (ppm) in granites, greisens, and pegmatites of the Goiás Tin Province. ICP analysis (CRPG, France), indicative values, close to the detection limit of the method. CRPG normalization values (Masuda et al., 1973, divided by 1.2)

CORPO	AMOSTRA	ROCHA	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Lu	Σ TR	Y
PEDRA BRANCA	PB-107A	Granito pórfiro	44,08	95,66	35,55	9,00	0,21	6,61	9,08	5,77	8,74	1,24	215,39	57,86
	PB-107B	Biotita granito	108,54	219,36	10,41	23,99	0,68	20,67	22,49	13,22	14,28	2,06	526,70	159,95
	PB-GA	Biotita-muscovita granito	91,94	201,61	87,85	23,23	0,47	19,17	25,31	17,22	25,91	3,89	496,60	167,60
	PB-02	Muscovita-biotita granito	53,60	97,64	51,77	24,51	0,28	30,02	46,95	27,71	33,03	4,65	370,16	342,47
	PB-43B	Quartzo-dionito	25,10	51,56	29,73	6,65	1,71	5,15	3,86	1,86	1,72	0,27	127,61	22,13
	PB-101	Biotita granito	269,60	389,71	222,13	45,21	2,07	35,00	33,94	18,68	19,38	2,82	1058,54	256,78
	PB-70	Greisen	25,34	18,63	22,29	8,05	0,25	9,03	14,57	10,63	15,94	2,42	125,35	141,48
	PB-70B	Muscovita granito	53,24	83,49	38,33	14,62	0,24	14,43	22,89	15,62	23,35	3,51	269,72	192,31
ARAI	PB-42	Riolito	159,83	309,09	128,24	23,46	2,10	17,61	13,04	6,21	5,42	0,80	666,00	74,73
SERRA DO MENDES	SMD-1	Biotita granodionito	87,27	175,61	79,54	15,83	1,74	12,44	9,93	5,9	5,05	0,74	393,34	60,42
	SMD-2	Granito pórfiro	184,28	383,81	166,43	32,95	1,39	26,45	24,87	14,15	14,12	2,05	850,50	189,94
MANGABEIRA	MM-1	Biotita granito	75,59	149,33	55,03	13,40	0,38	11,13	16,39	12,28	17,40	2,73	353,66	159,22
SÃO DOMINGOS	SDO-1	Biotita granito	39,82	77,94	31,41	6,87	0,57	5,57	5,58	3,06	3,57	0,33	173,92	37,99
	SDO-2	Tonalito	10,97	21,53	11,75	2,79	1,12	2,63	2,24	1,16	1,12	0,20	56,51	19,11
S. CANGALHA	SC-1*	Turnalina granito	1,95	3,85	1,73	0,40	0,05	0,33	0,52	0,27	0,33	0,03	9,46	4,37
SERRA DOURADA	MA-1	Albitito	211,46	392,24	117,11	19,84	0,90	14,38	12,91	7,05	8,38	1,24	785,51	75,92
	MA-2	Biotita-muscovita granito	119,94	249,00	87,11	16,86	0,78	13,25	12,29	7,09	7,45	1,08	514,94	83,86
	PE-1	Biotita granito	94,82	178,00	72,84	14,88	1,10	12,44	11,72	6,92	6,98	1,05	400,75	86,88
	PE-2	Albitito	194,52	402,35	149,33	28,56	1,11	19,75	15,10	8,03	7,70	1,07	827,52	105,30
	PE-3	Biotita granito mineralizado	482,56	328,32	310,86	61,34	1,47	50,36	47,82	24,94	23,99	3,27	1334,98	378,30
	PE-6	Biotita granito	180,84	207,04	95,91	21,43	1,02	17,28	19,14	11,75	14,62	2,07	571,10	167,05
SERRA DA MESA	SM-1	Biotita granito	98,67	170,99	81,77	18,39	1,59	15,55	15,33	8,56	8,63	1,25	420,73	109,78
	SM-2	Hornblenda-biotita granito	180,90	261,58	164,67	35,97	2,60	29,77	27,80	14,99	15,17	2,21	756,66	182,79
SERRA BRANCA	SB-1	Greisen (E)	10,05	21,76	8,96	3,71	0,19	4,78	7,47	2,12	1,63	0,21	68,88	45,52
	SB-2	Muscovita granito	23,44	53,47	21,00	6,97	0,21	7,29	6,27	1,30	0,63	0,10	120,68	26,77
	SB-3	Muscovita-biotita granito	22,07	43,77	19,66	8,05	0,24	9,23	8,48	1,56	0,76	0,08	113,90	50,57
	SB-4	Biotita granito (W)	38,35	81,87	35,81	11,69	0,41	12,32	12,95	3,05	1,41	0,19	198,05	65,45
MATA AZUL	P-1	Muscovita granito pegmatóide	4,88	10,96	3,97	1,51	0,24	1,67	2,17	1,03	1,18	0,19	27,53	15,40
Q-RABICHO	QR-1	Muscovita granito/pegmatito	6,92	14,96	5,11	1,09	0,32	0,91	0,80	0,38	0,40	0,05	30,94	5,04
ARTURLÂNDIA	A-1	Biotita granito	111,28	211,25	96,71	12,12	2,01	10,49	6,26	2,38	1,97	0,25	454,72	23,54
	A-2	Leucogranito	5,52	8,48	3,25	0,72	0,84	0,90	0,64	0,32	0,28	0,03	20,98	3,84
	A-3	Leucogranito	8,96	16,29	5,97	1,07	0,86	0,85	0,52	0,31	0,41	0,04	35,28	3,29
	A-4	Muscovita-biotita granito	41,34	77,74	30,98	5,68	0,66	3,67	3,22	1,69	1,49	0,22	166,69	19,96
Valores de normalização utilizados neste trabalho (1)			0,315	0,813	0,597	0,192	0,0722	0,259	0,325	0,213	0,208	0,0023	3,126	-
Média de 18 condritos - CI (Eversen et al. 1978)			0,245	0,638	0,473	0,154	0,058	0,204	0,254	0,166	0,165	0,025	2,382	-
Teor médio de granitos (Hermann 1970)			55	104	47	8	1,1	7,4	6,2	4,2	4,3	0,68	237,88	-

O Li, concentrado nas fases micáceas, atinge maior teor nas rochas metassomaticamente mais evoluídas, o mesmo ocorrendo com o zinco.

