

ESTUDO DA BACIA DOS PARECIS A PARTIR DA INTEGRAÇÃO DE DADOS GRAVIMÉTRICOS, MAGNETOMÉTRICOS E MAGNETOTELÚRICOS

Hans Schmidt SANTOS¹ & Jean Marie FLEXOR²

(1) Programa de Pós Graduação em Geofísica do Observatório Nacional. Rua Itacara, 268. Rio das Ostras, RJ, Brasil. CEP 28890-000. Endereço eletrônico: hans@on.br.

(2) Coordenadoria de Geofísica do Observatório Nacional. Rua General José Cristino, 77. Rio de Janeiro, RJ, Brasil. Endereço eletrônico: flexor@on.br.

Introdução
Metodologia
 Método magnetométrico
 Método gravimétrico
 Método magnetotelúrico
Resultados e discussão
Conclusões
Referências bibliográficas

RESUMO - Este trabalho propõe a integração de dados aerogeofísicos com os dados MT de uma transecta que atravessa a Bacia dos Parecis localizada nos Estados de Rondônia e Mato Grosso, Brasil. A transecta foi obtida em uma direção quase perpendicular aos lineamentos geológicos que podem ser considerados preponderantes na região. Os dados aerogeofísicos (aeromagnetometria e aerogravimetria) bem como os dados gravimétricos terrestres da Bacia dos Parecis foram reprocessados e reinterpretados utilizando os principais filtros geofísicos existentes antes de serem submetidos a métodos de inversão para estimativa das dimensões, profundidades e parâmetros físicos dos corpos geológicos. Os dados adquiridos nas sondagens magnetotelúricas ao longo da transecta foram processados segundo preceitos que se apóiam sobre a realidade física, matemática e geológica envolvidas na aplicação do método magnetotelúrico. Esse conjunto de dados adquiridos oferece uma oportunidade única de se proceder à integração de informações geofísicas que dependem de diferentes parâmetros físicos da Terra, em princípio, independentes entre si.

Palavras-chave: métodos geofísicos; integração; Bacia dos Parecis.

ABSTRACT - This paper proposes the integration of aerogeophysical data with the data from a MT transect crossing the Parecis Basin located in Rondonia and Mato Grosso States, Brazil. The transect was obtained in a direction almost perpendicular to the geological guidelines which can be considered preponderant in this region. The aerogeophysical data (aeromagnetometry and aerogravimetry) and the terrestrial gravity data of the Parecis Basin were reprocessed and reinterpreted using the main existing geophysical filters before being subjected to the inversion methods estimating the size, the depth and the physical parameters of the geological bodies. The data acquired in magnetotelluric soundings along the transect were processed according to precepts that rely on the physical, mathematical and geological realities involved in the application of the magnetotelluric method. This set of acquired data provides a unique opportunity to carry out the integration of geophysical information that rely on different physical parameters of the Earth which are independent of each other.

Keywords: geophysical methods; integration; Parecis Basin.

INTRODUÇÃO

A Bacia dos Parecis, uma das bacias intracratônicas brasileiras, está localizada quase em sua totalidade na Região Centro-Oeste, cobrindo uma área de cerca de 500.000 km². Inicia-se a sudeste do estado de Rondônia e atravessa o estado de Mato Grosso até seu limite

com o estado de Goiás. Está situada entre as bacias do Solimões e Paraná, constituindo com estas últimas o conjunto de bacias paleozóicas brasileiras relacionadas com a depressão subandina (Figura1).

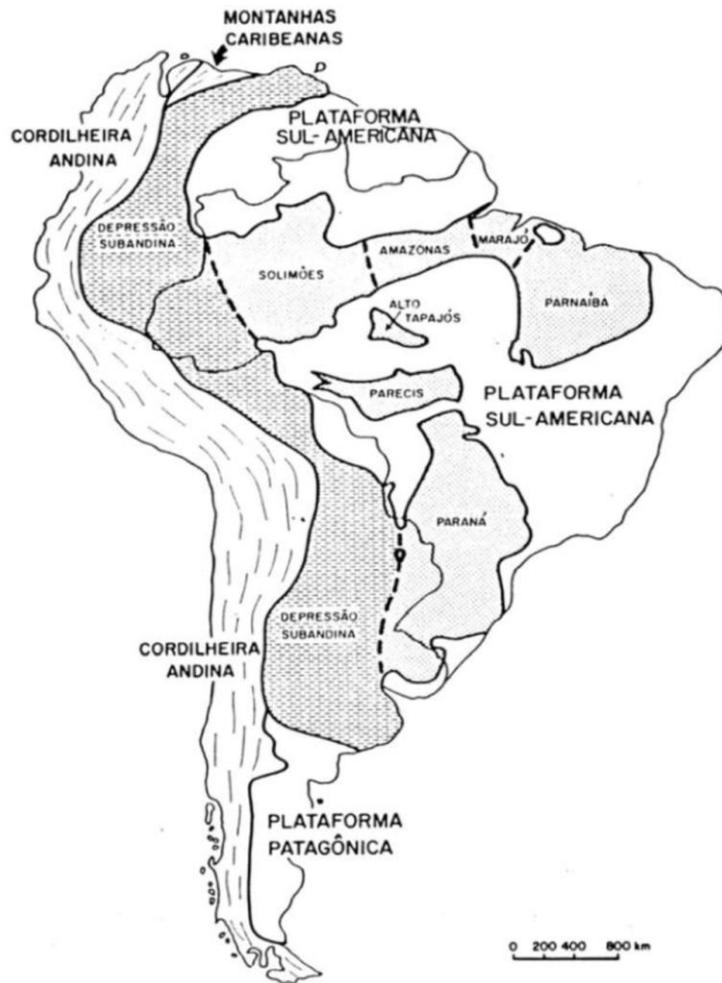


Figura 1. Bacias paleozoicas brasileiras, destacando-se a Bacia dos Parecis localizada entre a Bacia dos Solimões e a Bacia do Paraná. (Siqueira, 1989 b).

A bacia acumula cerca de 6000 m de sedimentos do Paleozoico, Mesozoico e Cenozoico predominantemente siliciclásticos que incluem rochas vulcânicas – derrames e diques – do Cretáceo. Ocupa o setor sudoeste do Cráton Amazônico entre os cinturões móveis de Rondônia e Guaporé. Nas extremidades sul e nordeste, a bacia é limitada, respectivamente, pelos arcos do Rio Xingu e do Rio Guaporé. O embasamento da Bacia dos Parecis é o Cráton do Amazonas compreendendo rochas de alto e baixo metamorfismo, rochas metassedimentares bem como intrusivas. As primeiras são representadas pelos granulitos do Complexo de Santa Luzia no estado de Rondônia e por

gnaisse, migmatitos e granitoides do Complexo Xingu (norte e sul da bacia) de idade variando do Arqueano ao Mesoproterozoico no estado do Mato Grosso. As rochas metassedimentares afloram nos estados de Goiás e Mato Grosso (sudeste da bacia). As intrusivas são rochas básicas e ultrabásicas do Mesozoico (Bahia et al., 2007).

Durante os últimos anos, foram efetuados estudos geofísicos pela Petrobrás apoiados em campanhas geológicas (1988 – 1994), levantamentos aeromagnéticos (1988 – 1989), gravimétricos terrestres (1993) e, mais recentemente, levantamentos aerogravimétricos e aeromagnéticos (1995) (Figura 2):

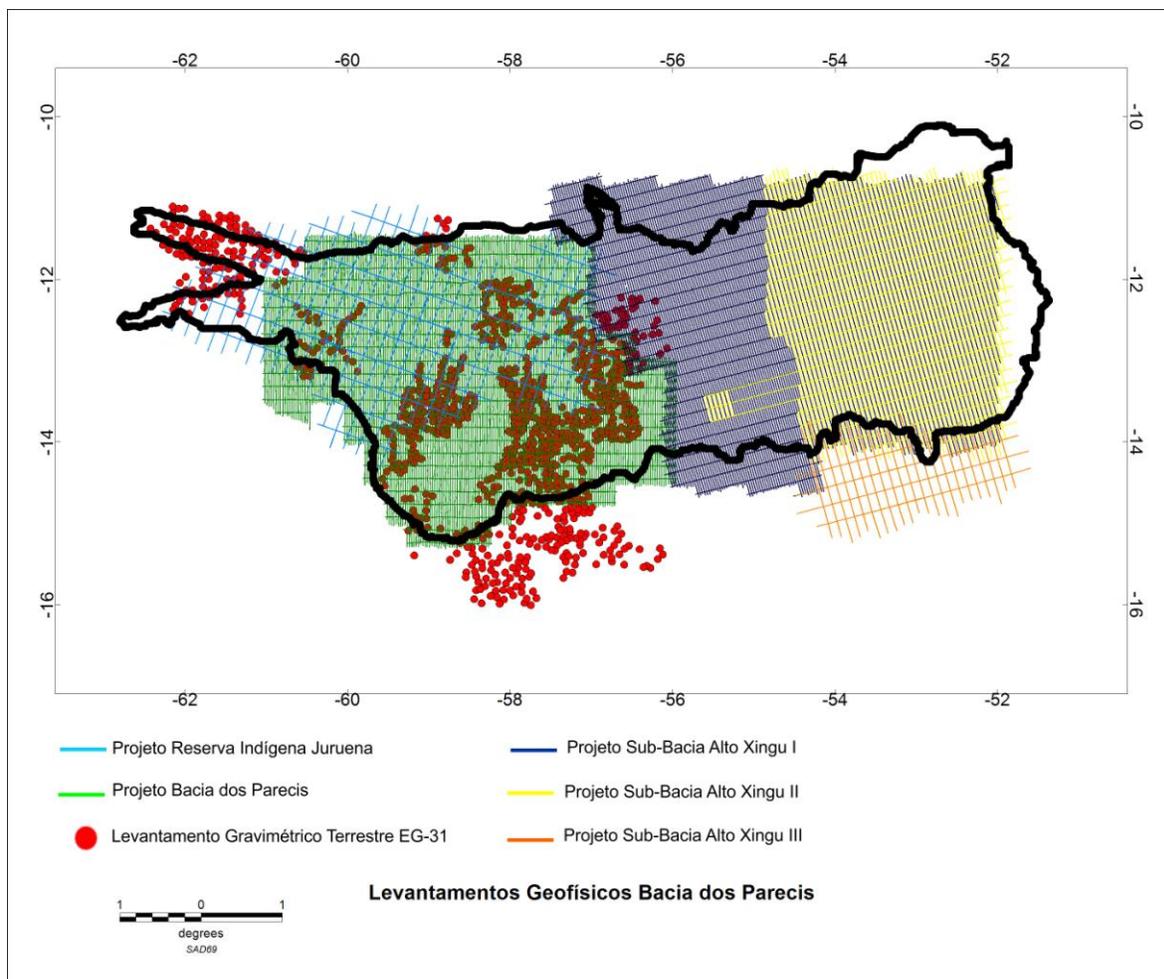


Figura 2. Bacia de Parecis: Mapa-Base de todos os levantamentos aerogeofísicos, incluindo gravimetria terrestre (EG-31).

