

SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA: UM INDICADOR DA EVOLUÇÃO PETROLÓGICA DE GRANITÓIDES DA AMAZÔNIA

MARILIA SACRAMENTO DE MAGALHÃES*, ROBERTO DALL'AGNOL* -
WILLIAM AUGUST SAUCK**, JOSÉ GOUVÊA LUIZ***

ABSTRACT MAGNETIC SUSCEPTIBILITY: A PETROLOGICAL EVOLUTION INDICATOR OF GRANITOIDES FROM AMAZONIA. Magnetic susceptibility (MS) and opaque mineral studies of granitic rocks from Amazonia has led to a better understanding of the relationship between different magnetic characteristics and the processes that occurred during the evolution of these rocks. Tin-mineralized granites such as the Antônio Vicente, Mocambo, Velho Guilherme, Água Boa, Madeira and Pedra Branca massifs have low MS, and their most altered facies, which are tin-specialized, have the lowest MS values. Relatively reducing oxygen fugacity conditions (f_{O_2}), and, to a lesser extent, the origin of these granites from highly differentiated magmatic melts are probably responsible for the lower MS values. Musa (Mu) and Jamon (J) granites have either high MS values or magnetite (Mt) modal contents, which decrease with magmatic differentiation (amphibole facies \rightarrow biotite facies \rightarrow leucogranites). High f_{O_2} conditions, near the NNO and HITMQ buffers, dominated during the crystallization of these granites. The Cigano Granite and the Rio Maria Granodiorite show the larger distribution of MS values. Oxygen fugacity conditions between NNO and FMQ buffers prevailed during the formation of the Cigano Granite, explaining its magnetic behavior. High MS values in the Rio Maria Granodiorite occur only near the contact with Proterozoic granitic intrusions (Mu and J granites), due to the formation of metamorphic magnetite, while lower MS values occur in other parts of the batholith.

Keywords: granitoids, magnetic susceptibility (MS), magnetite, ilmenite, hematite, oxygen fugacity (f_{O_2}), petrological evolution.

RESUMO Estudos de suscetibilidade magnética (SM) e de minerais opacos de rochas graníticas da Amazônia permitiram discutir a relação entre as variações do comportamento magnético e os processos que ocorreram durante a evolução dessas rochas. Os granitos mineralizados em cassiterita, Antônio Vicente, Mocambo, Velho Guilherme, Água Boa, Madeira e Pedra Branca, apresentam SM baixa, sendo que os valores mais baixos de SM ocorrem em suas fácies mais transformadas, especializadas em Sn. Os valores reduzidos de SM dessas rochas podem ser atribuídos às condições de fugacidade de oxigênio (f_{O_2}) relativamente redutoras durante a sua evolução magmática e, em parte, a sua derivação a partir de líquidos muito evoluídos. Os granitos Musa (Gmu) e Jamon (Gj) apresentam SM elevada, refletindo conteúdos expressivos de magnetita que decrescem, como a SM, no sentido da diferenciação magmática (fácies com anfíbólio \rightarrow fácies a biotita \rightarrow leucogranitos). Estas rochas devem ter se formado em condições de f_{O_2} relativamente elevadas, próximas às dos tampões NNO e HITMQ. O Granito Cigano (Gcg) e o Granodiorito Rio Maria (GDrM) apresentam variação ampla de SM. No Gcg, as condições de f_{O_2} mais baixas que às do tampão NNO e superiores a FMQ devem ser a causa para este tipo de comportamento magnético. No GDrM, esse tipo de distribuição dos dados magnéticos é consequência da neoformação de magnetita nas porções próximas ao seu contato com intrusões graníticas do Proterozóico (Gmu e Gj), uma vez que em porções mais afastadas do contato, a SM é predominantemente mais baixa.

Palavras-chave: granitóides, suscetibilidade magnética (SM), magnetita, ilmenita, hematita, fugacidade de oxigênio (f_{O_2}), evolução petrológica.

INTRODUÇÃO Dados de suscetibilidade magnética (SM) têm sido empregados na interpretação geológica de forma contínua, seja a partir de levantamentos aeromagnéticos (Balsley & Buddington 1958, Speer 1981, Criss & Champion 1984, Grant 1985, Hattori 1987) ou em estudos de paleomagnetismo (Collinson 1983), seja pela realização de medidas de SM em afloramentos, testemunhos de sondagem ou em amostras-de-mão (Mooney & Bleiffus 1953, Henkel 1976, Ishihara 1981, Criss & Champion 1984, Lapointe *et al.* 1984, 1986). Especificamente, dados de SM têm sido utilizados em estudos de cunho petrológico e metalogenético (Ishihara 1981, Lapointe *et al.* 1986). Estes autores discutiram a relação entre as variações de comportamento magnético e alguns dos processos que ocorreram durante a evolução de rochas graníticas. A relativa rapidez com que um grande número de medidas de SM

pode ser obtido é mais um dos fatores que favorece a sua utilização.

A assinatura magnética de uma rocha está diretamente relacionada ao seu conteúdo de minerais ferromagnéticos, daí a importância de identificar as fases minerais denominadas opacas (Buddington & Lindsley 1964, Haggerty 1981a, b), nas quais se inclui a magnetita, principal mineral ferromagnético, bem como de determinar os fatores que controlam o equilíbrio dessas fases (Buddington & Lindsley 1964, Spencer & Lindsley 1981, entre outros). Recentemente, o termo petrologia magnética (Wasilewski & Warner 1988, Frost 1991) foi utilizado para denominar estudos de propriedades magnéticas de rochas integrados à petrologia convencional.

Os primeiros estudos, envolvendo dados de SM de granitóides do Cráton Amazônico, foram elaborados

* Departamento de Geoquímica e Petrologia - Centro de Geociências - Universidade Federal do Pará (UFPA). Caixa Postal 1611 Belém - Pará - Brasil - 66075-900, E-mail: ledsham@unisys.com.br

** Institute for Water Sciences - Western Michigan University Kalamazoo - Michigan - US A - 49008

*** Departamento de Geofísica - Centro de Geociências - Universidade Federal do Pará (UFPA). Caixa Postal 1611 Belém - Pará - Brasil - 66075-900

por Dall'Agnol *et al.* (1988). A partir daí, estudos detalhados foram realizados a fim de verificar as diferenças petrográficas e geoquímicas observáveis nestas rochas e nas fácies de um mesmo corpo granítico, que podiam estar relacionadas à variação do conteúdo de magnetita e, por sua vez, à variação de SM (Magalhães 1991, Magalhães & Dall'Agnol 1991, Magalhães & Dall'Agnol 1992).

Uma discussão integrada dos dados de SM e de minerais opacos será apresentada para os granitos anorogênicos do Proterozóico Inferior-Médio: Cigano, Musa, Jamon, Antônio Vicente, Mocambo e Velho Guilherme, situados na Amazônia Oriental, granitos Água Boa e Madeira, em Pitinga, Amazonas, e do Proterozóico Superior: Granito Pedra Branca, em Rondônia; e de uma porção do granodiorito arqueano Rio Maria, situado na Amazônia Oriental (Fig. 1).

SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA DOS GRANITÓIDES ESTUDADOS Apresentação dos Dados

Os dados de suscetibilidade magnética (SM) foram obtidos a partir da elaboração de medidas em amostras-de-mão (Magalhães 1991) com o suscetibilímetro CTU-2, fabricado pela SCINTREX. A SM de cada amostra corresponde ao seu valor médio, obtido a partir da tomada de várias medidas. Todos os valores de SM são apresentados em unidade eletromagnética volumétrica do Sistema Internacional. Uma discussão detalhada da metodologia é apresentada em Magalhães (1991) e de forma sumariada em Magalhães & Dall'Agnol (1992).

As medidas de SM foram separadas em populações para cada granitóide estudado a partir de gráficos de probabilidade e histogramas de frequência (Magalhães 1991). Essas informações estão sumariadas na tabela 1, que mostra as diferenças dos valores de SM obtidos para os diversos granitóides, bem como as relações entre esses dados e as fácies de cada corpo granítico.

Três tipos de comportamento magnético foram observados (Figs. 2 e 3): granitos com SM predominantemente baixa, com SM elevada e aqueles com variação ampla de SM, nos quais uma mesma fácies pode apresentar tanto valores baixos quanto elevados de suscetibilidade (Tab. 1).

No grupo de granitos com SM baixa, ocorrem os maciços estaníferos Antônio Vicente (Gav), Mocambo (Gmo), Velho Guilherme (Gvg), Água Boa (Gab), Madeira (Gmd) e Pedra Branca (Gpb) (Figs. 2 e 3a). Para o Gav, que possui uma amostragem considerável, pôde-se distinguir comportamentos magnéticos distintos das várias fácies que o compõem (Tab. 1). Mais da metade de suas amostras, cerca de 75%, corresponde a valores de SM de fácies com biotita ($0,68 \times 10^{-4}$ - 18×10^{-4}), inclusive de suas porções mais transformadas. Os 25% das amostras restantes possuem SM entre 18×10^{-4} e 100×10^{-4} , apenas uma amostra tem SM igual a 205×10^{-4} . Dentre as amostras com SM maior do que 40×10^{-4} (Tab. 1) destacam-se aquelas em que anfibólio é uma das fases minerais ferromagnesianas.

