



Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Centro de Tecnologia e Ciências

Faculdade de Geologia

Eric de Oliveira Corrêa

**Aplicação do método magnetotelúrico na porção central da Bacia do
Paraná: imageamento das principais estruturas e intrusões ígneas**

Rio de Janeiro

2019

Eric de Oliveira Corrêa

**Aplicação do método magnetotelúrico na porção central da Bacia do Paraná:
imageamento das principais estruturas e intrusões ígneas**

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Geociências, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração:

Orientador: Prof. Dr. Miguel Ângelo Mane
Coorientadora: Dr. Patricia Pastana de Lugão

Rio de Janeiro

2019

CATALOGAÇÃO NA FONTE
UERJ/REDE SIRIUS / BIBLIOTECA CTC/C

C824 Corrêa, Eric de Oliveira.

Aplicação do método magnetotélúrico na porção central da Bacia do Paraná: imageamento das principais estruturas e intrusões ígneas / Eric de Oliveira Corrêa. – 2019.

92 f.: il.

Orientador: Miguel Ângelo Mane

Coorientador: Patricia Pastana de Lugão

Dissertação (Mestrado) – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Centro de Tecnologia e Ciências.

1. Geofísica – Teses. 2. Geologia estrutural – Teses. 3. Bacias sedimentares – Brasil – Teses. 4. Paraná, Rio, Bacia do – Teses. I. Mane, Miguel Ângelo. II. Lugão, Patricia Pastana de. III. Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Centro de Tecnologia e Ciências. IV. Título.

551.1(81)

Bibliotecária responsável: Ingrid Pinheiro / CRB-7: 7048

Autorizo, apenas para fins acadêmicos e científicos, a reprodução total ou parcial desta Dissertação, desde que citada a fonte.

Assinatura

Data

Eric de Oliveira Corrêa

**Aplicação do método magnetotelúrico na porção central da Bacia do Paraná:
imageamento das principais estruturas e intrusões ígneas**

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Geociências, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Análise de Bacias.

Aprovada em 27 de fevereiro de 2019

Banca Examinadora: _____

Prof. Dr. Miguel Ângelo Mane
Faculdade de Geologia - UERJ

Dra. Patricia Pastana de Lugão
Strataimage Consultoria LTDA

Prof. Dr. Sérgio Bergamaschi
Faculdade de Geologia - UERJ

Prof.^a Dra. Silvia Beatriz Alves Rolim
Instituto de Geociências - UFRGS

Rio de Janeiro

2019

AGRADECIMENTOS

Agradeço a CAPES pelo subsídio durante o período. O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001.

A ANP – Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis pelo fornecimento dos dados do levantamento magnetotelúrico, linhas sísmicas e informações de poço.

Agradeço ao meu orientador, Miguel Mane, por toda atenção, incentivo e força para realização do trabalho. Além da oportunidade com período de iniciação a docência.

Agradeço a minha coorientadora Patricia Lugão por todos os conselhos, ensinamentos, confiança e oportunidade na imersão neste universo relacionado à prospecção com o método magnetotelúrico. Agradeço também a Berthold Kriegshäuser por todo apoio em relação aos conceitos físicos do MT e de perfilagem geofísica de poços.

Agradeço aos Professores Sérgio Bergamaschi e Alan Machado, ambos contribuíram com abordagens interessantes nos seminários de avaliação da pós-graduação, observações interessantes e importantes no resultado final do trabalho.

Por último, agradeço aos tantos amigos das geociências, aos amigos curiosos e a minha família por toda compreensão, apoio, sugestões e questionamentos dos mais variados tipos. Afinal só conseguimos respostas se possuímos perguntas.

Life would be tragic if it weren't funny.

Stephen Hawking

RESUMO

CORRÊA, Eric de Oliveira. **Aplicação do método magnetotelúrico na porção central da Bacia do Paraná**: imageamento das principais estruturas e intrusões ígneas. 2019. 92 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2019.

O trabalho discute a aplicação do método magnetotelúrico (MT) na porção central da Bacia do Paraná, utilizando três linhas regionais. Esta área é caracterizada por conter a seção mais espessa dos derrames da Formação Serra Geral, uma espessa seção sedimentar estruturada por diversos lineamentos tectônicos de orientação NE-SW e NW-SE, resultantes de respostas aos esforços na borda da Bacia do Paraná. O foco do trabalho é definir, através da aplicação do método MT, um modelo de resistividade condizente com a geologia da área, tanto no aspecto estrutural como no aspecto litoestratigráfico, possibilitando extração de novas informações juntamente as linhas sísmicas que não apresentam resultados efetivos, devido aos extensos derrames basálticos. A análise foi realizada utilizando a interpretação dos resultados obtidos nas pseudo-seções e nas inversões para os modelos 1D e 2D, o que gerou uma interpretação inicial baseada no modelo resistivo. A integração da resposta do método magnetotelúrico com os dados de poço possibilitou um aprimoramento na interpretação em relação às grandes unidades estruturais e litoestratigrafia da área. A integração desta interpretação com as assinaturas das linhas sísmicas exhibe maiores relações entre as zonas de falha de Curitiba – Maringá, Rio Alonso, São Jerônimo – Curiúva e Santo Anastácio com as intrusões ígneas relacionadas ao Arco de Ponta Grossa. As intrusões relacionadas da Formação Serra Geral exibem grande sensibilidade com estas estruturas NW-SE na região. A aplicação do método magnetotelúrico juntamente com a interpretação em conjunto com outros métodos possibilitou um imageamento de alta definição das principais estruturas da Bacia do Paraná, diques e soleiras da Formação Serra Geral, correlação de resistividade com as principais unidades litoestratigráficas e delimitação do topo do embasamento.

Palavras-chave: Bacia do Paraná; método magnetotelúrico; modelo de resistividade; interpretação geofísica.

ABSTRACT

CORRÊA, Eric de Oliveira. **Application of the Magnetotelluric Method in the central portion of the Paraná Basin**: image of the main structures and igneous intrusions. 2019. 92 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2019.

The study discusses the application of the magnetotelluric (MT) method in the central portion of the Paraná Basin, utilizing three regional profiles. This area is characterized by the thickest section of the Serra Geral Formation and a substantial sedimentary sequence structured by multiple tectonic orientations (NE-SW and NW-SE), resulting from the stress responses at the basin's boundaries. The study aims to define a resistivity model, derived from the application of the MT method, that aligns with the structural and lithostratigraphic aspects of the area's geology. This model enables the extraction of new information along seismic profiles that fail to produce effective results due to extensive basaltic occurrences. The analysis was conducted through the interpretation of results in pseudo sections and the inversion of 1D and 2D models, generating an initial interpretation based on the resistivity model. The integration of geophysical method responses with well data enhanced the understanding of the region's major structural and lithostratigraphic units. Furthermore, correlating this interpretation with seismic signatures revealed stronger relationships between the fault zones of Curitiba-Maringá, Rio Alonso, São Jerônimo-Curiúva, and Santo Anastácio and the igneous intrusions associated with the Ponta Grossa Arch. The intrusions related to the Serra Geral Formation exhibit a strong correlation with these NW-SE structures in the region. The application of the magnetotelluric method, combined with joint interpretation, provided a high-resolution image of the Paraná Basin's main structures, including the dikes and sills of the Serra Geral Formation. Additionally, it enabled the correlation of resistivity with key lithostratigraphic units and the delineation of the basement top.

Keywords: Paraná Basin; magnetotelluric method; resistivity model; geophysical interpretation.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 –	Localização da Bacia do Paraná no Brasil (esquerda) e mapa temático cronoestratigráfico, com área do estudo demarcada.....	15
Figura 2 –	Arcabouço Estrutural da Bacia do Paraná	17
Figura 3 –	Esboço geotectônico do embasamento da Bacia do Paraná.....	19
Figura 4 –	Carta Estratigráfica da Bacia do Paraná	20
Figura 5 –	Seção Geológica Esquemática da Bacia do Paraná	20
Figura 6 –	Arcabouço estrutural com dados geofísicos solicitados para o projeto....	22
Figura 7 –	Modelo Geoelétrico 2-D derivado de inversão suavizada dos dados TE e TM	23
Figura 8 –	Interpretação para o modelo gerado para a Bacia do Paraná.....	23
Figura 9 –	Modelo de Inversão 2-D magnetotelúrico de uma seção regional sobre o Arco de Ponta Grossa.....	24
Figura 10 –	Modelamento 2D do perfil PS-I, com delimitação litológica e sistemas de falhas entre o Arco de Rio Grande e a Sinclinal de Torres.....	24
Figura 11 –	Perfil PS-III com interpretação litológica.....	25
Figura 12 –	Mapas temáticos de geologia de superfície e principais estruturas tectônicas	28
Figura 13 –	Equipamentos de aquisição MT utilizados no levantamento.....	29
Figura 14 –	Arranjo de aquisição para o método MT no projeto.....	29
Figura 15 –	Modelo de camadas horizontais.....	34
Figura 16 –	Estação 01-235, configuração da inversão 1-D em 8 camadas, baseada no modelo Occam.....	38
Figura 17 –	Modelo inicial baseado em uma malha homogênea de 100 Ohm.m.....	42
Figura 18 –	Pseudo-seção de resistividade e fase da linha 2.....	46
Figura 19 –	Modelo 1D Occam para a Linha 1.....	47
Figura 20 –	Modelo 1D Occam para a linha 3.....	47
Figura 21 –	Inversão 2D em malha da Linha 1.....	49
Figura 22 –	Inversão 2D em seção suavizada da Linha 1.....	50
Figura 23 –	Inversão 2D em malha da Linha 2.....	51
Figura 24 –	Inversão 2D em seção suavizada da Linha 2.....	52

Figura 25 – Inversão 2D em malha da Linha 3.....	53
Figura 26 – Inversão 2D em seção suavizada da Linha 3.....	54
Figura 27 – Compilação das linhas sísmicas 2D post stack em tempo (ms).....	57
Figura 28 – Dados de VSP dos poços 2AN1PR, 2RI1PR e 1TI1SP. De forma que ocorrem da direção SW (2AN1PR) para NE (1TI1SP).....	58
Figura 29 – Comparação do poço 2RI1PR com a linha 2.....	60
Figura 30 – Comparação do poço 2RI1PR com a Linha 3.....	61
Figura 31 – Resistividade de solos e rochas.....	63
Figura 32 – Interpretação conjunta dos dados de poço, mapas de superfície e inversão 2D para a Linha 1.....	65
Figura 33 – Interpretação conjunta dos dados de poço, mapas de superfície e inversão 2D para a Linha 2.....	66
Figura 34 – Interpretação conjunta dos dados de poço, mapas de superfície e inversão 2D para a Linha 3.	68
Figura 35 – Integração e interpretação dos dados sísmicos com a inversão 2D suavizada da linha 1.....	71
Figura 36 – Integração e interpretação dos dados sísmicos com a inversão 2D suavizada da linha 2.....	72
Figura 37 – Integração e interpretação dos dados sísmicos com a inversão suavizada da linha 3.....	73
Figura 38 – Inversão 2D da linha 3 em malha, com enfoque nas principais estruturas que influenciam o embasamento.....	76
Figura 39 – Inversão 2D da linha 3, no modo suavizado para altas profundidades, destacando a resposta no método nas principais zonas de falha.....	77

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 –	Informações das linhas sísmicas utilizadas no projeto	26
Tabela 2 –	Informações dos poços utilizados no projeto.....	26
Tabela 3 –	Tabela de dados recebidos pela ANP	26
Tabela 4 –	RMS dos modelos 2D finais	43
Tabela 5 –	Comparativo entre litoestratigrafia e resistividades	63

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ANP	Agência Nacional do Petróleo
APG	Arco de Ponta Grossa
BDEP	Banco de Dados de Exploração e Produção
EDI	<i>Electronic Data Interchange</i>
E-W	Leste-Oeste
Ex	Campo elétrico na direção Norte-Sul
Ey	Campo elétrico na direção Leste-Oeste
Hx	Campo magnético na direção Norte
Hy	Campo magnético na direção Leste
H _z	Campo magnético vertical
MT	Magnetotelúrico
NE-SW	Nordeste-Sudoeste
N-S	Norte-Sul
NW-SE	Noroeste-Sudeste
TE	Transverso elétrico
TM	Transverso magnético

SUMÁRIO

	INTRODUÇÃO	13
1	OBJETIVOS	14
2	CONTEXTUALIZAÇÃO GEOLÓGICO-GEOFÍSICA	15
2.1	A bacia do Paraná	15
2.2	Arcabouço estrutural	16
2.3	Evolução da Bacia e arcabouço estratigráfico	18
2.4	Arco de Ponta Grossa	21
2.5	Estudos geofísicos no Arco de Ponta Grossa	22
3	BASE DE DADOS E METODOLOGIA	26
3.1	Método magnetotelúrico (MT)	30
3.2	Metodologia aplicada no fluxo de trabalho	36
3.2.1	<u>Carregamento de dados MT no <i>software</i> WinGLink</u>	37
3.2.2	<u>Modelagem e inversão</u>	37
3.2.3	<u>Interpretação preliminar</u>	43
3.2.4	<u>Integração geofísica e interpretação final</u>	44
4	RESULTADOS OBTIDOS	45
4.1	Pseudo-seções	45
4.2	Modelos de inversão 1D	46
4.3	Modelos de inversão 2D	47
5	INTERPRETAÇÃO CONJUNTA E DISCUSSÕES	56
	CONCLUSÕES	74
	REFERÊNCIAS	78
	APÊNDICE A – Pseudo-seção nos modos TE e TM para o Perfil 1.....	84
	APÊNDICE B – Pseudo-seção nos modos TE e TM para o Perfil 2.....	86
	APÊNDICE C – Pseudo-seção nos modos TE e TM para o Perfil 3.....	88
	APÊNDICE D – Inversão 1D para o Perfil 1.....	90
	APÊNDICE E – Inversão 1D para o Perfil 2.....	91
	APÊNDICE F – Inversão 1D para o Perfil 3.....	92

INTRODUÇÃO

O método magnetotelúrico (MT) tem apresentado um crescimento na sua aplicação para a exploração energética no Brasil. O método oferece informação sobre a variação da resistividade das rochas em subsuperfície através da medição da variação das cinco componentes (dois campos elétricos, E_x e E_y , e três campos magnéticos, H_x , H_y e H_z), do campo eletromagnético terrestre.