Cerca de 500 km de linhas sísmicas levantadas na área (1992) permitiram, em associação com as informações provenientes dos levantamentos geofísicos referidos, propor uma localização adequada de poços estratigráficos efetivamente perfurados em 1993 e 1995. Atualmente, a Bacia dos Parecis está inteiramente coberta por levantamentos aerogravimétricos e aeromagnéticos e constitui uma área de particular interesse para um estudo integrado envolvendo informações

complementares fornecidas por outros métodos geofísicos, como por exemplo, o método magnetotelúrico.

A identificação de afloramentos permocarboníferos e devonianos e suas correlações com formações semelhantes às encontradas na Bacia do Paraná levaram à descoberta de uma primeira ocorrência de hidrocarbonetos na Bacia dos Parecis (ocorrência de exsudação de gás às margens do Rio Teles Pires, MT) (Siqueira, 1988, 1989 a, 1990, 1994) (Figura 3).

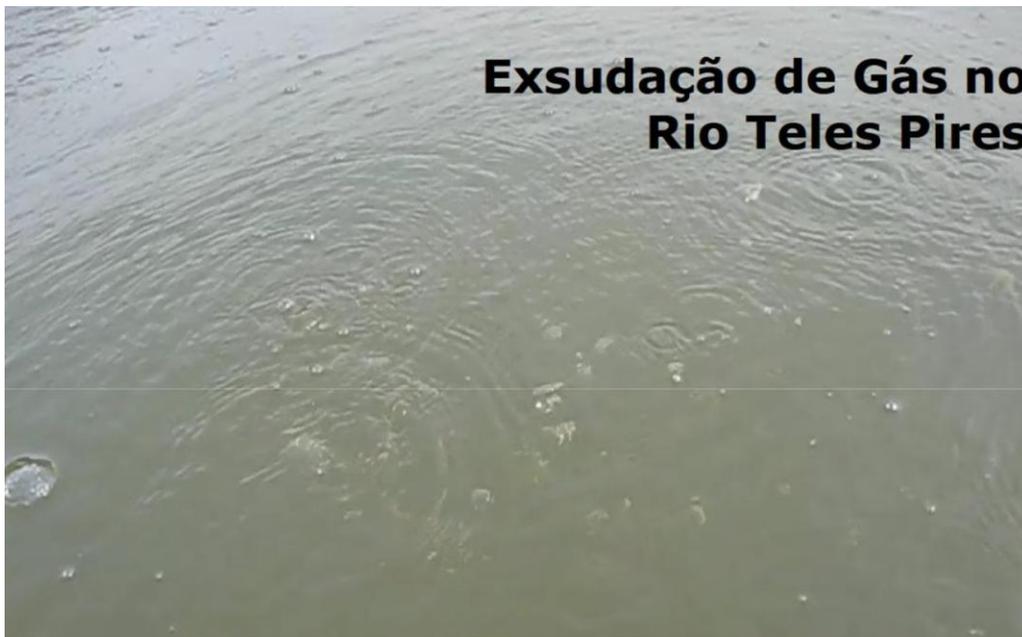


Figura 3. Exsudações de gás (Rio Teles Pires, em Salto Magessi).

Análises quantitativas prévias de dados gravimétricos e magnetométricos ficaram restritos à modelagem bidimensional de áreas localizadas (Liandrat, 1991). Com a aquisição simultânea de dados aerogravimétricos e aeromagnéticos, foi possível proceder a uma modelagem tridimensional da geometria da

bacia utilizando uma técnica de inversão baseada na continuação para baixo do campo da gravidade vinculada ao princípio da densidade da camada equivalente. A topografia em metros modelada do embasamento obtida (Braga & Siqueira, 1995) é mostrada na Figura 4:

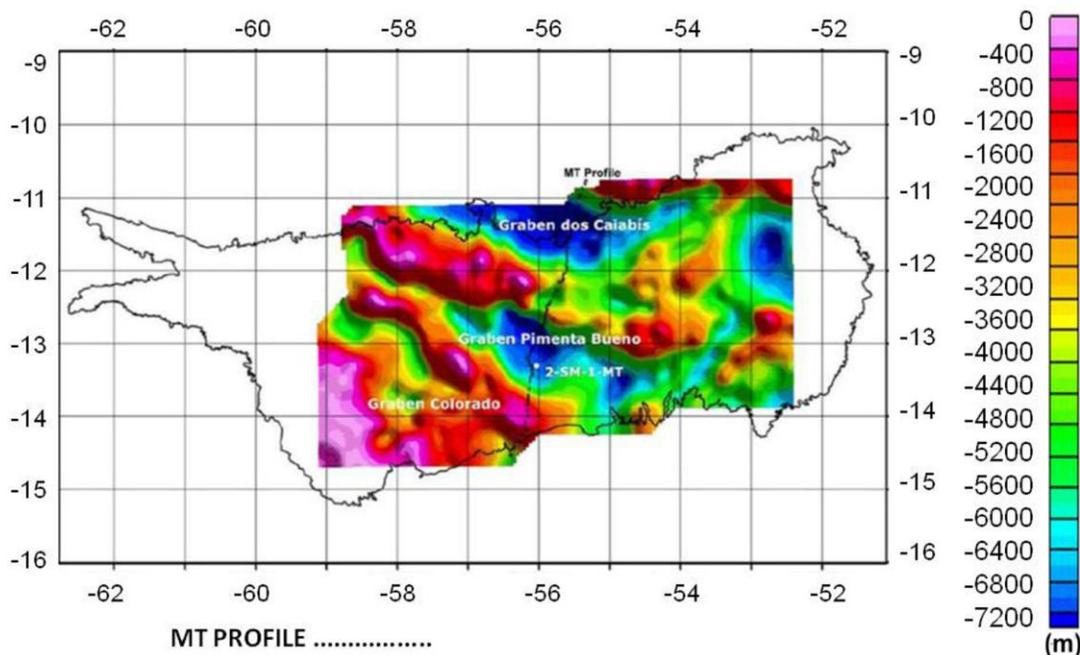


Figura 4. Modelagem tridimensional da geometria do embasamento de parte da Bacia dos Parecis (modificado de Braga & Siqueira, 1995).

O método de inversão tridimensional utilizado permitiu estimar a geometria do fundo da bacia. Há necessidade de se tentar uma avaliação do que se pretende considerar como sendo as “profundidades do embasamento” e que podem ser calibradas através de dados de poço e das informações fornecidas pelas linhas sísmicas. Assim, geologicamente, o vínculo com os dados obtidos através das linhas sísmicas permitiram o delineamento de uma bacia profunda no Estado do Mato Grosso com um preenchimento sedimentar alcançando 7,5 km (Siqueira, 1994). Entretanto, informações existentes de dados de poços e linhas sísmicas são muito esparsas o que deixa grande parte da geometria da bacia sem possibilidade de calibração dos modelos produzidos para a profundidade do embasamento.

O preenchimento sedimentar do Gráben Pimenta Bueno estudado através do poço estratigráfico 2-SM-1-MT, perfurado em 1995, mostrou uma sequência de 5779 m de sedimentos horizontais e nenhum vulcanismo. As estruturas mostram a existência de plataformas carbonáticas em profundidade e em superfície. As camadas mais superficiais que

afloram apresentam uma espessura de 618 m. Estas formações têm características geolétricas resistentes. Aparecem intercalações de folhelhos reveladas por poço estratigráfico da CPRM localizado no Gráben Colorado, que são geoeletricamente condutivas. Deste modo, é possível que os contrastes esperados de resistividade entre estas camadas possam ser detectados e estimados através de sondagens magnetotelúricas (MT). Deve-se ressaltar que a condutividade elétrica é uma propriedade física da subsuperfície que é independente das propriedades físicas estimadas a partir das anomalias gravimétricas (contraste de densidade, forma, dimensões e profundidade dos corpos) e das anomalias magnéticas (magnetização – susceptibilidade magnética, forma, dimensões e profundidades dos corpos). No contexto do Projeto CTPETRO-CNPq (processo: 460245/2001-5) “*Estudo geofísico integrado da Bacia dos Parecis: contribuição do método magnetotelúrico*”, foi efetuada uma transecta de 88 estações magnetotelúricas que atravessa a bacia sobre uma distância de cerca de 500 km (Figura 5).