Os maciços graníticos Musa (Gmu) e Jamon (Gj) correspondem ao grupo de granitos com SM elevada (Figs. 2 e 3b). Tal tipo de comportamento magnético é discutido detalhadamente em Magalhães & Dall'Agnol (1992). Nesses granitos, os valores compreendidos entre $12,57 \times 10^{-4}$ e 100×10^{-4} são observados nas fácies hololeucocráticas (Tab. 1). No intervalo de 100×10^{-4} a 177×10^{-4} , predominam as fácies contendo biotita como principal mineral ferromagnético. Tais fácies representam estágios intermediários de evolução magmática entre aqueles dos leucogranitos (líquidos mais diferenciados) e das suas fácies com anfibólio e biotita (menos evoluídas). SM superior a 178×10^{-4} é observada apenas nas fácies geoquimicamente menos evoluídas (Tab. 1).

O Granito Cigano (Gcg) e o Granodiorito Rio Maria (GDrm) possuem valores de SM distribuídos de forma mais ampla nos diversos intervalos magnéticos apresentados na figura 3c. As fácies que compõem essas duas unidades não apresentam um comportamento magnético uniforme (Tab. 1). No caso do Gcg é notável a presença de quase todas as suas fácies, com exceção dos anfibólio-biotita monzogranitos porfíricos, nas três populações de SM distinguidas (Tab. 1), este é um comportamento muito contrastante em relação aos observados nos granitos discutidos anteriormente. No GDrm, SM de aproximadamente 50×10^{-4} pode ser considerada como o limite entre os seus valores baixos e elevados, constatando-se que suscetibilidade relativamente elevada, cerca de 36% das amostras estudadas, distribui-se nas proximidades do seu contato com os maciços graníticos Musa e Jamon; enquanto as porções afastadas do contato possuem, em geral, SM inferior ao limite citado. Esse aspecto é discutido em detalhe em Magalhães & Dall'Agnol (1991).

Comparações Considerando os valores de SM observados nos granitos Musa e Jamon como uma referência para comparação entre os comportamentos magnéticos dos três grupos de granitóides discutidos, podemos apresentar o seguinte quadro:

1- O intervalo de SM observado nas fácies hololeucocráticas do Gmu e do Gj ($12,57 \times 10^{-4}$ - 100×10^{-4}), o qual corresponde os valores mais baixos de SM desses granitos, equivale aos valores mais elevados do Gav, cerca de 27% dos seus dados, 55% e 30% dos dados do Gcg e do GDrm, respectivamente. Estes três granitóides possuem, isespectivamente, 73%, 40% e 45% de suas amostragens com SM inferior a $12,57 \times 10^{-4}$ (Tab. 1).

2- SM comuns às fácies a biotita do Gmu e do Gj (100×10^{-4} - 178×10^{-4}) correspondem aos valores mais elevados do Gcg (6%) e cerca de 13% daqueles do GDrm, neste caso, estas amostras do GDrm distribuem-se nas proximidades do seu contato com maciços graníticos proterozóicos (Gmu e Gj).

3- SM superiores a 178×10^{-4} (Tab. 1) são observadas nas fácies geoquimicamente menos evoluídas desses maciços. O GDrm possui cerca de 13% dos seus valores mais elevados distribuídos no intervalo (178×10^{-4} - 247×10^{-4}), correspondendo a amostras localizadas em porções próximas do contato com as intrusões graníticas comentadas anteriormente.

GRANITOS COM SM BAIXA O baixo conteúdo de opacos (Tab. 2) e, conseqüentemente, de magnetita (Mt), acarreta os baixos valores de SM dos granitos estaníferos que constituem esse grupo. Para o Gav, que possui uma amostragem considerável, pôde-se distinguir comportamentos magnéticos distintos das várias fácies que o compõem e que refletem a evolução magmática e pós-magmática desse maciço (Tab. 1).

Três domínios faciológicos principais foram observados no Gav (Teixeira & Dall'Agnol 1991): biotita monzogranitos, porção NE do corpo; biotita sienogranitos, desde termos pouco transformados (BSG) a intensamente transformados (BSIT), porções N, NW, central e SE; e biotita-anfibólio e anfibólio-biotita sienogranitos (BAS e ABS), porções central e SW do maciço. Estas rochas apresentam, em geral, conteúdo de máficos muito reduzido (menos de 5%), caracterizando-se principalmente como leucogranitos. No domínio dos BAS-ABS, ocorre, em algumas porções, um enriquecimento relativo de máficos (mais de 5%) (Teixeira & Dall'Agnol 1991).

As fácies mais transformadas do Gav - biotita sienogranitos transformados, BST, e BSIT - apresentam os mais baixos valores de SM (Tab. 1). O principal mineral opaco

