



## Inversão de dados magnéticos em baixas latitudes. Estudo de caso do depósito de ferro do Pelado – Amapá, Brasil

João Paulo G. Souza (IG/UnB), Adalene M. Silva (IG/UnB) and Catarina L. B. Toledo (IG/UnB)

Copyright 2015, SBGf - Sociedade Brasileira de Geofísica

This paper was prepared for presentation during the 14<sup>th</sup> International Congress of the Brazilian Geophysical Society held in Rio de Janeiro, Brazil, August 3-6, 2015.

Contents of this paper were reviewed by the Technical Committee of the 14<sup>th</sup> International Congress of the Brazilian Geophysical Society and do not necessarily represent any position of the SBGf, its officers or members. Electronic reproduction or storage of any part of this paper for commercial purposes without the written consent of the Brazilian Geophysical Society is prohibited.

### Resumo

As formações ferríferas do depósito de ferro do Pelado estão inseridas na sequência vulcânica-sedimentar do Grupo Vila Nova no domínio geológico conhecido como Terreno Antigo Cupixi-Tartarugal Grande, no estado do Amapá. O levantamento magnético terrestre sobre o depósito mostrou uma anomalia de 3000 nT de amplitude com magnetização remanescente. As medidas de susceptibilidade magnética nos testemunhos de sondagens mostraram que a principal fonte magnética é a formação ferrífera maciça com valores em torno de 0,7 SI. Para obter a distribuição magnética em sub-superfície e consequentemente o modelo geofísico, optou-se por utilizar três transformadas que apresentam fraca dependência da direção de magnetização: amplitude do campo magnético (AMP), sinal analítico da integral vertical (ASVI) e integral vertical do sinal analítico (VIAS). Para este caso específico verificou-se que o modelo obtido a partir dos dados de VIAS não foi satisfatório e sem coerência com a geologia mapeada. O modelo obtido a partir dos dados de ASVI apresentou grande extensão vertical, porém conseguiu recuperar a geometria da fonte magnética, obtendo valores de susceptibilidade magnética compatíveis com os medidos nos testemunhos de sondagem. A inversão dos dados de AMP apresentou os melhores resultados, conseguindo recuperar até o falhamento da camada mineralizada e obtendo valores de até 0.7 SI, dentro dos valores esperados para as camadas magnéticas com magnetita maciça. Com isso conclui-se que para esse caso específico a transformação AMP apresenta resultados coerentes enquanto o ASVI deve ser utilizado com cautela. O modelo obtido dos dados de VIAS não foi compatível com a fonte real e não deve ser utilizado para a inversão de dados magnéticos em ambientes semelhantes.

### Introdução

A magnetometria é um dos métodos mais utilizados na exploração mineral, porém a interpretação quantitativa de alvos geológicos que apresentam magnetização remanescente e *self-desmagnetization* se torna difícil, principalmente quando não é possível se determinar a direção da magnetização total.

A direção da magnetização total  $\vec{J}$  é dada por:

$$\vec{J} = \vec{J}_i + \vec{J}_r \quad (1)$$

onde  $\vec{J}_i$  é a magnetização induzida e  $\vec{J}_r$  a magnetização remanescente. A direção da magnetização induzida é a mesma direção do campo geomagnético na área, porém a magnetização remanescente pode ter qualquer direção.

A magnetização remanescente ocorre quando os grãos da rocha, por uma série de fatores, criam uma memória magnética, se alinhando permanentemente com o campo magnético local na época da formação dos grãos. Com o passar do tempo o campo geomagnético se altera, modificando o campo indutor, porém a magnetização remanescente permanece, podendo alterar a direção da magnetização total. Como resultado, a direção da magnetização total do alvo pode não estar alinhada com direção do campo geomagnético. Apesar da magnetização remanescente modificar a direção da magnetização, ela não se mostra dependente da geometria da fonte magnética.

