PETROLOGIA MAGNÉTICA DO GRANITO SÃO JORGE ANTIGO, PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS

MARCO AURÉLIO BENEVIDES MAIA FIGUEIREDO, ROBERTO DALL'AGNOL,
CLÁUDIO NERY LAMARÃO & DAVIS CARVALHO DE OLIVEIRA

Abstract *MAGNETIC PETROLOGY OF THE OLDER SÃO JORGE GRANITE, TAPAJÓS GOLD PROVINCE* The Paleoproterozoic Older São Jorge Granite is a high-K calc-alkaline, magnetite-series granite of the Tapajós Gold Province. The different facies of the pluton display titanomagnetite and individual ilmenite as primary magmatic phases. These minerals generated, respectively, magnetite-ilmenite and ilmenite-hematite intergrowths during the subsolidus stage. Magnetite was later altered in different degrees to martite; ilmenite was sometimes severely oxidized and replaced by assemblages dominated by titanite and rutile. There is a good correlation between magnetic susceptibility (MS) and magmatic differentiation of the facies forming the pluton. MS decreases from biotite-amphibole quartz monzodiorites to amphibole-biotite monzogranites and, finally, to biotite leucogranites. Opaque minerals, amphibole, total mafic, biotite, and titanite modal contents show a positive correlation with MS. Chlorite and MS display a negative correlation in the leucogranites. High MS, significant modal contents of magnetite, and the magmatic assemblage quartz-magnetite-titanite demonstrate that the Older São Jorge Granite evolved in relatively oxidizing conditions estimated as situated near those of the HITMQ buffer and a little above those of the NNO buffer. The general characteristics of the Older São Jorge granite indicate that it has a good metallogenic potential for gold and sulfide deposits.

Keywords: granitoids, magnetic susceptibility, magnetic petrology, magnetite, ilmenite.

Resumo O Granito São Jorge Antigo é um granito calcico-alcalino alto-K paleoproterozóico da série magnetita, da Província Aurífera do Tapajós. As diferentes fácies do corpo possuem titanomagnetita e ilmenita individual como fases magmáticas primárias. Estes minerais geraram, respectivamente, intercrescimentos de magnetita-ilmenita e ilmenita-hematita durante o estágio *subsolidus*. A magnetita foi posteriormente alterada em diferentes intensidades para martita; a ilmenita foi por vezes profundamente oxidada e substituída por associações complexas onde predominam titanita e rutilo. Há uma boa correlação entre a suscetibilidade magnética (SM) e a sequência de diferenciação magmática das fácies que formam o corpo. A SM decresce dos biotita-anfibólio-quartzo-monzodioritos para os anfibólio-biotita-monzogranitos e, finalmente, para os biotita-leucogranitos. Os conteúdos modais de minerais opacos, anfibólio, total de máficos, biotita e titanita mostram uma correlação positiva com a SM. Há uma correlação negativa entre conteúdo modal de clorita e SM nos leucogranitos. A SM elevada, os conteúdos modais significativos de magnetita e a associação magmática contendo quartzo-magnetita-titanita demonstram que o Granito São Jorge Antigo formou-se em condições relativamente oxidantes, situadas próximas daquelas do tampão HITMQ e um pouco acima das do tampão NNO. As características gerais do Granito São Jorge Antigo indicam que ele possui potencial metalogénico para gerar depósitos de ouro e sulfetos.

Palavras-chave: granitóides, suscetibilidade magnética, petrologia magnética, magnetita, ilmenita.

INTRODUÇÃO A petrologia magnética é uma extensão da petrologia que integra o estudo das propriedades magnéticas com a petrologia convencional (Wasilewski & Warner 1988, Frost 1991). Esta linha de pesquisa vem fornecendo importantes contribuições para a consolidação do conhecimento dos minerais óxidos de Fe e Ti, em trabalhos de cunho petrológico (Flaschen & Osborn 1957, Akimoto *et al.* 1958, Balsley & Buddington 1958, Verhoogen 1962, Buddington & Lindsley 1964, Carmichael 1967, Czamanske & Mihálik 1972, Haggerty 1981, Dall'Agnol *et al.* 1997), geofísico (Kobayashi 1959, Watkins 1967, Irving 1979, Grant 1985), metalogénico (Ishihara 1981, Hatori 1987), estratigráfico (Collinson 1983) e estrutural (Archanjo 1996).

Na região Amazônica diversos trabalhos nesta linha de pesquisa (Magalhães & Dall'Agnol 1992, Magalhães *et al.* 1994, Figueiredo *et al.* 1999, Figueiredo 1999) vem sendo desenvolvi-

dos sistematicamente pelo Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides (GPPG) da Universidade Federal do Pará. O GPPG tem concentrado suas atividades em rochas graníticas do sudeste do Pará, no Cráton Amazônico, com o intuito de estabelecer as relações entre o comportamento magnético e os aspectos geoquímicos e petrológicos dessas rochas, e contribuir para a definição de determinados parâmetros de cristalização, entre os quais se destaca a fugacidade de oxigênio (fO_2). Os resultados alcançados nesse tipo de estudo estimularam a aplicação dessa metodologia em rochas graníticas de outras regiões do cráton, entre as quais se inclui a Província Aurífera do Tapajós. Esta Província caracteriza-se por um extenso magmatismo paleoproterozóico (Klein & Vasques 2000, Lamarão *et al.* 2002), por vezes mineralizado, o qual ainda não foi estudado em termos de suas propriedades magnéticas. Em razão disso e da disponibilidade de informações geológi-

cas e petrográficas sobre o Granito São Jorge Antigo, com idade de cerca de 1980 Ma (Pb-Pb em zircão, 1981 ± 2 e 1983 ± 8 Ma; Lamarão *et al.* 2002), optou-se pelo desenvolvimento de um estudo de petrologia magnética do mesmo, em função do seu interesse petrológico e metalogenético.

ASPECTOS GEOLÓGICOS E PETROGRÁFICOS O Granito São Jorge Antigo (Gsja) é um dos principais granitóides da região de Vila Riozinho, Província Aurífera do Tapajós (Fig. 1). Esse corpo é heterogêneo e sua porção mais antiga é correlacionada com a Suíte Creporizão (Ricci *et al.* 1999, Klein & Vasquez 2000, Vasquez *et al.* 2002). Ele intrude a Formação Vila Riozinho (andesitos basálticos, traqui-andesitos, traquitos e riolitos subordinados; Lamarão 2001), com idade Pb-Pb em zircão de 1998 ± 3 Ma (Lamarão *et al.* 2002), a qual era anteriormente enquadrada no Grupo Iriri (Supergrupo Uatumã). Há diversas ocorrências de granito pórfiro de idade indefinida, associados espacialmente ao corpo São Jorge (Fig. 1). Na cava do garimpo São Jorge, em subsuperfície, e em domínios localizados da porção sul do corpo foi identificado um granito petrograficamente similar aos granitóides dominantes no corpo, porém significativamente mais jovem (Lamarão *et al.* 2002, Lamarão & Dall'Agnol 2002). Para distinguir ambos granitóides, Lamarão *et al.* (2002) adota as designações informais de Granito São Jorge Antigo, para os dominantes no corpo, e Granito São Jorge Jovem para englobar os da zona mineralizada e os geoquimicamente similares a eles expostos em superfície (Fig. 1). No presente trabalho serão discutidos apenas os dados referentes ao Granito São Jorge Antigo.

