

IMPORTÂNCIA DA ANÁLISE DE SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA E LITOGEOQUÍMICA EM METAMAGNETITOS E META-MAGNETITA-PIROXENITOS DO ALVO GULÇARI A NORTE – MARACAS – BAHIA

Leonardo Vasconcellos Rangel, LARGO RESOURCES, leonardo.rangel@largoresources.com
Samile Ribeiro Regis, LARGO RESOURCES, samile.regis@largoresources.com
Fábio Bezerra Damasceno, FERBASA, fbdamasceno@hotmail.com

Resumo: *O Alvo Gulçari A Norte, faz parte do corpo máfico-ultramáfico denominado Sill do Rio Jacaré, composto por uma diversidade de rochas de natureza gabroica estratificadas e metamorfisadas, que hospedam importantes concentrações de V e Ti associadas a magnetita. Tais rochas tiveram as seguintes propriedades físicas e químicas específicas analisadas: a densidade, a susceptibilidade magnética mensurada com a utilização de um susceptímetro e a composição química calculada pela técnica de fluorescência de raios-x, para rocha total e concentrado magnético por Tubo Davis. O estudo de susceptibilidade permitiu observar assinaturas distintas entre inúmeros pulsos magnéticos e sua relação com o percentual de magnéticos concentrados por separador magnético. Os resultados de litogeoquímica permitiram comparar a variação entre a fase vanadífera e a fase titanífera nas magnetitas entre os pulsos. Identificou-se acúmulo de pirrotita no concentrado magnético de uma camada de meta-magnetita-piroxenito, o que pode justificar a redução do vanádio na mesma. Desta forma, para que a magnetita seja processada é necessária uma etapa prévia de concentração do mineral pirrotita de forma a favorecer a recuperação de vanádio. A caracterização mineraloquímica das magnetitas existentes permitirá compreender a relação entre a proporção de determinados elementos e o resultado da separação magnética e consequentemente sugerir melhorias no processo.*

Palavras-chave: *susceptímetro, magnético, recuperação, vanádio.*

INTRODUÇÃO

O Alvo Gulçari A Norte (GAN) está localizado no Distrito Vanadífero de Maracás (DVM), no domínio geológico do Sill do Rio Jacaré (SRJ). O SRJ é uma intrusão máfica/ultramáfica composta por litotipos como metagabros, meta-anfibolitos, meta-anortositos, meta-magnetita-piroxenitos e metamagnetitos (Brito e Nonato, 2014). GAN situa-se a norte da cava Campbell (depósito Gulçari A), a atual mina de titano-magnetita vanadífera da mineradora Largo Resources (Largo Resources, 2017).

O vanádio está inserido principalmente na estrutura molecular de magnetita e o titânio ocorre incorporado à ilmenita e à titano-magnetita (Froés, 2015). Estes minerais ocorrem em camadas cíclicas de meta-magnetita-piroxenitos e metamagnetitos. São rochas de coloração escura, preto acinzentado a esverdeado, densas e magnéticas (Figura 1).

De acordo com Telford (1990) a susceptibilidade magnética é a medida da resposta magnética de um material à um campo magnético externo. A susceptibilidade, medida em unidades adimensionais, é definida como a medida da capacidade do material ser magnetizado. Quanto maior a susceptibilidade do material, maior será a magnetização do mesmo.

As rochas possuem seu caráter magnético diretamente proporcional ao conteúdo de minerais magnéticos que contêm. O mineral ferrimagnético mais importante presente nas rochas é a

magnetita. A Susceptibilidade magnética pode ser medida no campo ou em amostras de mão através do equipamento portátil chamado Susceptibilímetro magnético.

O SRJ corresponde a um corpo máfico-ultramáfico estratificado com cerca de 70 km de comprimento e 1 km de largura, alinhado em um trend aproximadamente norte-sul (Brito, 2000). A província supracitada encontra-se na entidade geológica denominada de Cráton do São Francisco (Almeida 1971), mais especificamente no Cinturão Contendas-Mirante, formado durante a colisão Orosiriano-Riaciana dos blocos Arqueanos e Paleoproterozóicos Gavião e Jequié e correlacionada a formação de importantes corredores metalogenéticos.

O Sill do Rio Jacaré é limitado a leste por gnaisses do Bloco Jequié e a oeste por rochas metavulcânicas da Sequência Vulcanossedimentar Contendas-Mirante (Carvalho, 2018). O SJR é composto por uma diversidade de rochas de natureza gabroica, que variam das rochas mais básicas com predominância de anfibólio, piroxênio e cumulus de magnetita até rochas mais diferenciadas com abundância de plagioclásio. As mineralizações do SJR têm gênese associada a processos de cristalização fracionada e mistura de magmas, ocasionada pela intrusão de múltiplos pulsos de magma (Brito, 2000).