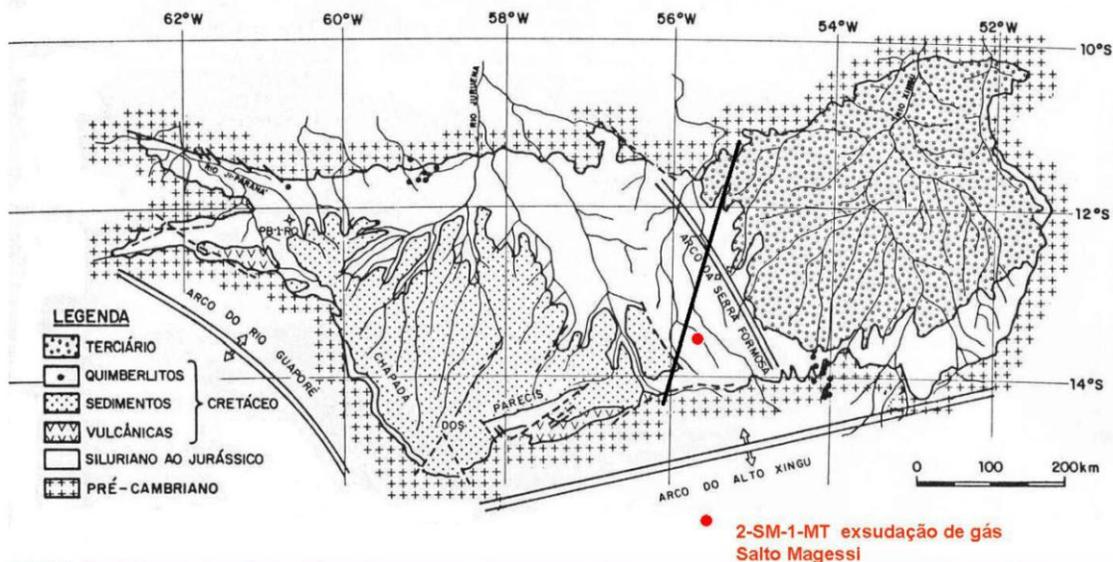


Figura 5. Localização esquemática da transecta MT. O ponto vermelho representa a estação MT de Salto Magessi (rio Teles Pires) onde foi detectada a presença de exsudação de gás e realização do poço estratigráfico 2-SM-MT1.

Os dados geofísicos adquiridos pela PETROBRAS, cedidos pela ANP para o projeto CTPETRO-CNPq (processo: 460245/2001-5) “Estudo geofísico integrado da Bacia dos Parecis: contribuição do método magnetotelúrico”, representam um grande acervo de dados aerogeofísicos e geofísicos terrestres que cobre a Bacia dos Parecis, sendo constituídos de dados aeromagnéticos, dados aerogravimétricos e gravimétricos terrestres. Através desse conjunto de dados, objetiva-se

promover um estudo da Bacia dos Parecis através da integração dos métodos magnetométrico, gravimétrico e magnetotelúrico de forma aplicada. Dessa forma, os resultados independentes dos três métodos que são baseados em parâmetros físicos diferentes (susceptibilidade, densidade e resistividade) são comparados. Sendo as concordâncias e divergências obtidas correlacionadas ao conhecimento geológico da bacia.

METODOLOGIA

Método magnetométrico

O método magnetométrico usa as anomalias do campo magnético da Terra resultantes das propriedades dos materiais da subsuperfície. As medidas magnéticas podem estar relacionadas com aspectos do embasamento ou ocorrências de rochas intrusivas básicas. Diques, sils falhados, deformados e truncados, fluxo da lavas,

intrusões básicas, rochas do embasamento metamórfico e corpos mineralizados de magnetita são causas frequentes das anomalias magnéticas.

Previamente ao tratamento, os dados devem ser avaliados quanto à presença de profundidades espúrias como os *spikes* (Figura 6), quanto à sua distribuição espacial e densidade.

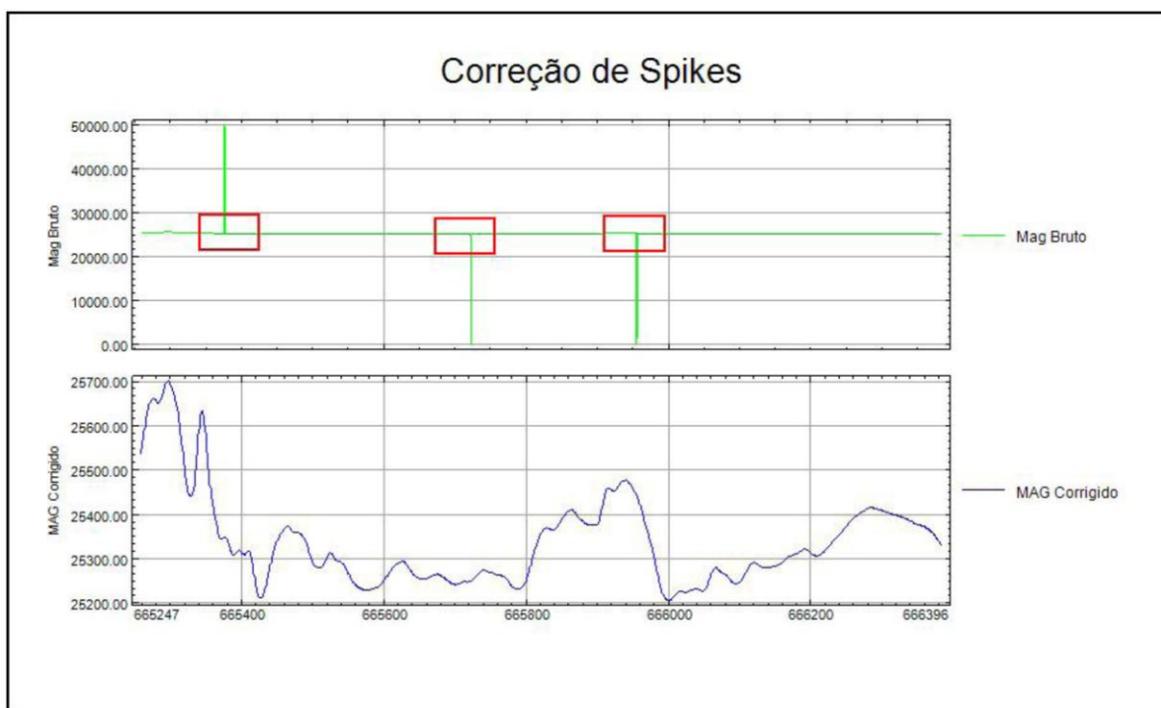


Figura 6. Correção de *spikes* de dados magnetométricos.

A maior parte do campo magnético é devido à contribuição magnética do núcleo terrestre que não é interessante para o mapeamento geológico e para a prospecção. Assim, é recomendável que essa influência seja retirada dos dados magnéticos. Essa parte do campo pode ser estimada com grande aproximação por modelos matemáticos denominados *International Geomagnetic Reference Field* (IGRF) (Blum, 2008). O campo geomagnético varia tanto temporalmente quanto espacialmente, sendo que variações de tempo que ocorrem no período do levantamento precisam ser determinadas e removidas das medidas. O efeito dominante para a pesquisa aeromagnética é a variação diurna, que geralmente tem a amplitude de dezenas de nanoteslas. Variações de curto período devido a tempestades magnéticas podem ter maior magnitude (centenas de nanoteslas), podendo ser severa o suficiente para impedir a coleta de dados, devido à degradação dos mesmos (Gubbins & Herrerobervera, 2007).

Os efeitos da variação diurna podem ser removidos em terra através do emprego de um magnetômetro, o qual é lido periodicamente

durante todo o dia, numa estação-base fixa. As diferenças observadas nas leituras da base são, então, distribuídas entre as medidas de acordo com seu horário de observação (Kearey et al., 2002). Contudo, a simples subtração da variação diurna do campo medido não é suficiente, pois a variação diurna pode variar de forma significativa ao longo da área de estudo. Todavia, o registro diurno pode ser usado para guiar o nivelamento dos dados. O nivelamento por linhas *tie* é baseado nas diferenças no campo medido na intersecção das linhas de voo e linhas *tie*. Se a distância e, portanto, o tempo tomado para voar entre esses pontos de intersecção é pequeno suficiente, então pode ser assumido que a variação diurna varia linearmente e assim pode ser corrigida (Gubbins & Herrerobervera, 2007).

Dessa forma, após as correções e aplicação de técnicas de nivelamento e também micronivelamento (aplicação de filtro *Butterworth*) pode-se obter através de interpolação um mapa de anomalia magnética para cada levantamento da realizado na bacia (Figura 7).

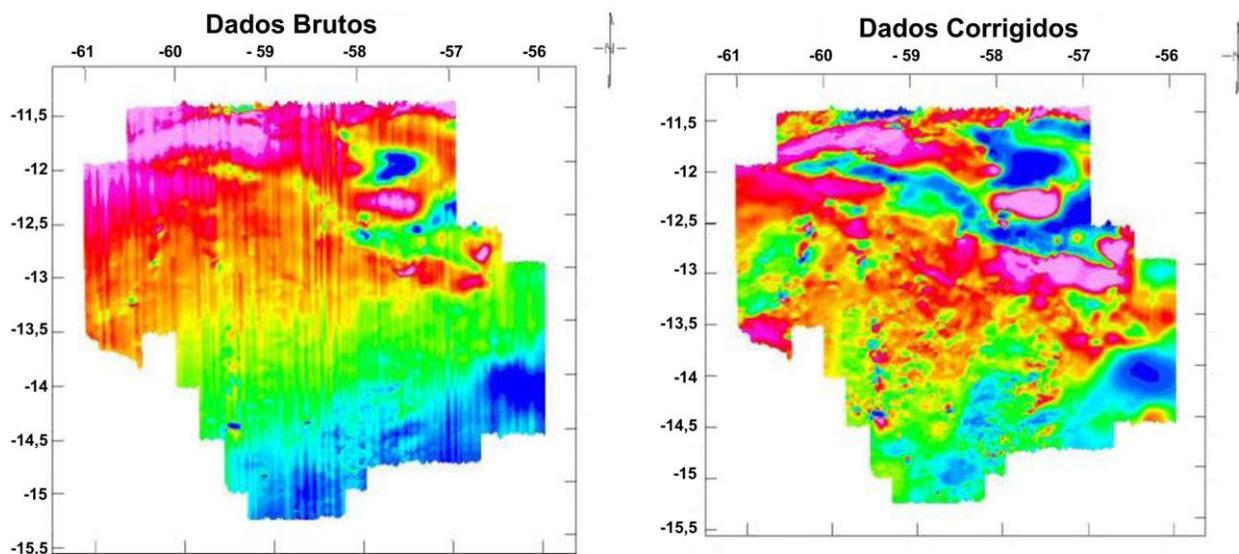


Figura 7. Comparação entre os mapas obtidos antes e após o tratamento.