O efeito de *self-desmagnetization* ocorre quando a fonte causadora da anomalia apresenta altos valores de susceptibilidade magnética e o campo magnético no local da anomalia é fortemente influenciado pelo campo magnético indutor (Clark & Emerson, 1999). Ao contrário da magnetização remanescente, esse efeito é afetado diretamente pela geometria da fonte e também pode mudar a direção da magnetização.

As inversões dos dados magnéticos quando realizadas diretamente do campo anômalo que apresentam magnetização remanente e *self-desmagnetization* não são coerentes com a geologia (Shearer 2005, Wallace 2006). No caso dos alvos que apresentam o efeito de *self-desmagnetization* mesmo conhecendo a direção da magnetização, em alguns casos não é possível obter modelos geofísicos aceitáveis (Krahenbuh and Li, 2007).

Atualmente não existem técnicas para obter diretamente das anomalias de campo magnético anômalo, que apresentam magnetização remanescente e/ou *self-desmagnetization*, a distribuição espacial de susceptibilidade magnética (inversão dos dados magnéticos) em 3-D. Uma das formas de se contornar esse problema é aplicar transformações de campo que apresentam fraca dependência da direção da magnetização como a amplitude do campo magnético (AMP) (Shearer, 2005), sinal analítico da integral vertical (ASVI) e integral vertical do sinal analítico (VIAS) (Paine, 2001).

Essas três transformações simulam dados magnéticos para as mesmas fontes em um campo magnético vertical e com magnetização induzida. Por simularem um campo magnético vertical, essas transformações tendem a

verticalizar as fontes magnéticas recuperadas. Além disso o VIAS amplifica as baixas frequências contida nos dados magnéticos (Paine, 2001).

Utilizando as três transformações citadas Ribeiro (2011) realizou inversão dos dados magnéticos para o complexo de Tapira, alcançando resultados coerentes com a geologia local para a inversão utilizando AMP

Krahenbuh and Li (2007) demonstram utilizando dados sintéticos que para fontes magnéticas com altos valores de susceptibilidade, a inversão utilizando AMP consegue recuperar a distribuição de susceptibilidade magnética em 3-D.

Apesar de Shearer (2005) advertir para o fato que o AMP ser instável para regiões de baixa latitude magnética (devido à redução ao polo) Leão-Santos et al (2015) realizam a inversão dos dados magnéticos em uma região com inclinação magnética menor que  $10^\circ$ , de uma anomalia magnética com elevados valores de susceptibilidade e com magnetização remanescente, obtendo resultados coerentes com os dados das sondagens exploratórias.

Nesse trabalho utilizamos as três transformações citadas para obter a distribuição da susceptibilidade magnética a partir dos dados magnéticos terrestres obtidos sobre o depósito do Pelado. A escolha das transformações ASVI e VIAS se deu pois essas duas transformações não são baseadas na redução ao polo (RTP) e não sofrem restrições em regiões de baixa latitude magnética.

O depósito de minério de ferro do Pelado está localizado nas sequências vulcano sedimentares do Grupo Vila Nova, na porção centro-sul do estado do Amapá. O campo geomagnético local para a época do levantamento é de  $5^\circ$  de inclinação,  $18.5^\circ$  de declinação e 27250 nT.

O pacote mineralizado é composto por três facies: formação ferrífera maciça (62% de Fe e composto por magnetita maciça), formação ferrífera silicática (30% de Fe) e formação ferrífera anfíbolítica (<30% de Fe). Como a mineralização está associada a magnetita, a magnetização do material está associada diretamente ao teor de ferro. Medidas de susceptibilidade magnética mostram que a formação ferrífera maciça apresenta em média valores de 0.7 SI.

O depósito apresenta uma anomalia magnética com direção NW-SE, com aproximadamente 3000 metros de extensão e amplitude magnética próxima de 3000 nT (Figura 1).