Vozoff (1972) descreve as diversas aplicações do método para a exploração de bacias sedimentares, tanto por sua eficiência como por sua economia, devendo ser utilizado principalmente para uma avaliação rápida de áreas extensas e inexploradas além de apresentar uma melhor resposta em áreas onde a sísmica não apresenta uma boa qualidade de imagem, como em problemas relacionados à inversão de velocidade sísmica, como exemplos de sobreposição de rochas carbonáticas, evaporíticas e ígneas sobre sedimentos arenosos e folhelhos. Jones (1987) indica que a aplicação integrada do método MT com o método sísmico deve ser considerada sempre que possível, pois se complementam para diversas aplicações como estimativas litológicas, estimativas de fluidos e zonas de falha (LUGÃO, 1993).

Os dados disponíveis estão inseridos em uma nova fronteira exploratória da Bacia do Paraná onde existe a possibilidade de existência de acumulações de óleo e gás nas regiões próximas a diques e soleiras, que fornecem calor para maturação da matéria orgânica, bem como podem servir de barreiras de fluxo e formação de trapas (THOMAZ FILHO et al., 2008 apud MENEZES, 2013). O método magnetotelúrico, por fornecer bom imageamento de variações laterais de resistividade, pode agregar valor em áreas em que a sísmica não fornece uma boa resolução.

1. OBJETIVOS

O objetivo da dissertação é analisar a configuração tectonossedimentar na porção central da Bacia do Paraná nas escalas de crosta e de bacia, correlacionando as principais sequências litoestratigráficas com as características geoeletricas. Relacionando como as estruturas regionais funcionaram no vulcanismo Serra Geral, mapeando a espessura dos corpos ígneos superficiais e soleiras. Para isso será aplicada uma avaliação conjunta dos modelos de resistividade oriundos do levantamento magnetotelúrico, linhas sísmicas concordantes e perfis de poço.

Estima-se com esta análise, avaliar oportunidades exploratórias para o sistema petrolífero da bacia. O vulcanismo da suíte pode funcionar como fator importante para geração de hidrocarbonetos pelo efeito térmico, migração através de suas estruturas, e formação de trapas em através das soleiras arqueadas.

A Bacia do Paraná apresenta um excelente contraste entre as respostas de resistividade elétrica, onde as rochas ígneas apresentam um alto valor de resistividade em comparação com as demais rochas da bacia. Esta relação atua como um guia prospectivo na região.

Para alcançar o objetivo proposto foram definidos os seguintes objetivos específicos:

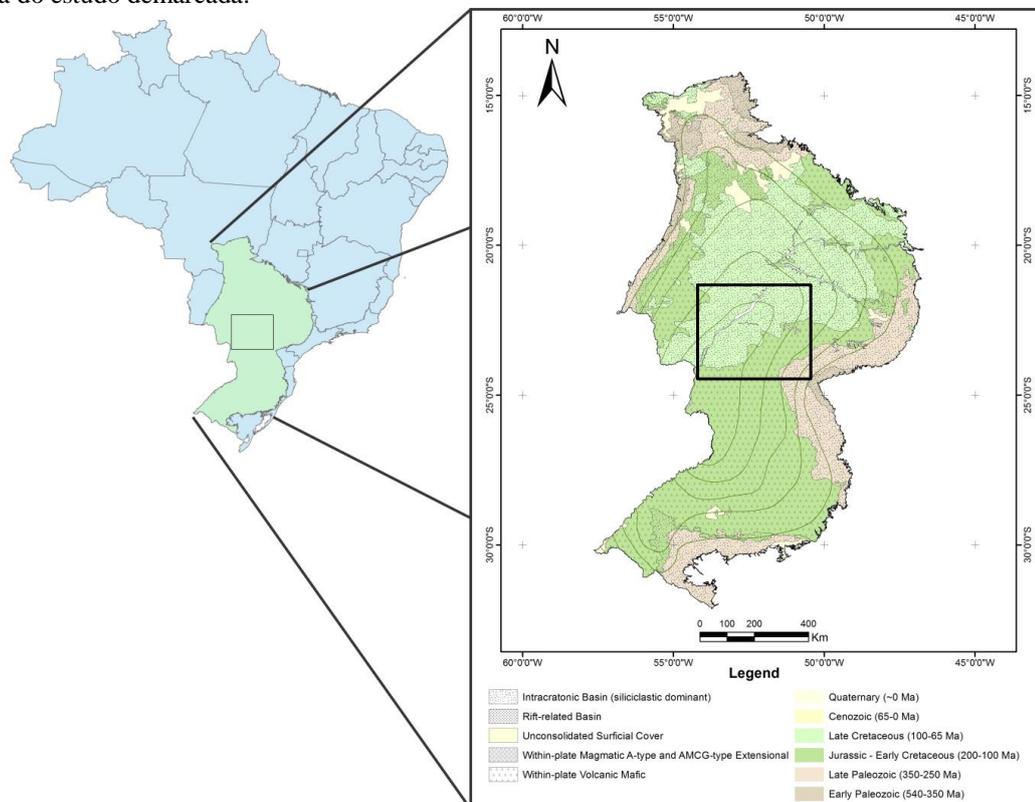
- i. Avaliação em escala de crustal e bacia os modelos MT regionais. Integrando os dados de poço da região na interpretação. Definindo os horizontes sedimentares, identificando estruturas e zonas de diques e/ou soleiras.
- ii. Integrar as interpretações com as seções sísmicas concordantes com o levantamento MT.

2. CONTEXTUALIZAÇÃO GEOLÓGICO-GEOFÍSICA

2.1 Bacia do Paraná

A Bacia do Paraná (figura 1) é uma ampla bacia sedimentar que ocupa uma área de aproximadamente de 1,5 milhão de km² no centro-leste da América do Sul. A Bacia do Paraná é uma bacia intracratônica e apresenta uma forma oval com eixo maior N-S. Seu contorno é definido por limites erosivos relacionados à história geotectônica Meso-Cenozoica do continente (MILANI et al. 2007). O Leste da bacia foi modelado pela erosão em função do soerguimento crustal associado ao rifte do atlântico sul, tendo uma remoção sedimentar estimada de 2.500 metros (ZANOTTO, 1993). A porção ocidental da bacia é orientada por um bulge flexural relacionado à sobrecarga litosférica causada pelo cinturão orogênico andino (MILANI et al., 2007).

Figura 1 – Localização da Bacia do Paraná no Brasil (esquerda) e mapa temático cronoestratigráfico, com área do estudo demarcada.



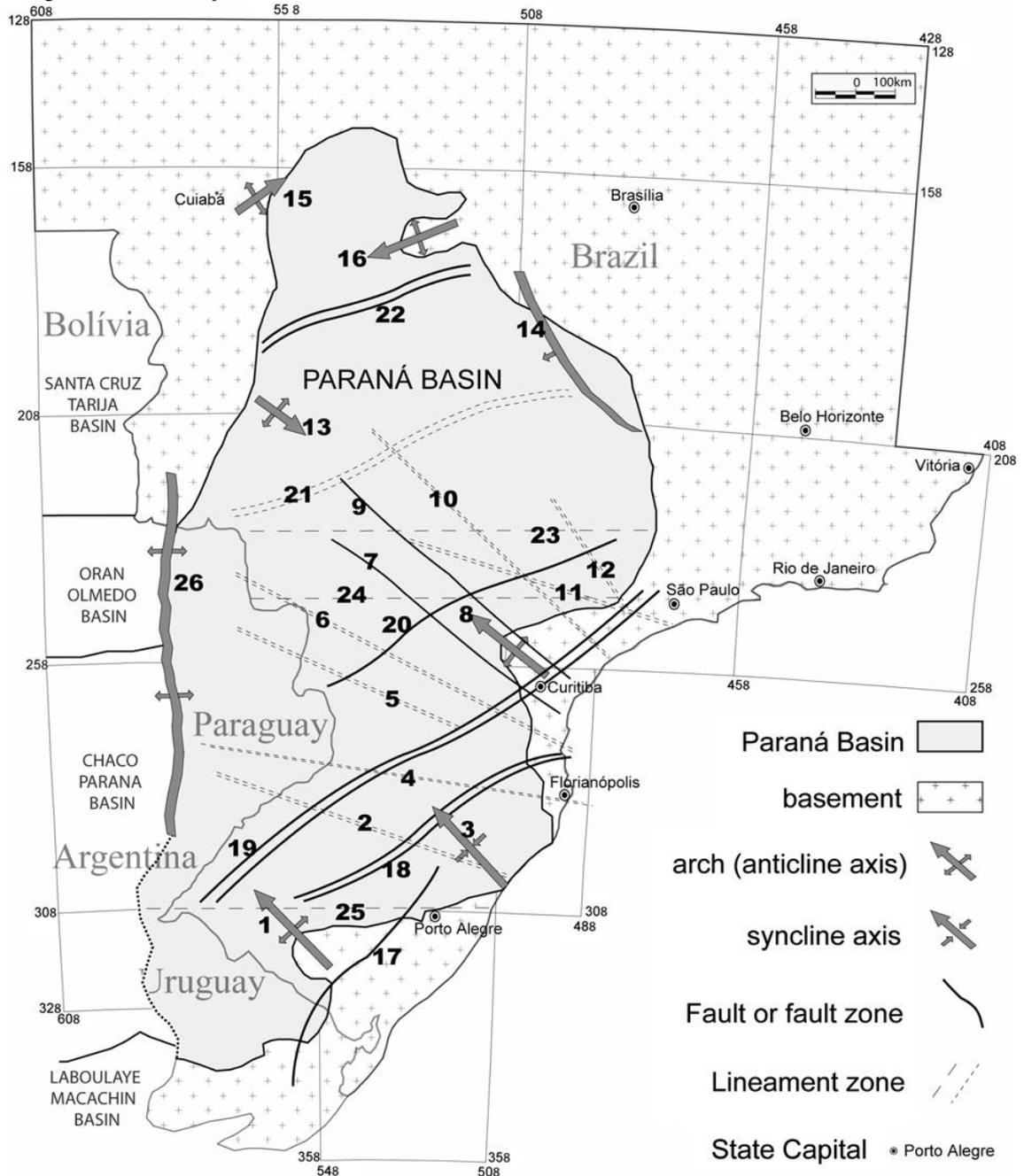
Fonte: GOMES ET AL (2019) adaptado pelo autor, 2019.

A bacia compreende um registro estratigráfico de um pacote sedimentar-magmático com uma espessura máxima de cerca de sete mil metros. O posicionamento cronoestratigráfico dos sedimentos da bacia apresenta uma série de questões em aberto pela falta de efetivos elementos de amarração às escalas internacionais de tempo geológico (MILANI et al. 2007).

2.2 Arcabouço Estrutural

O arcabouço estrutural da Bacia do Paraná está relacionado principalmente à estruturação prévia do embasamento (MILANI et al., 2007), dominado por grandes lineamentos tectônicos agrupados em três direções preferenciais: NW-SE, NE-SW e E-W (Figura 2), os quais representam falhas ou zonas de falha. Para Zalán et al. (1990), estruturas NW-SE são extensas zonas de falha, que durante a reativação tectônica da quebra do Gondwana, comportaram diversos corpos ígneos intrusivos, principalmente no Arco de Ponta Grossa. Ao longo dos lineamentos NE-SW os movimentos transcorrentes são mais comuns e são estreitamente relacionados ao arcabouço tectônico das Faixas Móveis Ribeira e Dom Feliciano, além do arcabouço do embasamento da bacia. Os lineamentos E-W são interpretados por Zalán et al. (op. cit.) como vinculados às zonas de fraturas oceânicas, dado seu paralelismo, ligando seu desenvolvimento com o desenvolvimento do Atlântico Sul, a partir do Triássico.

Figura 2 – Arcabouço Estrutural da Bacia do Paraná



Legenda: As estruturas NW-SE são nomeadas por: 1 – Arco de Rio Grande, 2 – Lineamento Torres-Pousadas, 3 – Sinclinal de Torres, 4 – Lineamento Rio Uruguai, 5 – Lineamento Rio Iguaçu, 6 – Lineamento Rio Piquiri, 7 – Falha de Rio Alonso, 8 – Arco de Ponta Grossa, 9 – Falha de São Jerônimo-Curiúva, 10 – Lineamento Guapiara, 11 – Lineamento Rio Paranapanema, 12 – Lineamento Rio Tietê, 13 – Arco de Campo Grande, 14 – Arco de Goiás. As estruturas NE-SW são nomeadas por: 15 – Arco de São Vicente, 16 – Arco de Bom Jardim de Goiás, 17 – Falha de Açoteia, 18 – zona de falha de Blumenau-Soledade, 19 – zona de falha de Lacinha-Cubatão, 20 – Falha de Jacutinga, 21 – Lineamento Araçatuba, 22 – zona de falha Transbrasiliana. Estruturas subordinadas E-W: 23 – Lineamento Mogi-Dourados, 24 – lineamento São Sebastião, 25 – Lineamento Jacuí. Estrutura subordinada N-S: 26 – Arco de Assunção.

Fonte: HOLZ et al, 2006.