A Bacia dos Parecis compreende uma extensa área territorial e, por isso, os

levantamentos foram feitos em setores. Simplesmente juntar os levantamentos leva a

elaboração de um mapa não uniforme (Figura 8) que pode levar a interpretações absurdas. A correção desse efeito indesejado foi feita usando

a técnica *suture* que permitiu a integração dos levantamentos.

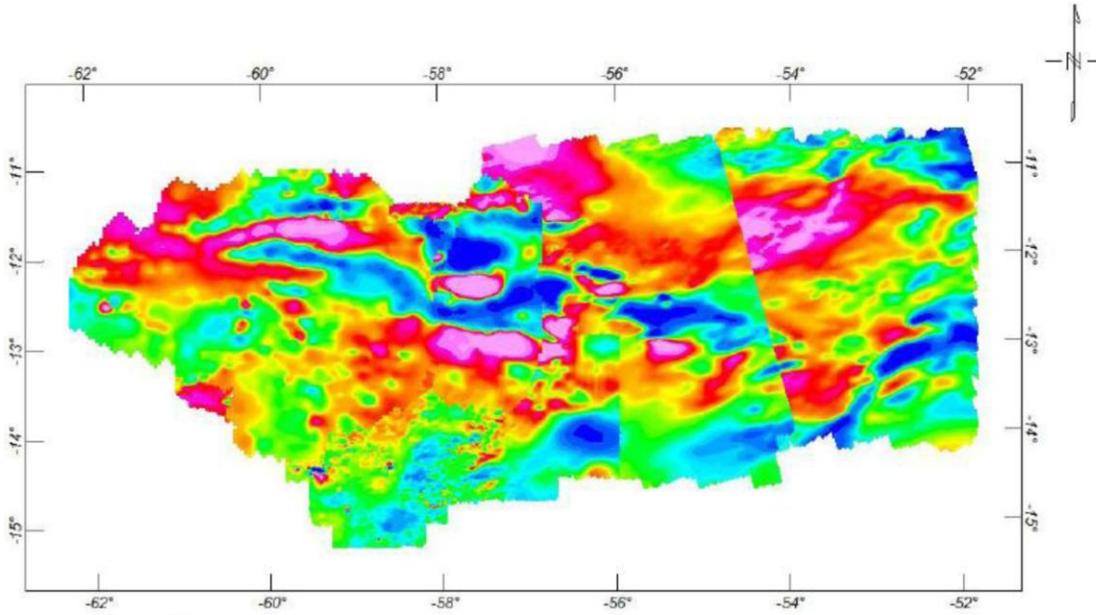


Figura 8. Mapa de anomalia magnética sem aplicação da técnica de integração *suture*.

Após o tratamento dos dados, aplicou-se técnicas de realce que permitem delinear as principais feições geológicas da área de estudo. Foram utilizados os métodos Derivadas Horizontal (DH) e Vertical (DV) e Sinal Analítico (SA). As derivadas horizontais e verticais da anomalia magnética realçam as bordas dos corpos magnéticos, ajudando na localização das unidades estruturais presentes na região.

Considere-se uma quantidade escalar $\phi_{(x,y)}$ medida em uma superfície horizontal variando suavemente. O gradiente horizontal de $\phi_{(x,y)}$ pode ser estimado pelo método das diferenças finitas. Por exemplo, se os valores de $\phi_{i,j}$, representarem medidas discretas de $\phi_{(x,y)}$ na malha uniforme Δx e Δy , então, o gradiente horizontal de $\phi_{(x,y)}$ no ponto i,j é dado aproximadamente por

$$\frac{d\phi_{(x,y)}}{dx} \approx \frac{\phi_{i+1,j} - \phi_{i-1,j}}{2\Delta x} \quad (1)$$

$$\frac{d\phi_{(x,y)}}{dy} \approx \frac{\phi_{i,j+1} - \phi_{i,j-1}}{2\Delta y} \quad (2)$$

E as derivadas horizontais são dadas por

$$F \left[\frac{d^n \phi}{dx^n} \right] = (ik_x)^n F [\phi] \quad (3)$$

$$F \left[\frac{d^n \phi}{dy^n} \right] = (ik_y)^n F [\phi] \quad (4)$$

onde $(ik_x)^n$ e $(ik_y)^n$ são filtros que transformam uma função avaliada em uma superfície horizontal em uma derivada de n-ésima ordem com respeito a x e y, respectivamente (Blakely, 1995).

As derivadas verticais podem ser obtidas do campo potencial. Dessa forma, usando a convenção usual que z cresce para baixo e que

$\Delta z > 0$, a derivada vertical de ordem n é dada por:

$$F \left[\frac{\partial^n \phi}{\partial z^n} \right] = (k)^n F[\phi] \quad (5)$$

Destaca-se que todas as operações de derivada amplificam as altas frequências. Logo, quanto maior a ordem n da derivada maior será a amplificação das altas frequências e também do ruído.

O sinal analítico é formado através da combinação dos gradientes verticais e horizontais da anomalia magnética. A sua amplitude é dada por:

$$|A_{(x,y)}| = \sqrt{\left(\frac{\partial G}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial G}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial G}{\partial z}\right)^2} \quad (6)$$

em que G é anomalia de campo potencial e $\left(\frac{\partial G}{\partial x}\right)$, $\left(\frac{\partial G}{\partial y}\right)$ e $\left(\frac{\partial G}{\partial z}\right)$ (derivada horizontal em x, em y e a derivada vertical, respectivamente).

O sinal analítico tem uma forma sobre o corpo causador da anomalia que depende da localização do corpo, mas não depende da sua direção de magnetização (Blakely, 1995). A derivação da amplitude do sinal analítico é mostrada na Figura 9, a qual indica a anomalia magnética sobre um prisma magnetizado em uma direção arbitrária.

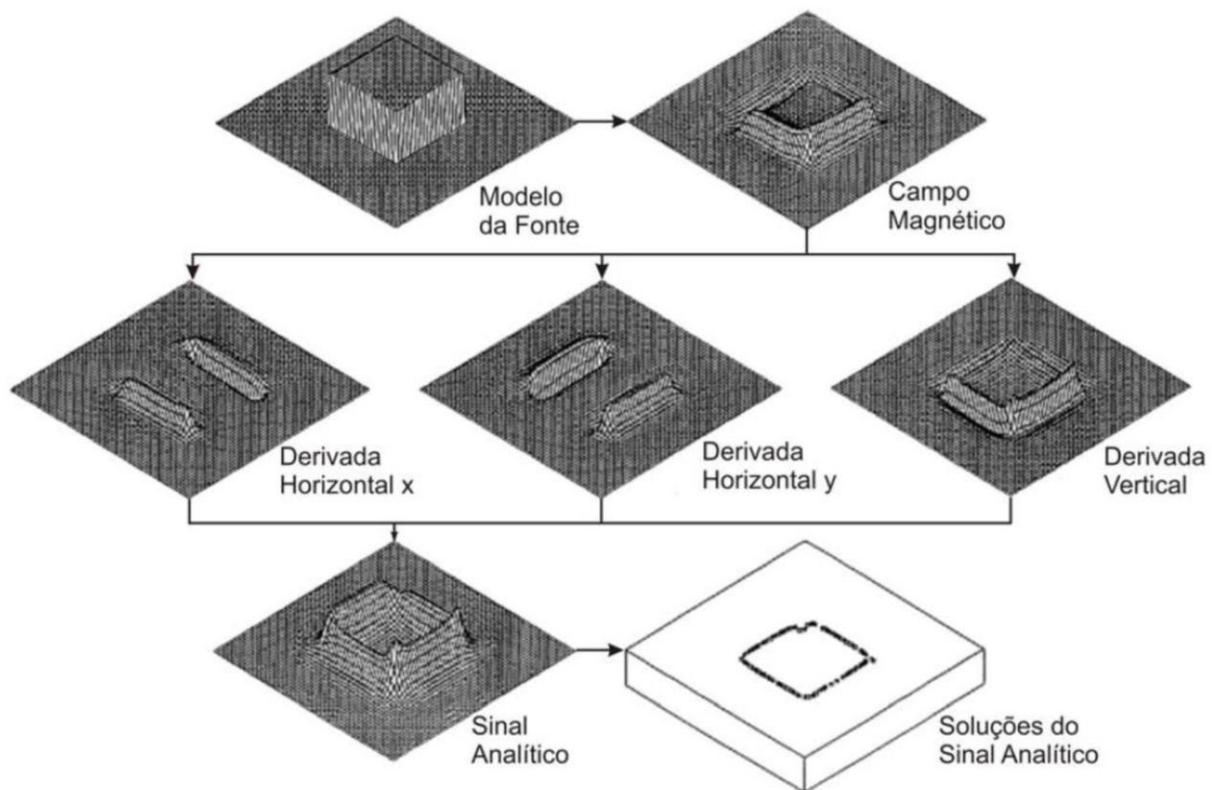


Figura 9. Derivação da amplitude do sinal analítico (Roest et al., 1992).

Através do cálculo das derivadas vertical e horizontal, a amplitude do sinal analítico é então obtida, resultando em uma função que mostra os máximos sobre as bordas do prisma.

A profundidade de embasamento da Bacia dos Parecis foi investigada através da

técnica de Deconvolução de Euler 3D que é considerada uma técnica de modelamento inverso que utiliza o conteúdo espectral dos dados do campo potencial, permitindo que posição, profundidade e natureza da fonte

magnética geradora sejam estimados a partir dos dados medidos.