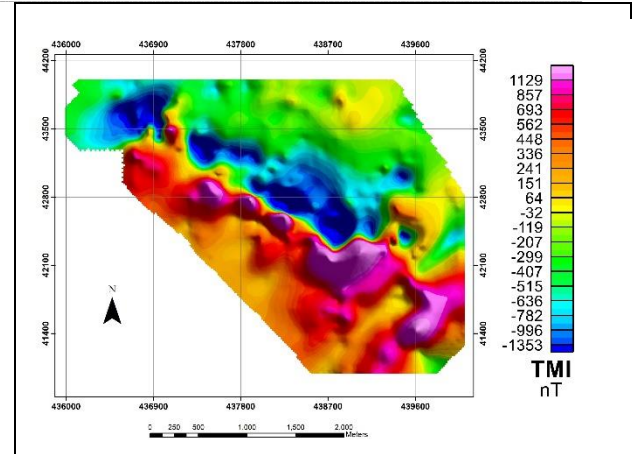


Figura 1: Campo magnético anômalo para o depósito do Pelado.

A formação ferrífera mapeada em campo é coincidente com a anomalia delimitada através da amplitude do sinal analítico (ASA). Os valores médios das profundidades obtidas pela deconvolução de Euler são compatíveis com o topo da camada mineralizada interceptada pelas sondagens (Figura 2).

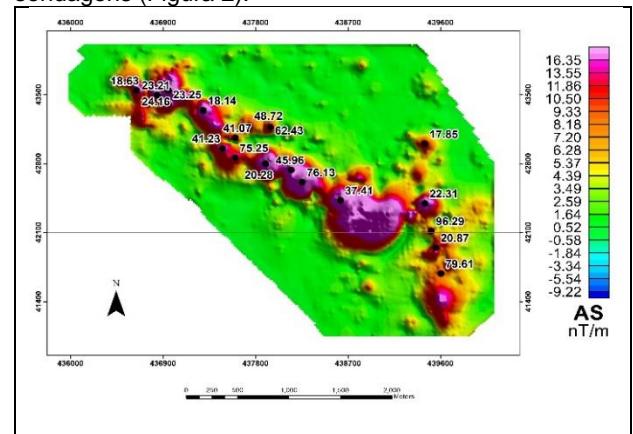


Figura 2: ASA com as soluções de Euler. Os números indicam a profundidade das fontes.

### Banco de dados e métodos

Os dados utilizados nesse trabalho foram adquiridos em um levantamento terrestre com linhas de aquisição na direção NE-SW, espaçadas em 200 metros. Foi adquirido uma estação magnética a cada 1 metro. A altura do sensor foi de 2 metros sobre a topografia.

A partir dos dados magnéticos de campo anômalo foi obtido a amplitude do campo (Figura 3) magnético utilizando o algoritmo desenvolvido por Shearer and Li (2004).

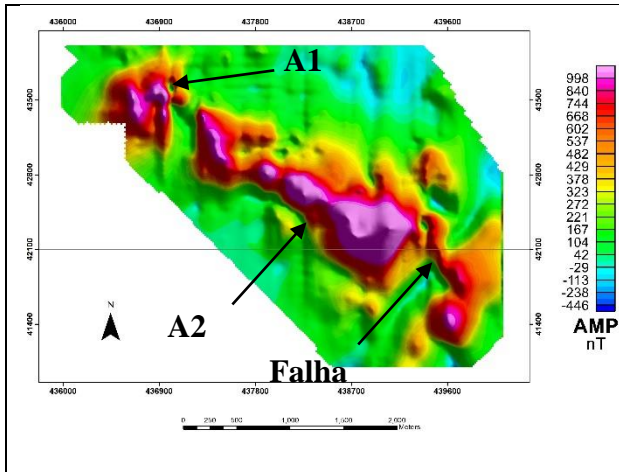


Figura 3: Amplitude magnética obtida a partir dos dados de campo anômalo. É possível interpretar dois corpos magnéticos principais (A1 e A2).

As transformações ASVI (Figura 4) e VIAS (Figura 5) foram obtidas realizando diretamente o sinal analítico e a integral vertical do campo (Paine, 2001). Na figura 5 é possível ver a predominância das baixas frequências.

Para a avaliação se é possível ou não a utilização da amplitude magnética (Figura 3), a transformada foi comparada com a amplitude do sinal analítico (Figura 2). Como pode ser visto na figura 3 o resultado da AMP é similar a amplitude do sinal analítico e não apresenta *stripping* na direção da declinação magnética.