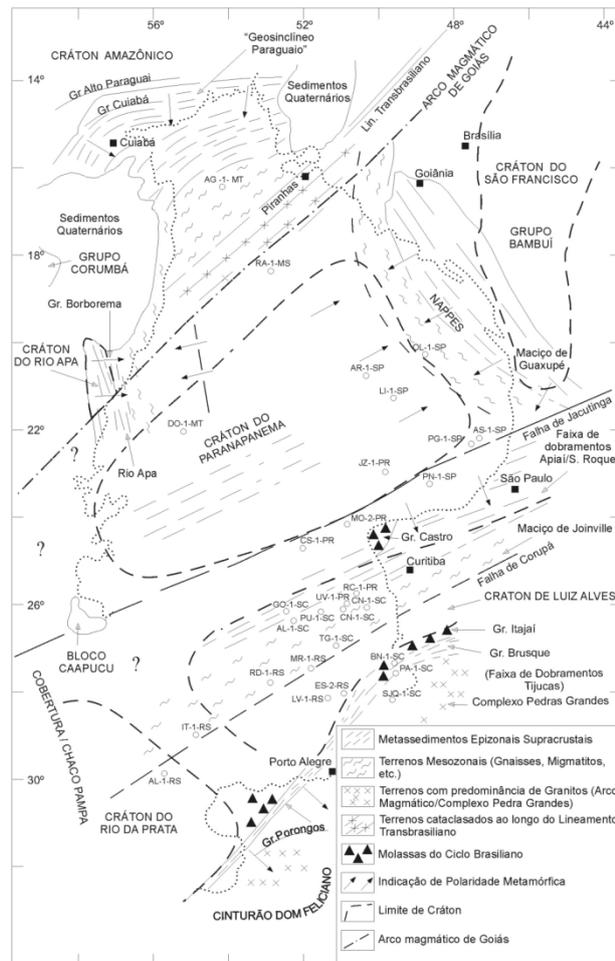
2.3 Evolução da Bacia e Arcabouço Estratigráfico

A evolução da bacia remete a ciclos de criação de espaço deposicional e episódios, associados às orogêneses desenvolvidas na borda continental. Segundo Milani (1997), a flexura litosférica por sobrecarga tectônica, propagada por uma calha de antepaís desenvolvida na porção ocidental do Gondwana foi interpretada como um importante mecanismo de subsidência durante a evolução da Bacia do Paraná, formando a bacia através de um processo de fraturamento em zonas de fraqueza já existentes, formadas durante todo o processo de amalgamação do Gondwana.

Alguns outros autores divergem dessa origem e evolução da bacia. Para Zalán et al. (1990), a contração térmica que ocorreu após os fenômenos tectono-magmáticos do ciclo brasileiro seria um importante mecanismo ligado à implantação da sinéclise, sugerindo que a fragmentação do embasamento seria ao longo da calha do Rio Paraná, em grabens formados no Paleozoico Inferior, de direção NE-SW, anteriores a grande sinéclise, porém condicionantes aos depocentros mais profundos da bacia (CORDANI et al 2009). Fúlfaro et al. (1982) indicam que um conjunto de calhas aulacogênicas, orientadas segundo a direção NW-SE, teriam sido precursoras da sedimentação cratônica.

A implantação da Bacia do Paraná se deu na forma de depressões alongadas na direção NE-SW seguindo as orientações do embasamento pré-cambriano (figura 3) (MILANI, 1997).

Figura 3 – Esboço geotectônico do embasamento da Bacia do Paraná



Fonte: CORDANI et al, 2009.

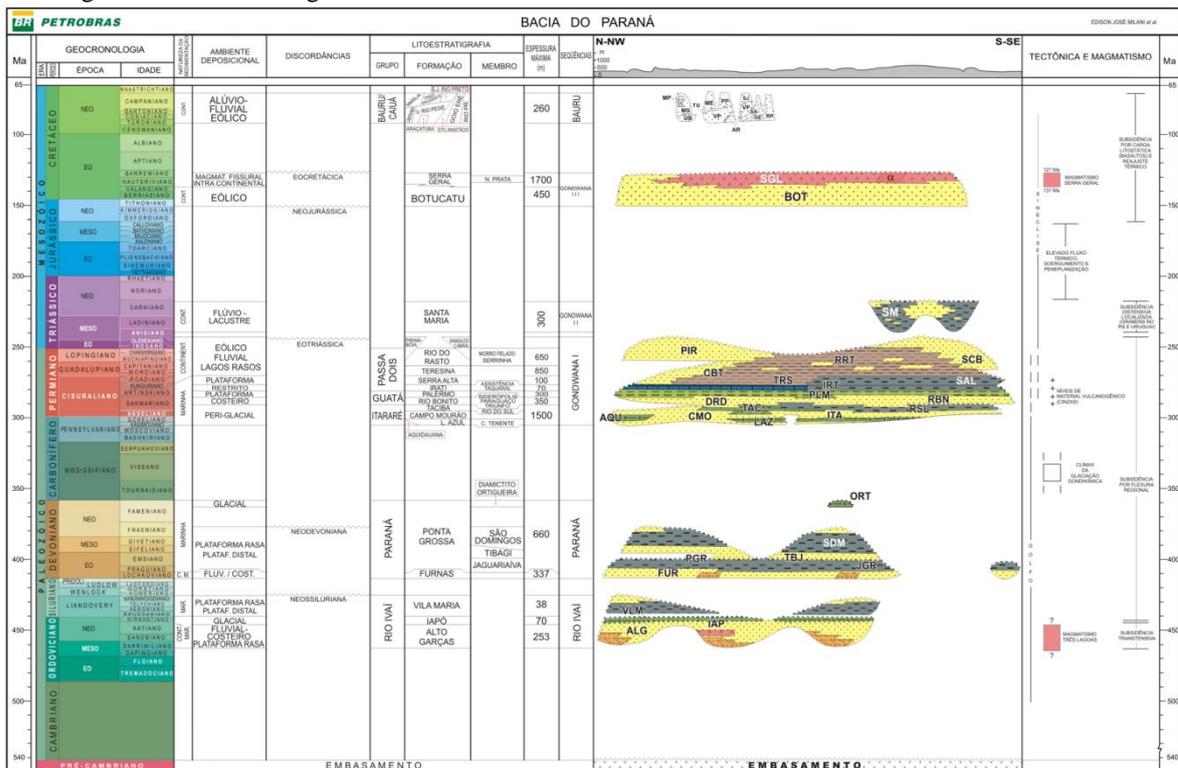
Para Quintas et al. (1999), Mantovani et al. (2005) e Mantovani e Brito Neves (2009) outro modelo é válido. Estes autores interpretaram uma anomalia gravimétrica positiva de grande extensão na região central da bacia, sendo indicativa de uma região sílica, denominada de Bloco Paranapanema. Esta anomalia é delimitada por discontinuidades gravimétricas oriundas de contrastes laterais de densidade. Neste modelo, o fraturamento ao longo da calha do Rio Paraná seria resultado do afinamento do Bloco Paranapanema.

Julia et al (2008), através da análise de estações sísmicas ao norte da bacia, apresentou um modelo com existência de áreas de crosta interior máfica, com uma raiz cratônica subdividida. Através dos dados obtidos por estações sismológicas mostraram que a crosta apresenta espessuras consideráveis, entre 41 e 48 km. Entretanto deve-se avaliar com cuidado estes dados, pois se encontram situados na parte Norte da bacia (CORDANI et al, 2009).

Seis sequências litoestratigráficas são reconhecidas na bacia envolvidas por superfícies de discordância de caráter inter-regional (figuras 4 e 5). São elas Sequência Rio Ivaí

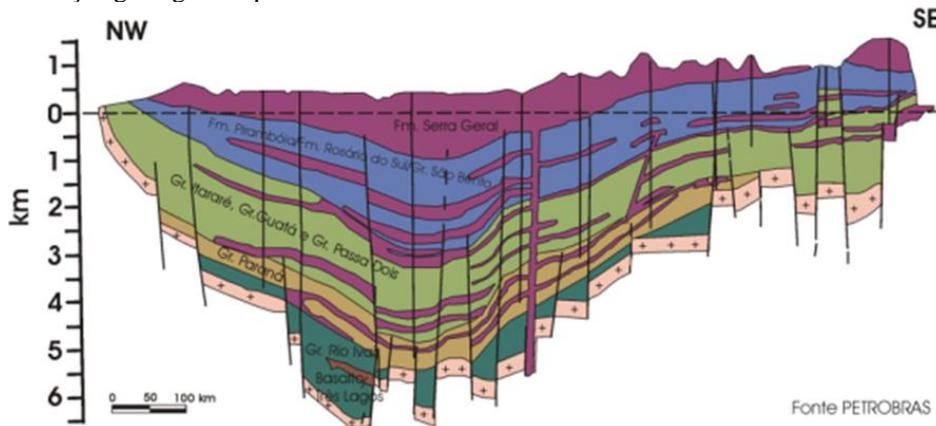
(Ordoviciano-Siluriano), Paraná (Devoniano), Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico), Gondwana II (Meso a Neotriássico), Gondwana III (Neojurrásico-Eocretáceo) e Bauru (Neocretáceo) (MILANI, 1997). As três primeiras sequências são representadas por sucessões sedimentares que definem ciclos transgressivo-regressivos ligados às oscilações do nível relativo do mar no Paleozoico, as demais correspondem a pacotes de sedimentos continentais com rochas ígneas associadas (MILANI et al, 2007).

Figura 4 – Carta estratigráfica da Bacia do Paraná.



Fonte: MILANI et al, 2007.

Figura 5 – Seção geológica esquemática da Bacia do Paraná.



Fonte: MILANI et al, 1997.

2.4 Arco de Ponta Grossa

A Plataforma Sul-americana foi atingida por diversas manifestações magmáticas e de soerguimento durante o Mesozoico, relacionadas ao processo de ruptura do Gondwana, que acarretou a abertura e geração do Oceano Atlântico Sul e o consequente desenvolvimento das bacias marginais brasileiras.

O Arco de Ponta Grossa (APG) está estritamente ligado aos efeitos da separação do Gondwana. Ele é constituído por uma série de intrusões de soleiras e diques de diabásio, com notável alinhamento estrutural de direção entre N50W e N60W (RENNE et al., 1996). Na região central os diques apresentam comprimento de até 50 km, cortando rochas do embasamento e da Bacia do Paraná (FRANCO-MAGALHÃES, 2009).

Almeida (1983) indica que o desenvolvimento dos alinhamentos NW do APG começou a partir do Devoniano, por conta de estruturas do embasamento pretéritas herdadas pela atividade tectônica do arco. Para Zalán et al (1990), este período é um forte controle tectônico, melhor definido ao longo da Zona de Falha Guapiara, evidenciado pela regressão do mar Siluriano e provável soerguimento de áreas-fonte. Entretanto, a partir do Jurássico dispara a tendência positiva, com clímax no Cretáceo Inferior na instalação do break-up do Gondwana, onde extensos falhamentos NW foram reativados, segmentando inúmeros blocos crustais, sincronicamente aos derrames basálticos da Formação Serra Geral (ALMEIDA, 1983).

A evolução do APG está associada à movimentação de estruturas profundas, com alinhamentos que individualizam blocos relativamente autônomos. A presença destes alinhamentos corrobora com a ideia que os mesmos funcionaram como canais alimentadores dos diques intrudidos no arco durante o rompimento do Gondwana, através de grandes falhamentos distensivos (FERREIRA, 1982).

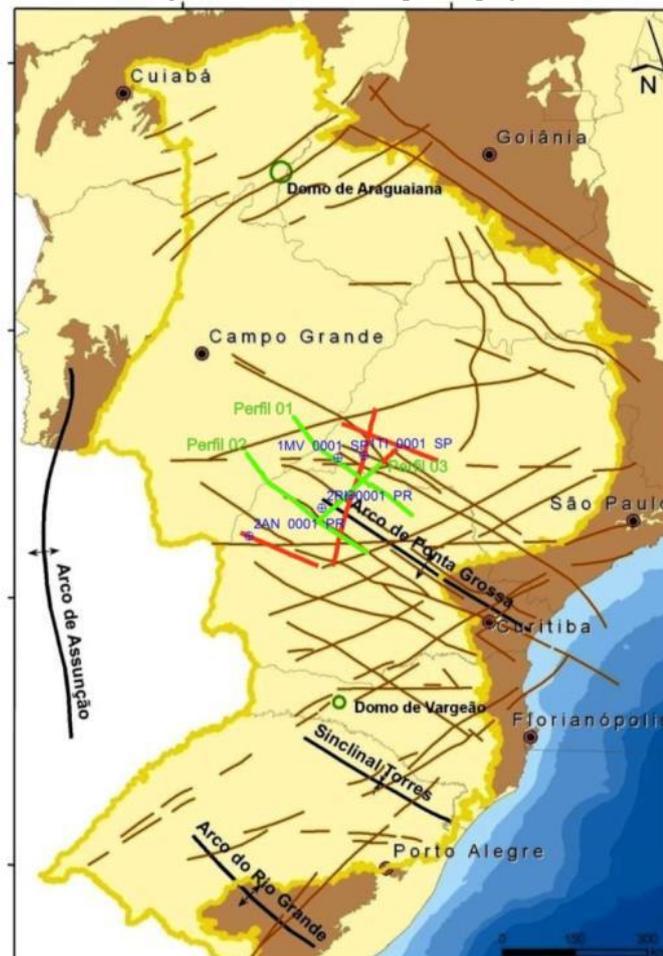
A inserção destas rochas vulcânicas no eixo do APG pode indicar que sua evolução esteja relacionada com uma tectônica extensional de um domo térmico que evoluiu para uma junção tríplice, com desenvolvimento dos braços no eixo NE-SW, com o APG constituindo o braço abortado NW (Franco-Magalhães, 2009). Alguns autores indicam a possibilidade deste braço abortado ter intensa subsidência, apresentando espaço para deposição dos basaltos da Formação Serra Geral, citando exemplo da região de Presidente Epitácio (SP), localizada ao longo da direção do ramo abortado (FRANCO-MAGALHÃES, 2009).