Comparação com os granitos tipo A White & Chappell (1977), Collins *et al.* (1982), Plimer (1983), e Imeokparia (1983) vêm insistindo na classificação genética dos granitos nos tipos M, I, S e A. Plimer (1983), com base nos exemplos australianos e malaio, afirma que os granitos com depósitos estaníferos pertencem aos tipos A e/ou S.

Os granitos da Província Estanífera de Goiás apresentam características, quase na totalidade, compatíveis com a dos granitos tipo A (anômalos, anorogênicos e alcalinos), em parte compatíveis com tipo S, e na grande maioria incompatíveis com os tipos I e M (Marini & Botelho 1986).

As características comuns a ambos os tipos A e S, referidos para os granitos em discussão são: razão Na/K <1; alto teor em SiO₂; maciços compostos de biotita granitos e/ou biotita-muscovita granitos; especialização em Sn.

Ademais, os granitos da província apresentam as seguintes características típicas de granitos tipo A, segundo Plimer (1983): razão Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ extremamente variável; granitos da Série Ilmenita; presença de quartzo P; enriquecimento em Nb, Zn, F, Li, Ga, U, Th; "ausência" de xenólitos.

As características de hipersolus e alcalinos, atribuídas por Plimer (1983) como próprias dos granitos tipo A, não foram plenamente preenchidas pelos maciços graníticos em pauta, visto que estes são compostos de granitos subsolus alcalinos e cálcio-alcalinos.

AS TR NOS GRANITOS ESTANÍFEROS DE GOIÁS

Considerações gerais As concentrações em 10 dos 14 elementos TR (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Er, Yb, Lu e Y) foram obtidas em 33 amostras de granitóides da Província Estanífera de Goiás (Tab. 1). Como pode ser observado, as concentrações de Y são diretamente proporcionais às de TR, servindo como indicativo do enriquecimento nesses elementos.

Os biotita e biotita-muscovita granitos estaníferos revelam elevados teores acumulados em TR, de até 1.335 ppm. Em geral, ultrapassam respectivamente 100 e 50 vezes o teor médio dos condritos. Os granitos greisenizados (muscovita-granitos) e greisens exibem teores mais modestos, respectivamente de até 269 ppm e 127 ppm, o que evidencia, como regra geral, um decréscimo dos teores de TR com o aumento da greisenização.

O turmalina granito mineralizado da Serra da Cangalha revelou somatório de TR (Σ TR) somente de 9,46 ppm, sendo o menor valor de todas as amostras estudadas, evidenciando ter sofrido processo petrológico e metalogenético específico.

Os albititos mostram somatórios elevados, da ordem de 800 ppm, enquanto os pegmatites possuem os mais baixos valores, entre 30 e 66 ppm.

O tonalito de São Domingos e o granodiorito da Pedra Branca exibem concentração de 56,11 ppm e 127,61 ppm, respectivamente.

De maneira geral, quanto mais feldspato potássico contém a rocha "granitóide" primária, maior o Σ TR, aumentando a concentração no sentido tonalito (56 ppm) $\rightarrow$ granodiorito (127 ppm) $\rightarrow$ biotita granito (353 a 1.334 ppm). Por outro lado, o processo autometassomático tardi a pós-magmático da greisenização atua no sentido contrário; isto é, quanto maior o metassomatismo sofrido pela rocha, menor o Σ TR. Assim, os granitos "primários" (biotita granitos) apresentam os mais altos valores de TR e os greisens os mais baixos. A graduação se faz em geral no sentido biotita granito (Σ TR = 1334 a 353 ppm) $\rightarrow$ biotita-muscovita granito (Σ TR = 515 a 113 ppm) $\rightarrow$ muscovita granito (Σ TR = 270 a 120 ppm) $\rightarrow$ greisen (Σ TR = 127 a 69 ppm).

Os riolitos mostram teores em TR relativamente constantes, oscilando entre 614 ppm e 901 ppm.

Caracterização em TR por subprovíncia e por corpo granítico. **SUBPROVÍNCIA PARANÁ** Granito Pedra Branca O Granito Pedra Branca (Nova Rona, Goiás, Fig. 1) constitui-se em pequeno plutão elíptico (12x9 km), intrusivo em gnaisses do Complexo Granito-gnáissico. Exibe importantes transformações pós-magmáticas (albitização, microclinização e greisenização) e mineralizações de Sn em greisens de fratura associados à cúpula granítica. Informações adicionais sobre a geologia, a petrologia e a metalogenia deste granito podem ser obtidas em Botelho (1984), Botelho & Marini (1984); Botelho & Marini (1985), Marini & Botelho (1986).

Do Granito Pedra Branca, foram analisadas oito amostras: duas de fácies "primárias" albitizadas (Pb-107B biotita granito equigranular e Pb-101 biotita granito porfirítico); duas de biotita-muscovita granito (granito incipientemente greisenizado, Pb-GA e Pb-02); uma de muscovita granito (granito greisenizado, Pb-70B); uma de greisen (Pb-70); e uma de pequeno dique de granito pórfiro que corta a fácies primária (Pb-107A). Da região, foi ainda analisada uma amostra de riolito (Pb-42) da base do Grupo Arai, que ocorre em contato por falha com o granito, e outra (Pb-43B) do quartzodiorito da borda este do maciço (Botelho 1984).

No que tange ao Σ TR (Tab.1), observa-se: 1. Uma diminuição gradativa no Σ TR da fácies "primárias" do granito para aquelas mais autometassomatizadas, a saber: Biotita granitos (526 e 1038 ppm) $\rightarrow$ biotita-muscovita granitos (850 e 496 ppm) $\rightarrow$ muscovita granitos (270 ppm) $\rightarrow$ greisen (127 ppm). 2. O quartzodiorito possui Σ TR muito baixo (127 ppm), relativamente às demais fácies primárias. 3. O riolito do Grupo Arai apresenta Σ TR (666 ppm) da mesma ordem de grandeza das fácies primárias do granito; o dique de granito pórfiro (que por vezes exibe muscovitização incipiente), possui baixo Σ TR (215 ppm), da mesma ordem dos muscovita granitos.