A porção norte do plúton São Jorge, que corresponde essencialmente ao Granito São Jorge Antigo, é constituída por uma série expandida a base de monzodioritos, quartzo-monzodioritos, quartzo-monzonitos, monzogranitos, quartzo-sienitos e leucomonzon/sienogranitos. As composições modais destas rochas dispõem-se em diagrama QAP segundo a série cálcio-alcálica granodiorítica (Lameyre & Bowden 1982). Os termos mais máficos afloram nas bordas e a fácies mais evoluída na parte central do corpo, sugerindo a existência de um zoneamento composicional. Dados geoquímicos (Lamarão *et al.* 2002, Lamarão & Dall'Agnol 2002) revelam que os biotita-leucogranitos da porção central, embora mineralogicamente similares aos da porção sul, são mais evoluídos. Morfológicamente, os granitóides afloram como pequenos lajeados no leito de drenagens, como pequenos morrotes abaulados ou, de forma mais restrita, como baixas serras alongadas. Na parte central do corpo, onde foi identificado em subsuperfície o Granito São Jorge Jovem, localiza-se o garimpo São Jorge, alvo de pesquisas para ouro da empresa Rio Tinto Desenvolvidos Minerais (RTDM). Este domínio está intensamente fraturado e hidrotermalizado.

Os monzodioritos e quartzo-monzodioritos têm textura granular média a grossa e são constituídos por plagioclásio e anfibólio com feldspato alcalino, biotita e quartzo subordinados, com opacos, titanita e epidoto como principais acessórios. Os hornblenda-biotita-quartzo-monzonitos a monzogranitos possuem textura granular média a grossa e são constituídos por plagioclásio, feldspato potássico e quartzo. Os minerais máficos formam agregados e suas proporções modais variam entre 7 e 12%, sendo a biotita mais abundante que o anfibólio (Lamarão 2001). Em lâmina delgada, as rochas desta fácies têm textura granular hipidiomórfica e os principais minerais acessórios são opacos, titanita, zircão, apatita e, raramente, alanita. A hornblenda ocorre em cristais euédricos a subédricos, transformados em diferentes intensidades para agregados de biotita ou clorita, epidoto e titanita. Em

Granito São Jorge Antigo

BLMZG/SG - porção central
BLMZG/SG - porção sul
ABQS a ABMZG
BAMD a BAQMD

Formação Vila Riozinho
Granito pórfiro
Andesito - Dacito
Granito São Jorge Jovem
Depósito São Jorge

A = anfibólio; B = biotita; L = leuco; MZG = monzogranito; SG = sienogranito; MD = monzodiorito; Q = quartzo; M = monzonito; S = sienito.

Figura 1 - Mapa geológico da porção norte do Granito São Jorge Antigo, região de Vila Riozinho, Província Aurífera do Tapajós (segundo Lamarão 2001, modificado).

muitas rochas, o anfibólio está inteiramente pseudomorfizado. A biotita primária ocorre em lamelas subédricas com granulação média, muitas vezes alteradas para clorita, titanita e epidoto. A titanita primária ocorre em cristais prismáticos ou losangulares, euédricos a subédricos. Também são comuns, grãos anédricos de titanita secundária, oriunda da transformação de hornblenda e biotita. Os minerais opacos, representados em sua maioria por magnetita e ilmenita, serão discutidos em detalhe adiante.

Os biotita-leucomonzogranitos a leuco-sienogranitos exibem granulação média e, comparados às demais fácies, possuem conteúdos modais mais elevados de feldspato alcalino, baixos do total de máficos (< 5%), são geralmente desprovidos de anfibólio e contêm plagioclásio mais sódico ($An < 20$). Titanita e opacos são os acessórios primários mais importantes (Lamarão 2001).

MÉTODOS DE TRABALHO Após o estudo petrográfico, amostras representativas de cada fácies foram selecionadas para a avaliação do seu comportamento magnético. As medidas de suscetibilidade magnética (SM) foram efetuadas com o suscetibilímetro SI-1 (SAPHIRE INSTRUMENTS), no Laboratório de Petrologia Magnética (LPM) do Centro de Geociências da UFPA, utilizando bobina plana. Os valores obtidos com este sensor

foram confrontados com padrões fornecidos pelo IAG-USP, em que foram efetuadas medidas com bobina cilíndrica em dois tipos diferentes de equipamentos e posteriormente com a bobina plana do LPM. Foi introduzido um fator de correção para compensar o menor volume medido no caso da bobina plana em comparação com as medidas efetuadas em bobinas cilíndricas, multiplicando-se os valores fornecidos pela bobina plana por um fator de 1,7, assumido como valor de correção médio para a faixa de SM das amostras estudadas. O tratamento dos dados magnéticos foi realizado com emprego do programa *statgraphics* versão 5.0, a partir da elaboração de diagrama e histograma de frequência e diagrama de probabilidade. Este último serviu de base para a discriminação das populações por tornar mais clara a separação de grupos com características magnéticas diferentes.

O estudo minerográfico, que visou caracterizar as associações e as texturas dos óxidos de Fe e Ti e compreender o papel desses minerais na evolução dos corpos estudados, foi elaborado inicialmente com base em exame microscópico em luz refletida e transmitida de lâminas polidas, das principais fácies do granito estudado. O estudo foi complementado com a observações em microscópio eletrônico de varredura (MEV) do Laboratório de Caracterização Tecnológica da Escola Politécnica da Universidade de São Paulo. Com auxílio do MEV foram confirmados os óxidos de Fe e Ti presentes (EDS) e observadas as texturas e fases envolvidas nos processos de alteração destes minerais.

SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA (SM) A suscetibilidade magnética (SM) do Granito São Jorge Antigo varia de $3,5521 \times 10^{-3}$ a $35,6813 \times 10^{-3}$ SI (Tabela 1) com média de $13,9979 \times 10^{-3}$ SI. Os valores de SM são expressos em unidades de volume – SI v – ao longo de todo o presente trabalho. A análise dos dados de SM, a partir de histograma e polígono de frequência (Figs. 2a e b), revela que a distribuição do conjunto de amostras é claramente unimodal, com o máximo situando-se próximo do valor médio de SM. Os valores de SM mostram um espalhamento discreto, a maioria concentrando-se no intervalo entre log -1,6 e -2,1 (SI). Estes dados, quando lançados no gráfico de probabilidade normal (Fig. 2c), possibilitaram a separação de quatro populações, designadas de A, B, C e D, com diferentes características magnéticas. Estas populações são definidas a partir de segmentos de reta com diferentes inclinações que unem grupos de amostras alinhadas segundo esses mesmos segmentos.