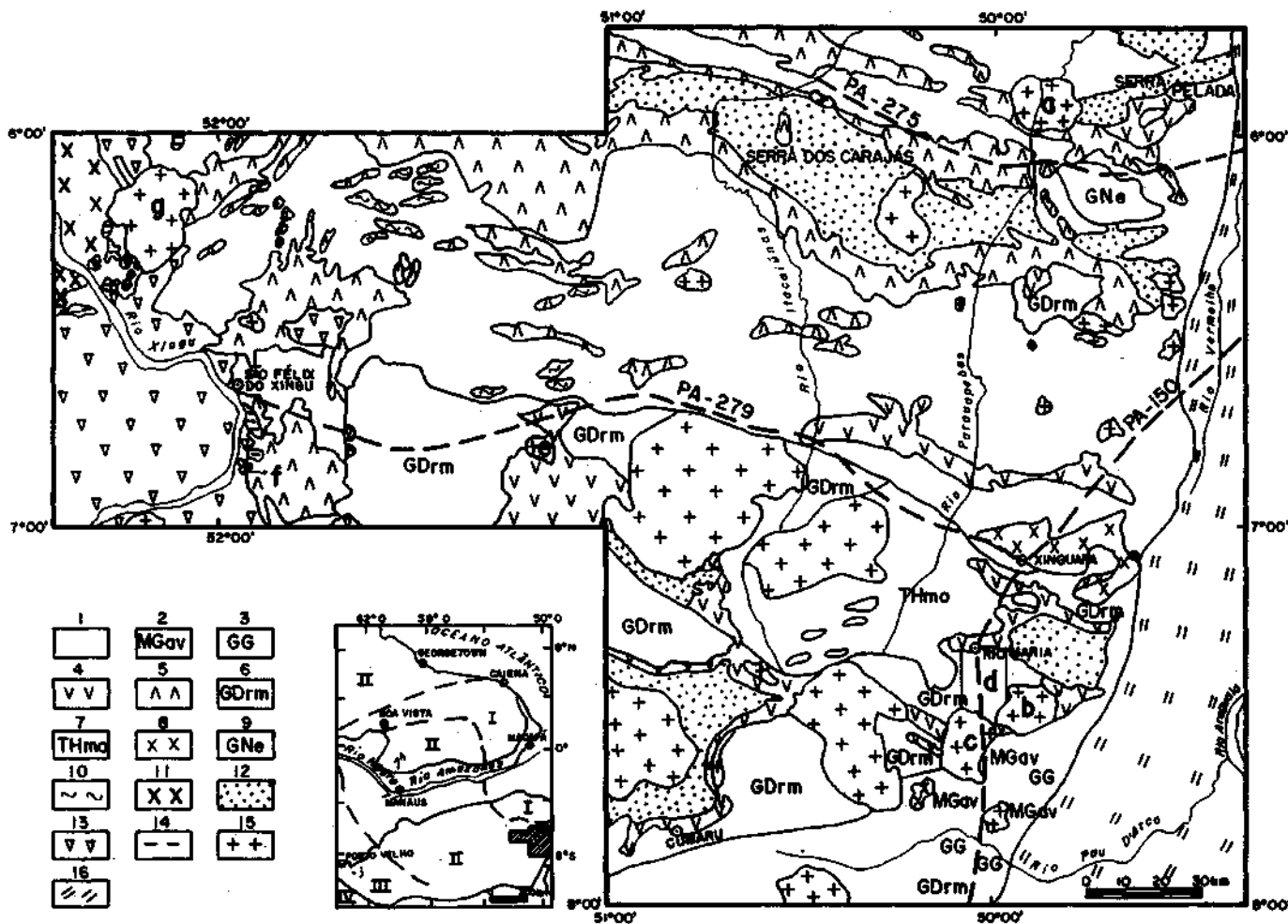


Figura 1 - Mapa geológico das regiões de Carajás, Rio Maria (DOCEGEO 1988, modificado de acordo com Souza et al. 1990, Althoff et al. 1991, Barros et al. 1992; simplificado) e São Félix do Xingu (Macambira & Vale no prelo, simplificado de acordo com Hirata et al. 1982, Dall'Agnol et al. 1987), mostrando os granitos Antônio Vicente, Mocambo, Velho Guilherme, Musa, Jamon, Cigano e Granodiorito Rio Maria. No encarte é fornecida a disposição dos granitos estudados (incluindo os granitos Agua Boa, Madeira e Pedra Branca) nas províncias do Cráton Amazônico (cf. Teixeira et al. 1989). Legenda: 1. Complexo Xingu, rochas gnáissicas tonalíticas e granodioríticas; 2. Metatonalito Gnáissico Arco Verde; 3. Granito Guarantã; 4. seqüências do tipo greenstone belt; 5. seqüências metavulcano-sedimentares; 6. Granodiorito Rio Maria; 7. Trondhjemito Mogno; 8. Leucomonzogranitos; 9. Gnaiss Estrela; 10. Granito Plaque; 11. Granito Parauari; 12. Grupo Rio Fresco, sedimentospelíticos, elásticos e químicos anchimetamórficos; 13. Grupo Uatumã, rochas vulcânicas andesíticas, dacíticas e riolíticas; 14. Formação Triunfo, arenitos; 15. granitos anorogênicos; 16. Faixa de Dobramentos Araguaia. Províncias: I Maroni-Itacaiunas, II Amazônia Central, III Rio Negro-Juruena, IV Rondoniana. Granitóides estudados: a. Cigano, b. Jamon, c. Musa, d. porção estudada do Granodiorito Rio Maria, e. Velho Guilherme, f. Mocambo, g. Antônio Vicente, h. Agua Boa, i. Madeira, j. Pedra Branca

Figure 1 - Geologic map of Carajás, Rio Maria (DOCEGEO 1988, modified after Souza et al. 1990, Althoff et al. 1991, Barros et al. 1992; simplified) and Sao Felix do Xingu regions (Macambira & Vale in press, simplified after Hirata et al. 1982 and Dall'Agnol et al. 1987), showing the Antonio Vicente, Mocambo, Velho Guilherme, Musa, Jamon and Cigano granites, and Rio Maria Granodiorite. The small sketched map presents the distribution of the studied granites (including Agua Boa, Madeira and Pedra Branca granites) in the Amazonian Craton provinces (Teixeira et al. 1989). 1. Xingu Complex, tonalitic and granodioritic gneissic rocks; 2. Arco Verde Gneissic Metatonalite; 3. Guarantã Granite; 4. Greenstone belt sequences; 5. metavolcanic and metasedimentary sequences; 6. Rio Maria Granodiorite; 7. Mogno Trondhjemite; 8. Leucomonzogranites; 9. Estrela Gneiss; 10. Plaque Granite; 11. Parauari Granite; 12. Rio Fresco Group, anchimetamorphic pelitic, clastic and chemical sediments; 13. Uatuma Group, andesites, dacites and rhyolites; 14. Triunfo Formation, arenites; 15. anorogenic granites; 16. Araguaia fold belt. Provinces: I Maroni-Itacaiunas, II Central Amazonia, III Rio Negro-Juruena, IV Rondonian. Studied granitoids: a. Cigano, b. Jamon, c. Musa, d. studied area of the Rio Maria Granodiorite, e. Velho Guilherme, f. Mocambo, g. Antonio Vicente, h. Agua Boa, i. Madeira, j. Pedra Branca

presente nessas rochas é ilmenita (Ilm). Por sua vez, as fácies com anfibólio apresentam SM relativamente mais elevada e são rochas geoquimicamente menos evoluídas que os biotita sienogranitos (BS). Seus minerais opacos são, em parte, Mt. Amostras de BS pouco transformados (BSG) possuem valores de SM intermediários aos dos dois grupos comentados anteriormente (Tab. 1). Seus minerais opacos

são, principalmente, Mt e Ilm (Tab. 2). O menor conteúdo de Mt dos BSG, comparativamente com as proporções desse mineral nas fácies com anfibólio, e a desestabilização de Mt devem ser os fatores que proporcionam valores de SM inferiores àqueles das fácies com anfibólio.

Na porção do Gav com valores de SM mais baixos, ocorrem as áreas mineralizadas em cassiterita. A presença

Tabela 1- Sumário dos dados de suscetibilidade magnética (SM) dos granites Antônio Vicente, Musa, Jamon, Cigano e do Granodiorito Rio Maria

Table 1 - Summary of magnetic susceptibility (MS) data from Antonio Vicente, Musa, Jamon and Cigano granites, and Rio Maria Granodiorite

GRANITÓIDES	POPULAÇÕES	INTERVALOS de SM (X10 ⁻⁴ SI)	PROPORÇÕES DOS DADOS (%)	FÁCIES
Antônio Vicente Gav	A	0,68 - 1,0	20	BSIT* e BST
	B	1,0 - 2,0	30	BSIT, BST BM e MCM
	C	2,0 - 6,3	15	BSIT, BSG BM e MCM
	D	6,3 - 40,0	20	BSG*, BST BM e MCM
	E	40,0 - 205	15	BAS, ABS* e BSG
Musa Gmu	A	13 - 71	20	leucogranitos (LM, LS, MCS)
	B	71 - 178	50	ABS, BM, leucogranitos* ¹
	C	178 - 322	30	BAM*, ABM* e ABSE
Jamon Gj	A	23 - 40	15	leucogranitos (LM)
	B	40 - 178	55	ABM, BMH* ¹ e LM* ¹
	C	178 - 232	30	BAME e ABME
Cigano Gcg	A	0,57 - 5	20	ABMSG, BS e MT* ²
	B	5 - 32	40	ABMSG, ABMSP BMS*, MT* ²
	C	32 - 175	40	ABMSG*, ABMP* BMS e MT* ²
Granodiorito Rio Maria GDrm	A	1 - 4	35	BGd*, HBGd* BHGd e HBM
	B	4 - 50	30	BGd, HBGd* BHGd e BM
	C	50 - 200	25	HBGd e BHGd*
	D	200 - 247	10	BHGd e BHM

SM: suscetibilidade magnética

* fácies que se destacam nos referidos intervalos, *¹ fácies dominantes no limite inferior do intervalo, *² fácies distribuídas de forma regular nos intervalos mencionados

A: anfíbólio, B: biotita, H: hornblenda, E: equigranular, G: grosso, H: heterogranular (Gj), P: porfirítico, MC: micro, GD: granodiorito, M: monzogranito, S: sienogranito, T: transformado, I: intensamente.

de rochas intensamente transformadas nessa área e até mesmo a identificação de greisens (Teixeira & Dall' Agnol 1991) mostram a correlação das transformações tardi a pós-magmáticas aos processos de transporte, concentração e precipitação de SnO₂ no maciço. Os processos secundários conduziram à acumulação da cassiterita nos aluviões.

As condições de f₀₂ das fusões silicáticas a partir das quais estas rochas foram geradas, devem ter sido determinantes na formação da assembléia mineralógica observada, inclusive de seus minerais opacos. Entretanto, os baixos valores de SM dos granitos desse grupo (Fig. 3a) podem ser,

em parte, devidos também às transformações tardi a pós-magmáticas, que devem ter funcionado como desestabilizadoras da magnetita formada nos estágios mais precoces da diferenciação magmática, bem como decorrência do caráter muito evoluído dos líquidos a partir dos quais estes granitos foram gerados. De acordo com Taylor & Wall (1992), o Sn é mais abundante nas rochas derivadas de magmas cujas condições de f₀₂ são menos oxidantes do que aquelas mais frequentes durante a cristalização de magmas graníticos.