MATERIAIS E METODOS

Os litotipos meta-magnetita-piroxenitos e metamagnetititos foram identificados e individualizados com base em descrições macroscópicas das amostras. Posteriormente, tal identificação foi validada com base no percentual de magnéticos. De modo geral, os meta-magnetita-piroxenitos possui mais de 10% e menos de 35% de magnéticos (Figura 1). Os metamagnetititos possuem acima de 35% de magnéticos.

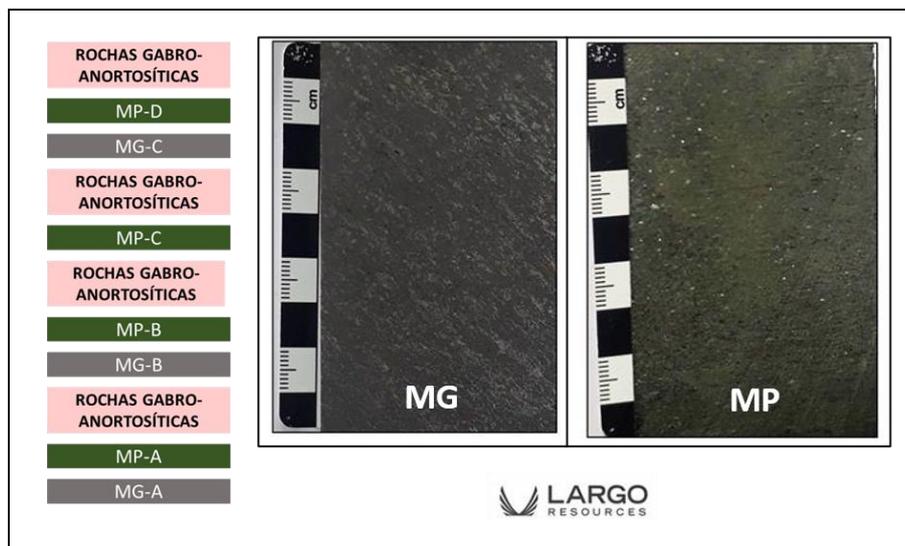


Figura 1 Exemplo dos litotipos analisados quanto a susceptibilidade magnética e litogeoquímica e posição estratigráfica das camadas estudadas

A susceptibilidade magnética foi obtida a partir de um susceptibilímetro portátil KT-10. As medidas foram obtidas em testemunhos de sondagem, sendo efetuadas leituras a cada 25 cm, os

resultados são expressos em unidades adimensionais em intervalos de 0 a 2.000 SI. A densidade foi obtida em amostras enviadas ao laboratório com a utilização de picnômetro.

A geoquímica foi efetuada em amostras de rocha pulverizadas e analisadas pelo método de fluorescência de raios-x. As amostras de geoquímica de rocha são divididas em dois grupos: Rocha total (RT), onde a rocha é analisada em todo o seu conteúdo e concentrado magnético (CM), que analisa o conteúdo da rocha após separação magnética. O concentrado magnético é produto do processo de separação da porção magnética em Tubo Davis (Figura 2).

Segundo Sampaio et al (2018), o Tubo Davis é um concentrador eletromagnético em escala de bancada utilizado para estimar o teor e a recuperação mássica (rendimento) no processo de separação de baixa intensidade de campo magnético. O Tubo Davis (Figura 2) é constituído por um eletroímã que pode gerar um campo magnético de até 4.000 G. INBRAS (2021) acrescenta que o separador tubo Davis é utilizado em laboratórios para se avaliar o teor de minerais magnéticos contidos em pequenas amostras de minérios, moídos na granulometria de liberação [...] além de propiciar que seja avaliada a quantidade dos concentrados e dos rejeitos obtidos em algumas plantas de minérios.

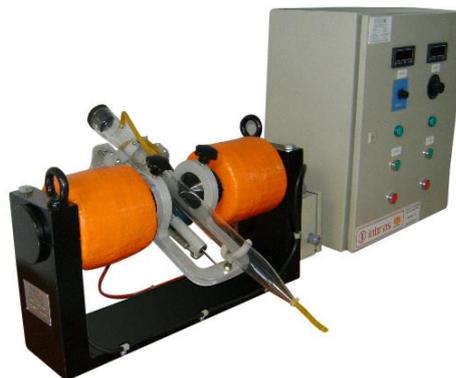


Figura 2 Separador magnético tipo Tubo Davis. INBRAS (2021)

Para realização deste trabalho foram coletadas 5 amostras nas pilhas de minério e estéril no pátio da mina que posteriormente foram preparadas seguindo o fluxograma abaixo (FIGURA 4) e analisadas pelo laboratório interno da VMSA.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Foram considerados para estudo camadas de meta-magnetitito (MG) e meta-magnetita-piroxenito (MP). Foram selecionadas para análise, três camadas distintas de meta-magnetititos, denominadas MG-A, MG-B e MG-C, sequência seguindo a ordem de gênese. Para meta-magnetita-piroxenitos, foram selecionadas quatro camadas, denominadas MP-A, MP-B, MP-C e MP-D, da base para o topo, respectivamente (Figura 1).