A fácies "primárias" do Granito Pedra Branca exibem padrões de TR normalizados para condrito caracterizados por suaves inclinações das curvas no sentido TRL - TRP, e significativas anomalias negativas de Eu (Fig. 2). O granito pórfiro da Pedra Branca e o biotita-granito da Mangabeira apresentam, a seu turno, padrões mais evoluídos (mais horizontais), caracterizados pelo aumento relativo da TRP (Fig. 2). Este fato explica-se petrologicamente por serem estas fácies mais evoluídas magmaticamente.

O granodiorito da borda sudeste do Pedra Branca apresenta padrão completamente distinto dos demais observados no corpo, caracterizado por curva descendente (LaN > LuN) sem anomalia negativa de Eu (Fig. 3). Este padrão é típico de granodiorito (Cocherie 1984) e pode ser interpretado como característico de rochas ígneas pouco evoluídas, com plagioclásio/feldspato potássico > 1, nas quais não ocorreu (ou foi incipiente) a separação gravitacional do plagioclásio.

Os espectros de TR das fácies muscovitizadas (greisenizadas) apresentam padrão mais horizontalizado, com forte anomalia negativa de Eu (padrão "gaivota", Fig. 4), resultante do aumento do teor de TRP e diminuição do teor de TRL, relativamente às fácies menos evoluídas metassomaticamente. No greisen da Pedra Branca (PB-70), esta tendência provoca, inclusive, a inversão da declividade da curva (torna-se ascendente), embora com concentrações mais baixas em terras raras. Evidencia-se que a greisenização, embora tenha provocado redução geral do Σ TR, causa empobrecimento em TRL e enriquecimento em TRP, além de forte depressão em Eu.

Granito Serra do Mendes O Granito Serra do Mendes constitui-se no maior maciço granítico da Subprovíncia Parana (Fig. 1). É constituído predominantemente por biotita granodiorito e localmente por biotita-muscovita granito. Não são conhecidas mineralizações econômicas neste corpo. A fácies primária (não albitizada - SMD1) exibe padrão seme-

Figura 2 - Padrões de TR, normalizados para condrito, de fades magmáticas dos granitos Pedra Branca (PB) e Mangabeira (MM). MM-01, PB-107B e PB-101. biotita granito; PB-107. granito pórfiro

Figure 2 - Chondrite-normalized REE patterns for magmatic facies of the Pedra Branca (PB) and Mangabeira (MM) granites. MM-01, PB-107B and PB-101. biotite granite; PB-107. granite porphyry

Figura 3 - Padrões de TR, normalizados para condrito, do quartzo diorito (PB-43B) e do biotita granito (PB-107B) do Maciço Pedra Branca

Figure 3 - Chondrite-normalized REE patterns for quartz diorite (PB-43 B) and biotite granite (PB-107B) of the Pedra Branca Massif

lhante à facies correspondente da Pedra Branca, porém com teor em TRP algo mais reduzido e menor anomalia negativa de Eu (Fig. 5). Constitui-se na facies menos evoluída de todas aquelas analisadas na Subprovincia Paraná.

O biotita-muscovita granito do corpo (SMD-2) apresenta teor em TR mais elevado do que a facies primária (contrariando a regra geral), suave enriquecimento relativo de TRP e significativo empobrecimento relativo de Eu.

Granito Mangabeira O Granito Mangabeira (Fig. 1) constitui-se em pequeno maciço, com cerca de 5 km de diâmetro. A facies dominante é um biotita granito rico em quartzo que, na extremidade sul do corpo, dá lugar a um biotita-muscovita granito e um muscovita granito com greisen de fratura. Deste corpo, apenas uma amostra foi analisada para TR (MM 1 - biotita granito), que revelou padrão de TR subhorizontal côncavo, com forte anomalia negativa de Eu (Fig. 2). Este granito apresenta, então, forte enriquecimento relativo em TRP e depleção em Eu, quando comparado com outros padrões "primários".

Figura 4 - Padrões de TR, normalizados para condrito, do Granito Pedra Branca. Linha contínua: biotita granito (fades magmático); linha tracejada: muscovita-biotita granito e muscovita granito (fades greisenizadas); linha tracejada e pontilhada: greisen

Figure 4 - Chondrite-normalized REE patterns for the Serra Branca granite. Continuous line: biotite granite (magmatic facies); dashed line: muscovite-biotite granite and muscovite granite (greisenized facies); dash-point line: greisen

Figura 5 - Padrões de TR, normalizados para condrito, do Granito Serra do Mendes. SMD 1. biotita granito (fades magmática); SMD 2. biotita-muscovita granito(greisenizado)

Figure 5 - Chondrite-normalized REE patterns for the Serra do Mendes Granite. SMD 1. biotite granite (magmatic facies); SMD 2. biotite-muscovite granite (greisenized)

Turmalina Granito Serra da Cangalha Apenas um granito turmalínico foi estudado, o Granito Serra de Cangalha (Cavalcante, Fig. 1). Constitui-se em pequeno *stock granítico* intrusivo em xistos da Formação Ticunzal. Não são conhecidos greisens neste corpo.

O teor total em TR do granito revelou-se o mais baixo entre todas as amostras analisadas ($\Sigma TR = 9,46$ ppm), no limite de detecção do método (ICP), tendo os valores significado apenas indicativo (Fig. 6). O padrão de TR apresentado é subhorizontal ($LaN \cong Ybx$), com leve anomalia de Eu (Fig. 6).

É comprovado, assim, que a evolução magmática-metassomática do magma enriquecido em boro deste granito seguiu *trend* de diferenciação particular, o qual, no caso específico, necessita de estudos complementares para ser definido.

Granito e Tonalito de São Domingos Situados a poucos quilômetros da cidade de São Domingos - GO (Fig. 1), junto à divisa com o Estado da Bahia, em "ilha de embasamento", cercada por coberturas proterozóicas e fanerozóicas, estes dois granitoides possuem idades ainda indefinidas.