A população A, formada por amostras fracamente magnéticas, apresenta valores de SM situados no intervalo de $3,5521 \times 10^{-3}$ a $8,3823 \times 10^{-3}$ SI (Tabela 1) com valor médio de $7,2832 \times 10^{-3}$ SI. Essa população engloba aproximadamente 25% das amostras estudadas e caracteriza-se por conter apenas amostras das duas fácies de biotita-leucomonzogranito, tanto da porção central (BLMZG_c), quanto da porção sul (BLMZG_s) do corpo (Tabela 1; Fig. 1).

A população B, representada por 21% das amostras estudadas, apresenta valores de SM de $9,0436$ a $11,0441 \times 10^{-3}$ SI (Tab. 1) com média de $10,1226 \times 10^{-3}$ SI. Esta população é um pouco mais heterogênea, englobando predominantemente amostras das fácies biotita-leucomonzogranito das porções central e sul do corpo, acompanhadas por uma única amostra de anfibólio-biotita-monzogranito.

A população C, composta por cerca de 21% das amostras, apresenta valor médio de SM de $13,6215 \times 10^{-3}$ SI e valores de SM que se situam no intervalo de $12,3369$ a $14,6232 \times 10^{-3}$ SI. Esta população engloba amostras relativamente ricas em opacos da fácies biotita-leucomonzogranito a sienogranito da porção sul,

Tabela 1 - Dados de suscetibilidade magnética do Granito São Jorge Antigo

População	Amostras	K (SI) x 10 ⁻³	Fácies	Log K	% Opacos	% Média de Opacos
D	RCR 58 (*)	35,6813	BAQMD	-1.447559	1,8	1,35
	RCR 78 (*)	27,1048	ABQS	-1.566954	1,3	
	RCR 73B	23,2645	ABMZG	-1.633306	1,0	
	RCR 27 (*)	23,0384	ABMZG	-1.637548	-	
	RCR 36A	21,9980	ABMZG	-1.657617	-	
	RCR 73C	21,0222	ABMZG	-1.677322	-	
	RCR 67B	18,9686	ABMZG	-1.721965	1,7	
	RCR 73	17,5491	ABMZG	-1.755745	0,6	
	RCR 65B	16,5011	ABMZG	-1.782487	1,2	
	RCR 32	16,3314	ABQS	-1.786977	1,4	
	RCR 28	15,9968	ABMZG	-1.795967	1,8	
C	RCR 64A	14,6232	ABMZG	-1.834958	0,8	1,08
	RCR 73A	14,1960	ABMZG	-1.847834	1,0	
	RCR 74	13,8795	BLMZG _s	-1.857626	1,3	
	RCR 30	13,8735	BSG _s	-1.857814	1,2	
	RCR 68A (*)	13,3656	BLMZG _s	-1.874012	1,1	
	RCR 79A	13,0757	BLMZG _s	-1.883535	-	
	RCR 79B	12,3369	BLMZG _s	-1.908794	1,1	
B	RCR 25A	11,0441	BLMZG _s	-1.956870	0,2	0,60
	RCR 65A	10,8569	ABMZG	-1.964294	0,7	
	RCR 25E	10,7710	BMZG _s	-1.967744	0,7	
	RCR 75	9,9957	BLMZG _c	-2.000187	0,7	
	RCR 64B	9,9056	BLMZG _s	-2.004119	0,5	
	RCR 63A	9,2415	BLMZG _s	-2.034258	0,9	
	RCR 1A	9,0436	BLMZG _c	-2.043659	0,5	
A	RCR 31	8,3823	BLMZG _s	-2.076637	0,9	0,77
	RCR 69	8,3538	BLMZG _s	-2.078116	0,9	
	RCR 1B	8,0557	BLMZG _c	-2.093897	0,3	
	RCR 85	7,8783	BLMZG _c	-2.103567	1,2	
	RCR 76	7,8400	BLMZG _s	-2.105684	0,8	
	RCR 63B	7,5542	BLMZG _s	-2.121812	0,4	
	RCR 2A	6,6495	BLMZG _c	-2.177211	1,1	
	RCR 71	3,5521	BLMZG _s	-2.449515	0,6	

K (SI): valor médio de SM no Sistema Internacional; B = Biotita; A = Anfibólio; QMD = Quartz-Monzodiorito; QS = Quartz-Sienito; SG = Sienogranito; MZG = Monzogranito; L = Leuco; s = porção sul; c = porção central; (*): amostras com lâmina polida.

acompanhadas por amostras da fácies anfibólio-biotita-monzogranito com conteúdos de opacos inferiores à média da população D. Caracteriza-se por representar a transição entre a fácies mais rica em ferromagnesianos, menos evoluída em termos de diferenciação magmática (população D), e as fácies mais pobres em máficos (populações A e B), oriundas de líquidos mais evoluídos (Lamarão 2001).

As amostras da fácies biotita-monzogranito a sienogranito desta população distribuem-se ao longo da BR-163 e possuem conteúdos modais de opacos (média de 1,18%; Tabela 1), superiores aos dos demais leucogranitos das populações A (0,77%) e B (0,60%). Isto revela que os leucomonzogranitos de um mesmo grupo geoquímico apresentam heterogeneidades no seu conteúdo modal de opacos, que se refletem no comportamento de SM.

Os leucomonzogranitos da porção central do corpo ocorrem apenas nas populações A e na porção inferior da B (Tab. 1), o que é coerente com seu caráter geoquímico mais evoluído que o dos leucomonzogranitos da porção sul (Lamarão 2001). Os conteúdos modais de opacos das populações A e B são similares, porém estas mostram um claro contraste de SM. Isto reflete variações na intensidade da martitização da magnetita, mais pronunciada na população A, como adiante discutido.

A população D, com cerca de 33% dos dados, representa as amostras mais magnéticas do granito, cuja SM situa-se no inter-

Figura 2 - a) Histograma; b) polígono de frequência; c) gráfico de probabilidade normal dos dados de suscetibilidade magnética do Granito São Jorge Antigo. Siglas conforme fig. 1.

valo de $15,9968$ a $35,6813 \times 10^{-3}$ SI, com média de $21,5869 \times 10^{-3}$ SI. Esta população é caracterizada por amostras das fácies anfibólio-biotita-monzogranito e quartzo-sienito, acompanhadas pela única amostra de biotita-anfibólio-quartzo-monzodiorito, variedade menos evoluída do corpo. Representa, assim, um grupo homogêneo que engloba as rochas menos evoluídas do conjunto estudado. A única amostra de anfibólio-biotita-monzogranito da população B tem conteúdo modal de minerais opacos nitidamente inferior ao valor médio desta fácies, justificando o seu comportamento magnético.