O campo potencial fora de sua fonte satisfaz a equação de Laplace que em coordenadas cartesianas é dada por:

$$\nabla^2 V = \frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} = 0 \quad (7)$$

Se uma função f é homogênea de grau n então ela satisfaz a equação de Euler com grau de homogeneidade n , dada por:

$$x \frac{\partial f}{\partial x} + y \frac{\partial f}{\partial y} + z \frac{\partial f}{\partial z} = nf \quad (8)$$

Essa equação pode ser reescrita

$$(x - x_0) \frac{\partial F}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial F}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial F}{\partial z} = N(B - F) \quad (9)$$

onde (x_0, y_0, z_0) são a posição de uma fonte cujo campo magnético total F é detectado a uma posição (x, y, z) , B é o campo regional e N é definido como o índice estrutural (SI) de uma anomalia estando relacionado à natureza da fonte do campo potencial e ao seu decaimento com a distância da fonte. A equação de Euler é então resolvida dentro de uma janela móvel do campo total e de suas derivadas ortogonais. Uma solução por mínimos quadrados fornece (x_0, y_0, z_0) e as incertezas para um dado índice estrutural N (Reid et al., 1990). Ao se aplicar a técnica, deve-se escolher um índice estrutural de acordo com a fonte que se deseja trabalhar, sendo descartadas as soluções com incerteza superior a um limite especificado. A localização das fontes é considerada bem definida quando ocorre uma dispersão pequena das soluções, de forma que diferentes janelas fornecem soluções em uma mesma posição.

Método gravimétrico

O método gravimétrico utiliza os dados das medidas das variações do campo gravitacional da Terra que são originadas pelas diferenças de densidade de subsuperfície como mudanças na espessura da crosta terrestre ou a

presença de grandes massas com densidade em contraste na escala regional.

O isolamento das anomalias causadas por variações locais de densidade de todos os outros campos envolve uma série de correções aplicadas à gravidade observada (Blakely, 1995). A seguinte soma mostra as várias componentes da gravidade observada e o nome das correções em parênteses:

Gravidade observada = atração do elipsoide de referência
 + efeito da elevação acima do nível do mar (free-air)
 + efeito da massa normal acima do nível do oceano (Bouguer e Terreno)
 + variações dependentes do tempo (Maré)
 + efeito de plataforma móvel (Eotvos)
 + efeito de massas que suportam cargas topográficas (isostática)
 + efeito de variações de densidade da crosta e manto superior (Geologia)

Método magnetotelúrico

O método magnetotelúrico (MT) é utilizado para mapear a distribuição da resistividade elétrica das rochas da subsuperfície. Amplitude, fase e relações direcionais entre o campo elétrico \mathbf{E} e o campo magnético \mathbf{H} são conectados através do tensor impedância $\tilde{\mathbf{Z}}$

$$\mathbf{E} = \tilde{\mathbf{Z}} \cdot \mathbf{H} \quad (10)$$

em que $\tilde{\mathbf{Z}}$ pode ser obtido por estimativa robusta do registro das séries de \mathbf{E} e \mathbf{H} no domínio de Fourier:

$$\langle \tilde{\mathbf{Z}}(\omega) \rangle = \left\langle \left(\mathbf{E}(\omega) \mathbf{H}(\omega)^T \right) \right\rangle \left\langle \left(\mathbf{H}(\omega) \mathbf{H}(\omega)^T \right)^{-1} \right\rangle \quad (11)$$

T é a transposta hermitiana e as quantidades entre parênteses são as potências cruzadas e as autopotências de \mathbf{E} e \mathbf{H} . Uma condição 2-D é descrita por relações de rotação para o tensor impedância:

$$\begin{aligned}\tilde{\mathbf{Z}}_{\text{obs}}(\theta_0) &= \mathbf{R}(\theta_0) \tilde{\mathbf{Z}}_{2D} \mathbf{R}^T(\theta_0) \\ &= \begin{pmatrix} \cos \theta_0 & -\sin \theta_0 \\ \sin \theta_0 & \cos \theta_0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} 0 & Z_{xy} \\ Z_{yx} & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \cos \theta_0 & \sin \theta_0 \\ -\sin \theta_0 & \cos \theta_0 \end{pmatrix} \quad (12)\end{aligned}$$

em que Z_{obs} é a impedância observada na estação, \mathbf{R} é o tensor de rotação e Z_{2D} é a impedância rotacionada pela direção do *strike* θ_0

medida do norte geográfico. As rotações nos campos são dadas por:

$$\begin{cases} \mathbf{E}_x(\theta) = \mathbf{Z}_{xy} \mathbf{H}_y(\theta), \text{ TE mode} \\ \mathbf{E}_y(\theta) = \mathbf{Z}_{yx} \mathbf{H}_x(\theta), \text{ TM mode} \end{cases} \quad (13)$$

A direção do *strike* pode ser encontrada diferenciando Z com respeito a θ com o objetivo de se obter um ângulo θ_0 que maximiza ou

minimiza $|\mathbf{Z}'_{xy}(\theta_0)|^2 + |\mathbf{Z}'_{yx}(\theta_0)|^2$ para todas as frequências dadas (Vozoff, 1991):

$$4\theta_0 = \arctan \frac{\left[(\mathbf{Z}_{xx} - \mathbf{Z}_{yy})(\mathbf{Z}_{xy} + \mathbf{Z}_{yx})^* + (\mathbf{Z}_{xx} - \mathbf{Z}_{yy})^*(\mathbf{Z}_{xy} + \mathbf{Z}_{yx}) \right]}{|\mathbf{Z}_{xx} - \mathbf{Z}_{yy}|^2 - |\mathbf{Z}_{xy} + \mathbf{Z}_{yx}|^2} \quad (14)$$

Isso permite quatro soluções possíveis ou duas direções de *strike* com $\pi/2$ ambiguidade que pode ser resolvida através de uma informação independente (dados magnéticos verticais - ângulo de *tipper*) ou de informações geológicas.

Após a obtenção do tensor de impedâncias, os valores de resistividade aparente e fase podem ser obtidos. Se as variações do campo elétrico são expressas em mV/m e do campo magnético em nT, tem-se:

$$\rho_{ij}^a = 0,2TZ_{ij}Z_{ij}^c \quad (15)$$

$$\phi_{ij} = \arctg \left[\frac{\text{Im}(Z_{ij})}{\text{Re}(Z_{ij})} \right] \quad (16)$$

com $i = x, y$ e $j = x, y$, sendo T o período e Z_{ij}^c o complexo conjugado de Z_{ij} .

RESULTADOS E DISCUSSÃO

O processamento dos dados magnetométricos da Bacia dos Parecis foi realizado utilizando o programa Oasis/Geosoft. O mapa de anomalia magnética (Figura10) revela fortes anomalias na parte central da bacia (Sub-bacia de Juruena) que é uma região de intenso falhamento em uma sequência de

gráben-horst (baixos e altos estruturais) confirmando as estruturas apresentadas por Braga & Siqueira (1995) na Figura 4. A região sudoeste da bacia apresenta uma anomalia magnética relativamente fraca associada ao Gráben do Colorado mostrado na Figura 4.

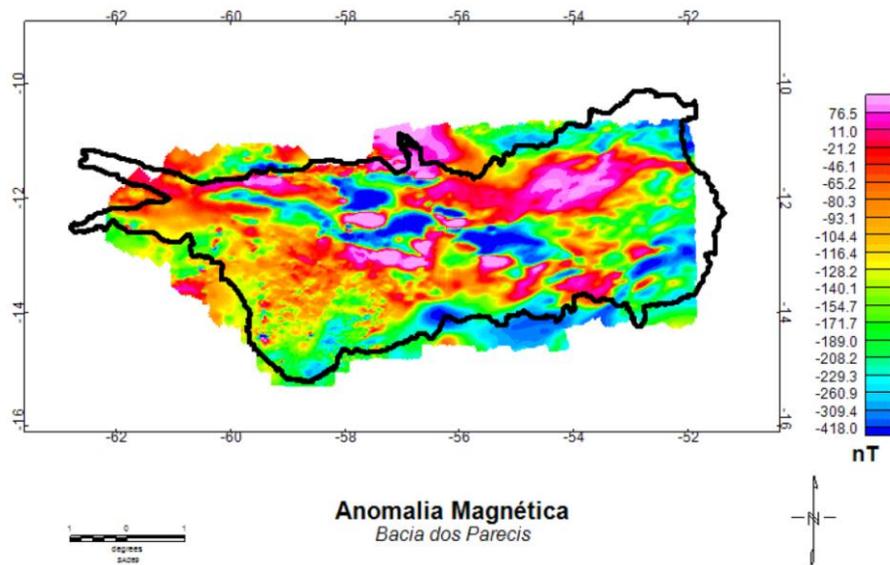


Figura 10. Mapa de anomalia magnética (Bacia dos Parecis).

A presença dessas anomalias bem como a sua localização é confirmada através do mapa da amplitude do sinal analítico (Figura 11) que produz máximos sobre os contatos magnéticos independentemente da direção da magnetização, iluminando com eficiência os corpos magnéticos associados com os maiores eventos de falhas.

Comparando o mapa de amplitude do sinal analítico (Figura 11) com o mapa gravimétrico obtido por Braga & Siqueira (1995) (Figura 4), pode-se notar a presença das fontes magnéticas crustais mais intensas nas regiões dos Alto do Brasnorte, Gráben Pimenta Bueno e Alto do Rio Branco.

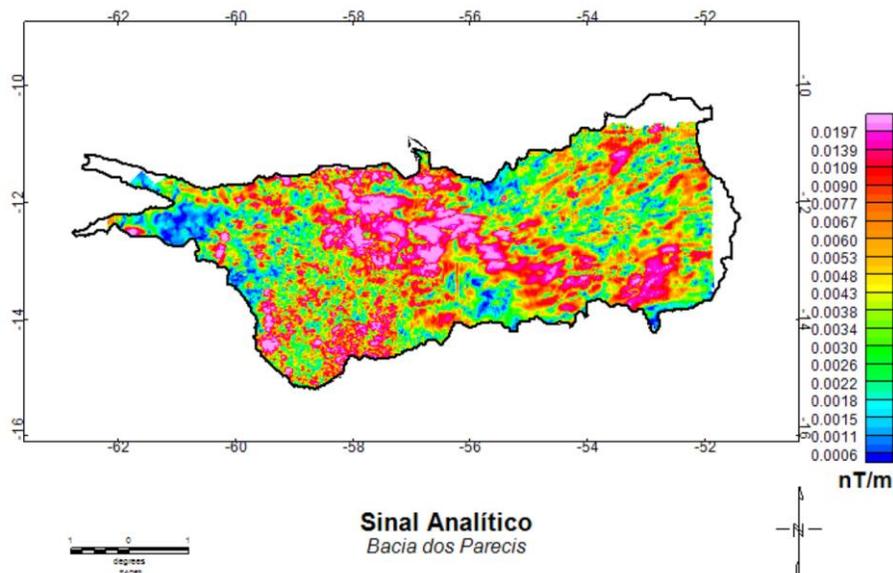


Figura 11. Mapa da amplitude do sinal analítico (Bacia dos Parecis).