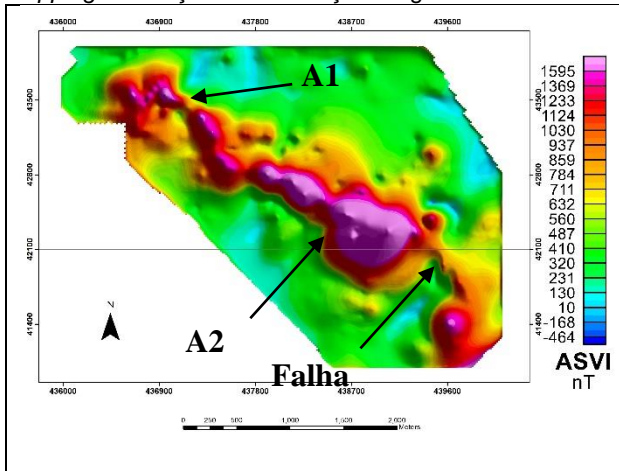


Figura 4: Mapa do ASVI para o depósito do Pelado.

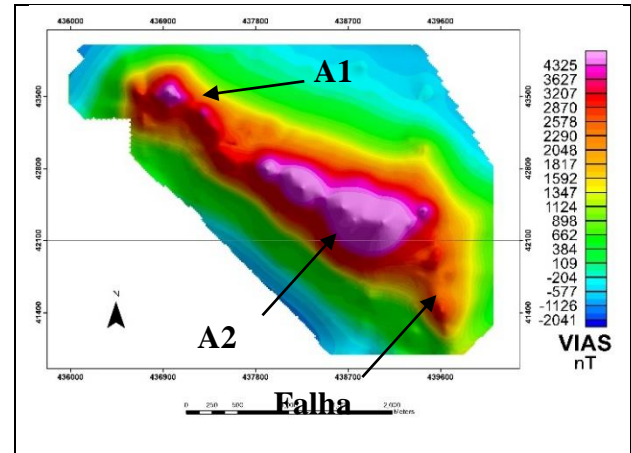


Figura 5: Mapa do VIAS para o depósito do Pelado.

Para a inversão dos dados de amplitude foi utilizado o algoritmo desenvolvido por Shearer (2005). Para a inversão dos dados de ASVI e VIAS foi utilizado o algoritmo desenvolvido por Li and Oldenburg (1996).

Os modelos obtidos foram confrontados com os resultados das sondagens exploratórias e com o modelo geológico.

#### Análise qualitativa

Os dados de AMP são coincidentes com os dados obtidos pela amplitude do sinal analítico mostrando dois corpos magnéticos (A1 e A2), essa separação dos corpos é confirmada através de sondagens exploratórias. Na porção SE do corpo A2 há um espessamento do corpo magnético que é coincidente com uma dobra.

A rompimento das camadas de formação ferrífera é menos evidente nos dados de ASVI, porém na região onde ocorre a dobra é possível identificar o espessamento da anomalia magnética.

Os dados de VIAS apresentam um corpo contínuo com *strike* NW-SE, não é possível identificar o rompimento da camada de formação ferrífera.

Em todas as transformações é possível interpretar uma anomalia com direção N-S compatível com uma falha geológica observada em campo

Com isso podemos dizer que para a delimitação da fonte magnética com magnetização remanescente e *self demagnetization*, as transformadas utilizadas são bem sucedidas, tendo o AMP maior detalhe de informação e o VIAS menor resolução.

#### Análise quantitativa

A inversão dos dados de ASVI apresentou bom resultado conforme mostra a figura 6, nela é possível ver o dado magnético de entrada (esquerda) e o resultado obtido para o *forward modelling* do modelo aceito. Como pode ser visto foi possível recuperar grande parte da anomalia magnética sendo que os principais picos magnéticos foram recuperados.