Um mapa de variação de SM (Fig. 3) que relaciona a distribuição das diferentes fácies com as populações estabelecidas (Fig. 2c), permite visualizar a distribuição geral de SM no maciço. No mapa, observa-se uma concentração dos valores mais elevados de SM, correspondentes às fácies anfibólio-biotita-monzogranito e biotita-anfibólio-quartzo-monzodiorito no norte do corpo, próximo de Vila Riozinho, e nas porções centro-leste e sul da área. Por sua vez, os menores valores de SM (fácies biotita-leucomonzogranito das porções central e sul; população A) concentram-se principalmente na região em torno da cava do garimpo São Jorge (biotita-leucomonzogranito do centro) e se estendem para a porção sudeste do corpo (biotita-leucomonzogranito do sul). Valores intermediários de SM, fornecidos igualmente

pelas fácies biotita-leucomonzogranito do centro e sul (populações C e B), foram obtidos em amostras coletadas ao longo da BR-163, no centro e sudeste do maciço (Fig. 3).

MINERALOGIA E TEXTURA DOS MINERAIS ÓXIDOS DE Fe e Ti

O Granito São Jorge Antigo tem conteúdos modais expressivos de magnetita (Mt), com ilmenita (Ilm), e subordinadamente hematita (Hm), grãos esparsos de pirita e, raramente, calcopirita. em geral, estes minerais ocorrem em agregados, inclusos ou associados aos minerais ferromagnesianos ou disseminados nos feldspatos. As fácies de granito possuem muitas analogias mineralógicas em termos dos minerais opacos. Há, entretanto, variações nos conteúdos modais e, principalmente, nas suas feições. As últimas refletem, entre outros aspectos, contrastes na intensidade da alteração (Figueiredo *et al.* 1999).

Nas fácies mais ricas em ferromagnesianos, menos evoluídas, a magnetita está, em geral, preservada, sem evidência textural de oxidação (biotita-anfibólio-quartzo-monzodiorito; Fig. 4a), ou alterada apenas incipientemente nas bordas (anfibólio-biotita-monzogranito a quartzo-sienito; Fig. 4b). Nas demais fácies a magnetita está martitizada, o que é mais marcante nas fácies mais pobres em máficos (biotita-leucomonzogranito; Fig. 4c), oriundas de líquidos mais evoluídos. Nestas, por vezes, a martita substitui intensamente a magnetita (biotita-leucomonzogranito; Fig. 4d).

A Ilmenita ocorre em todas as fácies do granito, mas é mais abundante na fácies biotita-anfibólio-quartzo-monzodiorito, onde apresenta igualmente uma maior diversidade textural. Nesta fácies ocorrem as variedades em treliça (Ilm T), composta (Ilm C; Fig. 4e), sanduíche (Ilm S; Fig. 4f), Individual (Ilm I; Figs. 4g, 5), (Buddington & Lindsley 1964, Haggerty 1991) e em manchas (*patch*, Ilm P; Dall'Agnol *et al.* 1997). Nas fácies anfibólio-biotita-monzogranito e quartzo-sienito, a ilmenita ocorre geralmente como ilmenita I ou, localmente, em lamelas esparsas na magnetita (Ilm T). Em geral, os cristais de ilmenita englobam abundantes lamelas de hematita, as quais tendem a se distribuir de modo regular, sob a forma de pequenas lentes sigmoidais, orientadas e descontínuas na ilmenita I hospedeira (Figs. 4h, 6), o que sugere origem por exsolução, a partir da solução sólida ilmenita-hematita do estágio magmático (Buddington & Lindsley 1964, Haggerty 1991). Nas fácies leucograníticas, a ilmenita também ocorre nas variedades I e T, mas é mais escassa. Nos leucogranitos da porção central do corpo, a ilmenita é rara.

Nas fácies anfibólio-biotita-monzogranito e quartzo-sienito, a ilmenita está quase sempre circundada por uma auréola de titanita (Fig. 4h, 6), o que sugere desestabilização ainda no estágio magmático. A escassez de lamelas de ilmenita T na magnetita sugere que a mesma foi re-equilibrada no estágio pós-magmático, pois a titanomagnetita primária deveria necessariamente se transformar em intercrescimentos de magnetita e ilmenita em treliça ao ser afetada por oxi-exsolução (Buddington & Lindsley 1964, Haggerty 1991, Magalhães & Dall'Agnol 1992, Dall'Agnol *et al.* 1997), durante o resfriamento do corpo granítico.

Na fácies biotita-anfibólio-quartzo-monzodiorito, a ilmenita está sempre alterada e pseudomorfoseada (Fig. 4e, f, g), resultando associações complexas de fases de difícil identificação ao microscópio. Entretanto, sob microscópio eletrônico de varredura, os produtos de transformação da ilmenita são titanita e rutilo, com restos localizados de ilmenita (Fig. 5). Isto revela que esta fácies foi submetida a uma oxidação (Haggerty 1991), a qual afetou mais a ilmenita do que a magnetita (cf. Fig. 4e, f) e ocorreu, provavelmente, em condições subsolidus.

Figura 3 - Mapa de amostragem indicando a variação de suscetibilidade magnética (SM) das diferentes fácies do Granito São Jorge Antigo. Os símbolos indicam as fácies e as tonalidades as populações de SM. Siglas conforme figura 1.

DISCUSSÕES Relações entre suscetibilidade magnética e fácies

Há boa correlação entre os dados de suscetibilidade magnética (SM) e a evolução magmática do Granito São Jorge Antigo (Lamarão 2001). Os valores mais altos de SM relacionam-se às fácies menos evoluídas da diferenciação magmática, enquanto os mais baixos são, em geral, representados pelas fácies formadas a partir de líquidos mais evoluídos.

As variedades petrográficas estão bem representadas nas amostras estudadas, exceto o biotita-anfibólio-quartzo-monzo-diorito, no qual realizaram-se medidas em apenas uma amostra, devido ao reduzido número de amostras disponível, reflexo da pequena extensão areal desta fácies (Fig. 1). A amostra situa-se na população D (Tab. 1) juntamente com a maioria das amostras da fácies anfibólio-biotita-monzogranito a quartzo-sienito. Distingue-se, entretanto, das amostras da última fácies, pelas proporções maiores de minerais opacos, associados principalmente ao anfibólio. Isto se reflete no valor de SM, que é cerca de 25% mais elevado que o valor máximo da fácies anfibólio-biotita-monzo-granito a quartzo-sienito. Contudo, o valor de SM da mesma deve ser representativo, pois é coerente com os altos conteúdos modais de minerais opacos e máficos e ao seu caráter menos evoluído.

Os anfibólio-biotita-monzogranitos concentram-se na população D, onde ocorrem os maiores valores de SM, e na porção superior da população C. A única amostra situada na população B apresenta conteúdo de opacos bem inferior ao valor médio das amostras da população D (Tab. 1).