Os dados de SM e mineralogia dos opacos desses granitos revelam que, além das suas similaridades petrográficas

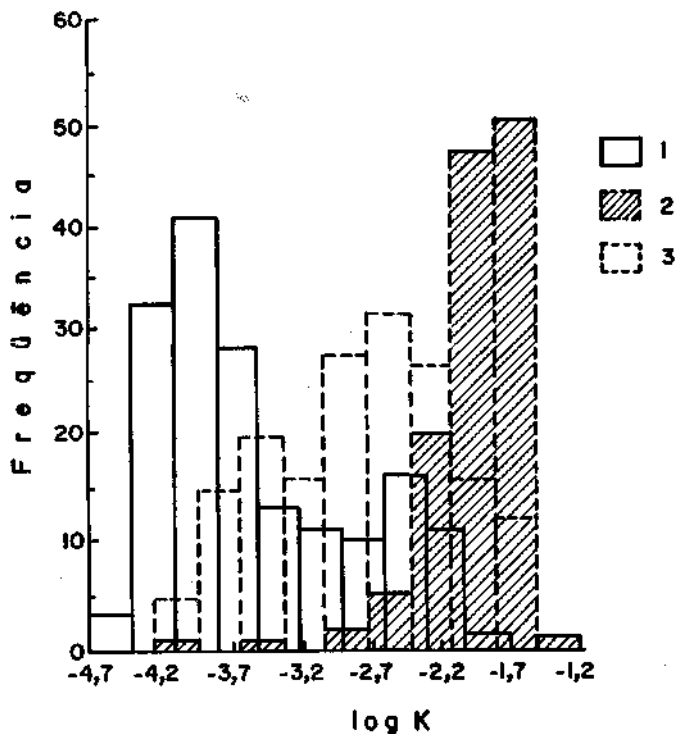


Figura 2 — Histogramas de frequência dos conjuntos de dados de suscetibilidade magnética (K) dos granitos estaníferos Antônio Vicente, Mocambo, Velho Guilherme, Água Boa, Madeira e Pedra Branca, 1. dos granitos Musa e Jamon, 2. do Granito Cigano e do Granodiorito Rio Maria, 3. K em unidade eletromagnética volumétrica do Sistema Internacional

Figure 2 - Comparison of magnetic susceptibility (K) frequency histograms of tin-mineralized granites: Antonio Vivente, Mocambo, Velho Guilherme, Água Boa, Madeira and Pedra Branca, 1. Musa and Jamon granites, 2. Cigano Granite and Rio Maria Granodiorite, 3. K in SI units

e geoquímicas assinaladas por outros autores (Dall'Agnol *et al* 1987), os mesmos devem ter sido derivados de magmas que evoluíram sob condições de f_{O_2} análogas e relativamente baixas, se comparadas aos demais granitos discutidos nesse trabalho. Esse aspecto deve ter sido determinante na geração das mineralizações estaníferas associadas a esses granitos.

GRANITOS COM SM ELEVADA Os granitos Musa (Gmu) e Jamon (Gj) apresentam SM predominantemente elevada (Magalhães & Dall'Agnol 1992) (Tab. 1 e Fig. 3b). A distribuição dos dados de SM em histogramas de frequência e em gráfico de probabilidade permitiu separar para cada maciço, populações com comportamento magnético distinto. A população com valores mais elevados corresponde principalmente aos monzogranitos com anfibólio, rochas geoquimicamente menos evoluídas; enquanto valores mais baixos correspondem aos leucogranitos, formados mais tardiamente no processo de evolução magmática. No intervalo intermediário de SM, destacam-se biotita granitos, rochas que se encontram geoquimicamente entre os granitos enriquecidos em anfibólio e os leucogranitos (Tab. 1).

Tanto no Gmu quanto no Gj, existem correlações claras entre os valores de SM e os conteúdos modais de minerais, ressaltando-se as correlações positivas entre SM e opacos, SM e anfibólio e a correlação negativa entre SM e clorita (Magalhães & Dall'Agnol 1992). Os conteúdos modais de opacos e anfibólio são mais elevados nas fácies menos evoluídas desses granitos, enquanto que nas rochas mais

transformadas, em que a desestabilização da associação mineral primária, inclusive de magnetita, é mais intensa, a presença de clorita, fase deutérica, é marcante. Conseqüentemente, ocorre a diminuição dos valores de SM conforme o conteúdo de clorita aumenta. Isto demonstra que os valores de SM refletem a evolução das rochas em questão.

Estes granitos são ricos em magnetita (Mt) como atestam seus valores de SM e as observações de secções polidas. Além de Mt (Prancha Ia, b, c), outro mineral opaco comum nestas rochas é ilmenita (Ilm), a qual pode ser texturalmente classificada em quatro tipos (Magalhães & Dall'Agnol 1992, Dall'Agnol *et al* 1995): *composite* (C), *patch* (P), *trellis* (T) - ilmenitas associadas a Mt - e cristais individuais (I) (Tab. 2 e Prancha Ia, b).

As relações texturais das Ilm I e C (Prancha Ia, b) com outros constituintes minerais (cf. Magalhães & Dall'Agnol 1992) e suas composições químicas (Dall'Agnol *et al.* 1995) sugerem sua formação precoce, cristalização nos estágios iniciais de formação desses granitos. Durante a evolução magmática, Ilm I foi parcialmente desestabilizada, sendo substituída por titanita (Prancha I b), como sugerem os seus limites irregulares quando bordejada por este mineral.

As Ilm T, por sua vez, são secundárias. Formaram-se no estágio subsolidus, como sugere a associação Mt + Ilm T (Prancha I a, b). Os cristais de Mt originalmente deveriam ser titanomagnetitas, que começaram a ser formadas no estágio inicial da cristalização magmática, como os cristais de Ilm I e C. Devido ao processo de exsolução-oxidação (Buddington & Lindsley 1964), as titanomagnetitas transformaram-se em Mt puras associadas a lamelas de Ilm. As composições químicas e texturas da Ilm P indicam igualmente sua formação secundária e em equilíbrio com Ilm T (Dall'Agnol *et al* 1995).

Outras transformações, comuns no estágio subsolidus e posteriores ao processo de exsolução-oxidação, são a martitização de Mt e oxi-hidratação de Mt e pirita, levando à formação de goethita. Pirita também se formou precocemente, no entanto, ocorre em proporções muito pequenas nestas rochas.

O conteúdo expressivo de minerais opacos, valores de até 2% nas fácies menos evoluídas, e os valores mais elevados de Mt, bem como as razões Fe_2O_3/FeO em torno de um (1,0) (Dall'Agnol *et al* 1988, Gastal 1988), permitem classificar as rochas estudadas como granitos da série a magnetita (Ishihara 1977, 1981).

Dados de f_{O_2} apresentados para o Gj por Dall'Agnol *et al* (1995), em conjunto com as evidências discutidas em Magalhães & Dall'Agnol (1992), como por exemplo a associação mineral magnetita-titanita-quartzo (Wones 1989), comum nestes granitos, levam a conclusão de que estes cristalizaram-se em condições de f_{O_2} relativamente elevadas, possivelmente próximas àquelas dos tampões NNO e HITMQ (Whalen & Chappell 1988, Dall'Agnol *et al* 1995).

GRAIMITÓIDES COM VARIAÇÃO AMPLA DE SM

O Granito Cigano (Gcg) e o Granodiorito Rio Maria (GDrM) distinguem-se petrográfica e geoquimicamente. Pode-se destacar que o Gcg é um maciço anorogênico de natureza alcalina (Dall'Agnol *et al* 1994) gerado no Proterozóico Inferior (González *et al* 1988, Machado *et al* 1988), enquanto o GDrM constitui um batólito de idade arqueana, geoquimicamente cálcio-alcalino, metamorfisado na fácies xisto-verde (Medeiros & Dall'Agnol 1988). Entretanto, quanto à distribuição de seus valores de SM, estas rochas assemelham-se (Fig. 3c).

Granito Cigano Este maciço é constituído por fácies monzograníticas e sienograníticas com anfibólio e biotita, apenas com biotita e por fácies monzogranítica hololeu-