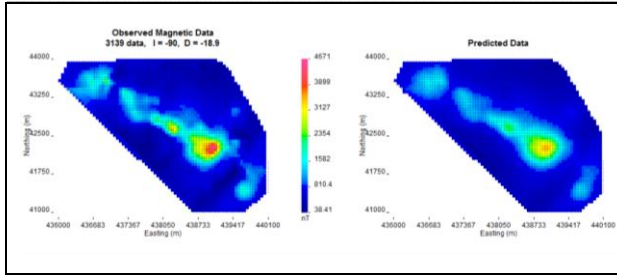


Figura 6: Dado de entrada (esquerda) e a anomalia causada pelo corpo obtido pela inversão geofísica (direita).

Um corte transversal no bloco de susceptibilidade magnética (Figura 7) obtido mostra que o corpo calculado pela inversão do ASVI apresenta caimento para NE, sendo corpos descontínuos e com extensão vertical maior que 400 metros.

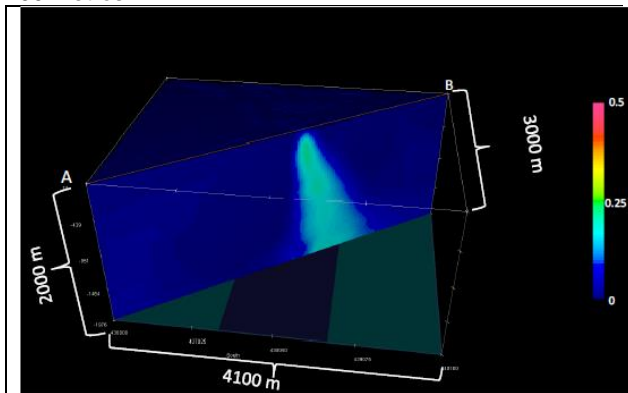
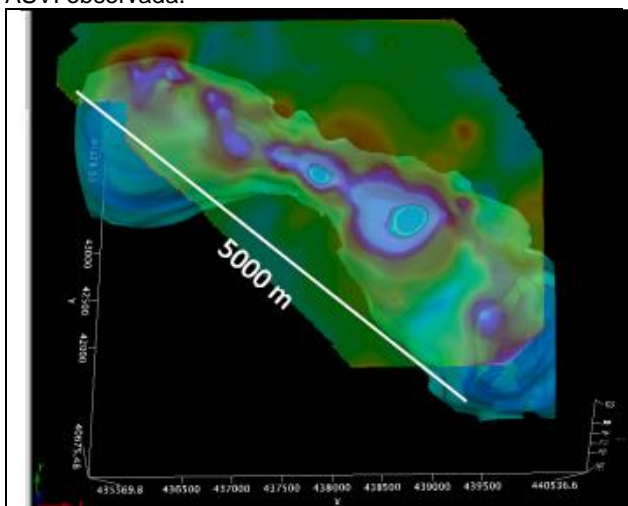


Figura 7: Bloco de susceptibilidade para o depósito Pelado a partir dos dados de ASVI.

O valor máximo de susceptibilidade encontrado foi de 0.49 SI, porem grande parte do corpo obtido tem valores de até 0.2 SI, quando observado em 3D observa-se que o corpo modelado é totalmente coincidente com a anomalia de ASVI observada.



Figur 8: Dado de ASVI sobre o modelo geofísico.

A inversão utilizando os dados de VIAS obteve pequeno erro, sendo que a anomalia magnética calculada para o modelo foi parecida com a anomalia medida (Figura 9).

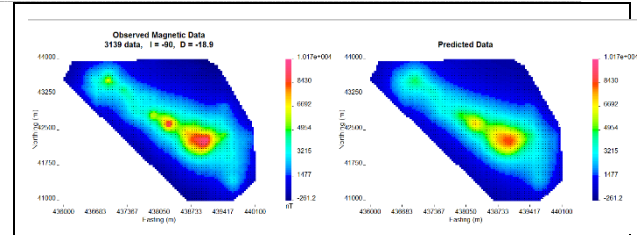


Figura 9: Dado de entrada (esquerda) e a anomalia causada pelo corpo obtido pela inversão geofísica (direita).