Os mapas de primeiras derivadas horizontal (Figura 12) e vertical (Figura 13)

revelam os lineamentos da bacia no plano e em profundidade respectivamente.

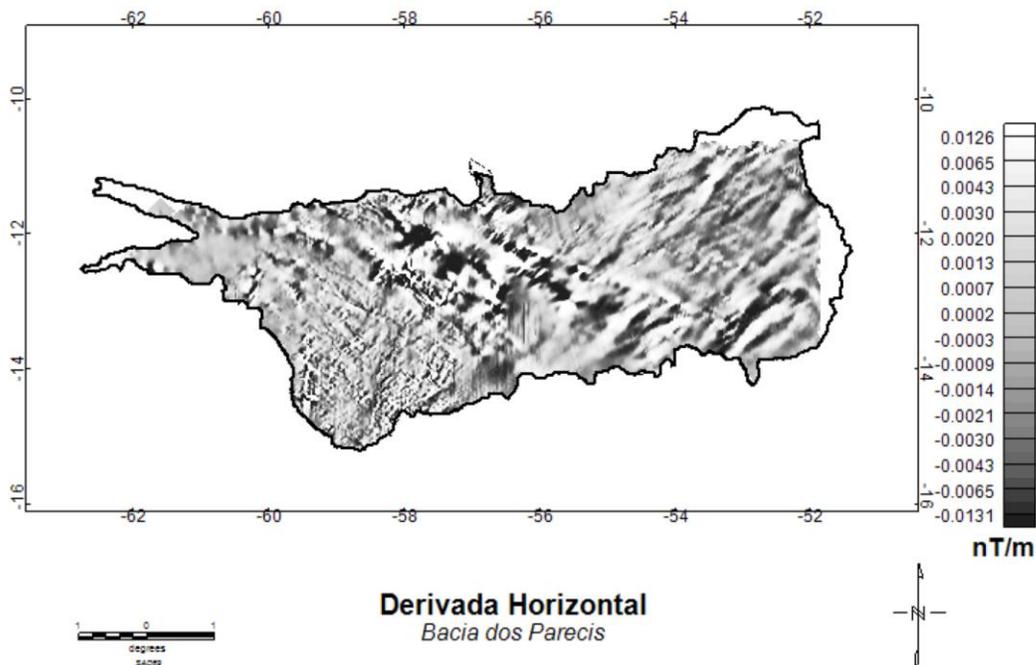


Figura 12. Mapa de primeira derivada horizontal (Bacia dos Parecis).

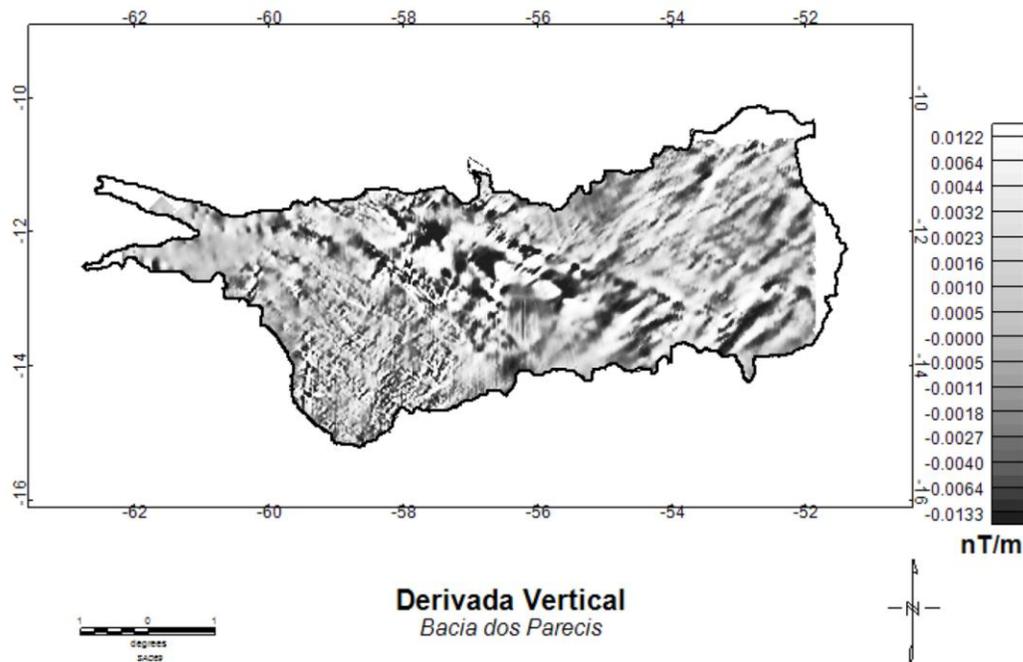


Figura 13. Mapa de primeira derivada vertical (Bacia dos Parecis).

Nas figuras apresentadas, é possível notar claramente os lineamentos da bacia na região central (Sub-bacia Juruena) no sentido noroeste-sudeste e na parte leste da bacia (Sub-bacia Alto Xingu) lineamentos no sentido nordeste-sudoeste, confirmando os lineamentos obtidos

por Braga & Siqueira (1995) (Figura 4) através de dados gravimétricos.

A técnica de Deconvolução de Euler 3D foi aplicada com fim de se investigar a profundidade do embasamento da Bacia dos Parecis. Vários valores de índice estrutural e

tamanho de janela foram testados. Os soluções que se apresentaram menos dispersas e mais compatíveis com os lineamentos da bacia foram obtidas: com índice estrutural $I = 0,5$ associadas aos falhamentos com profundidades variando em torno de 2 km a 13 km (Figura 14); com

índice estrutural $I = 1$ associadas aos diques e soleiras com profundidades variando de 3 km a 18 km (Figura 15); com índice estrutural $I = 2$ associadas a estruturas tubulares com profundidades variando de 5 km a 26 km (Figura 16).

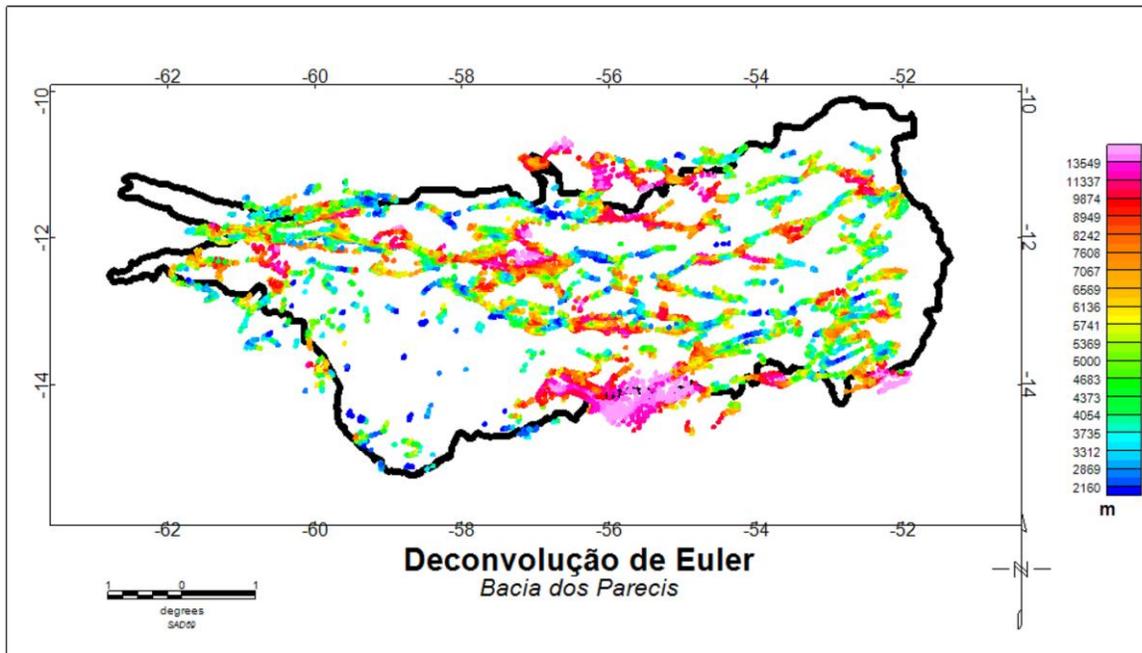


Figura 14. Deconvolução de Euler 3D da bacia dos Parecis com índice estrutural $I = 0,5$ (falhamentos).