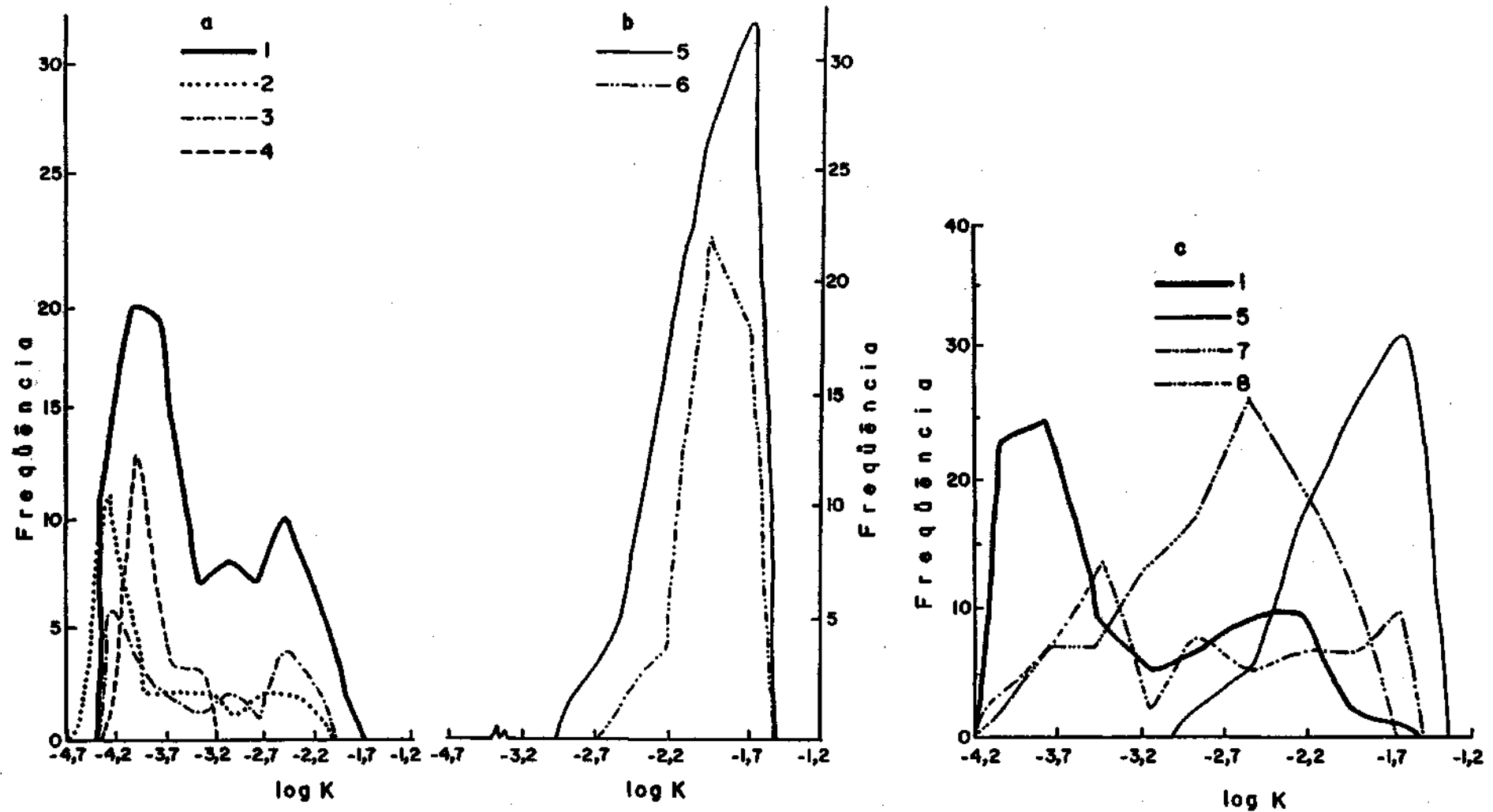


Figura 3 - Polígonos de frequência referentes aos dados de suscetibilidade magnética (K) (a) dos granitos estaníferos Antônio Vicente (1), Agua Boa (2), Madeira (3) e Pedra Branca (4); (b) dos granitos Musa (5) e Jamon (6); (c) dos granitos Cigano (7), Musa (5), Antônio Vicente (1) e do Granodiorito Rio Maria (8). K em unidade eletromagnética volumétrica do Sistema Internacional

Figure 3 - Comparison of magnetic susceptibility (K) frequency polygon of (a) tin-mineralized granites: Antonio Vicente (1), Agua Boa (2), Madeira (3) and Pedra Branca (4); (b) Musa (5) and Jamon (6) granites; (c) Cigano (7), Musa (5) and Antonio Vicente (1) granites, and Rio Maria Granodiorite (8). K in SI units

Tabela 2 - Principais aspectos dos minerais opacos dos granitos Antônio Vicente, Musa, Jamon, Cigano e do Granodiorito Rio Maria

Table 2 - Main aspects of opaque minerals of Antonio Vicente, Musa, Jamon and Cigano granites, and Rio Maria Granodiorite

GRANITÓIDES MINERAIS OPACOS		ANTÔNIO VICENTE Gav	MUSA Gmu	JAMON Gj	CIGANO Gcg	RIO MARIA GDrm
Magnetita primária (TMt original)		comum nas fácies com anf. e em algumas amostras de BSG e BST	abundante		variável	comum (Mt pura)
Magnetita secundária						contato com Gmu e Gj
Ilmenita	I	comum em todas as fácies	mais abundantes nos monzogranitos		ABMG ABMP e MT	ausentes
	C	fácies com anf. BSG e BST			comuns em todas as fácies	
	T					
	S	BS			rara ou ausente	
Hematita		comum nas fácies	comum		comum	comum
(martita)		com anf. e em alguns BSG e BST				
Goethita		rara	rara		rara	rara
Pirita		rara	rara		rara	rara
Conteúdo		Tr - 0,7%	Tr - 2%		Tr - 1%	Tr - 2%

TMt: titanomagnetita. Mt: magnetita. I: ilmenita em cristais individuais. C: ilmenita *Composite*. T: ilmenita *trellis*. S: ilmenita *sandwich*, *anf* e A: anfibólio. B: biotita. M: monzogranito. S: sienogranito. G: grosso. P: porfirítico. T: transformado

cocrática (González *et al.* 1988). Esta última encontra-se bastante transformada por soluções deutéricas, as quais devem ter agido como desestabilizadoras dos minerais opacos. Por outro lado, nas fácies mais enriquecidas em minerais ferromagnesianos, os minerais opacos encontram-se mais preservados.

Apesar de ser um granito com magnetita, este maciço evoluiu de uma forma claramente diferente daquela do Gmu e do Gj, como demonstram a ampla distribuição de seus valores de SM (Tab. 1), sem predominância de uma determinada fácies em um intervalo magnético específico; as transformações tardi a pós-magmáticas relativamente mais intensas que ocorreram em algumas de suas fácies (biotita monzogranitos, BM e monzogranitos transformados, MT); e as suas composições químicas em rocha total e de seus minerais ferromagnesianos (Dall'Agnol *et al.* inédito), relativamente enriquecidas em Fe se comparadas com aquelas do Gmu e do Gj.

Espectros analíticos obtidos em microscópio eletrônico de varredura (MEV) sugerem que a composição da magnetita (Mt), dos cristais mais desenvolvidos desse mineral, é bastante pura. Esses cristais de Mt, como nos Gmu e Gj, deviam ser originariamente titanomagnetitas, que no estágio subsolidus transformaram-se em Mt + Ilmenita *trellis* (Ilm T). Outro aspecto importante neste granito, diferente daquele dos maciços Musa e Jamon, é a abundância de cristais de Mt de dimensões reduzidas inclusos nos minerais

ferromagnesianos, os quais, como comentado anteriormente, são ricos em Fe.

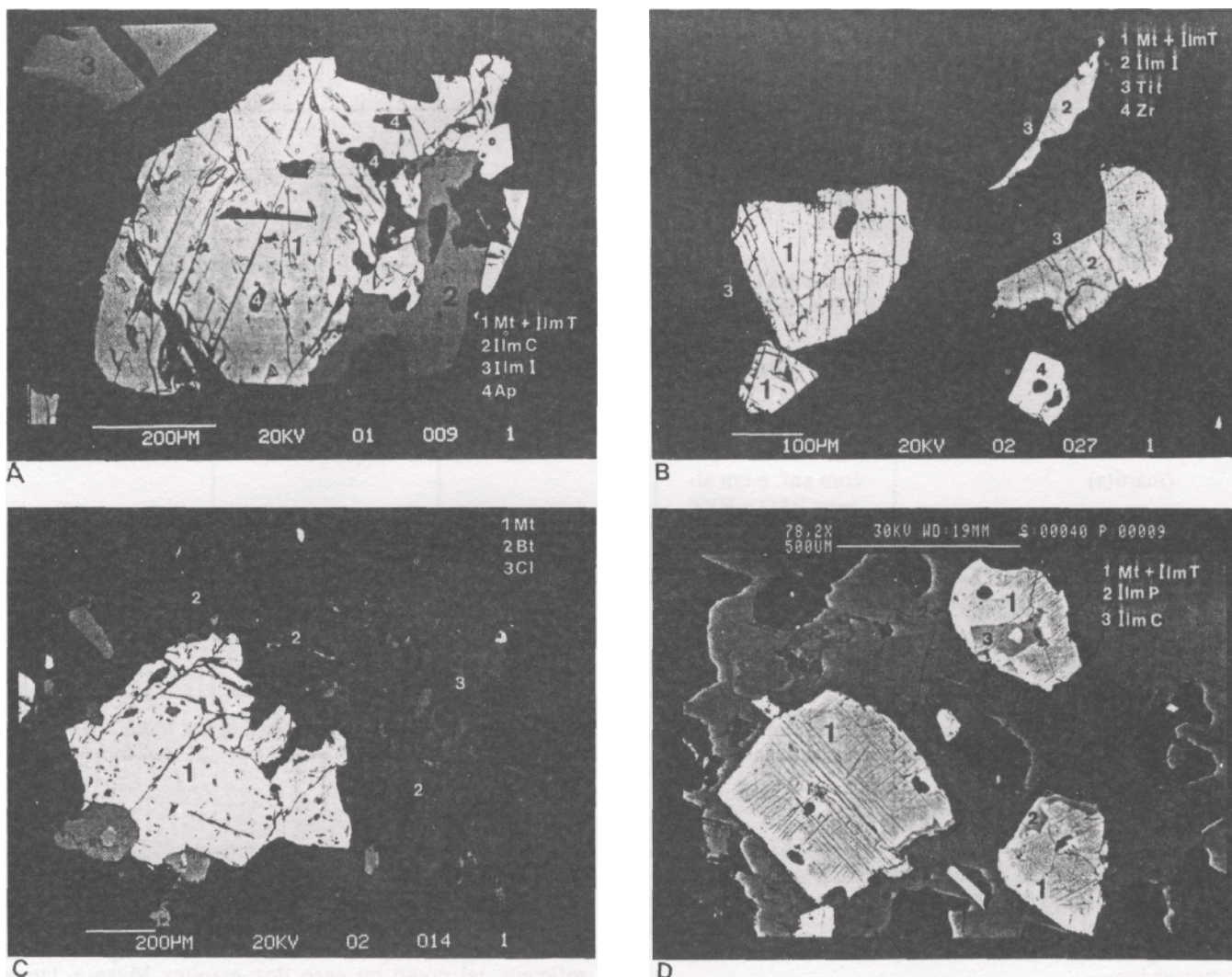
Além de Mt e Ilm T, ocorrem também Ilm I, C e P, pinta e goethita (Tab. 2 e Prancha 1 d, e, f). A formação de Ilm neste maciço foi expressiva e os seus vários tipos texturais refletem, tal como no caso dos granitos Musa e Jamon, diferentes estágios da evolução magmática. Deve-se ressaltar que a formação apenas de Ilm em amostras da porção sul do maciço sugere que condições de f_{O_2} diferentes daquelas presentes durante a evolução dos granitos Musa e Jamon e das demais fácies do Gcg existiram localmente. Com base em dados geoquímicos, Dall'Agnol *et al.* (inédito) estimam fugacidades de oxigênio, possivelmente, inferiores às relacionadas a NNO, contudo, superiores às do tampão FMQ durante a formação dessas rochas.