Como ocorre com o ASVI a região sudeste do depósito ficou com maior intensidade magnética, se atenuando ao longo do depósito.

Os valores recuperados pelo modelo de susceptibilidade são altos, 1 SI, e a fonte recuperada tem maior espessura que a formação ferrífera mapeada. Além disso o topo do modelo está mais profundo que a fonte real (Figura 10).

Como o resultado não apresentou uma fonte compatível com a geologia observada não foram geradas seções desse produto.

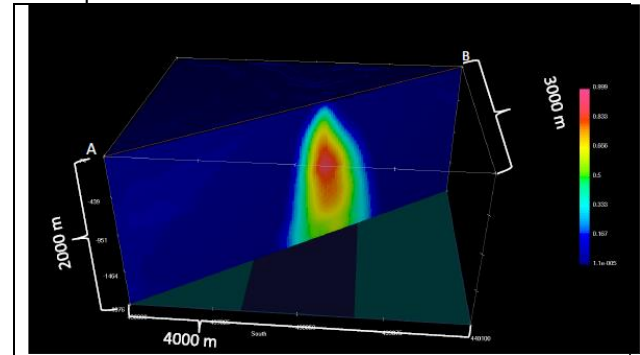


Figura 10: Bloco de susceptibilidade para o depósito Pelado a partir dos dados de VIAS.

A anomalia causada pelo modelo utilizando os dados de AMP apresentou boa correlação com os dados medidos (Figura 11), apresentando os mesmos núcleos magnéticos dos produtos anteriores.

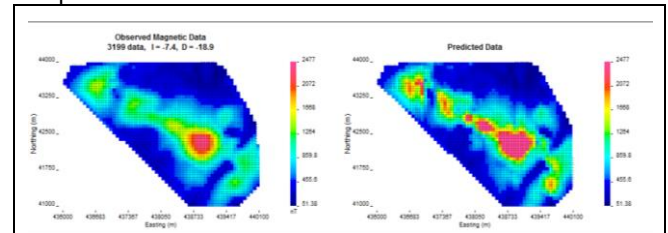


Figura 11: Dado de entrada (esquerda) e a anomalia causada pelo corpo obtido pela inversão geofísica (direita).

No corte diagonal no bloco de susceptibilidade magnética (Figura 12) percebemos que a inversão magnética pelo método AMCA conseguiu produzir um corpo dentro da geometria esperada, ou seja, pequena extensão vertical, pequena espessura e com susceptibilidade magnética máxima de 0.7 SI.

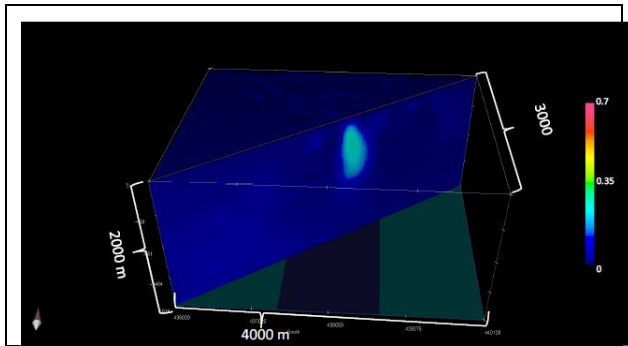


Figura 12: Bloco de susceptibilidade para o depósito Pelado a partir dos dados de AMP.

Como pode ser visto na figura 13 a inversão utilizando a AMP gerou três diferentes corpos, todos com alto ângulo de caimento para NE. As isosuperfícies na figura 13 são de 0.1 SI com acréscimo de 0.1 SI até o limite máximo de 0.7 SI. Como nas outras inversões é possível ver que o núcleo magnético está mais profundo, e pelo modelo não foi sondado.