Os biotita-leucomonzogranitos a leuco-sienogranitos apresen-

tam uma ampla distribuição (Fig. 2a). A população C é formada predominantemente por biotita-leucomonzo a sienogranitos da porção sul do corpo, englobando as amostras com os mais elevados conteúdos modais de opacos (Tab. 1). Cabe destacar também que os leucomonzogranitos da porção sul do corpo são geoquimicamente menos evoluídos que os da porção central (Lamarão 2001), o que sugere uma relação entre o grau de diferenciação e variação de SM. Entretanto, as populações B e A são formadas essencialmente por biotita-leucomonzogranitos oriundos dos domínios central e sul. Isto mostra que outros fatores, além do grau de diferenciação, influem nas variações de SM observadas. Os mais baixos valores de SM resultam, em parte, dos baixos conteúdos de minerais opacos, particularmente magnetita, do que a maioria das amostras de biotita-leucogranitos das populações A e B. Porém, devem existir igualmente variações significativas na intensidade da alteração da magnetita, para justificar o comportamento magnético observado.

O histograma de frequência dos dados de SM do corpo São Jorge Antigo, que mostra a distribuição das suas fácies (Fig. 2a) revela, como comentado, que a fácies menos evoluída de biotita-anfibólio-quartzo-monzo-diorito tem valor maior de SM (Tab. 1). As demais fácies são gradualmente menos magnéticas, seguindo o *trend* de sua provável diferenciação magmática (biotita-anfibólio-quartzo-monzo-diorito → anfibólio-biotita-monzogranito → biotita-leucomonzogranito do sul → biotita-leucomonzogranito do centro), definido por Lamarão (2001). Há, portanto, uma boa correlação entre os dados de SM e a provável evolução magmática do Granito

Figura 4 - Fotomicrografias em luz refletida e nicóis paralelos de minerais de Fe e Ti do Granito São Jorge Antigo. a) Cristal hipidiomórfico de magnetita incluído em feldspato (fdp), sem evidência de martitização; b) Cristal hipidiomórfico de magnetita com incipiente martitização revelada pelas lamelas cinza claro; c) cristal de magnetita com desenvolvimento de lamelas de martita (cinza claro) ao longo dos planos de partição da hospedeira; d) Cristal xenomórfico de magnetita com martitização concentrada nas bordas; e) Cristal de magnetita em contato com ilmenita composta (Ilm C), notando-se a corrosão do primeiro e a transformação em ilmenita; f) magnetita corroída com ilmenita em sanduíche (Ilm S). A Ilmenita S é heterogênea, tal como na Ilmenita C; g) Cristal xenomórfico de Ilmenita I. A ilmenita mostra o mesmo aspecto heterogêneo observado nas Ilm S e Ilm C. h) Cristal xenomórfico de ilmenita individual (Ilm I) com lentes sigmoidais orientadas e descontínuas de hematita (cinza claro), evidenciando que o intercrescimento atual resulta da exsolução a partir da solução sólida entre ambos minerais. Notar a substituição da ilmenita por titanita. Siglas conforme Fig. 1.

São Jorge Antigo, com a SM decrescendo das fácies mais ricas para as mais pobres em máficos, ou seja das menos evoluídas para as mais evoluídas. Nota-se, porém, que, embora algumas amostras de leucogranitos da porção sul apresentem valores mais elevados de SM (população C), outras mostram valores similares aos dos leucogranitos da porção central (populações B e A).

Relações entre SM e conteúdo mineral O conteúdo de opacos do Granito São Jorge Antigo é expressivo e, em geral, há uma correlação positiva entre os valores de SM e conteúdos modais de opacos (Fig. 7a), tanto no conjunto das amostras, quanto nas fácies isoladamente. Constata-se, entretanto, que diversas amostras das fácies leucomonzograníticas a sienograníticas apresentam valores de SM relativamente baixos, considerando seus conteúdos modais de opacos. Isto se deve provavelmente a maior intensidade da alteração da magnetita para martita em muitas amostras.

As relações entre SM e máficos (Fig. 7b) são similares, havendo uma nítida correlação positiva no conjunto de amostras. Porém, esta relação é menos clara quando considerada cada fácies separadamente, pois há variações de SM não acompanhadas pelos conteúdos modais de máficos.

A correlação entre SM e conteúdos modais de anfibólio é positiva e consistente (Fig. 7c). Isto se deve ao fato que, além de anfibólio e opacos ocorrerem associados e serem minerais precoces na cristalização no granito, quando o anfibólio está mais preservado, deve ter havido igualmente uma oxidação menos intensa da magnetita, o que evita que processos secundários modifiquem significativamente os valores de SM.

Também se observa uma correlação positiva entre SM e conteúdo modal de biotita (Fig. 7d), porém com maior dispersão de dados, que sugere dois *trends* subparalelos, um envolvendo apenas amostras das fácies leucomonzogranito a sienogranito do sul e anfibólio-biotita- monzogranito e o outro as amostras de todas as fácies.

Também há uma correlação positiva entre SM e titanita (Fig. 7e), embora a amostra da fácies quartzo-monzodiorítica de mais alta SM, apresente baixo conteúdo modal do mineral de titanita e distancie-se do alinhamento geral das demais amostras. Isto pode ser devido à formação desta fácies em temperaturas magmáticas comparativamente mais elevadas que não favoreceriam a cristalização de titanita, a qual requer condições oxidantes, mas a temperaturas inferiores a cerca de 750°C (Dall'Agnol *et al.* 1999).

SM e clorita exibem um comportamento aleatório, no conjunto

Figura 5 - Imagens de elétrons retro-espalhados obtidas em microscópio eletrônico de varredura, acompanhadas de espectros de EDS das principais fases minerais identificadas, mostrando ilmenita intensamente oxidada, transformada em intercrescimento de titanita e rutilo com restos localizados de ilmenita; magnetita associada (RCR-58 = biotita-anfibólio-quartzo-monzodiorito).

Figura 6 - Imagens de elétrons retro-espalhados obtidas em microscópio eletrônico de varredura, acompanhadas de espectros de EDS das principais fases minerais identificadas, mostrando intercrescimento de ilmenita e hematita envolto por titanita; zircão associado (RCR-78 = anfibólio-biotita-quartzo-sienito).

de amostras (Fig. 7f). Entretanto, parte das amostras da fácies ABMZG mostra correlação positiva, o que sugere que a cloritização, por ser pouco intensa considerando o volume de máficos, não foi suficiente para mascarar a assinatura magnética original desta fácies. Por outro lado, nos leucomonzogranitos a sienogranitos a correlação é negativa, o que revela os efeitos mais intensos dos processos secundários sobre os valores de SM destas fácies.

PROCESSOS DE OXIDAÇÃO E PROPRIEDADES MAGNÉTICAS Os minerais óxidos de Fe e Ti portadoras dos componentes TiO_2 , FeO, Fe_2O_3 em rochas magmáticas são fortemente dependentes das condições de oxidação tanto durante o estágio magmático, quanto pós-magmático (Buddington & Lindsley 1964,

Haggerty 1981, Dall'Agnol *et al.* 1997). O processo que leva à transformação da titanomagnetita primária em intercrescimentos de magnetita e ilmenita em treliça, não é simplesmente exsolução, mas envolve oxidação de modo a transformar o componente ulvoespínio da titanomagnetita em ilmenita. Daí ser designado como processo de oxidação-exsolução (Buddington & Lindsley 1964, Haggerty 1981, 1991, Frost 1991, Cap. 14).