Quanto às transformações observadas nos minerais opacos, podem ser ressaltadas a substituição de cristais de Mt por minerais ferromagnesianos (clorita e epidoto), que é facilitada devido ao fraturamento da Mt, e a formação de titanita às expensas das lamelas de Ilm. Além disso, a martitização, transformação dos cristais de Mt em hematita, é expressiva, em particular nas fácies a biotita e nos monzogranitos transformados. Essas transformações sugerem um aumento relativo de f_{O_2} durante os processos citados.

As condições de f_{O_2} são o fator determinante no comportamento magnético do Gcg, uma vez que esta variável está

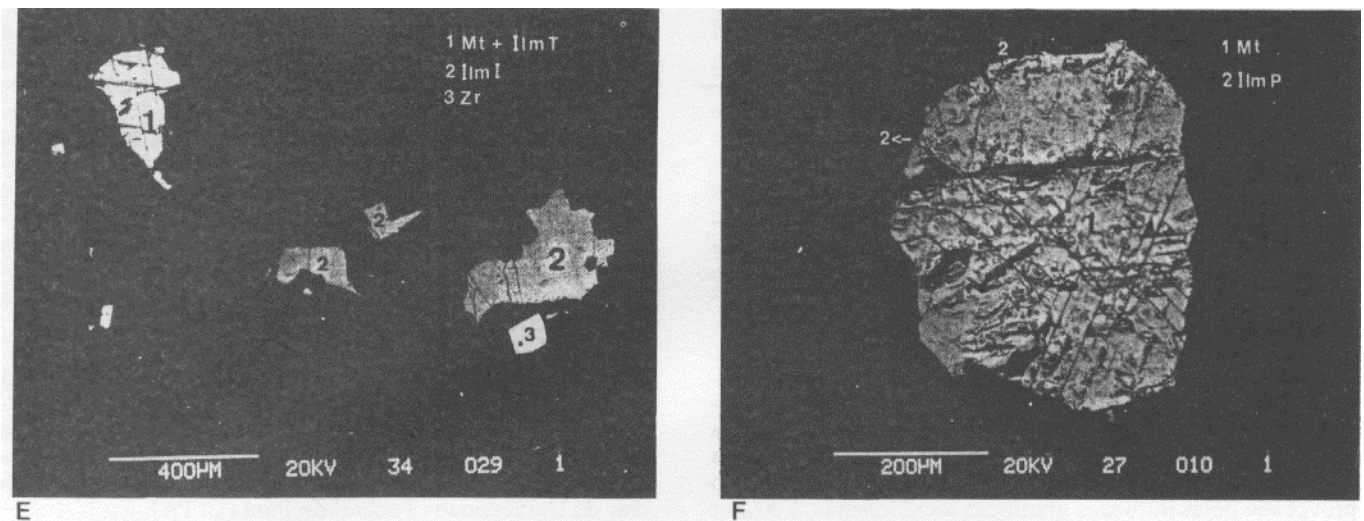
diretamente relacionada aos processos de formação dos minerais opacos. Logo, as diferenças de comportamento em termos de SM entre o Gcg e os granitos Musa e Jamon devem ser, em parte, decorrentes dos processos evolutivos diferentes experimentados por estes maciços. A natureza mais alcalina do magma gerador do Gcg (Dall'Agnol *et al.* inédito) pode ser uma das causas das diferenças assinaladas entre essas rochas.

Granodiorito Rio Maria Este granitóide possui valores de SM predominantemente baixos. Exceção a esse tipo de comportamento magnético é observada nas proximidades do contato dessa unidade com granitos do Proterozóico (Gmu e Gj), onde os valores de SM correspondentes a biotita-hornblenda granodioritos (BHGd), hornblenda-biotita granodioritos (HBGd) e hornblenda-biotita monzogranitos são elevados (Magalhães & Dall'Agnol 1991). Vá-



Pranchas — *Imagens de elétrons retrodifusos obtidas em microscópio eletrônico de varredura (MEV), mostrando aspectos texturais de minerais opacos dos granitos Jamon e Cigano. Mt: magnetita, Ilm: ilmenita, Ap: apatita, Tit: titanita, Zr: zircão, Bt: biotita, Cl: clorita. Granito Jamon: amostras (a) CREMU 78A e (b) HZR 752, anfíbólio-biotita monzogranitos, e (c) amostra HZR 751B, leucomonzogranito. Granito Cigano: (d) amostra ECR CG 40, anfíbólio-biotita monzogranito grosso, (e) amostra ECR CG 34C, anfíbólio-biotita monzogranito porfírico e (f) amostra ECR CG 27R, monzogranito transformado. Prancha a. Cristal de titanomagnetita primária transformada em intercrescimentos de Mt (cinza-claro) e Ilm trellis (T) Ilm (dark gray lamellae) due to oxidation-exsolution. Mt including Ap (black) and associated to composite (C) Ilm (dark gray), and also, individual (I) Ilm crystal, b. Mt-Ilm intergrowth (Mt + Ilm T), and individual (I) Ilm crystals (dark gray) destabilized by Tit. Automorphic crystal of Zr (white) are also associated to the iron-magnesium minerals, c. Mt crystal associated to Bt partially chloritized and Cl. d. Mt crystals (light gray) associated to trellis (T) Ilm (dark gray lamellae), patch (P) Ilm (irregular portions on the Mt border) and composite (C) Ilm (subedric crystal)*

Plates- Textural aspects of oxide minerals of the Jamon and Cigano granites (scanning electron microscopy — SEM, back scattered images). Mt: magnetite, Ilm: ilmenite, Ht: hematite, Ap: apatite, Tit: titanite, Zr: zircon, Bt: biotite, Cl: chlorite. Jamon Granite: (a) and (b), CREMU 78A and HZR 752, amphibole-biotite monzogranites; (c) HZR 751B, leucomonzogranite. Cigano Granite: (d) ECR CG 40, amphibole-biotite coarse monzogranite; (e) ECR CG 34C, amphibole-biotite porphyritic monzogranite; (f) ECR CG 27R, altered monzogranite. Plate 1 a. Primary titanomagnetite crystal transformed into Mt (light gray) and trellis (T) Ilm (dark gray lamellae) due to oxidation-exsolution. Mt including Ap (black) and associated to composite (C) Ilm (dark gray), and also, individual (I) Ilm crystal, b. Mt-Ilm intergrowth (Mt + Ilm T), and individual (I) Ilm crystals (dark gray) destabilized by Tit. Automorphic crystal of Zr (white) are also associated to the iron-magnesium minerals, c. Mt crystal associated to Bt partially chloritized and Cl. d. Mt crystals (light gray) associated to trellis (T) Ilm (dark gray lamellae), patch (P) Ilm (irregular portions on the Mt border) and composite (C) Ilm (subedric crystal)



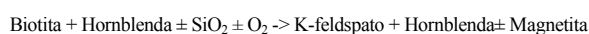
Prancha 1 — e. Cristal de Mt (cinza-claro) intercrescido com Ilm trellis (T, cinza-escuro), cristais individuais de Il (I, cinza-escuro) e Zr (branco), f. Cristal de Mt intercrescido com lamela de Ilm trellis (T, cinza-escuro) e Ilm patch (P) em sua borda (cinza-escuro)