Figura 6 - Padrão (apenas indicativo) de TR, normalizado para condrito, do turmalina granito da Serra da Cangalha
Figure 6 - Chondrite-normalized REE pattern (indicative) of tourmaline granite from Serra da Cangalha

Figura 7 - Padrões de TR, normalizados para condrito, do granito (SDO 1: biotita granito) e do tonalito (SDO 2) de São Domingos
Figure 7 - Chondrite-normalized REE patterns for the granite (SDO 1: biotite granite) and the tonalite (SDO 2) of São Domingos

Talvez pertençam à Província de Granitos Estaníferos de Goiás, pois ocorrem na região pegmatites portadores de cassiterita. A assinatura em TR do granito é semelhante às fácies "primárias" dos Granitos Pedra Branca e Serra do Mendes, porém, com Σ TR mais baixo (Figs. 2, 5 e 7).

O tonalito de São Domingos, que constitui pequeno corpo elíptico situado imediatamente ao norte da cidade, exibe baixo Σ TR e padrão com curva decrescente suave, com pequena anomalia positiva em Eu e pequena concavidade no segmento da TRP, resultante de leve enriquecimento relativo em Yb e Lu (Fig. 7).

Pelos padrões apresentados, o tonalito e o granito poderiam representar fácies diferenciadas de uma mesma câmara magmática, com magma parietal de composição inicial intermediária entre ambos (mais próxima do tonalito). Neste caso, o tonalito representaria os primeiros sólidos ricos em precipitados de plagioclásio (anomalia positiva de Eu), e o granito os líquidos finais empobrecidos em Eu. Ambos exibem enriquecimento das TRP nos termos finais.

SUBPROVÍNCIA TOCANTINS Da Subprovíncia Tocantins, foram dosadas para TR amostras dos Granitos Serra da Mesa, Serra Branca, Serra Dourada e Granito Pegmatóide de Mata Azul.

Granito Serra da Mesa O granito em epígrafe é tido como granito-tipo da subprovíncia. Possui 22 km de eixo maior e é constituído por uma fácies foliada de borda, em anel de um a

dois quilômetros de largura, e duas fácies equigranulares grosseiras principais: biotita granito e biotita-hornblenda granito, todas cortadas por veios pegmatíticos.

O Granito Serra da Mesa sofreu intensa erosão que eliminou seus níveis de cúpula. Nele, não foram identificadas fácies autometassomáticas extensivas (albititos e/ou greisens).

Foram analisadas para TR apenas duas amostras do Granito Serra da Mesa: biotita granito (SM-1) e biotita-hornblenda granito (SM-2). Estas amostras apresentam padrões de TR semelhantes entre si e análogos às fácies primárias dos granitos da Subprovíncia Parana (Fig. 8).

Granito Serra Branca (Cavalcante, GO) O Granito Serra Branca (Fig. 1) foi estudado por Marini *et al* (1976), Andrade (1978) e Andrade & Danni (1978). Trata-se de corpo circular, com 8 km de diâmetro, embutido diapiricamente em quartzitos da Formação Arraías. Hospeda importantes jazidas de cassiterita, berilo e mica. O corpo é diferenciado assimetricamente por ação de processos tardi-pós-magmáticos, que culminaram com a formação de intensa e generalizada greisenização de cúpula na borda leste, sucedida por greisenização de fratura. O maciço é composto de granitos dispostos em faixas orientadas norte-sul, que exibem autometassomatismo crescente de oeste para leste. Na borda oeste, ocorre um biotita granito (SB-4) incipientemente muscovitizado (plagioclásios com o desenvolvimento de pequenas lamelas de muscovita nas clivagens) que dá origem, rumo leste, a biotita-muscovita granito (SB-3), muscovita granito (SB-2) e greisen (SB-1).

Como no caso do Granito Pedra Branca, também neste corpo constata-se decréscimo no Σ TR das fácies menos alteradas para as mais alteradas, a saber: biotita granito (198 ppm) $\rightarrow$ biotita-muscovita granito (114 ppm) $\rightarrow$ muscovita granito (121 ppm) $\rightarrow$ greisen (69 ppm).

Os padrões de TR, normalizados para condrito, apresentados pelas várias fácies do Granito Serra Branca (Fig. 9), mostram-se anômalos com relação aos demais granitos greisenizados, vez que fogem bastante do padrão "gaivota" típico, tido como característico dos granitos evoluídos. Neste granito, os últimos termos das TRP acham-se empobrecidos ao nível do Eu, com teores bem inferiores às TRL. No greisen, as TRP acham-se algo mais enriquecidas; porém, em teores ainda abaixo daqueles encontrados nos demais corpos. Em todas as fácies, a razão $(La/Yb)_N$ é significativamente maior do que 2 (4,1 no greisen e 25, 19,1 e 17,8, respectivamente, no muscovita, muscovita-biotita e biotita granito). É provável que o empobrecimento em TRP tenha resultado de perda substancial da carga de voláteis durante as fases iniciais da greisenização, que, neste caso, teria ocorrido em sistema aberto.

A semelhança entre os padrões das várias fácies analisadas não deixa dúvida de que se originaram a partir do autometassomatismo progressivo do granito primário, contrariando a hipótese de Andrade (1978) e Andrade & Danni (1978) de que os greisens analisados são de origem exogranítica (exogreisen).

Granito Serra Dourada O Granito Serra Dourada é o maior maciço da Província Estanífera de Goiás, com 45 quilômetros de eixo maior (Fig. 1). Apresenta-se gnaissificado e abriga duas jazidas de Sn, ambas em albititos: Mata Azul e Pela Ema. Neste granito, não são conhecidas zonas greisenizadas extensivas.

Foram analisadas para TR duas amostras da região da jazida de Mata Azul e quatro da região da jazida de Pela Ema (Tab. 1) tanto dos biotita granito-gnaisses dominantes no maciço, como dos albititos mineralizados, todas com Σ TR elevados (> 400 ppm) e da mesma ordem de grandeza. O biotita granito-gnaisse da região de Pela Ema (PE 3) revelou-se muito rico em TR (1.334 ppm).