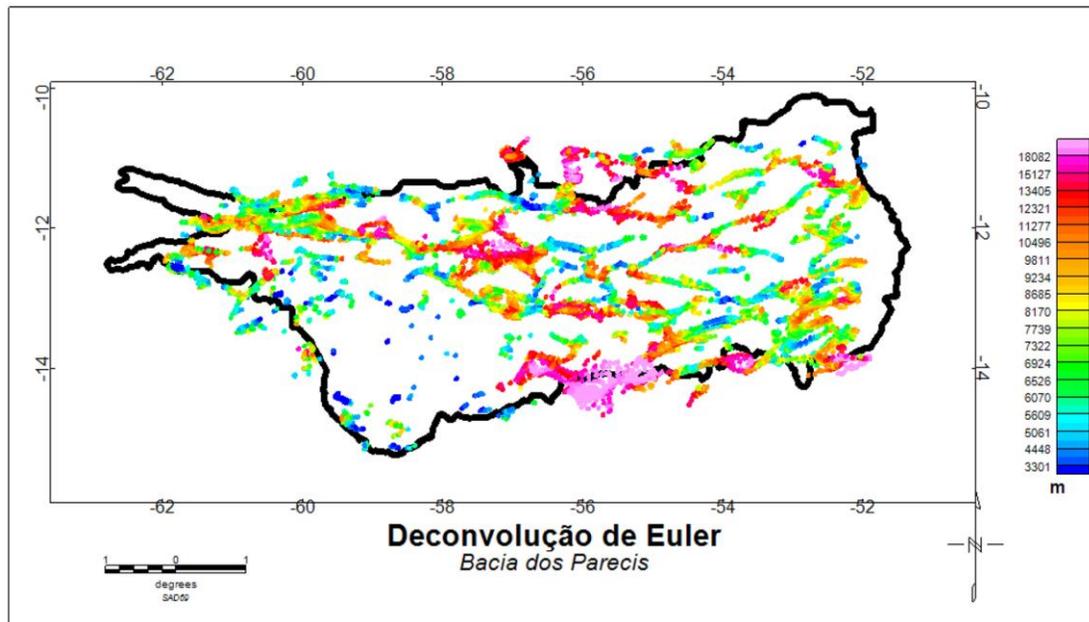


Figura 15. Deconvolução de Euler 3D da bacia dos Parecis com índice estrutural $I = 1$ (diques ou soleiras).

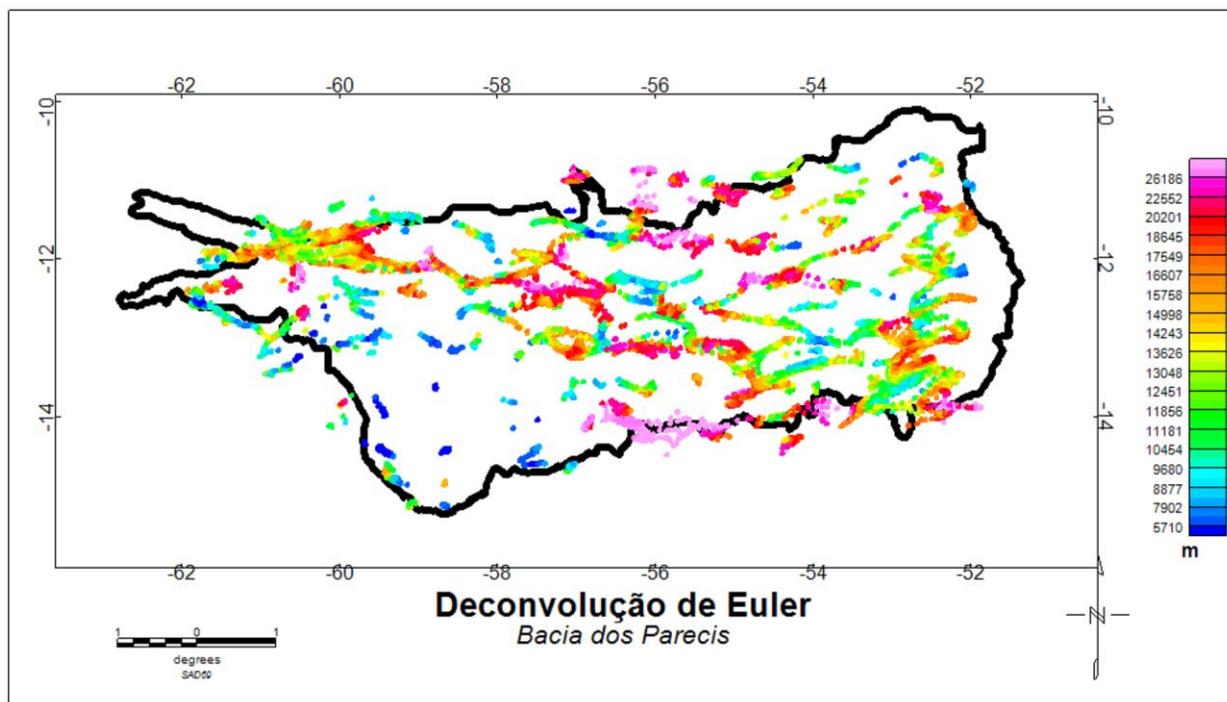


Figura 16. Deconvolução de Euler 3D da bacia dos Parecis com índice estrutural $I = 2$ (estruturas tubulares).

A integração dos levantamentos gravimétricos gerou o mapa a seguir (Figura 17):

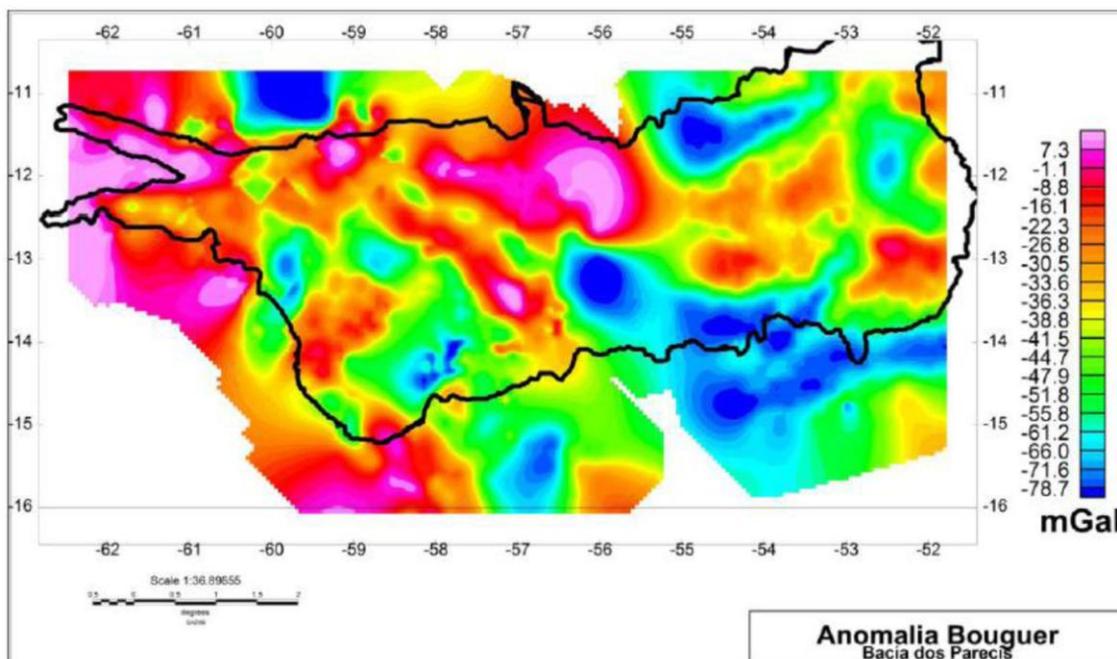


Figura 17: Mapa de Anomalia Bouguer da Bacia dos Parecis.

O mapa de anomalia Bouguer apresenta boa concordância com os resultados da Deconvolução de Euler, confirmando a localização dos principais depocentros (Grábens)

do Caiabis e Pimenta Bueno) e altos estruturais (Alto do Brasnorte e Alto do Rio Branco) da Bacia dos Parecis.

As 88 sondagens magnetotelúricas de banda larga (0,001 – 1000 s) foram realizadas ao longo do perfil mostrado na Fig. 5 em uma direção quase perpendicular aos principais lineamentos geológicos. A inversão em duas dimensões (2-D) dos dados MT (vinculada aos dados de resistividade do poço) permitiu imagear a distribuição da condutividade. Para o procedimento de inversão, os tensores de impedância foram girados de um ângulo de 130° (~ E-W) de acordo com a direção estimada do lineamento geológico dominante da Bacia dos Parecis sugerida no modelo de (Braga & Siqueira, 1995) na Fig. 4 e também obtido

através dos mapas de primeira derivada vertical (Figura 12) e primeira derivada horizontal (Figura 13) da anomalia magnética.

A inversão 2-D do perfil MT (Figura 18) foi realizada usando uma rotina desenvolvida por Rodi & Mackie (2001). A rotina encontra soluções regularizadas para o problema inverso em 2-D dos dados MT usando o método de gradientes conjugados não-lineares. As simulações do modelo foram computadas usando equações de diferenças finitas geradas por redes análoga às equações de Maxwell. O algoritmo inverte uma malha 2D de blocos de resistividade definida pelo usuário, estendendo lateralmente e para baixo, além da zona central detalhada e incorporando a topografia.

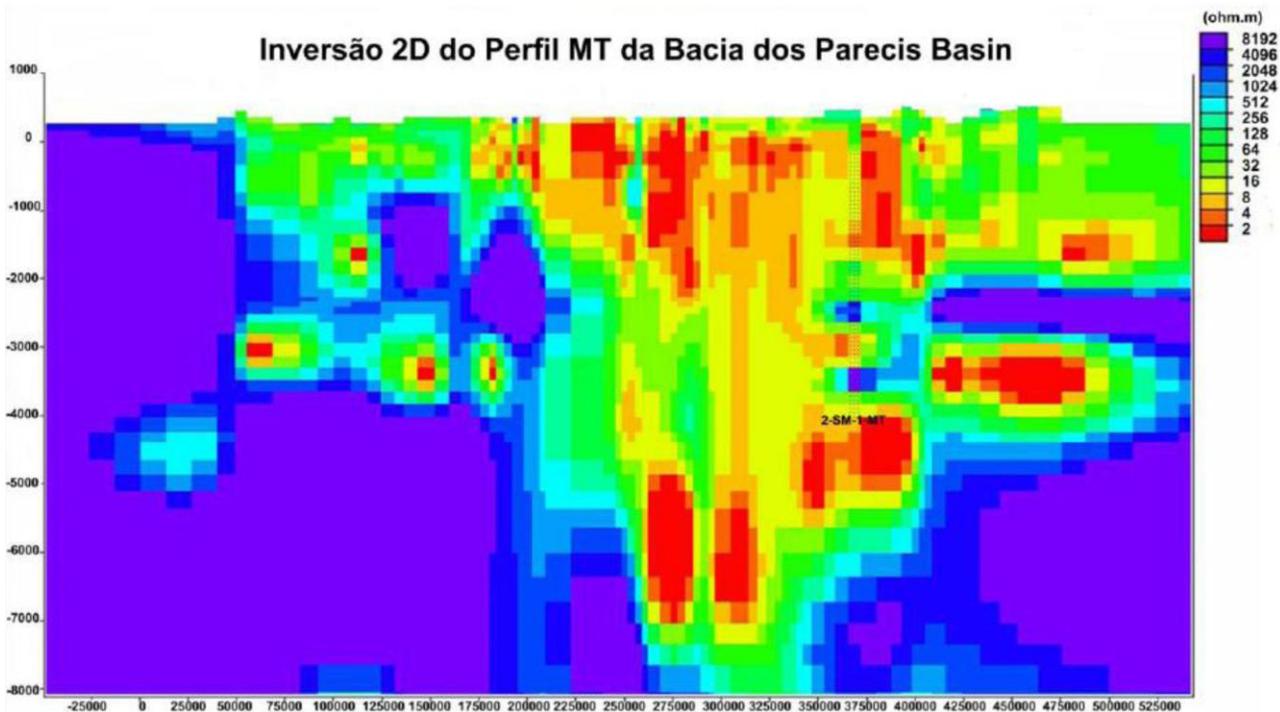


Figura 18. Inversão 2-D do perfil MT.