2.5 Estudos geofísicos do Arco de Ponta Grossa

A Bacia do Paraná apresenta uma complexidade exploratória considerável, devido aos extensos derrames da Formação Serra Geral, o que se torna um fator complicador para o processamento sísmico. Entretanto, diversos métodos vêm sendo aplicados na região a fim de promover um melhor entendimento sobre as condições da bacia e do embasamento crustal, principalmente os métodos eletromagnéticos.

A área em estudo encontra-se inserida na porção central da Bacia do Paraná, na área onde ocorrem maiores espessuras do magmatismo Serra Geral e estruturalmente localizada nos domínios da feição do Arco de Ponta Grossa em subsuperfície (Figura 6).

Figura 6: Mapa estrutural com dados geofísicos solicitados para o projeto



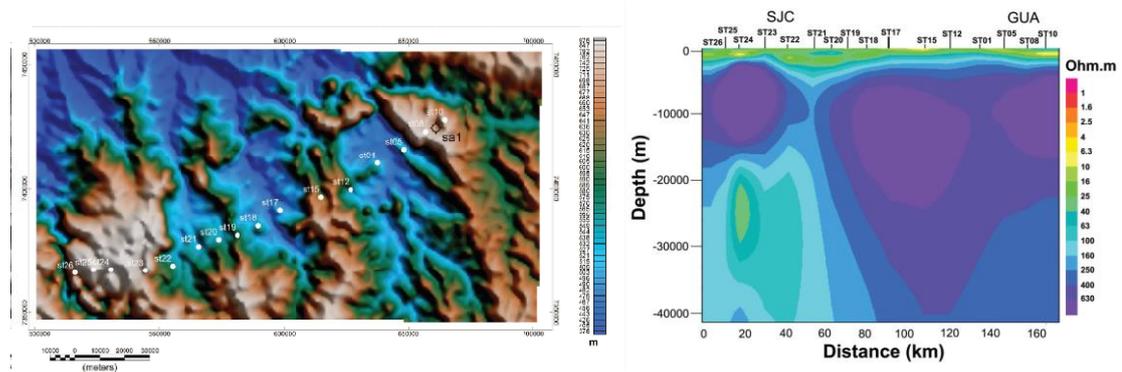
Nota: Em verde, estações magnetotelúricas, em vermelho, linhas sísmicas, em azul, poços exploratórios.

Fonte: Modificado de ZALÁN et al. 1990.

Os trabalhos de aplicações geofísicas recentes mais relevantes apresentam enfoque no uso do método eletromagnético MT como ferramenta no modelamento do Arco de Ponta Grossa de diversas formas, como no estudo da estruturação crustal e modelagem na área da zona de falha de São Jerônimo – Curiúva e Guapiara (Figura 7 e 8) (MENEZES et al, 2005; MENEZES et al, 2010), para estudo regional dos efeitos de fluxos basálticos em bacias intracratônicas espessas (Figura 9) (PADILHA et al., 2015).

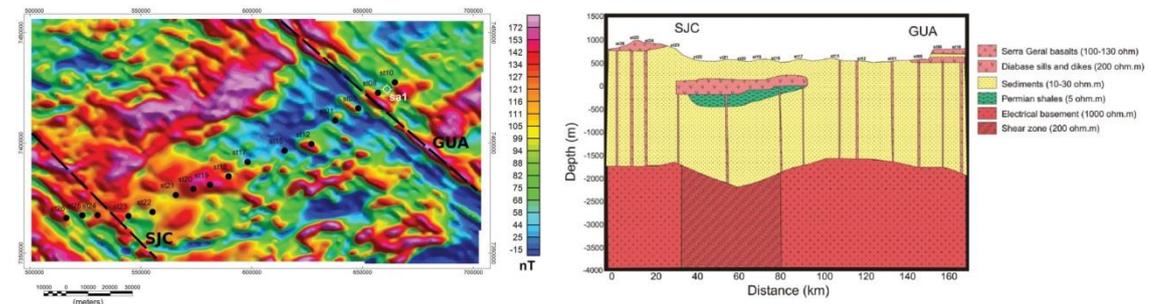
Além de trabalhos envolvendo os dados deste levantamento MT, abordando estudos de dimensionalidade geoeétrica na Bacia do Paraná, exibindo a complexidade dimensional das estruturas do embasamento (MAURYA et al, 2016), e interpretações focadas no estudo da estruturação sedimentar e comparação com principais formações da área (PALSHIN et al, 2017).

Figura 7 - Mapa topográfico (esquerda) e Modelo Geoeétrico 2-D (direita) derivado de inversão suavizada dos dados TE e TM



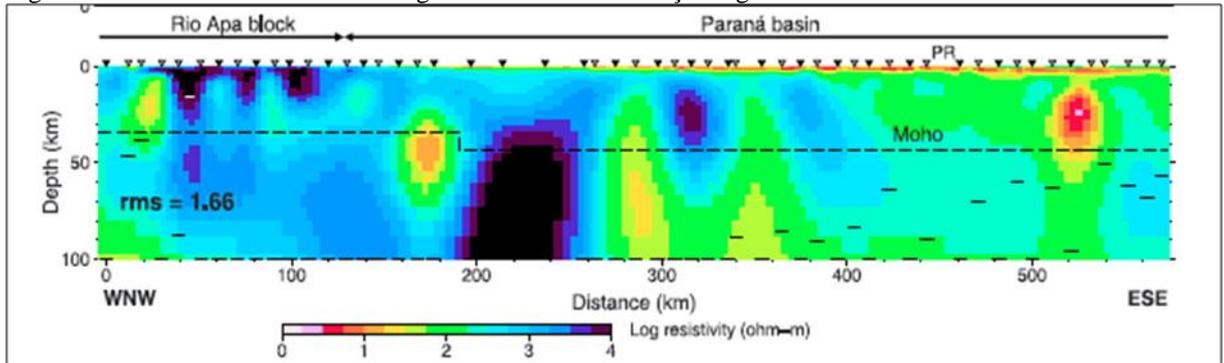
Fonte: MENEZES et al. 2010.

Figura 8 - Mapa de anomalia de intensidade magnética (esquerda) e Interpretação para o modelo gerado para a Bacia do Paraná (direita)



Fonte: MENEZES et al. 2010.

Figura 9 – Modelo de Inversão 2D magnetotelúrico de uma seção regional sobre o Arco de Ponta Grossa

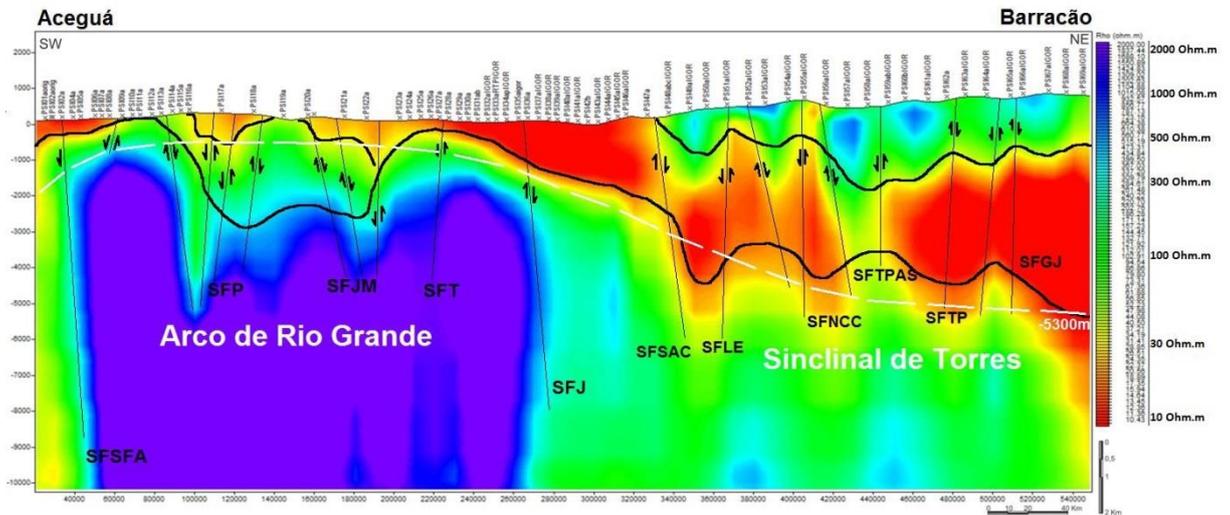


Nota: Observa-se que no limite Leste da Bacia do Paraná existem anomalias condutivas sobrepostas, interpretadas como complexos alcalinos-carbonatíticos.

Fonte: PADILHA et al. 2015.

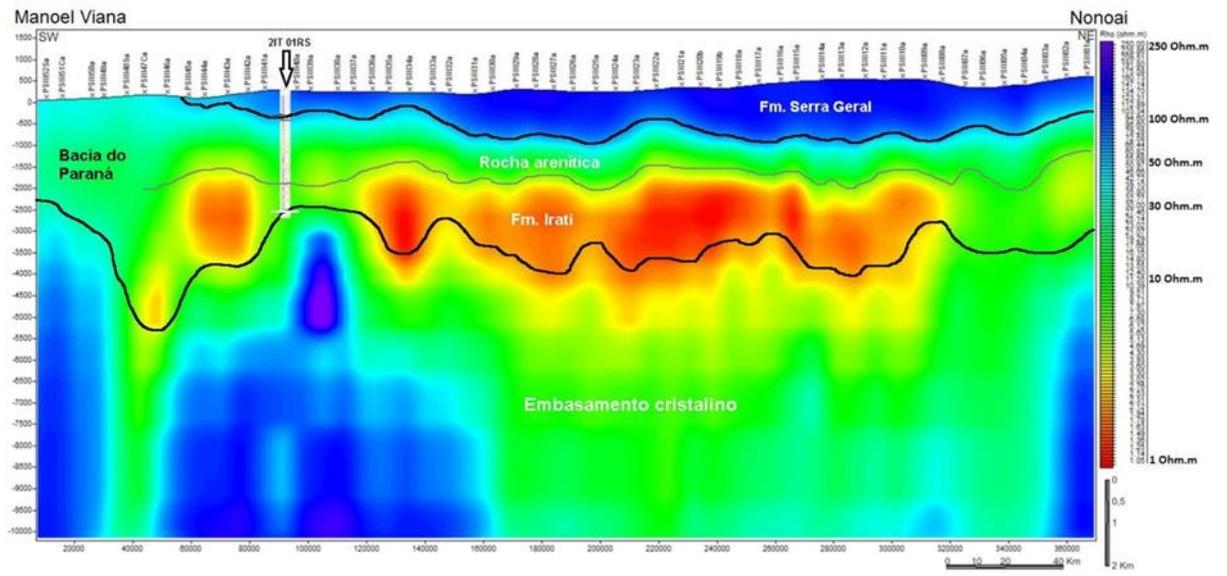
Além destes trabalhos desenvolvidos nas imediações do Arco de Ponta Grossa, existem estudos de caracterização do arcabouço geológico e estrutural na região do Arco do Rio Grande e Sinclinal de Torres (ROLIM, 2015; ROLIM et al., 2016; AULER, 2016). Estes estudos regionais demonstram claramente os sistemas de falhas, a Formação Serra Geral e o limite do embasamento em dois perfis NE-SW, PS-I e PS-III (figura 10 e 11).

Figura 10 – Modelamento 2D do perfil PS-I, com delimitação litológica e sistemas de falhas entre o Arco de Rio Grande e a Sinclinal de Torres



Fonte: AULER, 2016.

Figura 11 – Perfil PS-III com interpretação litológica



Fonte: AULER. 2016.

3. BASE DE DADOS E METODOLOGIA

O projeto foi desenvolvido usando como base o software WinGLink para a maior parte do fluxo de trabalho, nas questões de trabalho com o método magnetotélmico, entretanto para a avaliação integrada com dados sísmicos disponíveis, também foi utilizado o software para leitura integrada de SEG-Y e avaliação de poços OpenDtect. Todos os dados obtidos para o desenvolvimento do projeto são de natureza pública, disponíveis na Superintendência de Dados Técnicos da ANP (BDEP/ANP) (Tabela 1, 2 e 3) e os dados de superfície estão disponíveis no banco de dados, informações e produtos do Serviço Geológico Brasileiro (<http://geosgb.cprm.gov.br/>). O compilado dos dados utilizados no projeto encontra-se no mapa da área (Figura 12).