A Tabela 1 abaixo apresenta a média dos dados de susceptibilidade magnética, porcentagem de magnéticos, densidade, teores de FeO, TiO₂, V₂O₅ em Rocha total e em Concentrado magnético por camada e litotipo.

Tabela 1 - Média dos teores de FeO, TiO₂, V₂O₅ em Rocha total e em Concentrado magnético para os litotipos meta-magnetita-piroxenito (MP) e metamagnetitos (MG).

Médias/Litotipos	MG-A	MG-B	MG-C	MP-A	MP-B	MP-C	MP-D
Susceptibilidade magnética (SI)	1012,62	1062,42	1199,59	409,018	548,846	464,257	444,483
Concentração de magnéticos (%)	39,0	41,0	46,0	22,0	25,0	19,0	24,0
Densidade g/cm ³	3,9	4,0	4,1	3,5	3,4	3,5	3,5
FeO - R. Total (%)	26,5	28,5	30,7	21,8	23,2	25,2	21,8
FeO - Concentrado (%)	31,6	31,5	31,8	31,7	31,5	35,9	31,7
V ₂ O ₅ - R. Total (%)	1,1	1,0	0,7	0,5	0,6	0,2	0,4
V ₂ O ₅ - Concentrado (%)	2,6	2,4	1,5	1,9	2,3	1,1	1,5
TiO ₂ - R. Total (%)	10,4	12,2	15,6	6,4	9,3	9,0	8,8
TiO ₂ - Concentrado (%)	2,5	3,7	5,3	1,5	2,6	2,1	3,0

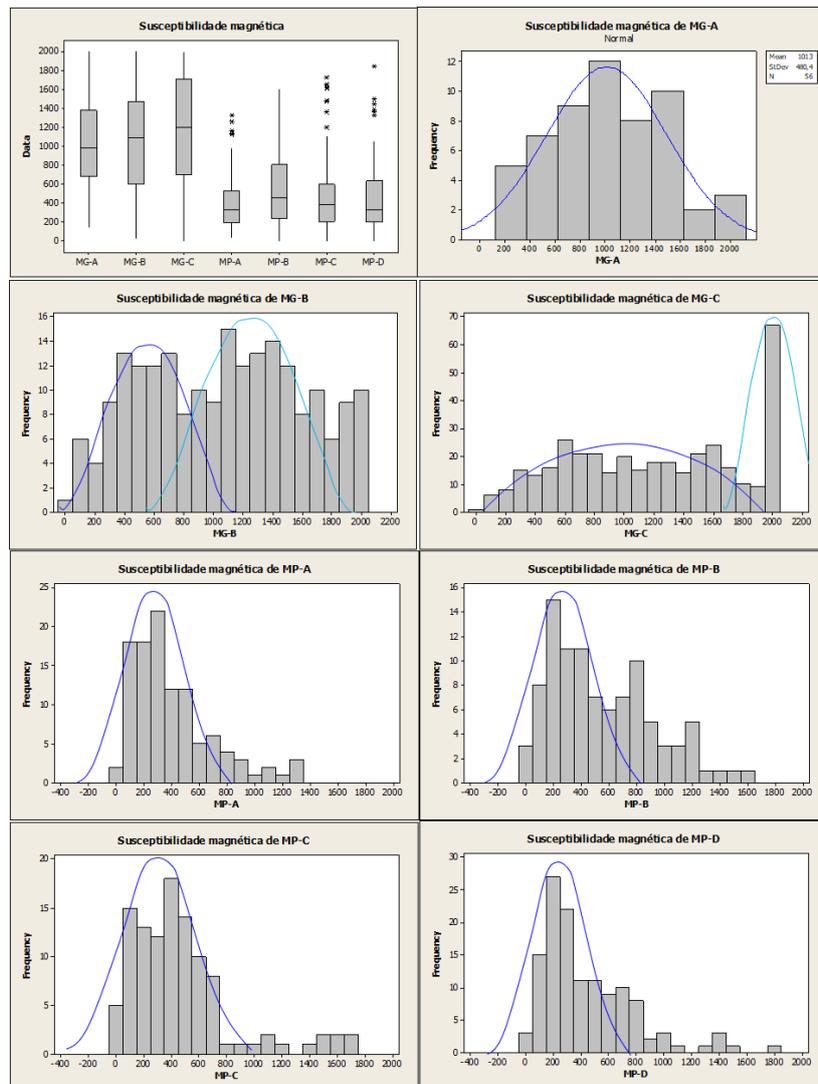


Figura 3 – Bloxplot e histogramas de distribuição para a susceptibilidade magnética em meta-magnetita-piroxenito (MP) e metamagnetitos (MG)