Tanto granitos hospedeiros como albititos apresentam um

Figura 8 - Padrões de TR, normalizados para condrito, do Granito Serra da Mesa. SM 1 biotita granito; SM 2. hornblenda-biotita granito

Figure 8 - Chondrite-normalized REE patterns for the Serra da Mesa granite. SM 1. biotite granite; SM 2. hornblende-biotite granite

Figura 9 - Padrões de TR, normalizados para condrito, do Granito Serra Branca. SB 1. greisen; SB 2. muscovita granito; SB 3. muscovita-biotita granito; SB 4. biotita granito

Figure 9 - Chondrite-normalized REE patterns for the Serra Branca granite. SB 1. greisen; SB 2. muscovite granite; SB 3. muscovite-biotite granite; SB 4. biotite granite

mesmo padrão de terras raras, caracterizado por curva descendente pouco inclinada ($La > Yb$)_N e anomalia negativa de Eu (Figs. 10 e 11). Este padrão assemelha-se ao do Granito Serra da Mesa, apresentando, contudo, anomalia negativa de Eu maior. Difere daquele do Granito Serra Branca, por não apresentar forte empobrecimento nos termos finais das TRP. Na extremidade sul do Granito Serra Dourada, região de Pela Ema, envolvidos por fácies de muscovita-biotita granito, ocorreriam, segundo Macambira (1983), "lentes" de "soda-gnaisses" e "biotititos" mineralizadas em cassiterita, exploradas pela Goiás Estanho S. A. Uma dessas "lentes" constitui-se na única mina subterrânea de Sn da Província Estanífera de Goiás. Macambira (1983) "logrou" obter datações arqueanas (idades convencionais) nessas "lentes" mineralizadas, tendo, por essa razão, e por apresentarem composição química específica, considerando-as como enclaves trondhjemiticos parcialmente assimilados. Segundo nossos estudos, tratam-se de rochas muito ricas em biotita, tendo como único plagioclásio a albita. A biotita apresenta-se comumente em cristais muito bem desenvolvidos, idênticos aos das biotitas metassomáticas associadas a albititos e greisens de outros setores da província estanífera. Estas características, soma-

Figura 10 - Padrões de TR, normalizados para condrito, do Granito Serra Dourada na região da jazida de Mata Azul. MA 1. biotita albitito mineralizado; MA 2. biotita-muscovita granito encaixante do albitito

Figure 10 - Chondrite-normalized REE patterns for the Serra Dourada granite in the Mata Azul region. MA 1. mineralized biotite-bearing albitite; MA 2. biotite-muscovite granite which hosts the albitites

das aos "soda-gnaisses" ocorrerem envolvidos por muscovita-biotita granito, fácies transicional entre biotita granito primário e greisen, e de o processo de albitização comumente anteceder à greisenização, levaram Marini & Botelho (1986) a suspeitar de que os "soda-gnaisses" representam faixas albitizadas e não enclaves trondhjemiticos. Com objetivo de testar esta hipótese, foram realizadas análises de terras-raras em amostras do granito encaixante e das faixas de "soda-gnaisses". Como pode ser observado nas figuras 10 e 11, ambos apresentam assinaturas praticamente idênticas, apenas com teores algo mais elevados no "soda-gnaisse". Esta semelhança corrobora a hipótese de associação e derivação genética entre o muscovita-biotita granito encaixante e o "soda-gnaisse"; isto é, de que este último constitui-se em fácies evoluída a partir do primeiro por um processo de albitização. Trata-se então de um albitito.

O padrão descendente ($La_N > Lu_N$), com anomalia negativa de Eu de ambas as assinaturas, assemelha-se aos dos albititos em geral. Por outro lado, o padrão e o comportamento geoquímico das TR em trondhjemitos é completamente distinto, como demonstraram Cocherie & Carpenter (1978).

Granito Pegmatóide de Mata Azul Este "granito" constitui corpo irregular alongado no sentido norte-sul com 15 km de comprimento por 3 km de largura, situado a oeste do Granito Serra Dourada e nitidamente intrusivo tanto neste granito quanto nos metassedimentos Serra da Mesa. Apresenta textura pegmatóide com magacristais decimétricos de feldspato potássico, intercrescimento gráfico e rosetas decimétricas de muscovita. Trata-se de um granitóide de idade mais jovem do que os granitos estaníferos, ocorrendo nas porções de mais alto metamorfismo da Faixa Uruaçu. Embora seja vizinho do Granito Serra Dourada, não são conhecidas ocorrências de cassiterita neste corpo.

Foi analisada apenas uma amostra desse granito (PI), a qual revelou ΣTR muito baixo (27 ppm). O padrão de TR apresentado pelo Granito Pegmatóide de Mata Azul (Fig. 12) é caracterizado pela horizontalidade da curva ($La_N \approx Yb_N$) e anomalia negativa pouco acentuada de Eu. Assemelha-se, pois, ao tipo "gaivota" característico de granitos evoluídos, embora com anomalia negativa em Eu significativamente menor. Dessa forma, o Granito Pegmatóide de Mata Azul caracteriza-se como um granito evoluído, sem evidências de autometassomatose.

Figura 11 - Padrões de TR, normalizados para condrito, do Gr emito Serra Dourada na região da Jazida de Pela Ema. PE 1. biotita granito encaixante dos albitos; PE 2. albitito mineralizado; PE 3. biotita-muscovita granito mineralizado; PE 6. biotita granito

Figure 11 - Chondrite-normalized REE patterns for the Serra Douradagranite in the the Pela Ema tin deposit region. PE 1. biotite granite which hosts the albitites; PE 2. mineralized albitite; PE 3. mineralized biotite- muscovite granite; PE 6. biotite granite

Figura 13 - Padrões de TR, normalizados para condrito, do Granito Arturlândia. A 1. biotita granito; A 4. muscovita-biotita granito; A 2. e A 3. leucogranitos

Figure 13 - Chondrite-normalized REE patterns for the Arturlândiagranite. A 1. biotite granite; A 4. muscovite-biotite granite; A 2. e A 3. leucogranites

SUBPROVÍNCIA PIRENÓPOLIS - GOIANÉSIA Foram analisadas apenas cinco amostras da Subprovinça Pirenópolis - Goianésia (Fig. 1): quatro do Granito Arturlândia e uma do Granito Quebra-Rabicho.

Granito Arturlândia Deste granito foram analisadas fácies de biotita granito (A1), muscovita-biotita granito (A4), e leucogranitos (A2, A3), em geral semi-alteradas. Todas as ocorrências de cassiterita conhecidas na região associam-se a pegmatitos, de relacionamento duvidoso com o granito.