Tabela 1 - Tabela de dados MT do projeto Paraná recebidos pela ANP

Dados Brutos	Dados Medidos	Dados Processados
Não utilizados devido ao seu tamanho maior que 4 Tb.	Arquivos das curvas medidas no formato .EDI	Curvas MT Corrigidas
	Curvas de calibração	Distâncias Inversão 1D Inversão 2D SEG-Y da nversão 1D SEG-Y da inversão 2D

Tabela 2 - Informações das linhas sísmicas utilizadas no projeto

Categoria	Nome do projeto	Tipo	Segmento
Sísmica pública	0225_PARANA_51	Linha Sísmica 2D	0225-0030
Sísmica pública	0225_PARANA_51	Linha Sísmica 2D	0225-0031
Sísmica pública	0225_PARANA_51	Linha Sísmica 2D	0225-0033
Sísmica pública	0225_PARANA_51	Linha Sísmica 2D	0225-0034
Sísmica pública	0225_PARANA_51	Linha Sísmica 2D	0225-0035
Sísmica pública	0225_PARANA_51	Linha Sísmica 2D	0225-0038
Sísmica pública	0225_PARANA_51	Linha Sísmica 2D	0225-0039
Sísmica pública	0225_PARANA_51	Linha Sísmica 2D	0225-0087
Sísmica pública	0225_PARANA_51	Linha Sísmica 2D	0225-0114

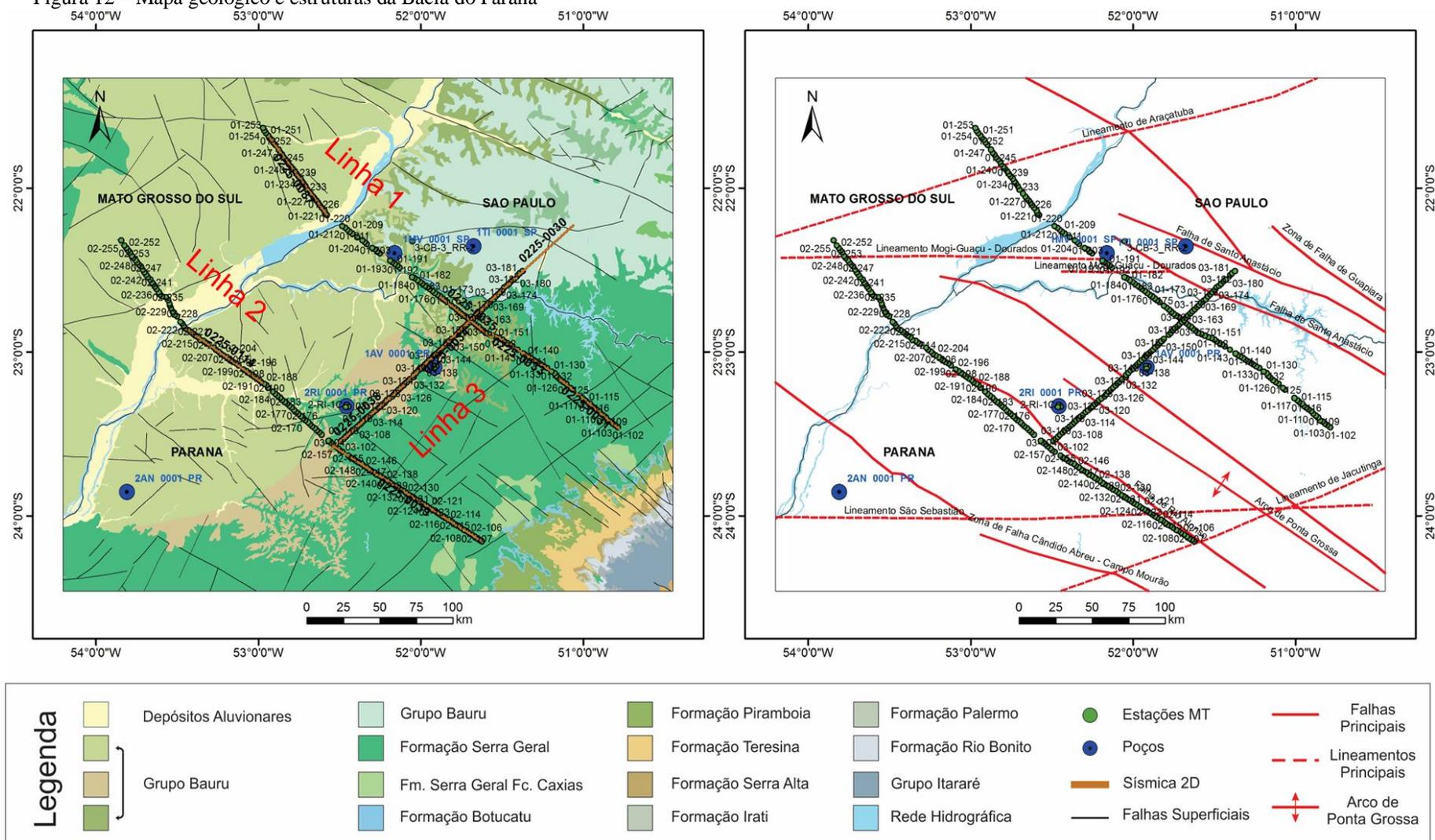
Tabela 3 - Informações dos poços utilizados no projeto

Poço	Estado	Perfil Composto	Sísmica	Geoquímica	Arquivo Auxiliar
1AV1PR	PR	Existe		Existe	Disponível
1MV1SP	SP	Existe			Disponível
1T11SP	SP	Existe	Existe	Existe	Disponível
2AN1PR	PR	Existe	Existe	Existe	Disponível
2RI1PR	PR	Existe	Existe	Existe	Disponível

Segundo o relatório de levantamento, os dados MT foram adquiridos com equipamentos MT Phoenix V5 System 2000, onde o módulo de registro MTU trabalha com cinco canais (dois elétricos e três magnéticos), utilizando para as medidas os sensores magnéticos do tipo MTC-50 que podem adquirir frequências entre 400 Hz e 0,00002 Hz e eletrodos do tipo NW-GE não polarizável (figura 13). O eletrodo NW-GE apresenta um baixo ruído, baixo afastamento, baixo desvio de corrente contínua e de banda larga. O levantamento foi realizado pela Nord-West Ltda. em parceria com a Lasa Prospecções SA (ANP, 2015).

O layout utilizado para aquisição MT seguiu uma configuração em cruz, onde os dipolos elétricos são cruzados e direcionados nas direções Norte e Leste magnético, enquanto o receptor fica no centro do arranjo. Cada dipolo tem 100 metros de comprimento. Os sensores magnéticos são posicionados, nivelados e enterrados em direções ortogonais (figura 14).

Figura 12 – Mapa geológico e estruturas da Bacia do Paraná



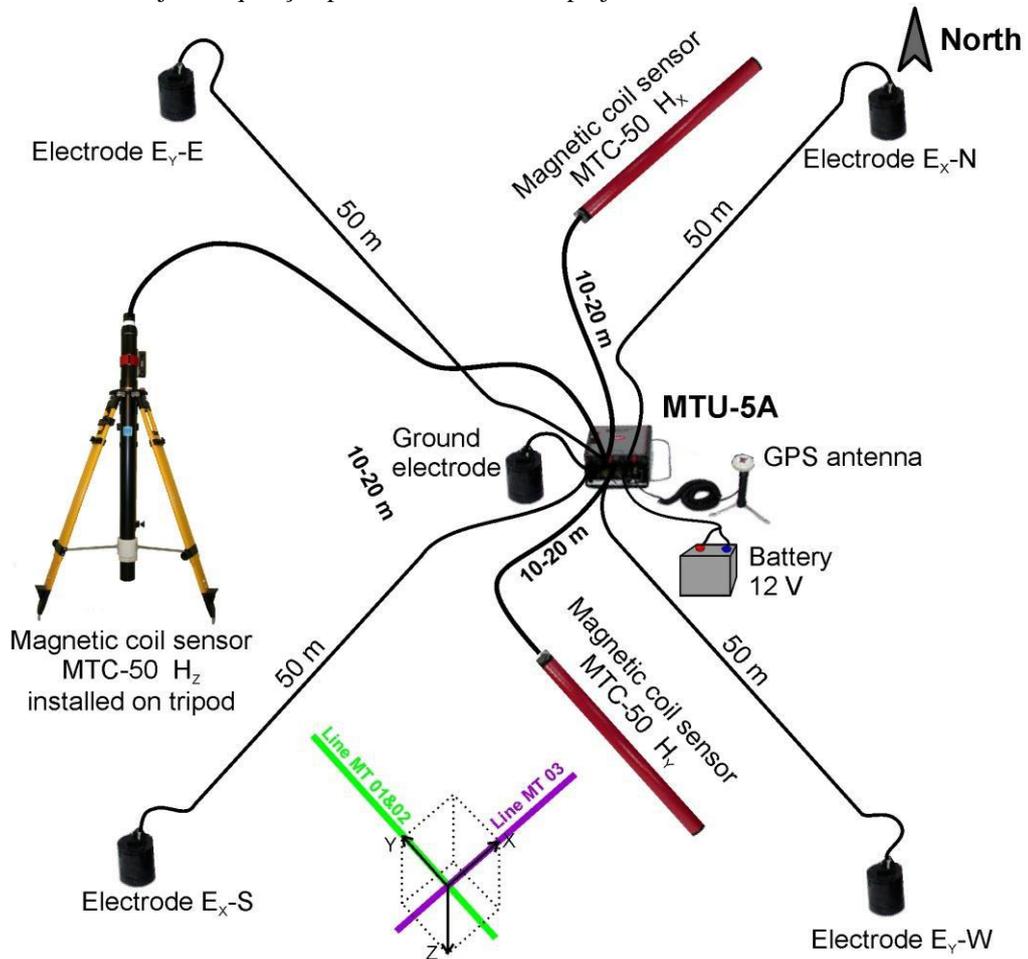
Nota: Baseado na compilação da carta geológica do Brasil ao milionésimo (folha SF-22) e mapas estruturais em ZÁLAN et al. (1990)
 Fonte: LOPES et al, 2004, ZÁLAN et al, 1990. Adaptado pelo autor, 2019.

Figura 13 – Equipamentos de aquisição MT utilizados no levantamento



Fonte: ANP, 2015.

Figura 14 – Arranjo de aquisição para o método MT no projeto



Fonte: ANP, 2015.

3.1 Método magnetotélúrico (MT)

O método magnetotélúrico (MT) é um método eletromagnético que utiliza como fonte de sinal um grande espectro de variações temporais naturais do campo magnético da Terra para estudar a estrutura elétrica. Essas variações (flutuações) englobam a faixa de frequência desde 0.001 Hz até cerca de 16 KHz (VOZOFF, 1972). Basicamente o método consiste em medir as componentes ortogonais dos campos magnético e elétrico em um ponto onde se deseja obter informação da subsuperfície. O MT difere de outras técnicas geoeletricas de exploração, pois usa uma fonte natural, diferentemente das demais que utilizam de fontes artificiais através de correntes injetadas ou induzidas na Terra.

A dependência entre os campos telúricos e magnéticos no domínio da frequência pode ser explicada pelas leis fundamentais do eletromagnetismo, pelas equações de Maxwell (SIMPSON & BAHR, 2005)

$$\nabla \times \mathbf{E} = - \frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad (1)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{J} + \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} \quad (2)$$

$$\nabla \times \mathbf{B} = 0 \quad (3)$$

$$\nabla \times \mathbf{E} = \mathbf{q} \quad (4)$$

Definidas como:

(1) Lei de Faraday – determina que as variações no tempo do campo magnético induzem flutuações no campo elétrico.

(2) Lei de Ampère – determina o campo magnético a partir de uma distribuição da densidade de corrente elétrica.

(3) Lei de Gauss para o magnetismo – o fluxo magnético através de uma superfície fechada é sempre nulo.

(4) Lei de Gauss para a eletricidade – o fluxo elétrico através de uma superfície qualquer fechada é sempre igual a carga elétrica total.

Onde, no Sistema Internacional (S.I.), E é o vetor do campo elétrico (Volt/metro), H é o vetor do campo magnético (Ampère/metro), B é a indução magnética (Tesla), D é a indução elétrica (Coulomb/metro quadrado), J é a densidade de corrente (Ampère/metro quadrado) e q é a carga elétrica.

Estas equações explicam o comportamento do campo eletromagnético, entretanto não ocorre uma relação clara entre este comportamento e a estrutura da Terra em subsuperfície e suas propriedades eletromagnéticas. Para tal correlação utilizamos das seguintes equações constitutivas.

$$B = \mu H \quad (5)$$

$$D = \epsilon E \quad (6)$$

$$J = \sigma E \quad (7)$$

Onde, ϵ é a permissividade elétrica (Faraday/metro), μ é a permeabilidade magnética (Henry/metro), e σ é a condutividade elétrica (Siemens/metro). Substituindo as equações constitutivas nas de Maxwell podemos expressá-las em função dos campos elétrico e magnético:

$$\nabla \times H = \sigma E + \frac{\partial(\epsilon E)}{\partial t} \quad (8)$$

$$\nabla \times E = - \frac{\partial(\mu H)}{\partial t} \quad (9)$$

Para os estudos MT, as variações entre permissividade elétrica e permeabilidade magnética podem ser negligenciadas se forem comparadas com as variações nas condutividades das rochas em geral e os valores do espaço livre são assumidos ($\epsilon_0 = 8,85 \times 10^{-12} \text{ F m}^{-1}$ e $\mu_0 = 1,2566 \times 10^{-6} \text{ H m}^{-1}$) (SIMPSON & BAHR, 2005). E podemos substituir a derivada ao longo do tempo, assumindo uma onda plana com amplitude E_0 e um campo harmônico dependente do tempo na forma de $e^{-i\omega t}$, onde temos:

$$\partial/\partial t = i\omega, \text{ onde } \omega = 2\pi f \quad (10)$$

Resultando nas seguintes equações:

$$\nabla \times H = \sigma E + i\omega \epsilon E \quad (11)$$

$$\nabla \times E = -i\omega \mu H \quad (12)$$

Como observado na equação 11, a variação do campo magnético é dada por dois tipos de correntes, as correntes de deslocamento ($i\omega \epsilon E$) e as correntes de condução (σE). A razão entre estes dois tipos é dada por:

$$i\omega \epsilon E / \sigma E = \frac{\omega \epsilon}{\sigma} \quad (13)$$

Observando este fato e como o intervalo do período das sondagens MT encontra-se no intervalo de 0,01 até milhares de segundos e as resistividades observadas encontram-se entre 0,1 até 10000 Ohm.m, $\omega \epsilon \ll \sigma$ e as correntes de deslocamento podem ser descartadas. Assim sendo, o mecanismo de penetração se baseia na difusão, ao invés da propagação de onda. A equação 11 é reescrita da seguinte forma:

$$\nabla \times H = \sigma E \quad (14)$$

A fonte de sinal para o método magnetotelúrico é tratada como uma onda eletromagnética plana que chega à superfície da Terra. A maior parte da energia é refletida, entretanto uma pequena parte é transmitida e propaga-se para o interior da terra. A energia desta propagação é rapidamente dissipada na forma de calor e apresenta uma pequena penetração, em comparação a seu comprimento no ar.