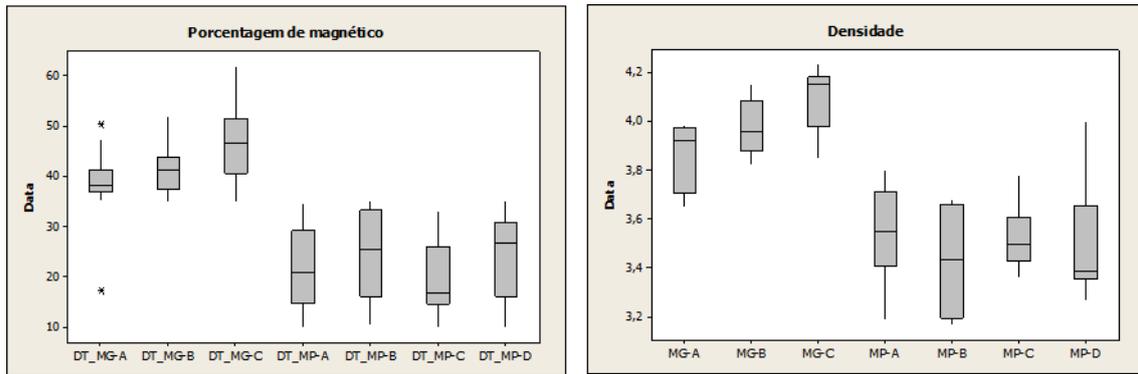


Figura 4 – Bloxplot da Porcentagem de magnéticos e de densidades para os litotipos meta-magnetita-piroxenito (MP) e metamagnetitos (MG)