Contudo, além de oxidação-exsolução, outros processos de oxidação afetaram as rochas estudadas, como revelam determinadas feições texturais e mineralógicas dos minerais óxidos de Fe e Ti. O fato de a ilmenita ser substituída por intercrescimentos complexos de rutilo e titanita (Figs. 4e,f,g; 5) em diversas rochas estudadas, é evidência de oxidação relativamente tardia e intensa.

Figura 7 - Diagrama das relações, no Granito São Jorge Antigo, entre o comportamento dos valores de suscetibilidade magnética (SM) e os conteúdos modais de: a) opacos; b) total de máficos; c) anfibólio; d) biotita e) titanita e f) clorita. Siglas conforme fig. 1.

Da mesma forma, a formação de martita às expensas da magnetita, mais marcante nas fácies leucograníticas (Fig. 4c,d), comparativamente rica em sílica, é demonstração inequívoca de que os granitos estudados foram afetados por diferentes intensidades de oxidação no estágio subsolidus e desequilibrar a magnetita.

A oxidação, e em menor escala, exsolução e oxi-exsolução, tem implicações importantes para o magnetismo das rochas por afetar diretamente suas propriedades magnéticas. Sobretudo a intensidade da transformação de magnetita em martita deve ser considerada com cuidado, pois implica na substituição do mineral mais fortemente magnético por outro fracamente magnético, reduzindo a suscetibilidade magnética. A sua atuação durante o estágio subsolidus ou hidrotermal resulta em rochas com valores de SM que não representam as condições magmáticas originais, mas modificados em maior ou menor grau. A tendência geral do processo é diminuir sistematicamente os valores de SM com o aumento da intensidade da transformação e isto se reflete claramente nos valores de SM medidos nas fácies mais leucocráticas e mais ricas em sílica do corpo estudado (Tab. 1). Em oposição, nas fácies mais ricas em máficos e mais pobres em sílica (biotita-anfibólio-quartzo-monzodiorito e anfibólio-biotita-monzogranito), os valores mais elevados de SM (Tab. 1) decorrem não somente da maior abundância de magnetita, mas também à ausência de evidência textural de oxidação expressiva. Isto sugere que, durante o estágio hidrotermal, estas fácies foram submetidas a condições de oxidação menos severas.

Um dos prováveis responsáveis pela oxidação mais intensa das fácies de cristalização mais tardia seria a presença de volume maior de voláteis, especialmente de H₂, possivelmente derivado de dissociação de H₂O. Segundo Buddington *et al.* (1963), a variação no grau de oxidação é possível devido à difusão diferencial e à concentração do hidrogênio no magma. Eugster (1959) observou que a taxa de difusão do hidrogênio é muito maior do que a da água ou do oxigênio.

CONDIÇÕES DE fO_2 DURANTE A EVOLUÇÃO DAS ROCHAS ESTUDADAS A partir do trabalho experimental pioneiro de Buddington & Lindsley (1964), aperfeiçoado em estudos posteri-

ores (Spencer & Lindsley 1981, Frost *et al.* 1988, Lindsley & Frost 1992), o geotermômetro e oxibarômetro baseado na composição das soluções sólidas ulvoespínélio-magnetita e ilmenita-hematita, em equilíbrio, tem sido empregado para quantificar as condições de fugacidade de Oxigênio (fO_2) e a temperatura de formação das rochas portadoras de tais minerais. Porém, no granito estudado, além de não se dispor da composição dos minerais óxidos de Fe e Ti, as transformações a que foram submetidos não permitiriam reconstituir as composições dos pares ilmenita-titanomagnetita formados durante o estágio magmático (cf. Dall'Agnol *et al.* 1997). Logo, as estimativas de fO_2 devem se basear em dados indiretos, como, por exemplo, a natureza dos minerais óxidos de Fe e Ti das diversas fácies.

Vários estudos abordam o significado da fO_2 das assembléias de minerais de Fe e Ti em rochas graníticas (Verhoogen 1962, Wones 1966, 1989, Carmichael & Nicholls 1967, Lipman 1971, Czamanske & Wones 1973). Os autores mostram, entre outras, que a paragênese magnetita + titanita primária + quartzo (granitos com magnetita) é indicativa de formação sob condições relativamente oxidantes. Paragêneses semelhantes, formadas no estágio magmático, foram observadas nas diversas fácies do Granito São Jorge Antigo, indicando que suas rochas se originaram de um magma que evoluiu em condições relativamente oxidantes. A associação de magnetita com titanita em todas as fácies demonstra que as condições reinantes durante a cristalização situaram-se entre os tampões HM e FMQ, podendo-se estimar condições de fO_2 próximas às do tampão HITMQ (Wones 1989) e pouco acima das do tampão NNO. Tais condições, relativamente oxidantes, são corroboradas pela presença constante de conteúdos expressivos de magnetita, responsáveis pelos altos valores de SM (Figueiredo 1999), das rochas estudadas.

Carmichael & Nicholls (1967) e Frost & Lindsley (1991) mostram que a cristalização de vulcânicas e plútons cálcio-alcálicos geralmente ocorre em condições de fO_2 relativamente altas, situadas próximo de duas unidades log acima do tampão FMQ. Considerando o caráter cálcio-alcálico alto K do Granito São Jorge Antigo (Lamarão 2001), as condições de fO_2 estimadas são coerentes com as suas características geoquímicas.

As transformações pós-magmáticas dos minerais óxidos de Fe e Ti, como a martitização da magnetita, em particular nas fácies mais leucocráticas, e a substituição da ilmenita por intercrescimentos complexos com rutilo e titanita, sugerem que a fO_2 deva ter crescido, em termos relativos, durante o estágio subsolidus. As associações minerais formadas neste estágio indicam que condições situadas acima das do tampão HM devem ter sido atingidas, pelo menos localmente, para justificar a martitização da magnetita. Este processo de oxidação teria sido favorecido nas fácies mais félsicas, por derivarem de líquidos mais ricos em voláteis. Alteração da magnetita também foi assinalada na Suite Moruya (Whalen & Chappell 1988) e no Complexo Finnmarka (Czamanske & Wones 1973), associações magmáticas igualmente formadas em condições oxidantes.

CONCLUSÕES Os principais minerais óxidos de Fe e Ti formados durante o estágio magmático do Granito São Jorge Antigo foram titanomagnetita (dominante) e ilmenita em cristais individuais. Os cristais de titanomagnetita originais sofreram oxi-exsolução e formaram intercrescimentos de magnetita com ilmenita. Os cristais de ilmenita individual (Ilm I) evoluíram durante o estágio subsolidus para intercrescimentos de ilmenita e hematita. A Ilmenita composta, embora possa teoricamente ser também de origem magmática (Haggerty 1991, Dall' Agnol et al. 1997), difere da ilmenita I por não exibir lamelas de hematita. Isto indica que se formou por migração associada com a oxi-exsolução da titanomagnetita primária (Frost & Lindsley 1991; granulo-oxi-exsolução de Buddington & Lindsley 1964). Os demais tipos texturais de ilmenita (em treliça e em manchas) são, certamente, tardios e relacionados aos processos de oxi-exsolução.