Em termos de TR, os leucogranitos exibem baixos teores (21 ppm e 35 ppm), comparáveis a teores de pegmatitos. O biotita granito apresenta o DTR mais elevado (435 ppm), e o muscovita-biotita granito teores intermediários (167 ppm).

O padrão de TR do biotita granito (A 1) é caracterizado por curva descendente ($La_N > Yb_N$) e anomalia negativa em Eu (Fig. 13). O muscovita-biotita granito (A4) exibe padrão semelhante, com pequeno enriquecimento relativo de TRP. Trata-se provavelmente de termo mais evoluído metassomaticamente, a partir de A 1.

Figura 12 - Padrões de TR, normalizados para condrito, do granito pegmatóide de Mata Azul (P1)

Figure 12 - Chondrite-normalized REE patterns for the pegmatoid granite from Mata Azul (P1)

Figura 14 - Padrão de TR, normalizado para condrito, do granito (pegmatito?) da Serra do Quebra-Rabicho. QR 1. muscovita granito no contato com pegmatito

Figure 14 - Chondrite-normalized REE pattern for the Serrado Quebra-Rabicho granite (pegmatite?). QR 1. muscovite granite near the contact with a pegmatite vein

Os leucogranitos exibem padrão também descendente, com anomalias positivas de Eu (Fig. 13), comparável ao padrão de certos aplitos. Este padrão, anômalo e único nos granitóides estudados, pode ser explicado considerando-se: a. os leucogranitos como resultantes dos precipitados iniciais de feldspatos cumulados (ricos em Eu), e os biotita granitos, como produto da cristalização do líquido residual, ou b. como propõe Cocherie (1984), produtos de assembléias de cristais obtidas após a cristalização de um "banho" leucocrático.

Granito Quebra-Rabicho (Fazenda Raizama) Deste corpo, foi feita apenas uma análise (QR-1), com ΣTR de 31 ppm. Trata-se de amostra de muscovita granito, coletada junto a um pegmatito turmalínifero, com padrão de TR descendente sem anomalia de Eu (Fig. 14).

CONCLUSÕES GERAIS Os granitóides da Província Estaniífera de Goiás apresentam padrões de TR variados, desde característicos de granitos alcalinos até tipicamente de granitos evoluídos (magmática ou hidrotermalmente). Por se tratar de corpos graníticos que sofreram complexas evoluções magmática crustal e metassomática hidrotermal em maior ou menor grau, vários fatores acumulativos influíram nas concentrações finais de TR nas diferentes fácies. Daí, a dificuldade e complexidade em interpretar o significado petrológico real das diferentes assinaturas. Por estas razões, e por se tratar

de um primeiro trabalho sobre a questão, toma-se o cuidado de não adiantar conclusões mais definitivas. O objetivo principal do trabalho é apresentar e comparar, de maneira geral, os padrões característicos das diferentes fácies magmáticas e metassomáticas, fornecendo interpretações específicas apenas nos casos aparentemente mais evidentes e lógicos. Em síntese, as principais conclusões que se pode adiantar são:

1. As fácies primárias típicas (não metassomatizadas) dos granitos estaníferos exibem elevados teores em TR, da ordem de duas ou mais vezes o teor médio dos granitos em geral, e da ordem de mais de 100 vezes o teor médio dos condritos. Teores desta ordem são, em geral, atribuídos a granitos alcalinos. Entretanto, as análises de elementos maiores colocam estes granitos no campo dos granitos cálcio-alcalinos a subalcalinos (Marini & Botelho 1986).

A única fácies não metassomatizada de granito primário que mostrou teor em TR inferior a 100 vezes o dos condritos foi o Granito São Domingos, de associação duvidosa com a província de granitos estaníferos de Goiás.

2. As fácies mais metassomatizadas (greisenizadas) tendem a apresentar menores teores em TR e padrões caracterizados por razão $(La/Yb)_N = 1$ e forte anomalia negativa de Eu (padrão "gaivota"). No caso destes granitos evoluídos, a complexa autometassomatose, associada à ação de líquidos residuais e voláteis provocou o empobrecimento nas TRL e enriquecimento nas TRP, relativamente ao padrão normal dos granitos. No caso do Granito Pedra Branca, pode-se observar a mudança gradativa nas assintauras de TR das fácies menos metassomatizadas para as mais metassomatizadas. Não são, pois, as fácies dominantes nos corpos graníticos estaníferos de Goiás que apresentam padrão "gaivota", como sugerido por Lê Bel (1984) para outras províncias, mas

somente as fácies greisenizadas locais. Tal fato limita sobremaneira a utilidade do referido padrão como critério para prospeção de Sn.

3. As fácies leucocráticas, produtos finais da evolução magmática, como o Granito Pegmatóide de Mata Azul, também apresentam padrão tipo "gaivota", com concentrações baixas de TR. Este fato evidencia que o padrão "gaivota" não é exclusivo de granitos greisenizados, mas sim de granitos evoluídos, seja magmática, seja metassomáticamente.

4. A semelhança entre os padrões de TR obtidos nas diferentes fácies do Granito Serra Branca e seus anômalo e idêntico empobrecimento em Lu e Yb são indicações de que os greisens deste corpo, interpretados anteriormente como exogreisen, derivam da evolução metassomática do próprio granito. São endogreisens.

5. As lentes de "soda-gnaisses" mineralizadas em Sn da região de Pela Ema, na extremidade Sul do Granito Serra Dourada, tidas por alguns autores como trondhjemitos, revelaram assinaturas em TR idênticas às do granito encaixante, com anomalia negativa de Eu e padrão completamente distinto de trondhjemitos, permitindo concluir tratar-se de albititos.