Plate 1 - e. Mt-Ilm intergrowth (Mt + Ilm T), individual (I) Ilm crystals (dark gray), and zircon (white), f. Mt crystal with a trellis (T) Ilm lamella (dark gray), associated to patch (P) Ilm (dark gray)

lores de SM relativamente baixos, que parecem ser característicos dessa unidade, ocorrem nas outras porções do batólito e correspondem, principalmente, a HBGD e biotita granodioritos e, mais raramente, a BHGD. Este tipo de comportamento magnético indica que, na região próxima ao contato desse batólito com as intrusões graníticas citadas anteriormente, deva ter ocorrido, como decorrência da recristalização metamórfica provocada pelo efeito térmico, a neoformação de magnetita. O conteúdo de hornblenda próximo ao contato também é mais elevado, o que sugere formação de pelo menos parte do conteúdo desse mineral durante esse evento metamórfico de contato. Também no caso do Metatonalito Gnáissico Arco Verde (Althoff *et al.* 1991) de idade arqueana, foram obtidos valores mais elevados de SM em amostras de áreas próximas ao seu contato com os granitos anorogênicos do Proterozóico Musa e Marajoara (Magalhães *et al.* 1994). Speer (1981) também observou a variação do conteúdo de magnetita, e consequentemente da intensidade magnética, em rochas metapelíticas próximas do contato com um plúton granítico.

Dentre os minerais opacos descritos neste granitóide, destaca-se apenas magnetita, uma vez que pirita ocorre raramente e a martitização não é uma transformação de grande expressividade nessas rochas (Tab. 2).

As condições de f_{O_2} em que se formou o batólito de Rio Maria é uma questão complexa, haja vista o evento metamórfico nas condições fácies xisto-verde ter afetado as suas rochas, bem como o evento metamórfico de contato. Contudo, fugacidades de oxigênio próximas àquelas do tampão NNO podem ter existido durante a geração desse batólito, como sugere a associação titanita-magnetita-quartzo, que parece ter sido estável também durante o estágio ígneo. Rumble (1981) sugere f_{O_2} entre às do tampão HM e NNO para rochas que sofreram metamorfismo de baixo grau. Contudo, na auréola de contato, o conteúdo mais elevado de magnetita e hornblenda poderia ser explicado por um aumento relativo das condições de f_{O_2} durante o evento metamórfico de contato, conforme propõe a seguinte reação (adaptada de Grant 1985):



Buddington & Lindsley (1964) sugerem que condições de f_{O_2} pré-metamórficas devem ser tamponadas, sendo modificadas apenas quando houver a total recristalização dos minerais de óxidos. É possível, que o estudo da composição química dos minerais desse batólito, permita compreender as condições de f_{O_2} reinantes durante o evento metamórfico de contato.

Concluindo, acredita-se que o tipo de comportamento magnético desse grupo de granitóides é decorrência dos processos complexos que ocorreram durante a evolução dessas rochas, processos que envolveram os minerais opacos, seja transformando-os como no caso do Gcg, seja levando a sua neoformação tal como observado nas zonas de contato do GDrm.

CONCLUSÕES O estudo de SM de granitóides da Amazônia permitiu separar rochas com histórias evolutivas diferentes.

Os valores reduzidos de SM dos granitos estaníferos devem ser consequência de condições de f_{O_2} menos oxidantes do que aquelas mais frequentemente observadas em magmas graníticos não enriquecidos em Sn (Taylor & Wall 1992), uma vez que tais condições devem ter sido determinantes na formação da assembléia mineral observada, inclusive das fases minerais opacas. Da mesma forma, tanto as transformações tardi a pós-magmáticas, as quais devem ter provocado a desestabilização de magnetita, como os líquidos evoluídos a partir dos quais essas rochas foram geradas, podem acarretar os baixos valores de SM observados.

Os granitos Musa e Jamon são rochas que apresentam conteúdo expressivo de magnetita, como revelam os seus valores de SM relativamente elevados. As condições de f_{O_2} , em que se formaram esses granitóides, situam-se próximas às dos tampões NNO e HITMQ como sugerem a associação mineral titanita-magnetita-quartzo (Wones 1989), a parágenese de opacos semelhante a descrita em granitos do tipo I (Whalen & Chappell 1988) e os dados de f_{O_2} obtidos para o Gj (Dali' Agnol *et al.* 1995).

O maciço Cigano, apesar de ser um granito com magnetita, apresenta comportamento magnético diferente dos ma-

çiços Musa e Jamon. A distribuição de SM desse maciço não é uniforme para uma mesma fácies e os seus valores de SM são muito variáveis, ocorrendo desde valores muito baixos, sem similares nos maciços Musa e Jamon, até valores relativamente elevados, comparáveis aos das fácies hololeucocráticas desses granitos. As transformações dos cristais de magnetita (martitização), bem como razões mais expressivas de Ilm/Mt, podem ser apresentadas como alguns dos fatores que permitiram o tipo de comportamento magnético observado no Gcg, refletindo as condições de f_{O_2} que prevaleceram durante a formação desse maciço e que foram, possivelmente, inferiores às do tampão NNO, mas superiores àquelas do tampão FMQ.

O Granodiorito Rio Maria, do ponto de vista magnético, assemelha-se ao Gcg. Nesse granitóide, SM elevada concentra-se nas porções próximas do contato com intrusões graníticas proterozóicas (Gmu e Gj), ao passo que valores baixos são dominantes nas outras porções do batólito. Logo, a neoformação de magnetita, decorrente do efeito térmico provocado pelas intrusões graníticas mencionadas, é o fator determinante para a elevação da SM nas porções de contato. As condições de f_{O_2} existentes durante o evento metamórfico regional não devem ter sido muito diferentes daquelas reinantes durante a formação desse batólito (Buddington & Lindsley 1964, Grant 1985). Entretanto, durante o metamorfismo de contato, deve ter ocorrido um aumento relativo da f_{O_2} .

As diferenças observadas entre os comportamentos magnéticos dos granitóides estudados mostram a importância da utilização de dados de SM em estudos de cunho petrológico e metalogenético. Esses dados permitiram a

separação de granitos com magnetita formados em condições de f_{O_2} relativamente elevadas (granitos Musa e Jamon) do Granito Cigano também portador de magnetita, porém gerado em condições de f_{O_2} comparativamente inferiores. Eles levaram também à caracterização de uma auréola de contato no Granodiorito Rio Maria e à separação de granitos estaníferos em um grupo com comportamento magnético específico, em que as fácies mais transformadas e especializadas em Sn apresentam valores de SM distintamente mais reduzidos. Ressalta-se, assim, a importância da interação de dados magnéticos (SM), petrográficos, incluindo o estudo das fases minerais denominadas opacas, e geoquímicos.

AGRADECIMENTOS O suporte financeiro para a execução desse trabalho foi fornecido pelo Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) e pelo Projeto Petrologia dos Granitóides da Amazônia Oriental (FINEP - PADCT), desenvolvido no Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará (UFPA).