O procedimento de inversão foi restringido pelos dados de resistividade do poço 2-SM-1-MT (Figura 5).

CONCLUSÕES

A Bacia dos Parecis é uma região ainda muito pouco explorada. É uma área coberta por florestas e reservas indígenas que causaram

restrições e desinteresse para pesquisa nas décadas anteriores. A recente descoberta de um sistema petrolífero ativo e de robustas

exsudações de gás despertaram o interesse do mercado e de se promover novas pesquisas na região.

A utilização dos métodos gravimétricos e magnetométricos ajudou a evidenciar algumas características geológicas da bacia como falhamentos e lineamentos. A técnica de Deconvolução de Euler forneceu estimativas para a profundidade do embasamento e localização de depocentros da bacia que foram concordantes com a modelagem gravimétrica obtida por Braga & Siqueira (1995). Além

disso, o método magnetotelúrico foi utilizado para se reduzir as ambiguidades de interpretação e prover mais informações sobre a bacia.

A comparação dos resultados dos três métodos (gravimétrico, magnético e magnetotelúrico) mostram boa concordância na profunda estrutura através do Gráben Pimenta Bueno. No entanto, no Gráben Caiabis não há relação aparente entre a profundidade do embasamento do modelo gravimétrico e o modelo MT obtido (Figura 19).

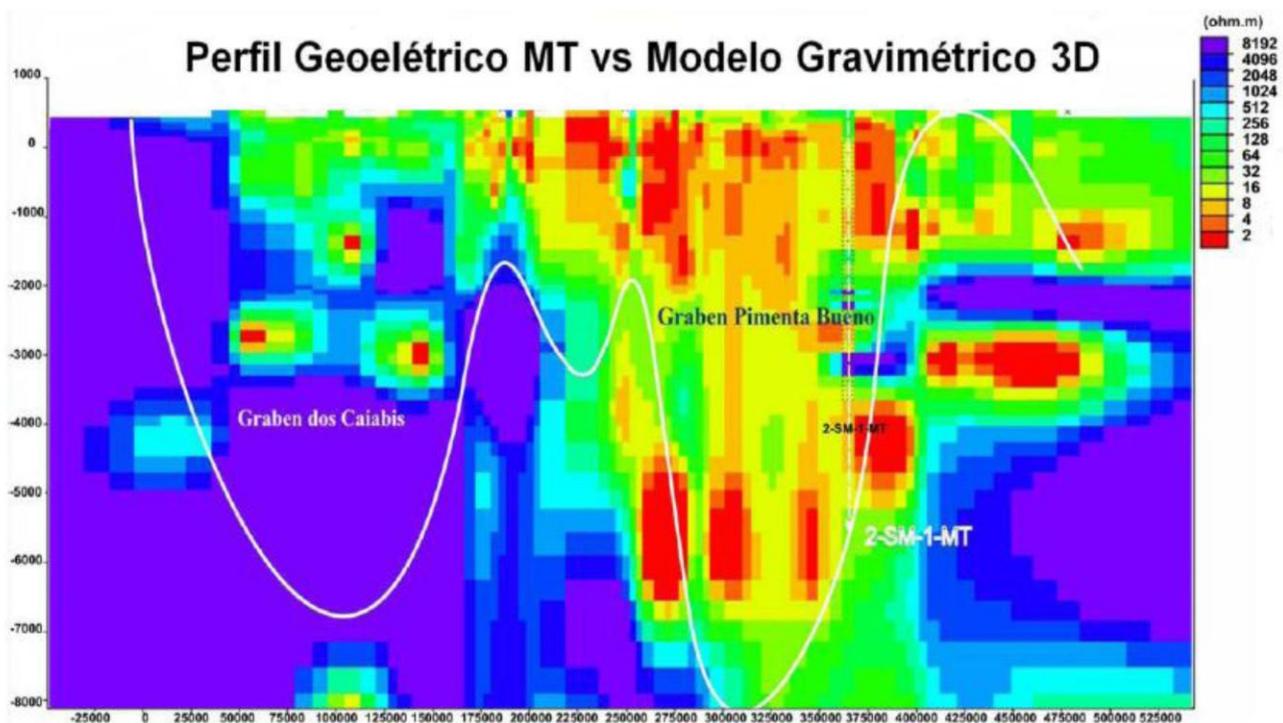


Figura 19. Comparação entre a inversão geométrica MT e o modelo gravimétrico 3D de Braga & Siqueira (1995).

A compartimentação da bacia exibida sugere uma diferenciação nos parâmetros usados no modelo gravimétrico 3D. Logo, uma inversão conjunta de dados MT, sísmicos e potenciais é altamente desejável. Sugere-se também visitar as estações MT e usar um método mais sofisticado para estimar o *strike* das propriedades rotacionais do tensor impedância McNeice & Jones (2001) para determinação do *strike* em *multisite*. Na ausência de dados sísmicos, recomenda-se

também uma modelagem conjunta dos dados gravimétricos e magnéticos utilizando como restrição os dados do modelo MT. Por fim, os dados de poço associados aos dados MT parecem sugerir que o método magnetotelúrico é capaz de detectar o embasamento, rochas geradoras (argilas - condutivas) e a plataforma carbonática (rochas reservatório - resistivas), podendo assim ser utilizado como uma opção mais econômica em relação ao método sísmico.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

1. BAHIA, R.B.C., MARTINS-NETO, M.A., BARBOSA, M.S.C., PEDREIRA, A.J. Análise da Evolução Tectonossedimentar da Bacia dos Parecis Através de Métodos Potenciais. *Revista Brasileira de Geociências Ruy Benedito Calliari Bahia et al.* 37(4): 639-649, dezembro de 2007.
2. BLAKELY, R.J. *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications.* Cambridge University, 1995.
3. BLUM, M.L.B. *Processamento e Interpretação de Dados de Geofísica Aérea no Brasil Central e Sua Aplicação à Geologia Regional e à Prospecção Mineral.* Brasília, 1999, 229p. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.
4. BRAGA, S.F.L. & SIQUEIRA, L.P. Three-dimensional gravity modeling of the basement topography beneath Parecis Basin, Brazil, constrained by spectral estimates of depth to magnetic sources. 5th Latin American Petroleum Congress, Nova Friburgo, Brazil. 1995.
5. GUBBINS D. & HERREROBERVERA E. *Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism.* Springer. 2007.
6. KEAREY, P., BROOKS, M., HILL, I. *An Introduction to Geophysical Exploration.* Blackwell Science Ltd. 2002.
7. LIANDRAT, E. *Interpretação dos Dados Gravimétricos e Aeromagnetométricos da Bacia dos Parecis.* In: IV SEMINÁRIO DE GEOFÍSICA DA PETROBRAS, Nova Friburgo, 1991. Anais.
8. MCNEICE, G.W. and JONES, A.G. Multisite, multifrequency tensor decomposition of magnetotelluric data. *Geophysics*, 66, no 1, 158-173, 2001.
9. REID, A.B., ALLSOP, J.M., GRANSER, H., MILLET, A.J., SOMMERTON, I.W. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics* 55, 80– 91, 1990.
10. RODI, W. & MACKIE, R. L. Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion, *Geophysics*, 66, 174–187, 2001.
11. ROEST, W.R., VERHOEF J. & PILKINGTON M. Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. *Geophysics* 57, 116-125, 1992.
12. SIQUEIRA L.P. et al. “Reconhecimento Geológico na Bacia dos Parecis”. Petrobrás/Depex/Sebint. Rio de Janeiro, Relatório Interno, 1988.
13. SIQUEIRA L.P. Verificação de relato sobre indício de petróleo no rio Teles Pires (MT), Bacia dos Parecis. Petrobrás/Depex/Sebint. Rio de Janeiro. Nota Técnica, 1989 a.
14. SIQUEIRA L.P. “Bacia dos Parecis”. B. Geoci. PETROBRÁS, Rio de Janeiro, 3 (1/2): 3-16, jan./jun, 1989 b.
15. SIQUEIRA L.P. “Reconhecimento Geológico na Bacia dos Parecis. Petrobrás/Depex/Sebint. Rio de Janeiro, Relatório Interno, 1990.
16. SIQUEIRA L.P. & PONTES C.S. “Reconhecimento Geológico na Bacia dos Parecis. Petrobrás/Depex/Sebint. Rio de Janeiro, Relatório Interno, 1992.
17. SIQUEIRA L.P. Excursão Geológica à Região Amazônica. Petrobrás/Depex/Sebint. Rio de Janeiro, Relatório Interno, 1994.
18. VOZOFF, K. The Magnetotelluric Method. In: Nabighian M.N., ed., *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*, Vol II. Soc. Expl. Geophysics, 641-711, 1991.

*Manuscrito recebido em: 30 de Agosto de 2012
Revisado e Aceito em: 22 de Maio de 2013*