A magnetita resultante de oxi-exsolução foi afetada no estágio subsolidus por oxidação para martita. A intensidade deste processo varia entre as fácies, ou mesmo dentro de uma fácies, podendo ser pouco expressivo ou, em casos extremos, levar à martitização total da magnetita. Os diferentes tipos texturais de ilmenita também se encontram em algumas fácies afetados por oxidação, resultando associações complexas em que dominam titanita e rutilo.

A análise dos dados de SM do Granito São Jorge Antigo permitiu identificar quatro populações (A, B, C e D), com diferentes características magnéticas, as quais possuem boa correlação com a evolução magmática do corpo. Os valores mais altos de SM relacionam-se às fácies menos evoluídas por diferenciação magmática, enquanto os valores mais baixos ocorrem, em geral, nas fácies mais leucocráticas e mais ricas em sílica. A fácies biotita-anfibólio-quartzo-monzodiorito é rica em magnetita, o que explica o valor máximo de SM dentre as fácies estudadas. A fácies anfibólio-biotita-monzogranito a quartzo-sienito concentra-se na população D, de mais alta SM, juntamente com a fácies biotita-anfibólio-

quartzo-monzodiorito. Os biotita-leucomonzogranitos a sienogranitos da porção sul do corpo concentram-se na população C, mas também ocorrem nas populações B e A, associados aos biotita-leucogranitos da sua porção central. Esse comportamento diversificado dos leucogranitos é devido às variações no conteúdo de opacos e no grau de martitização da magnetita.

Há uma correlação positiva entre SM e os conteúdos de minerais opacos e anfibólio, refletindo o fato de essas fases terem sido formadas em estágio magmático relativamente precoce. Também há uma correlação positiva entre SM e máficos, biotita e titanita, embora menos consistente que com opacos e anfibólio. Entre SM e clorita o comportamento é variado, havendo uma nítida correlação negativa entre ambas nas fácies leucograníticas, onde são mais marcantes as transformações pós-magmáticas.

O Granito São Jorge Antigo apresenta valores relativamente elevados de SM e presença marcante da magnetita em todas as suas fácies, o que permite classificá-lo como um granito da série magnetita (Ishihara 1981). Condições oxidantes, próximas às do tampão HITMQ e um pouco acima das do tampão NNO, devem ter predominado durante a formação de suas rochas, como sugere a presença da paragenese magmática titanita-magnetita-quartzo. Porém, no estágio pós-magmático, sobretudo nas fácies mais evoluídas, a fO_2 deve ter crescido em termos relativos para possibilitar a martitização da magnetita. Granitos calcico-alcálicos, formados em condições oxidantes, tais como o Granito São Jorge Antigo, apresentam potencial metalogenético para geração de depósitos de ouro e sulfetos (Blevin & Chappell 1995).

Agradecimentos À Rio Tinto Desenvolvimento Minerais (RTDM) pelo apoio logístico aos trabalhos de campo, amostragem em sua área e informações inéditas sobre a o depósito São Jorge. À Agência para o Desenvolvimento da Indústria Mineral Brasileira (ADIMB) pelo estímulo ao desenvolvimento da presente pesquisa. À Profa. Márcia Ernesto do Instituto Astronômico e Geofísico (IAG-USP) pelos padrões de medidas de SM e, em conjunto com a pesquisadora Marília S. de Magalhães (doutoranda da UFMG), pelas discussões metodológicas. Os estudos de microscopia eletrônica de varredura foram realizados no Laboratório de Caracterização Tecnológica da Escola Politécnica da USP, em colaboração com o pesquisador Henrique Khan. R.M.K. Borges do Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides (GPPG) participou de atividades de campo. M.A. Oliveira (GPPG) auxiliou na confecção de ilustrações e testes metodológicos. Ao PADCT/FINEP/FADESP (Convênio 8/8/98/0400/01, com contrapartidas de RTDM, DNPM e Target Mineração), ao CNPq (Processos 000400038/99 e 463196/00-7) e UFPA. Este artigo é uma contribuição para o projeto PRONEX/CNPq (Proc. 66.2103/1998-0). Aos relatores da RBG pelas sugestões ao manuscrito.

Referências

- Akimoto S., Katsura T., Yoshida M. 1958. Magnetic properties of $TiFe_2O_4$ - Fe_3O_4 system and their change with oxidation. *J. Geomag. Geoelec.* 2:165-178.
- Archanjo C.J. 1996. Suscetibilidade magnética e anisotropia de mineral: uma ferramenta para o estudo estrutural de plútons graníticos. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 39, Salvador. *Anais*, 6:343-345.
- Balsley J.R. & Buddington A.F. 1958. Iron-titanium oxide minerals, rocks, and aeromagnetic anomalies of the Adirondack area, New York. *Econ. Geol.*, 53:777-805.
- Blevin P.L. & Chappell B.W. 1995. Chemistry, origin, and evolution of mineralized granites in the Lachlan fold belt, Australia: the metallogeny of I- and S-type granites. *Econ. Geol.*, 90:1604-1619.
- Buddington A.F., Fahey J., Vlisidis A. 1963. Degree of oxidation of Adirondack iron oxide and iron-titanium oxide minerals in relation to petrogeny. *J. Petrol.*, 4:138-169.
- Buddington A.F. & Lindsley, D.H. 1964. Iron-titanium oxide minerals