A profundidade de penetração destas ondas no interior da Terra é inversamente relacionada à condutividade do meio. Em uma Terra uniforme, E e H decaem exponencialmente com a profundidade, onde quanto mais condutiva a rocha menor é a penetração. A equação na qual os campos decaem a 1/e dos seus valores na superfície é conhecida como *skin depth* (δ).

$$\delta(\omega) = \sqrt{\frac{2}{\omega\mu\sigma}} \quad (15)$$

No SI, pode ser simplificada em:

$$\delta = 503 \sqrt{\rho T} \quad (16)$$

Utilizando as duas primeiras equações de Maxwell, podemos separar os dois campos E e H através de operações algébricas e obter:

$$[\nabla^2 - i\omega\mu\sigma]E = 0 \quad (17)$$

$$[\nabla^2 - i\omega\mu\sigma]B = 0 \quad (18)$$

Estas equações acima demonstram que as medições magneto-telúricas dependem da fonte de energia difundida na Terra. Ela é exponencialmente dissipada, pois os campos eletromagnéticos se propagam difusamente, dependendo de um grande volume de dados, ou seja, as respostas das sondagens dependem de médias com grandes volumes de informação (SIMPSON & BAHR, 2005).

Como resultado desta operação, temos todas as propriedades da rocha e da frequência agrupadas em um único termo, que descreve a interação entre o campo eletromagnético e o meio, isto é, o número de onda k, onde:

$$k^2 \approx -i\omega\mu\sigma \quad (19)$$

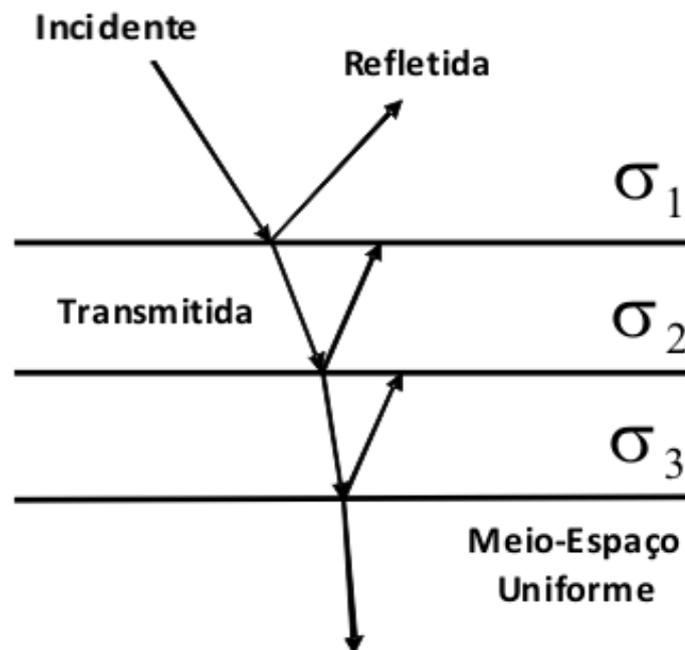
A razão entre a intensidade do campo elétrico e do campo magnético é dada pela impedância elétrica Z em ohms, variando em função das propriedades elétricas do meio. A partir da determinação da impedância complexa ($|Z|$) são obtidas curvas de resistividade aparente e fase para várias frequências. O tensor de impedância é calculado através da relação entre as componentes horizontais dos campos incidentes e induzidos, no domínio da

frequência, com o tensor sendo convertido em dois parâmetros: resistividade aparente (ρ_a) e fase (φ).

$$|Z| = \frac{E}{H} \quad (20)$$

Em um modelo unidimensional a condutividade é função única da profundidade. Assim, quando um campo eletromagnético atinge a interface entre dois meios ocorrem dois fenômenos relativos à propagação das ondas, a reflexão e a transmissão. Para camadas horizontais, uma parte da energia é refletida enquanto outra é transmitida (figura 15). A dissipação ocorre por perda de energia na forma de calor.

Figura 15 – Modelo de camadas horizontais



Fonte: O autor, 2019.

Em uma situação mais simplificada, unidimensional, a impedância varia somente com a profundidade. Neste caso, a resistividade e fase são independentes entre si e é possível encontrar uma expressão que aproxima e os relaciona (WEIDELT, 1972, KUNETZ, 1972, apud NABIGHIAN, 1991). A relação de dispersão (21) exemplifica matematicamente o caso.

$$\varphi(f) \approx \frac{\pi}{4} \left[1 + \frac{\theta \log_{pa}(f)}{\theta \log f} \right] \quad (21)$$

O modelo unidimensional é limitado para representar a subsuperfície terrestre, a maioria das unidades geológicas apresentam características espaciais complexas. Para o caso bidimensional temos variações em duas direções, onde $\sigma = \sigma(y, z)$. Não variando na direção x , direção chamada de strike geoeletrico. A identificação de tal direção é importante para um melhor conhecimento sobre a dimensionalidade do alvo. Para estruturas 2D é importante ressaltar a direção dos campos E e H em relação ao strike trabalhado. Essas configurações são tratadas como modo TE (transverso elétrico) e TM (transverso magnético) e são descritas por terem a corrente elétrica fluindo paralela (TE) ou perpendicularmente (TM) ao strike.

Assumindo que a resistividade, além dos campos E e H , são invariantes na direção do strike, as equações de Maxwell podem ser reescritas como:

$$\begin{cases} \frac{\partial E_z}{\partial y} - \frac{\partial E_y}{\partial z} = -i\omega\mu H_x \\ \frac{\partial E_y}{\partial z} = -i\omega\mu H_y \\ \frac{\partial E_x}{\partial y} = -i\omega\mu H_z \end{cases} \quad (22)$$

$$\begin{cases} \frac{\partial H_z}{\partial y} - \frac{\partial H_y}{\partial z} = \sigma E_x \\ \frac{\partial H_x}{\partial z} = \sigma E_y \\ \frac{\partial H_x}{\partial y} = -\sigma E_z \end{cases} \quad (23)$$

Nas equações acima, o modo TE é representado pelas equações contendo a componente E_x do campo elétrico, e o modo TM é representado pelas equações que contém a componente H_x . Através da substituição das duas últimas equações em 22 na primeira de 23 e as duas últimas de 23 em 22 chegam-se as equações de Helmholtz para os modos TE e TM.

$$\frac{\partial^2 E_x}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 E_x}{\partial z^2} + k^2 E_x = 0 \quad (24)$$

$$\frac{\partial H_x}{\partial z} = \frac{\partial H_x}{\partial y} \approx 0 \quad H_x = \text{constante} \quad (25)$$

Ressaltando que a equação 25 encontra-se simplificada, pois estamos assumindo que a componente H_x é invariante nas direções y e z . Consequentemente sendo constante na superfície. Com a utilização destes dois modos podemos separar a propagação em duas componentes de fase e resistividade aparente.

$$\rho_{xy} \approx 0,2T \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2 \quad (26)$$

$$\rho_{yx} \approx 0,2T \left| \frac{E_y}{H_x} \right|^2 \quad (27)$$

A teoria de indução EM nos meios 2D apresenta uma considerável vantagem em relação ao processamento MT e no fato de muitas unidades geológicas, visto em escala regional, apresentarem um comportamento 2D, como diques e falhas por exemplo. Em diversas aplicações este tipo de abordagem apresenta resultados consideravelmente satisfatórios. Entretanto, a realidade apresenta-se bem mais complexa, com resistividades variando tridimensionalmente. Mas, devido ao alto custo computacional dos algoritmos, existem limitações em sua aplicação.

Em vias gerais o tensor de impedância varia de três formas diferentes, em relação a sua dimensionalidade. Para o caso de uma Terra 1-D teremos $Z_{xx}=Z_{yy}=0$ e $Z_{xy}=-Z_{yx}$, em uma Terra 2-D, pela variação tanto vertical como horizontal, temos $Z_{xx}=Z_{yy}=0$ e $Z_{xy} \neq Z_{yx}$. E em uma condição 3-D nenhum dos tensores de impedância se anulam, pois a resistividade varia em todas as direções (NABIGHIAN, 1991).

3.2 Metodologia aplicada no fluxo de trabalho

O projeto visa aplicar um fluxograma dividido em quatro etapas contínuas. Estas etapas envolvem avaliação dos dados disponibilizados, carregamento em software específico para trabalho com MT, modelagens, inversões e interpretações dos modelos gerados. Correlacionando com os dados de poço e sísmicas disponíveis da área.

3.2.1 Carregamento dos dados MT no WinGlink

Esta etapa envolve o carregamento dos dados no formato edi (Electronic Data Interchange) enviados pela ANP no software WinGlink. Os dados foram medidos, processados e pós-processados pela empresa responsável pela aquisição magnetotelúrica. Para o pós-processamento foi utilizando sondagens TEM para correção dos efeitos de variação estática a cada estação MT adquirida, utilizando os modelos 1D para estimar os pontos mais elevados. A ideia de tal método de correção é baseada na suposição da natureza da indução do método TEM, imune aos efeitos galvânicos próximos a superfície.

A correção estática usando os dados TEM foi executada utilizando software NSC (Nord-West). Ele calcula as curvas de resistividade aparente MT teóricas para um modelo com camadas 1D obtido por dados TEM. Para a maior parte das estações foi escolhido o período entre 0,005 a 0,01 segundos. Estes dados não apresentam as funções do campo magnético vertical Hz. As medidas deste componente encontram-se suprimidas nos arquivos com correção estática.

Além do carregamento dos dados, nesta etapa foram gerados os perfis MT de forma regional, observando as sobreposições com as linhas sísmicas da área. O levantamento contém medidas MT na área de 3 poços, entretanto apresentam considerável distância para inclusão na inversão. Destes poços, dois foram solicitados para comparação de perfilagem geofísica, os poços 2RI1PR e 1AV1SP.

3.2.2 Modelagem e inversões

Este fluxo consiste inicialmente na confecção das pseudo-seções regionais, ou seja, a apresentação das curvas de resistividade aparente/fases versus frequência, interpoladas ao longo do perfil nos modos TE e TM dos dados experimentais, além da comparação das pseudo-seções com aspectos geológicos regionais.

De forma geral, a inversão dos dados é uma forma matemática onde, por uma formulação direta dos parâmetros físicos (no caso da resistividade), produzam-se dados sintéticos correlacionáveis com os valores observados (CONSTABLE et al., 1987).

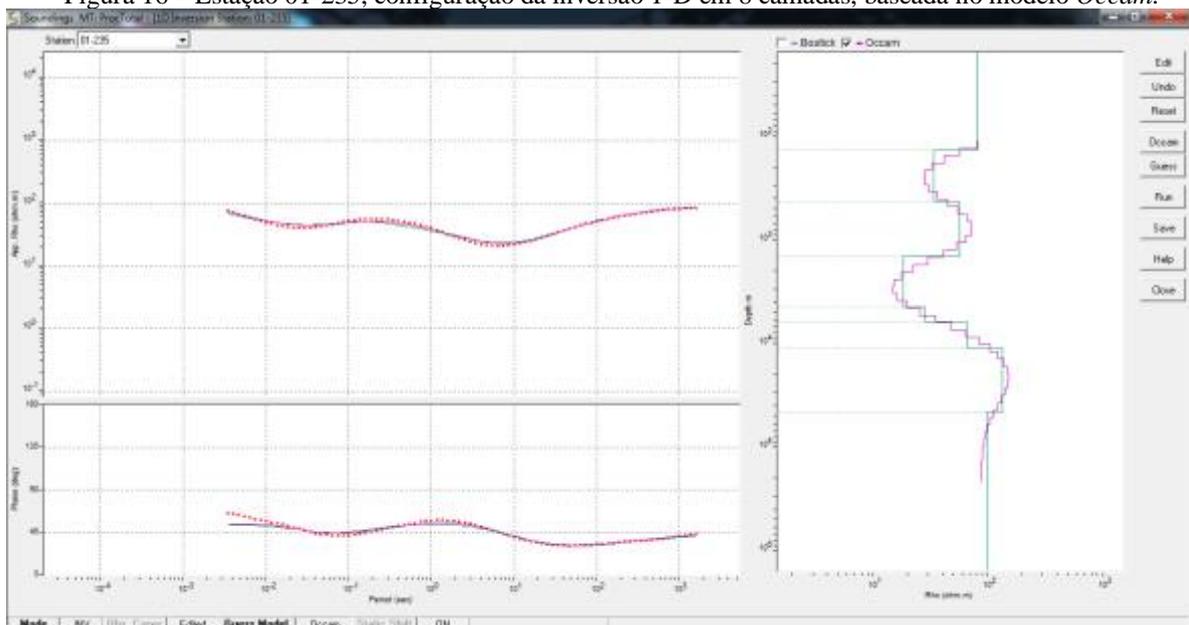
O objetivo da análise dos dados MT 1D, após a confecção das pseudo-seções, é de obter uma primeira impressão sobre as estruturas além de subsidiar um modelo inicial para a inversão 2D. A interpolação dos modelos 1D ao longo de um perfil nos fornece um modelo inicial de resistividade em profundidade. Para obtenção dos modelos 1D, foi utilizado o algoritmo de inversão de *Occam* (CONSTABLE et al., 1987).

A metodologia para a inversão busca prioritariamente um modelo cujas respostas encontram-se em conformidade com os dados medidos. Para um conjunto de dados existe uma grande variedade de modelos onde as resistividades se aproximam, em algum grau, dos valores medidos. O objetivo principal é poder determinar um modelo capaz de explicar as observações e satisfazer as exigências dos problemas físicos (MEJU, 1992)

A inversão *Occam* é uma aproximação regularizada de problemas não lineares. Introduzida para problemas 1D em 1987 (CONSTABLE et al, 1987), através de uma forma interativa produz um modelo suavizado de melhor ajuste ao conjunto de dados. Foi utilizado o padrão máximo de 45 *layers*, 10 iterações, resistividade aparente inicial de 100 Ohm.m e profundidade mínima e máxima automática pelo software.