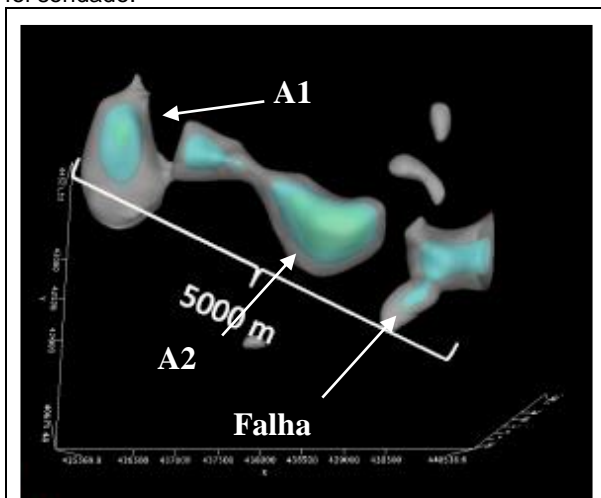


Figura 14: Isosuperfícies para o modelo geofísico obtido a partir dos dados de AMP.

## Conclusions

Avaliando os resultados percebemos que as transformações ASVI e AMP podem ser úteis na inversão de dados com forte remanência e *self demagnetization* principalmente em regiões de baixa latitude magnética onde a redução ao polo não é eficiente.

Apesar do cálculo da amplitude magnética ser baseada na redução ao polo, nesse caso específico não houve prejuízo sendo o dado da amplitude compatível com as outras transformações, principalmente com a amplitude do sinal analítico.

Nenhumas das duas técnicas citadas apresentaram 100% de eficácia em relação ao corpo de formação ferrífera real, porém se as sondagens fossem programadas com base nas inversões, as camadas mineralizadas teriam sido interceptadas. Os resultados obtidos pelas duas transformações mostraram a continuidade das camadas em profundidade, porém a continuidade dada pelo dado

de ASVI possivelmente não é real. O fato é que as duas transformações não diferenciam as fácies das formações ferríferas.

A transformação VIAS apresentou resultados incompatíveis quando comparamos com o modelo geológico real, com fontes magnéticas mais profundas do que o esperado. Ribeiro (2011) utilizou a inversão do VIAS filtrado com um filtro do tipo *high pass* e também não obteve sucesso, com isso, podemos concluir que o VIAS nesse caso específico não foi bem sucedido em determinar a geometria da fonte anômala. .

## Acknowledgments

Os autores gostariam de agradecer a Mineração Amapari por fornecerem os dados e permitirem a divulgação dos resultados e a Vale S.A por disponibilizar o código AMP3D.

## References

- Clark, D. A., and D. W. Emerson, 1999, Self-demagnetization: Preview, 72, 22–25.
- Krahenbuhl, R., and Li, Y., 2007, Influence of self-demagnetization effect on data interpretation in strongly magnetic: 77th Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts,
- Leão-Santos, M., Li, Y., and Moraes, R., 2015, Application of 3D magnetic amplitude inversion to iron oxide-copper-gold deposits at low magnetic latitudes: A case study from Carajás Mineral Province, Brazil. Application of 3D magnetic amplitude inversion to iron oxide-copper-gold deposits at low magnetic latitudes: A case study from Carajás Mineral Province, Brazil, 80(2), B13-B22.
- Li, Y., and Oldenburg, D. W. 1996, 3-D inversion of magnetic data: Geophysics, v. 61, no. 2, p.394-408.
- Paine, J; Haederle, M; Fils, 2001 M. Using transformed TMI data to invert for remanently magnetized bodies. Exploration Geophysics, vol. 31, n. 3-4, p. 238-242
- Shearer, S., 2005, Three-dimensional inversion of magnetic data in the presence of remanent magnetization: M.S. thesis, Colorado School of Mines. <http://geophysics.mines.edu/cgem/pubs.html>
- Shearer, S., and Y. Li, 2004, 3D inversion of magnetic total gradient data in the presence of remanent magnetization: 74th Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, 774–777.
- Ribeiro, V. B., 2011 Modelagem geofísica do complexo alcalino de Tapira – MG. Tese de mestrado, IAG/USP, 177p.
- Wallace, Y., 2006, 3D modeling of banded iron formation incorporating demagnetization – A case study at the Musselwhite Mine, Ontario, Canada: Presented at the Australian Earth Sciences Convention.