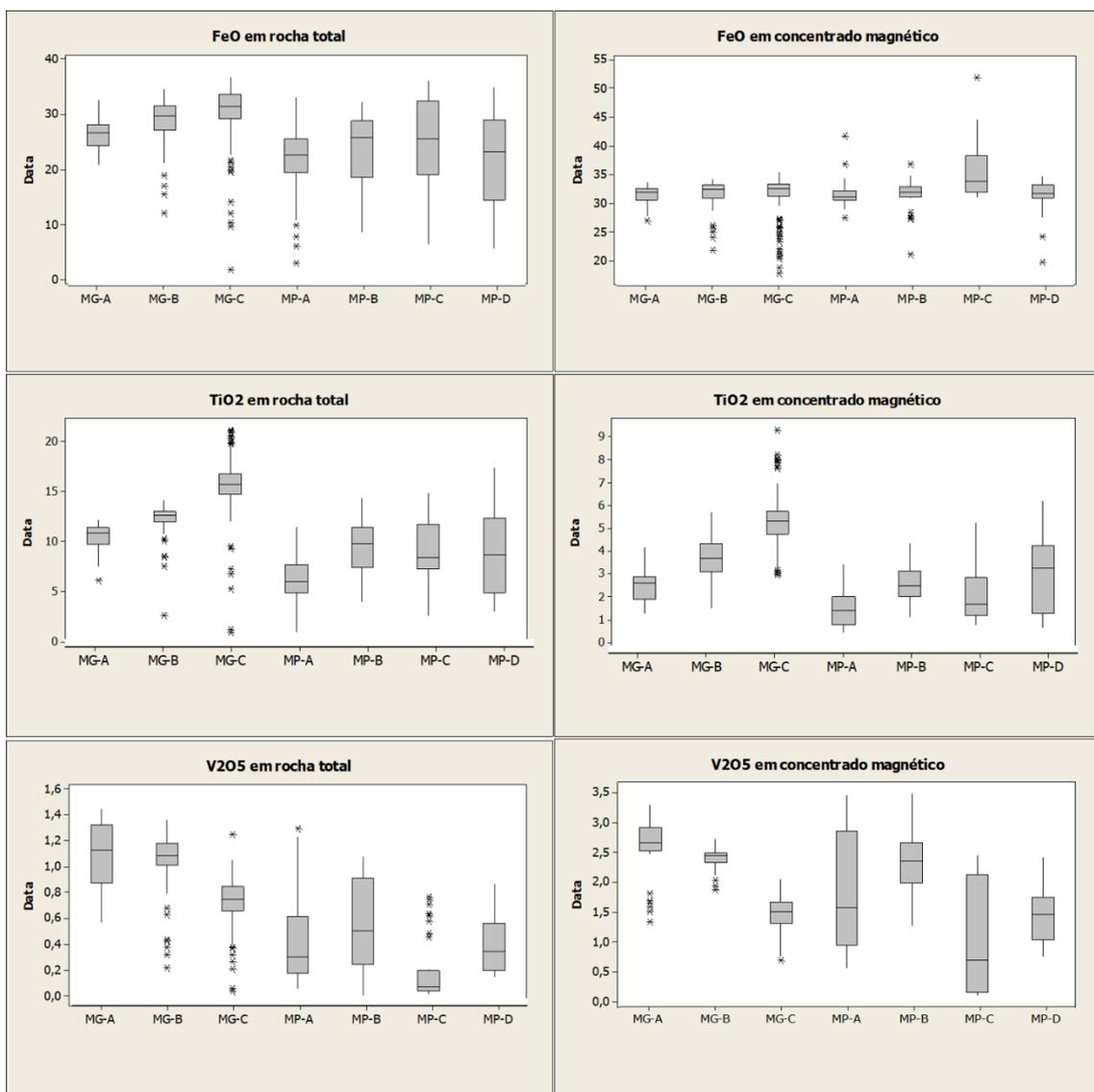


Figura 5 - Bloxplots dos teores de FeO, TiO₂, V₂O₅ em Rocha total e em Concentrado magnético para os litotipos meta-magnetita-piroxenito (MP) e metamagnetitos (MG).

Analisando o gráfico bloxplot (Figura 3) de susceptibilidade magnética nota-se que os litotipos podem ser individualizados claramente através da susceptibilidade magnética. Os valores para MG variam entre 600 e 1800 SI com média entre 1000 a 1200 SI (Tabela 1). Da camada mais antiga para a mais nova (MG-A, passando por MG-B até MG-C), ocorre crescimento gradual da susceptibilidade. MG-A apresenta valores mais concentrados enquanto MG-B e MG-PC possuem maior dispersão dos dados. Tal dispersão é detalhada nos histogramas de distribuição para a susceptibilidade magnética.

O histograma de distribuição de MG-A (Figura 3) possui uma curva de variação bem definida indicando uma cristalização e diferenciação magmática homogênea e/ou constante, cuja evolução não possuiu variação significativa de ambiente que ocasionasse a formação de mais de uma assinatura em relação ao parâmetro analisado de susceptibilidade magnética.

Em MG-B, os resultados indicam a ocorrência de duas populações, uma com média de 550 SI e outra com 1300 SI. Um resultado similar é visto em MG-C, que apresenta uma família com susceptibilidade magnética em torno de 1000 SI e outra em 2000 SI (Figura 3). Nos pulsos mais recentes (MG-B e MG-C), verifica-se magnetitos pertencentes a uma mesma camada com variação na concentração de magnetita, sendo a maior concentração na base em relação ao topo.

Para meta-magnetita-piroxenito, os valores de susceptibilidade magnética variam entre 200 e 800 SI com média entre 400 a 550 SI. Diferentemente do meta-magnetito, as camadas não apresentam crescimento gradual ao longo sua gênese, a camada com maior susceptibilidade é a MP-B (em média 550 SI), que também apresenta a maior dispersão dos dados. São observados outliers positivos em MP, os quais representam intercalações de MG ao longo da camada de MP. Os histogramas de distribuição para as camadas de MP são similares, com alguns valores acima de 800 SI, também associadas as intercalações de MG (Figura 3).

Em concordância aos valores obtidos para susceptibilidade magnética, a concentração de magnéticos (Figura 4) tem crescimento gradual nos MG, da camada mais basal até a camada mais ao topo (MG-A, MG-B e MG-C), com médias de 39%, 41% e 46%, respectivamente. A cada novo pulso há um aumento modal na magnetita.

Nos corpos mineralizados a densidade (Figura 4) é diretamente proporcional ao percentual de magnetita (aproximadamente 5,2g/cm³), consequentemente o magnetito do último pulso apresenta densidade mais elevada em relação aos demais (3,9; 4,0 e 4,10 2g/cm³).

Para MP-A, MB-B, MP-C e MP-D, a porcentagem de magnéticos média é de 22%, 25%, 19% e 24%, respectivamente com destaque ao valor mais baixo de MP-C. As densidades variam entre 3,4 a 3,55 2g/cm³ (Figura 4 e Tabela 1).

Embora MP-C tenha a menor porcentagem de magnéticos com média de 19%, esta mantém a densidade média observada para as outras camadas de magnetita-piroxenito. Tal fato pode ser justificado por hidrotermalismo local associado a veios de pegmatitos que atenuam a propriedade magnética mantendo a densidade da rocha.

De acordo com Froes (2015, apud Brito e Nonato, 2014), a mais importante mineralização do Sill do Rio Jacare é constituída de magnetita titanífera, onde a substância metálica principal é o metal vanádio, e secundariamente, titânio e ferro. Visando entender a assinatura geoquímica da

magnetita em cada camada e em cada litotipo, comparou-se os valores de FeO, TiO₂ e V₂O₅ em análises de rocha total -RT e em análises de concentrado magnético -CM (Tabela 1 e Figura 5).