Gostaríamos de agradecer à Companhia Brasileira de Metalurgia e Mineração (CBMM), em particular a B. Riffel, ao Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (CRPG - CNRS), a A. Kohler e a J. Gorau do Service Comune de Microanalyses da Université Nancy I pelo apoio na obtenção de informações e imagens em microscópio eletrônico de varredura (MEV); a Jorge S. Bettencourt (Universidade de São Paulo, USP) pelas amostras, lâminas e informações geológicas sobre o Granito Pedra Branca.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALTHOFF, F. J.; DALL'AGNOL, R. & SOUZA, Z. S. 1991. Região de Marajoara - SE do Pará: prolongamento dos terrenos arqueanos de Rio Maria ou retrabalhamento? In: SIMP. GEOL. AMAZ., 3, Belém, 1991. *Anais...* Belém, SBG, p. 130-141.
- BALSLEY, J. R. & BUDDINGTON, A. F. 1958. Iron-titanium oxide minerals, rocks and aeromagnetics anomalies of the Adirondack area, New York. *Econ. Geol.*, 53(7): 777-805.
- BARROS, C. E. M., DALL'AGNOL, R.; LAFON, J.-M.; TEIXEIRA, N. P. & RIBEIRO, J. W. 1992. Geologia e geocronologia Rb-Sr do Gnaiss Estrela, Curionópolis, PA. *Boi. Mus. Par. Emilio Goeldi*, 4: 85-104.
- BUDDINGTON, A.F. & LINDSLEY, D.H. 1964. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *J. Petr.*, 5(2): 310-357.
- COLLINSON, D. W. 1983. *Methods in rock magnetism and paleomagnetism (techniques and interpretation)*. 1st ed. New York, Chapman and Hall, 503 p.
- CRISS, R.E. & CHAMPION, D.E. 1984. Magnetic properties of granitic rocks from southern half of Idaho Batholith: influences of hydrothermal alteration and implications for aeromagnetic interpretation. *J. Geophys. Res.*, 89(B8):7061-7076.
- DALL'AGNOL, R.; BETTENCOURT, J. S.; JORGE-JOÃO, X. S.; MEDEIROS, H.; COSTI, H. T. & MACAMBIRA, M. J. B. 1987. Granitogenesis in the Northern Brazilian region: a review. *Rev. Bras. Geoc.*, 17: 382-403.
- DALL'AGNOL, R.; LAFON, J.-M. & MACAMBIRA, M. J. B. 1994. Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: geochronological, petrological and geochemical aspects. *Mineral. Petrol.*, 50: 113-138.
- DALÚAGNOL, R.; PICHAVANT, M. & CHAMPENOIS, M. 1995. Opaque mineralogy and magmatic evolution of the Jamon Proterozoic anorogenic magnetite granite, Eastern Amazony, Brazil. In: SYMPOSIUM ON RPAKIVI GRANITES AND RELATED ROCKS, Belém, 1995. Abstracts volume... Belém, IGCP (Project 315), p. 24-25.
- DALL'AGNOL, R.; SAUCK, W.A. & GONCALEZ, M.G.B. 1988. Suscetibilidade magnética em granitóides da Amazônia: um estudo preliminar. In: CONGR. BRAS. GEOL., 35, Belém, 1988. *Anais...* Belém, SBG, v.3, p.1164-1173.
- DOCEGEO (Distrito Amazônia). 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: CONGR. BRAS. GEOL., 35, Belém, 1988. *Província Mineral de Carajás litoestratigrafia e principais depósitos minerais*. Anexo aos anais. Belém, CVRD - SBG, p. 11-54.
- FROST, B. R. 1991. Magnetic petrology: factors that control the occurrence of magnetite in crustal rocks. In: LINDSLEY, D. H. ed. *Oxide minerals: petrologic and magnetic significance*. Washington. Miner. Soc. Am., p. 489-509.
- GASTAL, M.C.P. 1988. Magmatismo ácido-intermediário do Proterozóico Médio na região de Rio Maria, SE do Pará: discussão quanto à tipologia. In: CONGR. BRAS. GEOL., 35, Belém, 1988. *Anais...* Belém, SBG, v.3, p.1147-1163.
- GONCALEZ, M. G. B.; DALL'AGNOL, R.; VIEIRA, E. A. P.; MACAMBIRA, M. J. B. & SENA, N. D. 1988. Geologia do maciço anorogênico Cigano, Vale do Rio Parauapebas - PA. In: CONGR. BRAS. GEOL., 35, Belém, 1988. *Anais...* Belém, SBG, v. 3, p. 1132-1146.
- 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. 1981a. Opaque mineral oxides in basalts. In: RUMBLE III, D. *Oxide minerals*. 2nd ed. Washington. Miner. Soc. Am., Hgl-HglOO.
- HAGGERTY, S. E. 1981b. Opaque mineral oxides in terrestrial igneous rocks. In: RUMBLE III, D. *Oxide minerals*. 2nd ed. Washington. Miner. Soc. Am., Hgl01-Hg300.
- HATTORI, K. 1987. Magnetic felsic intrusions associated with Canadian Archean gold deposits. *Geology*, 15:1107-1111.
- HENKEL, H. 1976. Studies of density and magnetic properties of rocks from northern Sweden. *Pure Appl. Geophys.*, 114:235-249.
- HIRATA, W. K.; RIGON, J. C.; KADEKARU, K.; CORDEIRO, A. A. C. & MEIRELES, E. M. 1982. Geologia regional da Província Mineral de Carajás. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 1, Belém, 1982. *Anais...* Belém, SBG, v. 1, p. 100-110.
- ISHIHARA, S. 1977. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geology*, 27:293-305.
- ISHIHARA, S. 1981. The granitoid series and mineralization. In: SKINNER, B. J. ed. *Economic Geology Seventy-fifth Anniversary-volume*. Lancaster. Econ. Geol., p. 458-484.
- LAPOINTE, P.; CHOMYN, B. A.; MORRIS, W. A. & COLES, R. L. 1984. Significance of magnetic susceptibility measurements from Lac du Bonnet Batholith, Manitoba, Canada. *Geoexploration*, 22:217-229.
- LAPOINTE, P.; MORRIS, W. A. & HARDING, K.L. 1986. Interpretation of magnetic susceptibility: a new approach to geophysical evaluation of the degree of rock alteration. *Can. J. Earth Sci.* 23:393-401.

- MACAMBIRA, E. M. B. & VALE, A. G. no prelo. *Programa Grande Carajás, Folha SB-22-Y-B São Felix do Xingu*. Belém. DNP/CPRM.
- MACHADO, N.; LINDENMAYER, D. & LINDENMAYER, Z. 1988. Geocronologia U-Pb da Província Metalogenética de Carajás, Pará: resultados preliminares. In: CONGR. LAT. AMER. GEOL., 7, Belém, 1988. *Anais...* Belém, SBG, v.1, p. 339-347.
- MAGALHÃES, M.S. 1991. *Minerais opacos e susceptibilidade magnética de granitóides da Amazônia Oriental: implicações petrológicas*. Belém, 274p. (Tese de Mestrado. UFPA - Centro de Geociências).
- MAGALHÃES, M.S. & DALL'AGNOL, R. 1991. Considerações petrológicas baseadas em estudos de minerais opacos e susceptibilidade magnética no Granodiorito Rio Maria (região de Rio Maria - sudeste do Pará). In: SIMP. GEOL. AMAZ., 3, Belém, 1991. *Anais...* Belém, SBG. p.70-84.
- MAGALHÃES, M. S. & DALL'AGNOL, R. 1992. Estudos de minerais opacos e susceptibilidade magnética nos granitos Musa e Jamon (região de Ris Maria - SE do Pará) e suas implicações petrológicas. *Rev. Bras. Geoc.*, 22(2): 184-197.
- MAGALHÃES, M. S., FIGUEIREDO, M.A.B.M. & ALTHOFF, R.J. 1994. Comportamento magnético do íbniltp Arco Verde e do Granito Guarantã, Rio Maria, Pará: susceptibilidade magnética e minerais opacos. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 4, Belém, 1994. *Resumos Expandidos...* Belém, SBG.
- MEDEIROS, H. & DALL'AGNOL, R. 1988. Petrologia da porção leste do batólito granodiorítico Rio Maria, sudeste do Pará. In: CONGR. BRAS. GEOL., 35, Belém, 1988. *Anais...* Belém, SBG. v. 3, p. 1488-1499.
- MOONEY, H.M. & BLEIFUSS, R. 1953. Magnetic susceptibility measurements in Minnesota, part II, analysis of field results. *Geophysics*, 18:383-393.
- SOUZA, Z.S.; MEDEIROS, H.; ALTHOFF, F.J. & DALL'AGNOL, R. 1990. Geologia do terreno granito-"greenstone" Arqueano da região de Rio Maria, sudeste do Pará. In: CONGR. BRAS. GEOL., 36, Natal, 1990. *Anais...* Natal, SBG. v.6, p. 2913-1928.
- SPEER, J. A. 1981. The nature and magnetic expression of isograds in the contact aureole of the Liberty Hill Pluton, South Carolina: summary. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 92:603-609.
- SPENCER, K. J. & LINDSLEY, D. H. 1981. A solution model for coexisting iron-titanium oxides. *Am. Mineral.*, 66:1189-1201.
- RUMBLE III, D. 1981. Oxide minerals in metamorphic rocks. In: RUMBLE III, D. ed. *Oxide minerals*. 2nd ed. Washington. Miner. Soc. Am., p. R1-R23.
- TAYLOR, J. R. & WALL, V. J. 1992. The behavior of tin in granitic magmas. *Econ. Geol.*, 87:403-420.
- TEIXEIRA, N. P. & DALL'AGNOL, R. 1991. Geologia do maciço granítico Antônio Vicente. *Boi. Mus. Par. Emilio Goeldi*, 3:45-73.
- TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C. C. G.; CORDANI, U. G. & KAWASHITA, K. 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precambrian Res.*, 42:213-227.
- WASILEWSKI, P. & WARNER, R. D. 1988. Magnetic petrology of deep crustal rocks - Ivrea Zone, Italy. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 87:347-361.
- WHALEN, J.B. & CHAPPELL, B.W. 1988. Opaque mineralogy and mafic mineral chemistry of I- and S-type granites of the Lachlan fold belt, southeast Australia. *Am. Mineral.*, 73:281-296.
- WONES, D.R. 1989. Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks. *Am. Mineral.*, 74:744-749.

MANUSCRITO A808

Recebido em 13 de dezembro de 1993

Revisão do autor em 11 de maio de 1995

Revisão aceita em 8 de janeiro de 1996