No software *WinGlink* foi estabelecido um modelo 1D, de 8 camadas, com ajuste automático em relação a resistividades e profundidades, tendo como modelo inicial a inversão *Occam* das curvas MT, considerando o modelo inverso (modo TE e TM juntos), corrigidas entregues pela ANP (figura 16).

Figura 16 – Estação 01-235, configuração da inversão 1-D em 8 camadas, baseada no modelo *Occam*.



Fonte: O autor, 2019.

Seções de modelo 1D foram geradas para as 3 linhas. Os resultados disponíveis apresentam uma boa comparação com as informações oriundas dos poços, mesmo sendo processados de forma automática.

O software oferece dois diferentes programas para o processamento da inversão 2D (suavizado e robusto), onde se optou pelo modelo suavizado. O programa para modelo de inversão suavizado foi desenvolvido em 2001 por Rodie e Mackie (RODIE & MACKIE, 2001). Apresenta uma rotina de trabalho que visa encontrar soluções regularizadas usando as regularizações de Tikhonov para o problema inverso bidimensional, para dados magnetotélúricos, usando o método de gradientes conjugados não lineares.

A regularização de Tikhonov busca uma resolução do problema inverso utilizando o método de mínimos quadrados com a inserção de fatores suavizadores que reduzem a influência de erros de medida sobre os resultados (TIKHONOV & ARSENIN, 1977).

As simulações são computadas usando equações de diferenças finitas geradas por análogas equações de Maxwell. O programa inverte para uma malha 2D de blocos, definida pelo usuário, estendendo-se lateralmente e para baixo além da zona central detalhada, além de incorporar a topografia.

O programa de inversão assume que o perfil a ser invertido é perpendicular ao strike elétrico. Para o desenvolvimento das inversões é observado as características do levantamento (regionalidade das linhas, distribuição das unidades sedimentares em camadas e segmentação do embasamento bem definida). De acordo com as características da área, para o desenvolvimento das inversões, se definiram os seguintes parâmetros.

Parâmetros principais – definindo a combinação a ser utilizado no algoritmo combinando os dados do modo TM com o modo TE (em resistividade e fase), não utilizando os dados do componente magnético vertical (Hz), pois o mesmo não se encontrava nos arquivos que foram corrigidos do efeito *static-shift*. Os parâmetros apresentam as seguintes características para inversão.

- i. Frequência mínima – especifica o limite inferior da faixa de frequência observada sobre a qual o ajuste é tentado.
- ii. Décadas – especifica o limite superior da faixa de frequência observada sobre a qual o ajuste é tentado. É igual a frequência mínima x 10(décadas).
- iii. so de dados das estações – força o software a utilizar os dados das amostras da curva observada. Isto pode levar a um grande tempo de cálculo, pois os pontos de dados das curvas observadas não são ordenados no domínio da

frequência. Neste caso o software recomenda utilizar os dados interpolados, caso haja o interesse de reduzir consideravelmente o tempo de inversão.

- iv. Uso de dados interpolados – usa de uma reamostragem das curvas observadas. Utiliza de um parâmetro (#Freq. in Decade) que especifica quantas amostras por década devem resultar na interpolação. É uma opção útil para minimizar o tempo de inversão quando os pontos de dados das curvas observadas não são ordenados no domínio da frequência e/ou quando se lida com curvas com muitos pontos de dados.
- v. Uso das curvas suavizadas – por padrão, as curvas observadas usadas para a inversão são as curvas editadas salvas pelo programa. O uso desta opção forçará o programa a utilizar as curvas suavizadas ao invés das curvas dos dados originais corrigidas.

Parâmetros da inversão suavizada – O algoritmo de gradientes conjugados não lineares tenta minimizar em uma função objetiva, realizando as somas dos desajustes dos dados normalizados e a suavidade do modelo. A compensação entre os dados e a suavidade é controlada pelo parâmetro de regularização tau τ . O algoritmo não tenta determinar automaticamente τ , ele é um valor determinado pelo usuário, onde o valor de τ possa oferecer o menor erro RMS e o modelo mais suave. Para controle do usuário são disponibilizados os seguintes parâmetros:

- i. Modelo mais suave ou variações do modelo – O programa pode resolver o modelo de inversão para a forma mais suave ou em variações de um mesmo modelo inicial. A escolha de variações do modelo é útil para testar hipóteses de diferentes parâmetros ou características.
- ii. Regularização Laplaciana – é possível especificar em uma grade uniforme laplaciana, assumindo um propósito de calcular a função de regularização, que todas as dimensões do modelo são iguais, ou para um padrão laplaciano na malha do modelo. A grade uniforme laplaciana pode produzir modelos mais suaves, entretanto pode gerar manchas superficiais tanto horizontais como verticais. O padrão laplaciano produz um modelo mais áspero, mas a definição de suavidade é consistente com as dimensões do modelo, sendo recomendada pelo manual do software de inversão.
- iii. Ordem de Regularização – Disponibiliza a opção regularizar através de minimizar os gradientes ($|\nabla m|^2$) do modelo, ou através da forma

Laplaciana ($(\nabla^2 m)^2$) do modelo. As variações deste parâmetro permitem uma grande flexibilidade para gerar diferentes tipos de restrição na inversão. Por padrão, é recomendada a suavização laplaciana. Modelos mais suavizados também podem ser obtidos com o aumento de tau.

- iv. τ como operador de suavização – Este parâmetro controla a troca entre a adaptação dos dados e a aderência à restrição do modelo. Valores maiores causam um modelo mais suave em detrimento de um pior ajuste de dados. O valor de tau deve ser escolhido de forma ideal, de modo que o erro RMS para a inversão seja entre 1 e 1,5. Algumas execuções de inversão podem ser necessárias para determinar a melhor tau para cada problema inverso. Além disso, o ruído nos dados e dados não bidimensionais podem impedir que o programa alcance os valores de erro do RMS ideais, principalmente nos dados do modo TE. Valores entre 3 e 300 são típicos para a maioria das inversões MT e são bons pontos de partida.
- v. Função de ponderação – Controla os fatores de suavização. Tanto para questões horizontais, onde determina o fator α para multiplicar as derivadas horizontais, como questões verticais, especificando β na função de ponderação. Além de controlar as dimensões mínimas dos corpos para serem considerados e computados (sendo recomendados valores entre 500 e 1000 metros). São optativas na construção do modelo.

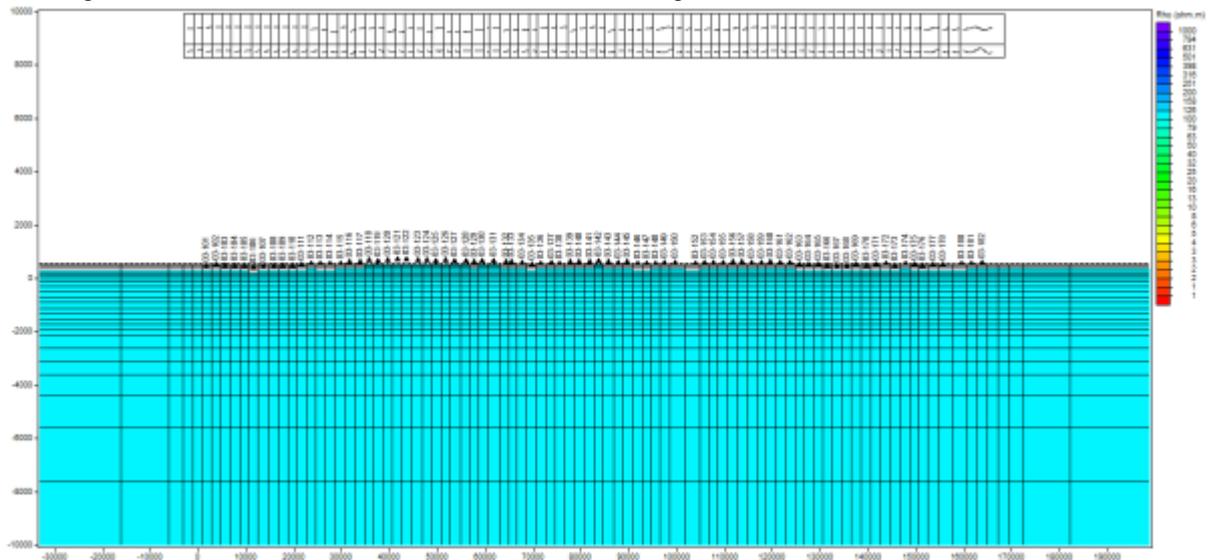
Além destes parâmetros, pode-se também controlar atributos dos erros presentes nas curvas, efeito estático e parâmetros fixos (para o caso de controle de algumas células com o travamento dos seus valores), grande parte não foi utilizada pelo fato dos dados entregues pela ANP passaram por um controle da empresa de aquisição. Somente o parâmetro de efeito de desvio estático foi avaliado quanto ao uso, mas não foi utilizado nos parâmetros da inversão.

Para a inversão 2D utilizamos um processamento dos dados para obtenção de uma seção de resistividade por profundidade, que nos auxilia no entendimento das estruturas regionais de forma geral. Como os dados se encontram com espaçamento de dois quilômetros é possível definir com maiores detalhes estruturas como topo do embasamento, falhas, lineamentos regionais, zonas de diques e o magmatismo Serra Geral que ocorreu na Bacia do Paraná.

Para a inversão 2D, foi definido como modelo inicial um meio-espaço com resistividade homogênea. A inversão sem vínculos com modelagem direta foi realizada, para que fosse possível extrair dos dados um modelo que não apresente interpretações prévias, o

que poderia introduzir erros na interpretação. Assim, foi considerado para os três perfis regionais um meio-espço de 100 Ohm.m (figura 17).

Figura 17 – Modelo inicial baseado em uma malha homogênea de 100 Ohm.m.



Fonte: O autor, 2019.

Para as inversões 2D, foi utilizada a seguinte configuração de parâmetros para as linhas. Uma configuração priorizando a ordem de regularização uniforme para o grid laplaciano, utilizado nas inversões das linhas 1 e 2, e na linha 3. Esta variação, apresentou um bom resultado na modelagem da Linha 3, sendo possível delimitar as soleiras que ocorrem nas imediações do Arco de Ponta Grossa. As inversões foram limitadas entre 0.01 Hz para o modo TE e 0,00034 Hz para o modo TM, utilizando um fator de suavização de 9 e programado para um stress de 200 interações na inversão.

Pelo fato de as inversões serem priorizadas nas estruturas da Bacia do Paraná, optou-se por uma diferenciação nas frequências mínimas utilizadas, priorizando o modo TM, que demonstrou maior sensibilidade às estruturas subverticais da bacia, como zonas de falha, enquanto o modo TE apresentou uma melhor sensibilidade a litoestratigrafia, observado também nas pseudo-seções. As inversões priorizaram minimizar efeitos 2D/3D da crosta, por isso a escolha do limite do embasamento nas pseudo-seções para o modo TE, com um número de interações de 200 vezes. Os resultados decorrentes da inversão e o RMS alcançado estão na Tabela 4.

Tabela 4 - Tabela de RMS dos modelos 2D finais para regularização laplaciana uniforme

Linha	Interações	RMS
Linha 1	200	2,05626
Linha 2	157	2,13493
Linha 3	200	2,81680

3.2.3 Interpretação Preliminar

A interpretação teve como base a influência dos dados de poço comparados aos resultados obtidos e os estudos MT presentes na região, tanto na região do Arco de Ponta Grossa como nas outras regiões onde ocorrem trabalhos de exploração magnetotelúrica na Bacia do Paraná, como exemplo a região sudeste nas imediações do Sinclinal de Torres e do Arco de Rio Grande (ROLIM et al., 2016).

O foco desta etapa é a interpretação inicial dos dados, mapeando as principais características imageadas pelo MT, passando para uma correlação qualitativa dos poços disponíveis, avaliando perfilagem geofísica de resistividade elétrica e descrições de perfil composto.

3.2.4 Integração geofísica e interpretação final

A integração foi realizada de acordo com as seguintes atividades:

- i. Conversão das linhas sísmicas de tempo para profundidade, com apoio da perfilagem sísmica vertical (VSP) presente nos poços 1TI1SP, 2AN1PR e 2RI1PR, levando em consideração que na sísmicas post-stack é utilizado o tempo duplo de deslocamento, enquanto o VSP leva em conta o tempo de deslocamento.
- ii. Identificação dos principais limites nas linhas sísmica, usando como auxílio os dados dos demais poços.
- iii. Sobreposição e análise conjunta da inversão MT com as linhas sísmicas, considerando a possibilidade de extrapolação do modelo para as sísmicas adjacentes mais recentes.

O fluxograma metodológico aplicado consiste em uma abordagem da aplicação do método magnetotelúrico, utilizando todas as ferramentas para geração de um melhor modelo geoeletrico, juntamente com a integração sísmica e as informações presentes nos poços cedidos pela ANP. Obtendo um modelo das feições resistividade que possa correlacionado com as estruturas geológicas e geofísicas.

4 RESULTADOS OBTIDOS ATRAVÉS DO MT

O projeto teve resultados consistentes com os dados MT, as avaliações das pseudo-seções, inversões 1D e inversões 2D exemplificam a dimensionalidade e distribuição de diversas unidades na Bacia do Paraná, tanto em escala de crosta como de bacia.

4.1 Pseudo-seções

A avaliação das pseudo-seções foi realizada observando a comparação entre os modos (TE e TM), tanto para as curvas geradas através dos dados experimentais (dados medidos), como para as pseudo-seções extraídas dos modelos de inversão (modelo sintético).