Para o MG, o FeO-RT e TiO₂ em ambas às análises (RT e CM), crescem da base para o topo enquanto o V₂O₅ (RT e CM) diminui, indicando uma substituição do vanádio pelo titânio na estrutura cristalina da magnetita. A cada novo pulso, da base para o topo da sequência, a magnetita enriquece em titânio. Em MG-A tem-se uma magnetita vanadífera, a magnetita de MG-B é depletada em vanádio e enriquecida em titânio em relação ao pulso anterior, relação similar ao se comparar MG-C com MG-B, ou seja, a magnetita grada de vanadífera na camada inferior a titanífera na camada superior.

Para cada camada de MG, nota-se uma assinatura de FeO, TiO₂ e V₂O₅ específica com valores distintos e baixa dispersão dos dados em bloxplot. Tais condições sugere que cada camada foi formada por um pulso diferente cujos teores dentro da mesma camada não apresentam variações significativas.

Analisando as camadas de MP, o FeO-RT crescem da base para o topo com 21,8% em MP-A, 23,2% em MP-B e 25,2 % em MP-C. Entretanto em MP-D ocorre depleção do ferro com média de 21,8%. Observando o FeO-CM, todas as camadas possuem valores entre 31 e 32%, exceto o MP-C com média de 35%. O MP-C tem-se o máximo de ferro sendo incorporado na estrutura da magnetita, o que justifica a depleção deste no pulso que cristalizou o MP-D.

O TiO₂ e o V₂O₅ (ambos RT e CM) começam a crescer da base para o topo, de MP-A para MP-B. Como o MP-C tem incremento de FeO na estrutura da magnetita, os teores de TiO₂ e V₂O₅ diminuem, pois, estes elementos foram incorporados com menor frequência. Embora o V₂O₅-RT apresente uma queda brusca de teor, o V₂O₅-CM apresenta ampla dispersão nos dados, sugerindo que dentro da mesma camada as magnetitas incorporaram o vanádio em diferentes proporções. Existem magnetitas ferro-vanadíferas e magnetitas ferro-titaníferas.

No MP-D, o V₂O₅ (RT e CM) volta a crescer em teor indicando que as magnetitas retomaram a incorporação de vanádio a sua estrutura em relação ao ferro, que volta aos teores entre 31 e 32%. Os teores de V₂O₅-CM no MG-B e MP-B (cerca de 2,35%) sugerem que essas camadas tiveram origem em um mesmo pulso. Assim como no MG-C e MP-D (cerca de 1,47%).

Visando entender melhor a depleção de V₂O₅ que a camada MP-C apresenta, realizou-se uma análise multielementar nas camadas. Identificou-se que os teores de ferro e enxofre (Figura 6) apresentam picos positivos nas análises de concentrado magnético. Deste modo, em MP-C ocorre a formação de sulfeto magnético, pirrotita, que também é concentrado juntamente com a magnetita. A presença da pirrotita pode justificar a redução do vanádio uma vez que não existe substituição do ferro pelo vanádio neste tipo de mineral. A pirrotita é identificada em descrições de furos de sondagem.

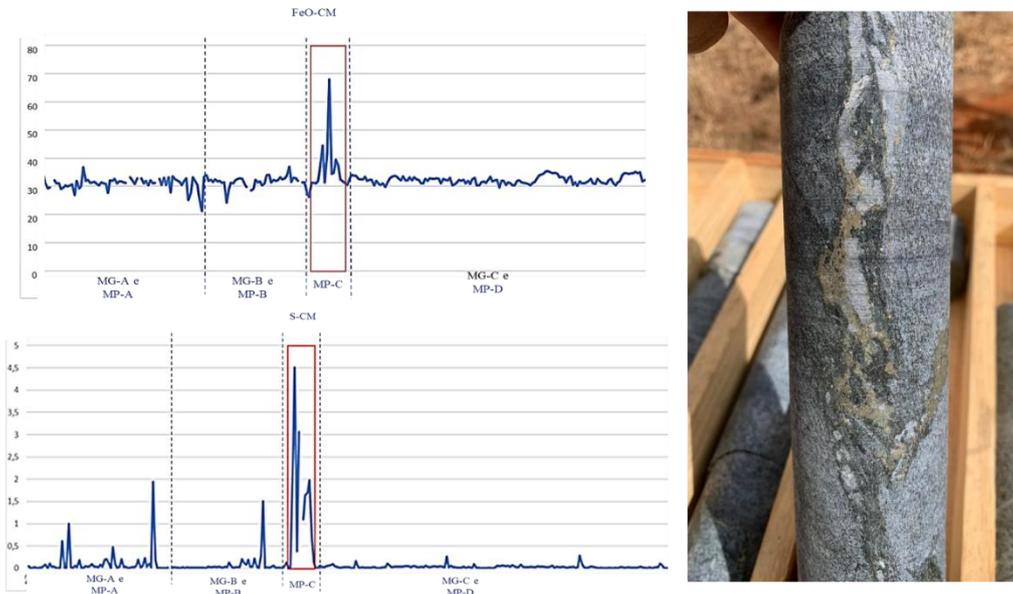


Figura 6 - Análise dos teores de FeO e S em Concentrado magnético para os litotipos meta-magnetita-piroxenito (MP) e metamagnetititos (MG). Foto de pirrotita em testemunho de sondagem