- and synthetic equivalents. *J. Petrol.*, **5**:310-357.
- Carmichael I.S.E. & Nicholls, J. 1967. Iron-titanium oxides and oxygen fugacities in volcanic rocks. *J. Geophys. Res.*, **72**:4665-4687.
- Collinson D.W. 1983. *Methods in rock magnetism and paleomagnetism (techniques and instrumentation)*. Chapman and Hall, New York, 503p.
- Czamanske G.K. & Mihálik P. 1972. Oxidation during magmatic differentiation: Finnmark Complex, Oslo Area, Norway. Part 1. The opaque oxides. *J. Petrol.*, **13**:493-509.
- Czamanske G.K. & Wones D.R. 1973. Oxidation during magmatic differentiation: Finnmark Complex, Oslo Area, Norway. Part 2. The mafic silicates. *J. Petrol.*, **14**:349-380.
- Dall'Agnol R., Pichavant M., Champenois M. 1997. Iron-Titanium Oxide Minerals of the Jamon Granite, Eastern Amazonian Region, Brazil: Implications for the Oxygen Fugacity in Proterozoic, A-type Granites. *An. Acad. Bras. Ci.*, **69**:325-347.
- Dall'Agnol R., Scaillet B., Pichavant M. 1999. An Experimental Study of a Lower Proterozoic A-Type Granite from the Eastern Amazonian Craton, Brazil. *J. Petrol.*, **40**:1673-1698.
- Eugster H. 1959. Reduction and oxidation in metamorphism, In: P.H. Abelson (ed.) *Researches in Geochemistry*. John Wiley e Sons, New York, pp.:397-426.
- Figueiredo M.A.B.M. 1999. *Minerais óxidos de Fe e Ti e suscetibilidade magnética em vulcânicas e granitoides proterozóicos de Vila Riozinho, Província Aurífera do Tapajós*. Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 171p.
- Figueiredo M.A.B.M., Dall'Agnol R., Lamarão C.N. 1999. Caracterização dos minerais óxidos de Fe e Ti e suscetibilidade magnética do Granito São Jorge, Vila Riozinho, Província Aurífera do Tapajós. In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 6, Manaus, *Anais*, p. 535-538.
- Flaschen S.S.E. & Osborn E.F. 1957. Studies of the system iron oxides-silica-water at low oxygen partial pressure. *Econ. Geol.*, **52**:923-943.
- Frost B.R. 1991. Introduction to oxygen fugacity and its petrologic importance. In: D.H. Lindsley (ed.) *Oxide minerals: petrologic and magnetic significance*. Reviews in Mineralogy, 25, Mineralogical Society of America, Washington, pp.:1-9.
- Frost B.R., Lindsley D.H., Andersen D.J. 1988. Fe-Ti oxide-silicate equilibria: assemblages with fayalitic olivine. *Am. Mineral.*, **73**:727-740.
- Frost B.R. & Lindsley D.H. 1991. Occurrence of iron-titanium oxides in igneous rocks. In: D.H. Lindsley (ed.) *Oxide minerals: petrologic and magnetic significance*. Reviews in Mineralogy, 25, Mineralogical Society of America, Washington, pp.: 433-468.
- Grant F.S. 1985. Aeromagnetism, geology and ore environments. I. Magnetite in igneous, sedimentary and metamorphic rocks: an overview. *Geoexploration*, **23**:303-333.
- Haggerty S.E. 1981. Opaque mineral oxides in terrestrial igneous rocks. In: D. Rumble III (ed.) *Oxide minerals*. Reviews in Mineralogy, 3, Mineralogical Society of America, Washington, pp.: Hg101-Hg300.
- Haggerty S.E. 1991. Oxide textures - a mini-atlas. In: D.H. Lindsley (ed.) *Oxide minerals: petrologic and magnetic significance*. Reviews in Mineralogy, 25, Mineralogical Society of America, Washington, pp.:129-219.
- Hattori K. 1987. Magnetic felsic intrusions associated with Canadian Archean gold deposits. *Geology*, **15**:1107-1111.
- Irving E. 1979. The mid-Atlantic ridge at 450N, 14, oxidation and magnetic properties of basalt; Review and discussion. *Can. J. Earth Sci.*, **7**:1528-1538.
- Ishihara S. 1981. The granitoid series and mineralization. In: B. J. Skinner (ed.) *Econ. Geol.*, 75th Anniversary Volume, p.458-484.
- Klein E.L. & Vasquez M.L. 2000. *Projeto especial Província Mineral do Tapajós. Geologia e recursos minerais da folha Vila Riozinho (SB-21-Z-A), Estado do Pará, escala 1:250.000. Nota Explicativa*. Rio de Janeiro, CPRM – Serviço Geológico do Brasil (in CD-ROM).
- Kobayashi K. 1959. Chemical remanent magnetization of ferromagnetic minerals and its application to rock magnetism. *J. Geomag. Geoelec.*, **10**:99-117.
- Lamarão C.N. 2001. *Geologia, Geoquímica e Geocronologia do Magmatismo Paleoproterozóico da Região de Vila Riozinho, Província Aurífera do Tapajós, Cráton Amazônico*. Tese de Doutorado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 285 p.
- Lamarão C.N., Dall'Agnol R., Lafon J.-M., Lima E.F. 2002. Geology, geochemistry and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Res.*, **119**:189-223.
- Lameyre J. & Bowden P. 1982. Plutonic rock types series discrimination of various granitoid series and related rocks. *J. Volcanol. Geoth. Res.*, **14**:169-186.
- Lindsley D.H. & Frost B.R. 1992. Equilibria among Fe-Ti oxides, pyroxenes, olivine, and quartz: parte 1. Theory. *Am. Mineral.*, **77**:987-1003.
- Lipman P.W. 1971. Iron-titanium oxide phenocrysts in compositionally zoned ash-flow sheets from southern Nevada. *J. Geol.*, **79**:438-456.
- Magalhães M.S. & Dall'Agnol R. 1992. Estudos de minerais opacos e suscetibilidade magnética nos Granitos Musa e Jamon (Região de Rio Maria - SE do Pará) e suas implicações petrológicas. *Rev. Bras. Geoc.*, **22**:184-197.
- Magalhães M.S., Dall'Agnol R., Sauck W.A., Luiz J.G. 1994. Suscetibilidade magnética: um indicador da evolução petrológica de granitoides da Amazônia. *Rev. Bras. Geoc.*, **24**:139-149.
- Ricci, P.S.F., Vasquez, M.L., Santos, A., Klein, E.L. Jorge-João, X.S., Martins, R.C. 1999. Suíte Intrusiva Creporizão – Província Tapajós: proposta e critérios de definição. In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 6, Manaus, *Anais*, p. 519-522.
- Spencer K.J. & Lindsley D.H. 1981. A solution model for coexisting iron-titanium oxides. *Am. Mineral.*, **66**:1189-1201.
- Vasquez, M.L., Ricci, P.S.F., Klein, E.L. 2002. Granitoides pós-colisionais da porção leste da Província Tapajós. In: Klein, E.L., Vasquez, M.L., Rosa-Costa, L.T. (Eds) *Contribuições à Geologia da Amazônia*, 3, Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo Norte, Belém, pp.:67-83.
- Verhoogen J. 1962. Distribution of titanium between silicates and oxides in igneous rocks. *Am. Jour. Sci.*, **260**:211-220.
- Wasilewski P. & Warner R. 1988. Magnetic petrology of deep crustal rocks-Ivrea Zone, Italy. *Earth Plan. Sci. Letters*, **87**:347-361.
- Watkins N.D. 1967. Unstable components and paleomagnetic evidence for a geomagnetic polarity transition. *J. Geomag. Geoelec.*, **19**:63-66.
- Whalen J.B.E. & Chappell B.W. 1988. Opaque mineralogy and mafic mineral chemistry of I-and S-type granites of the Lachlan fold belt, southeast Australian. *Am. Mineral.*, **73**:281-296.
- Wones D.R. 1966. Mineralogical indicators of relative oxidation states of magmatic systems. *Am. Geophys. Union Trans.*, **47**:216.
- Wones D.R. 1989. Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks. *Am. Mineral.*, **74**:744-749.

Manuscrito A-1321

Recebido em 05 de fevereiro de 2002

Revisão dos autores em 25 de junho de 2003

Revisão aceita em 30 de junho de 2003