Agradecimentos Este trabalho tornou-se viável graças à colaboração financeira do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) e das facilidades para análises concedidas pelo Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) França. Às companhias, Goiás Estanho, Metais de Goiás S/A e Rio Doce Geologia e Mineração S/A (DOCEGEO), somos também gratos pelas facilidades e apoio para acesso às suas áreas de pesquisa e/ou exploração.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANDRADE G.F. 1978. *As Mineralizações de Estanho, Berílio e Cobre do Granito Serra Branca, Cavalcante-GO*, Brasília. 82 p. (Dissertação de Mestrado, UnB).
- ANDRADE, G.F. & DANNI, J.C.M. 1978. As mineralizações de estanho, berílio e cobre do Granito Serra Branca, Cavalcante-GO. In: CONG. BRAS. GEOL., 30. Recife, 1978. 4a. flw... Recife, SBG v. 6, p. 2579-2593.
- BOTELHO, N. F. 1984. *O Granito Pedra Branca (Goiás) e as Mineralizações de Estanho Associadas*. Brasília. 258 p. (Dissertação de Mestrado, UnB).
- BOTELHO, N.F. & MARINI, O.J. 1984. Petrografia, petroquímica e transformações tardi/pós-magmáticas do Granito Estanífero da Pedra Branca (Goiás). In: CONG. BRAS. GEOL., 33. Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG. v. 6, p. 2935-2949.
- BOTELHO, N.F. & MARINI, O.J. 1985. As Mineralizações de estanho do Granito Pedra Branca-Goiá. In: SIMP. GEOL. CENTRO-OESTE, 2. Goiânia, 1985. 4a. flw... Goiânia, SBG/NCO. p. 107-119.
- BUMA, G.; FREY, F.A.; WANES, D.R. 1971. New England granites: trace element evidence regarding their origin and differentiation. *Contr. Mineral. Petrol.*, 31:300-320.
- COCHERIE, A. 1978. *Geochimie de ferres rares dans les granitoides*. Rennes. 207 p. (These 3eme cycle, Université de Rennes).
- COCHERIE, A. 1984. Interaction manteau-croûte: son rôle dans la genèse d'associations plutoniques calco-alcalines, contraintes géochimiques (éléments en traces et isotopes du strontium et de l'oxygène). *Documents du BRGM*, 90:246 p.
- COCHERIE, A. & CARPENTER, M. 1979. Comportement géochimique des terres rares dans le Trondhjemit de Douarnenez: implications pétrogénétiques. *Bull. BRGM*, 4(2):337-347.
- COELHO, C.V.P. & MARINI, O.J. 1986. Assinaturas em Elementos Terras Raras em rochas ígneas da região do Granito Carambeí-PR. In: CONG. BRAS. GEOL., 34. Goiânia, 1986. *Anais...* Goiânia, SBG. v. 3, p. 1311-1321.
- COLLINS, W.J.; BEAMS, S.D.; WHITE, A.J.R.; CHAPPEL, B.W. 1982. Nature and origin of A type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 80:189-200.
- CULLERS, R.L. & GRAF, J.L. 1974. Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: intermediate and silicic rock-ore petrogenesis. In: HENDERSON, P. ed. *Rare Earth Element Geochemistry*. Amsterdam, Elsevier. p. 275-316.
- DALL'AGNOL, R.; SCHUCKMANN, W.K.; BASEI, J.A.S.; SCHELLER, T. 1983. Novos dados geocronológicos e estudo de elementos traços de máfios graníticos anarogênicos da Amazônia Oriental, Estado do Pará (Brasil). In: IMP. AMAZ. Manaus, 1983. *Atas...* Manaus, MME/DNPM. p. 59-74.
- DUTRA, C.V. 1984. Método para determinação de traços e sub-traços de terras-raras ou rochas por espectrometria de plasma (ICP)-aplicação em petrogênese. In: CONG. BRAS. GEOL., 33. Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG. v. 6, p. 4792-4809.
- DUTRA, C.V. 1989. Geoquímica analítica dos Elementos Terras Raras - aplicação da espectrometria de plasma - ICP. In: FORMOSO, H.L.L.; NANDI, L.S.; HARTMANN, L. coord., *Geoquímica dos Elementos Terras Raras no Brasil*. Rio de Janeiro, CPRM/DNPM/SBGq. p. 7-14.
- EMMERMANN, R.; DAIEVA, L.; SCHNEIDER, J. 1975. Petrologic significance of rare earths distribution in granites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 52:267-283.
- EVERSEN, N.M.; HAMILTON, P.J.; O'NIONS, R.K. 1978. Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42:1199-1212.
- FIGUEIREDO, M.C.H. 1985. Introdução à geoquímica dos Elementos Terras Raras. *Boi. IG. USP*, 16:15-31. (Série Científica).
- FLYNN, R.T. & BURNHAM, C. W. 1978. An experimental determination of rare earth partition coefficients between a chloride containing vapor phase and silicate melts. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42:685-701.
- FOURCADE, S. 1981. *Géochimie des granitoides*. Paris. 189 p. (These d'Etat, Université Paris VII).
- HERRMANN, A.G. 1970. In: WEDEPOHL, K.H. ed. *Handbook of Geochemistry*, 1/5. Berlin, Springer-Verlag. p. 57-71.
- HILDRETH, W. 1979. The Bishop Tuff evidence for the origin of compositional zonation in silicic magma chambers. *Geol. Soc. Amer.* 180:45-75. (*Sp. Paper*).
- HUDSON, T.E. & ARTH, J.G. 1983. Tin granites of Seward Peninsula, Alaska. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94:768-790.
- IMEOKPARIA, E.G. 1983. Geochemical aspects of the evolution and mineralization of the Amo Younger Granite Complex (Northern Nigeria). *Chem. Geol.*, 40:293-312.
- KERRICH, R. & FREYER, B.P. 1979. Archean precious-metal hydrothermal systems, Dome Mine, Abitibi greenstone belt II. REE and oxygen isotope relations. *Can. J. Earth. Sci.*, 16:440-458.
- Le BEL, L. 1984. Are REE signatures a suitable tool for Sn-W and associated metals granites prospection? Extended Abstract at the First Meeting of the CEE contact group. (Inédito).
- Le BEL, L.; COCHERIE, A.; ROSSI, Ph. 1983. *Evolution des granitoides et phase fluide* Compte Rendu de fin d'étude, G.I.S. - B.R.G.M./C.G.R.S./C.M.S.C.M., Orléans, França, 32p. (Inédito).
- Le BEL, L. & LAVAL, M. 1986. Felsic plutonism in the Al Amar-Idas area, Kingdom of Saudi Arabia. *J. Afr. Earth Sci.*, 4:87-98.
- Le BEL, L.; YI-DOU, L.; SHENG, J. 1984. Granitic evolution of the Xihuashan-Dangping (Jiangxi, China) tungsten-bearing system. *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, 33:149-161.