Como a susceptibilidade magnética da pirrotita é mais baixa do que a da magnetita (Tabela 2) é justificável que o percentual magnético de vanádio extraído durante o processo de beneficiamento (separação magnética) seja menor uma vez que o vanádio substitui o ferro na magnetita. Desta forma, para que esse tipo de minério (magnetita) seja processado é necessária uma etapa prévia de concentração do mineral pirrotita de forma a favorecer a recuperação de vanádio através da magnetita.

Tabela 2 Susceptibilidade magnética em m³/Kg dos minerais ferromagnéticos. (LAWVER et al, 1974)

Classificação	Mineral	Susceptibilidade magnética m ³ /Kg
Ferromagnéticos	Magnetita	14 -18 x 10 ⁻⁴
	Ilmenita	13 x 10 ⁻⁷
	Pirrotita	2,3 x10 ⁻⁷

CONCLUSÕES

Após a análise dos resultados verifica-se que os litotipos podem ser individualizados claramente através da susceptibilidade magnética. Tendo por base uma média entre 1000 a 1200 SI para o metamagnetitito e média entre 300 a 550 SI para o meta-magnetita-piroxenito. Tal constatação auxiliará numa identificação mais assertiva dos litotipos em furos de sondagem durante campanhas de exploração.

Considerando os metamagnetititos, da base para o topo da câmara magmática, a cada novo pulso há um aumento modal na magnetita que grada de vanadifera na camada inferior a titanifera na camada superior. Para cada camada de MG, nota-se uma assinatura de FeO, TiO₂ e V₂O₅ específica com valores distintos.

Para o meta-magnetita-piroxenito as camadas não apresentam crescimento gradual de magnetita ao longo sua gênese. A camada com maior susceptibilidade é a MP-B (em média 550 SI). Embora não seja o mais magnético, possivelmente por efeitos de hidrotermalismo, o MP-C tem o máximo de ferro sendo incorporado na estrutura da magnetita. Dentro da mesma camada as magnetitas incorporaram o vanádio em diferentes proporções. Existem magnetitas ferro-vanadíferas e magnetitas ferro-titaníferas. No MP-D, o V₂O₅ (RT e CM) volta a crescer em teor indicando que as magnetitas retomaram a incorporação de vanádio a sua estrutura em relação ao ferro.

Esse trabalho propiciou a identificação do acúmulo de ferro e enxofre no concentrado magnético de MP-C, demonstrando que diferentemente dos outros pulsos, no MP-C, além de magnetita tem-se pirrotita no sistema. A presença da pirrotita pode justificar a redução do vanádio uma vez que não existe substituição do ferro pelo vanádio neste tipo de mineral.

Como a susceptibilidade magnética da pirrotita é mais baixa do que a da magnetita é justificável que o percentual magnético de vanádio extraído durante o processo de beneficiamento seja menor. Desta forma, para que esse tipo de minério (magnetita) seja processado é necessária uma etapa prévia de concentração do mineral pirrotita de forma a favorecer a recuperação de vanádio através da magnetita.

A caracterização mineraloquímica das magnetitas existentes em MG e MP, sobretudo a identificação de pirrotita em MP-C, auxiliará na determinação de método de lavra e beneficiamento mineral (processos geometalurgicos) mais assertivos e por conseguintes mais produtivos para a mineradora.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BRITO, R. S. C. (2000). Geologia e Petrologia do Sill Máfico-Ultramáfico do Rio Jacaré - Bahia e Estudo das Mineralizações de Fe-Ti-V e Platinóides Associados. Tese (Doutorado). Brasília: Instituto de Geociências, UnB.

BRITO, R. S. C. de; Nonato, I. F. B. P. (2014). O Distrito Vanadífero de Maracás-Bahia: Modelos Descritivos, Genéticos e Econômicos das Mineralizações. 47º Congresso Brasileiro de Geologia. 25/09. 219p. Salvador-BA.