- MACAMBIRA, J. B. 1983. *Ambiente geológico e mineralizações associadas ao Granito Serra Dourada (extremidade meridional) - Goiás. Belém*. 132 p. (Dissertação de Mestrado, UFPA).
- MARINI, O. J. & BOTELHO, N. F. 1986. A Província de Granitos Estaníferos de Goiás. *teve. Bros. Geoc.*, 16(1):119-131.
- MARINI, O. J.; BOTELHO, N. F.; MACAMBIRA, M. J. B.; PROVOST, A. 1985. Idade do Granito Pedra Branca (Goiás) e possíveis implicações geotectônicas. In: SIMP. GEOL. CENTRO-OESTE, 2. Goiânia. Itas... Goiânia, SBG/CO. p. 90-106.
- MARINI, O. J.; FUCK, R. A.; DARDENNE, M. A.; DANNI, J. C. M. 1984. Província Tocantins: setores central e sudeste. In: ALMEIDA, F. F. M. & HASUY, Y. coord. *O Precambriano do Brasil*, São Paulo, Edgard Blücher. p. 205-264.
- MARINI, O. J.; FUCK, R. A.; FIGUEIREDO, A. N. 1976. *Projeto São Félix*. Brasília, Convênio FUB/ELETRONORTE, 125 p. (Relatório Final).
- MASUDA, A.; NAKAMURA, N.; TANAKA, T. 1973. Fine structures of mutually normalized rare earth patterns of chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37:335-350.
- MCCARTHY, T. S. & HARTY, R. A. 1976. Trace element distribution pattern and their relationship to the crystallization of granitic melts. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40:1351-1358.
- McLENNAN, S. M. & TAYLOR, S. R. 1978. Rare Earth element mobility associated with uranium mineralization. *Nature*, 282:247-250.
- MICHARD, A.; ALBAREDE, F.; MICHARD, G.; MINSTER, J. F.; CHARLOU, J. L. 1988. Rare earth elements and uranium in high temperature solutions from East Pacific Rise hydrothermal vent field (13°N). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 93:795-797.
- MILLER, C. F. & MITCHELL, D. T. 1982. Depletion of light rare earth elements in felsic magma. *Geology*, 10:129-133.
- MONTALVAO, R. G. M. & BEZERRA, P. E. L. 1981. Características geoquímicas do Granito (mineralizado) da Serra Branca. In: SIMP. GEOL. CENTRO-OESTE, 1. Goiânia, 1981. *Atas...* Goiânia, SBG/CO. p. 581-605.
- NESBITT, H. W. 1979. Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite. *Nature*, 279:206-210.
- OLADE, M. A. 1980. Geochemical characteristics of tin-bearing and tin-barren granites, Northern Nigeria. *Econ. Geol.*, 75:71-82.
- PIMENTEL, M. M.; HEAMAN, L.; FUCK, R. A.; MARINI, O. J. 1991. U-Pb zircon geochronology of Precambrian tin-bearing continental-type acid magmatism in central Brazil. *Prec. Research*, 52:321-335.
- PLIMER, I. R. 1983. *The Geology of Tin and Tungsten Deposits*. Leoben, Inst. Mineral. Petrol./Mining University. (Advanced course). 212p. (Inédito).
- REIS, J. M., Neto 1983. Evolução Geotectônica da Bacia do Alto Tocantins, Goiás. São Paulo. 98 p. (Dissertação de Mestrado, IG/USP).
- ROSSI, Ph.; CHOCHERIE, A.; MEYER, G.; FOUILLAC, A. M.; AUTRAN, A. 1988. Metallogenic W and Sn granites: genesis and main distinguishing features. In: BOISSONNAS, J. & OMENETTO, P. eds. *Mineral Deposits Within European Community*. Berlin, Springer Verlag. p. 3-28.
- SHAW, H. R.; SMITH, R. L.; HILDRETH, W. 1976. Thermogravitational mechanisms for chemical variation in zoned magma chambers. *Geol. Soc. Am.* 8:1102. (Abstracts with program).
- SCHOTT, J. 1973. *Contribution à l'étude de la thermodiffusion dans les milieux poreux. Application aux possibilités de concentrations naturelles*. Toulouse. 198 p. (These d'Etat, Université Paul Sabatier).
- SIAL, A. N. & McREATH, I. 1984. *Petrologia ignea*. v. 1. SBG/CNPq. 181 p.
- STEMPROK, M. 1979. Mineralized granites and their origin. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 43:20-24.
- TAUSON, L. V. & KOSLOV, V. D. 1973. Distribution functions and ratios of trace element concentrations as estimators of the ore-bearing potential of granites. In: JONES, M. ed. *Geochemical Exploration*. London, Inst. Min. Metall. p. 37-44.
- TAYLOR, S. R. 1965. The applications of trace element data to problems in petrology. In: AHRENS, C. A.; RANKAMA, K.; RUNCORN, S. K. eds. *Physics and chemistry of the earth*, 6:133-213.
- TAYLOR, R. G. 1979. *Geology of Tin Deposits*. Amsterdam, Elsevier. 543 p.
- TAYLOR, R. P. & FRYER, S. P. 1980. Rare earth element geochemistry as an aid to interpreting hydrothermal ore deposits. In: EVANS, A. M. ed. *Metallization Associated with Acid Magmatism*. Amsterdam, Elsevier. p. 357-365.
- TAYLOR, R. P. & FRYER, B. J. 1983. Rare earth element lithogeochemistry of granitoid mineral deposits. *CIM Bull.*, 76:74-84.
- TURPIN, L.; MARUEJOL, P.; CUNNEY, M. 1988. U-Pb, Rb-Sr and Sm-Nd chronology of granite basement, hydrothermal albitites and uranium mineralization (Lagoa Real, south Bahia, Brazil). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 98:139-147.
- WENDLAND, R. F. & HARRISON, W. J. 1979. Rare earth partitioning between immiscible carbonate and silicate liquids and CO₂ vapor: results and implications for the formation of light rare earth enriched rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69:409-419.
- WHITE, A. J. R. & CHAPPELL, B. W. 1977. Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics*, 43:1-22.

MANUSCRITO A676

Recebido em 5 de outubro de 1990

Revisão do autor em 15 de janeiro de 1992

Revisão aceita em 28 de janeiro de 1992