CARVALHO, A. A. J. (2018). Integração de dados geológicos e geofísicos do depósito de Ti-Magnetita Vanadífera de Novo Amapo Norte, Sill do Rio Jacaré, Maracás – BA. Trabalho Final de Graduação. Salvador: Instituto de Geociências., UFBA

CAWTHORN, R. G. & ASHWAL, L. D. Origin of Anorthosite and Magnetite Layers in the Bushveld Complex, Constrained by Major Element Compositions of Plagioclase. *Journal of Petrology* 50, 1607-1637. (2009).

CHARLIER, B., NAMUR, O., MALPAS, S., de MARNEFFE, C., DUCHESNE, J. C., AUWERA, J. V. e BOLLE, O. Origin of the giant Allard Lake ilmenite ore deposit (Canada) by fractional crystallization, multiple magma pulses and mixing. *Lithos* 117, 119-134. (2010)

FRÓES, M. V. L. (2015). Caracterização Petrográfica e Geoquímica das Mineralizações de Titânio no Alvo Gulçari A Norte no Sill do Rio Jacaré. Maracás – Bahia. Trabalho Final de Graduação. Instituto de Geociências. Universidade Federal da Bahia, Salvador-BA.

HESS, H. H.; Stillwater Igneous Complex, Montana: A Quantitative Mineralogical Study. Geol. Soc. America Mem. 80, 225 p. (1960).

INBRAS. Disponível em: <https://inbras.com.br/separador-magnetico-tipo-tubo-davis/>. Acesso em 13 de fevereiro de 2021.

IRVINE, T. N. Origin of chromite layers in the Muskox intrusion and other stratiform intrusions: A new interpretation. Geology, v. 5, p. 273-277 (1977).

IRVINE, T. N.; Crystallization Sequences in the Muskox Intrusion and Other Layered Intrusions - II. Origin of Chromite Layers and Similar Deposits of Other Magmatic Ores. Geochim et Cosmochim. Acta, v. 39, p. 991-1020. (1975).

JACKSON, E. D.; Primary Textures and Mineral Associations in the Ultramafic Zone of the Stillwater Complex, Montana. U.S. Geol. Survey Prof. Paper 358, 106 p. (1961).

JESUS, M. L. D. (2019). Caracterização Geológico-Geofísica do Sill do Rio Jacaré no Alvo São José - Maracás/Bahia. Trabalho Final de Graduação. Salvador: Instituto de Geociências., UFBA.

LARGO RESOURCES LTD. (2017). Relatório Técnico para o Projeto Largo Resources-Vanádio de Maracás. Relatório Interno.

LAWVER, J. E. e HOPSTOCK, D. M. Wet magnetic separation of weakly magnetic materials. MineralsSci. Engng, 6, 154-172. (1974).

REYNOLDS, I. M. (1985). The nature and origin of titaniferous magnetite-rich layers in the upper zone of the Bushveld Complex; a review and synthesis. Economic Geology, 80(4), 1089-1108.

RIPLEY, E. M., SEVERSON, M. J. e HAUCK, S. A. Evidence for sulfide and Fe-Ti-P-rich liquid immiscibility in the Duluth Complex, Minnesota. Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists 93, 1052-1062. (1998).

SÁ, J. H. S., GARRIDO, I. A. A., CRUZ, M. J. M. Depósitos de Ferro e Titânio da região sul da Bahia. Salvador, CBPM. Série arquivos abertos, vol. 35, 2010

SAMPAIO, J. A., LUZ, A. B. D., FRANÇA, S. C. A., & GONZAGA, L. M. Separação magnética e eletrostática. CETEM/MCTIC. (2018).

SONG, X. Y., QI, H. W., HU, R. Z., CHEN, L. M., YU, S. Y. e ZHANG, J. F. Formation of thick stratiform Fe-Ti oxide layers in layered intrusion and frequent replenishment of fractionated mafic magma: evidence from the Panzihua intrusion, SW China. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 14, 712-732. (2013).



Simposio de Engenharia de Produção
Universidade Federal de Catalão
24 a 26 de agosto de 2021, Catalão, Goiás, Brasil

TEGNER, C.; CAWTHORN, R. G.; JOHAN F. K. Cyclicality in the Main and Upper Zones of the Bushveld Complex, South Africa: Crystallization from a Zoned Magma Sheet. *Journal of Petrology*, Oxford, V. 47, n° 11, p. 2257–2279. November, 2006.

TELFORD, W. M.; GELDART, L. P.; Sheriff, R. E. *Applied Geophysics*. 2^a ed. United States of America: Cambridge University Press, 1998. 770p.

WAGER, L. R. e BROWN, G. M. *Layered igneous rocks*. Edinburgh and London (Oliver and Boyd). 588 p. (1968).

WANG, C. Y. e ZHOU, M. F. New textural and mineralogical constraints on the origin of the Hongge Fe-Ti-V oxide deposit, SW China. *Mineralium Deposita*, 48, 787-798. (2013).