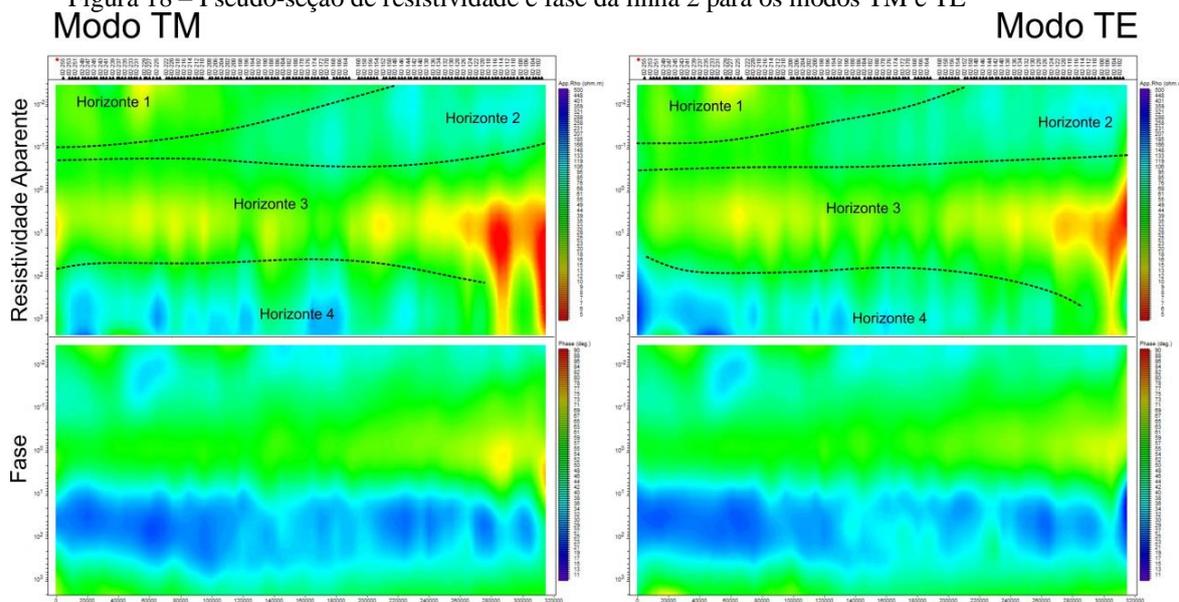
As pseudo-seções apresentam quatro níveis distintos entre si nas três linhas de aquisição. A primeira camada, observada nas porções NE das linhas 1 e 2, com valores de resistividade entre 10-40 Ohm.m, correspondente ao Grupo Bauru.

A segunda camada foi possível delimitar pelo contraste entre a base das rochas vulcânicas da Formação Serra Geral com as rochas sedimentares da bacia. Esse contraste é bem marcado em torno de 1 segundo, saindo de valores próximos de 100 Ohm.m para 10 Ohm.m. As rochas sedimentares apresentam valores entre 10-15 Ohm.m. (figura 18).

Outro limite bem marcado, principalmente para o modo TE, é dado pelo contraste a partir de 10 segundos, marcando o topo do embasamento. Ressaltando que, para o modo TM, são observadas diversas discontinuidades na faixa amostrada em todos os perfis, uma primeira abordagem indica que ocorrem variações estruturais.

Os produtos das linhas 1, 2 e 3 são apresentados com maiores detalhes para cada linha nos anexos A, B e C.

Figura 18 – Pseudo-seção de resistividade e fase da linha 2 para os modos TM e TE



Fonte: O autor, 2019.

4.2 Modelos de inversão 1D

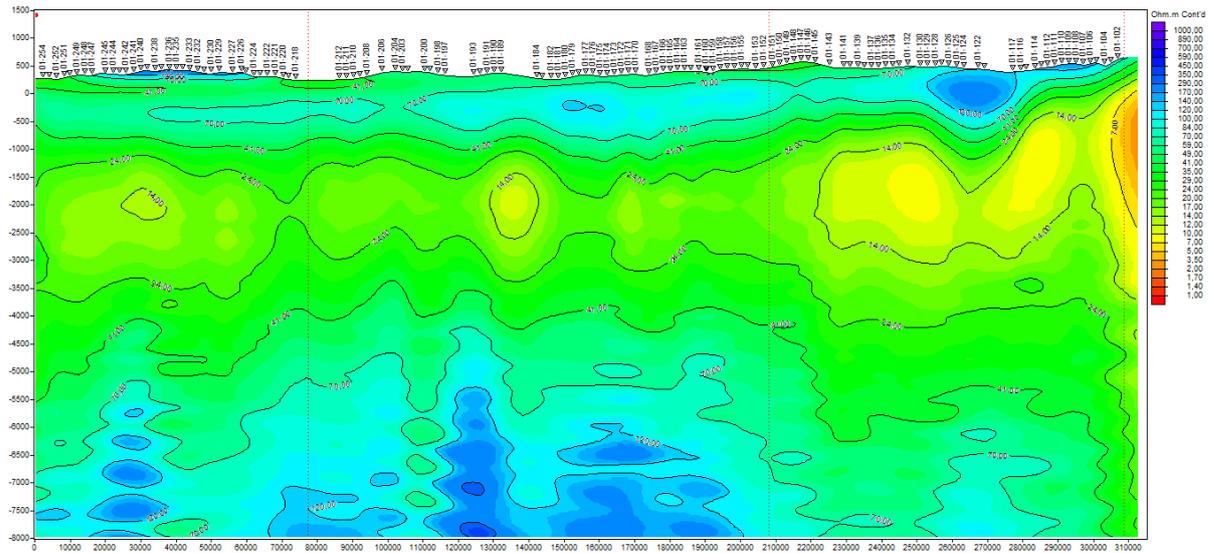
Através das seções extraídas do modelo de inversão 1D, para modo Occam, se obteve seções visualmente semelhantes às pseudo-seções, sendo muito útil para a segmentação das unidades superficiais do Grupo Bauru, base da Formação Serra Geral topo do embasamento. As inversões 1D mostram este comportamento nas linhas 1 e 2, com contato superficial bem próximo ao mapeamento geológico de superfície.

Estruturas colunares de caráter resistivo foram observadas, variando em valores acima de 60 Ohm.m, estas feições são interpretadas como condutos das rochas vulcânicas da Formação Serra Geral, mas os sills observados nos poços 2-RI-1PR e 1-AV-1-PR não são representativos.

Em linhas gerais, os perfis 1 (figura 19) e 2 apresentam uma menor variação no comportamento do que o perfil 3 (figura 20), onde até o momento exibe variações mais discrepantes entre os modos.

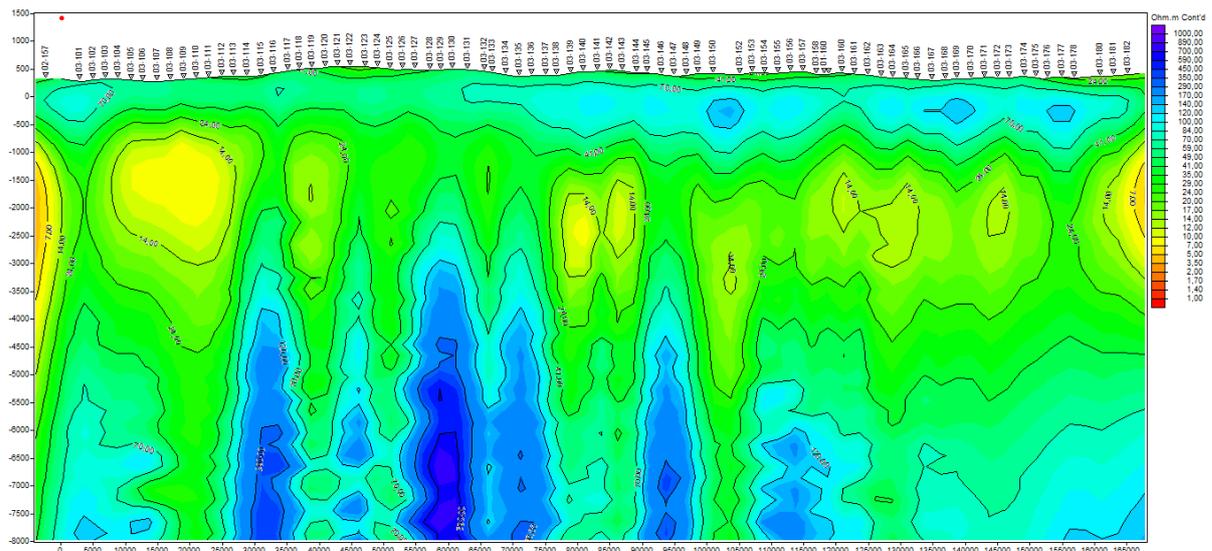
Os produtos das linhas 1,2 e 3 são apresentados com maiores detalhes de cada linha no Anexo D, E e F.

Figura 19 – Modelo 1D Occam para a Linha 1, orientado NW-SE



Fonte: O autor, 2019.

Figura 20 – Modelo 1D Occam para a Linha 3, orientado NW-SE



Fonte: O autor, 2019.

4.3 Modelos de Inversão 2D

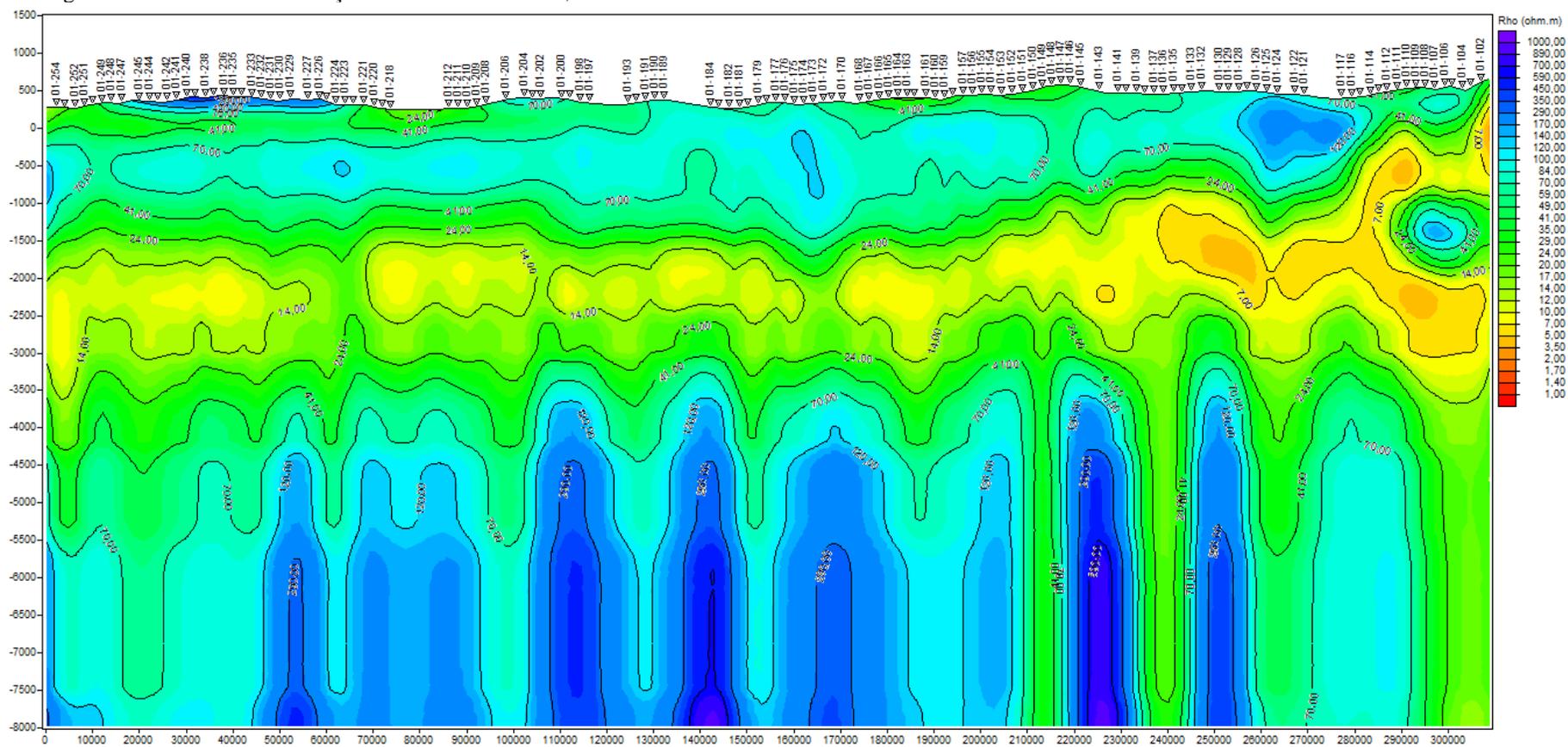
Devido à grande quantidade de estações por perfil, as inversões 2-D com células mais refinadas não foram realizadas, pois as mesmas entravam em conflito de *overflow* por conta do grande número de parâmetros de inversão (células de resistividades) na totalidade das seções e não era possível prosseguir com o problema inverso. Devido à regionalidade dos

perfis e espaçamento entre estações relativamente curtas (comparado aos demais trabalhos), uma inversão refinada também ficou impossibilitada devido ao alto custo computacional. Entretanto os resultados alcançados apresentam excelente ajuste com as estruturas regionais da área.

Inicialmente seriam realizadas somente as inversões com regulador de padrão laplaciano, recomendado pela fabricante do software de inversão. Entretanto, a primeira inversão realizada para a linha 3 gerou uma série de artefatos, o que levou a refazer a inversão buscando melhores controles, alcançados com posterior mudança no parâmetro de regularização (padrão laplaciano para regularização uniforme), gerando um modelo mais suavizado, sem presença de artefatos e com um bom contraste em relação aos aspectos anteriormente observados

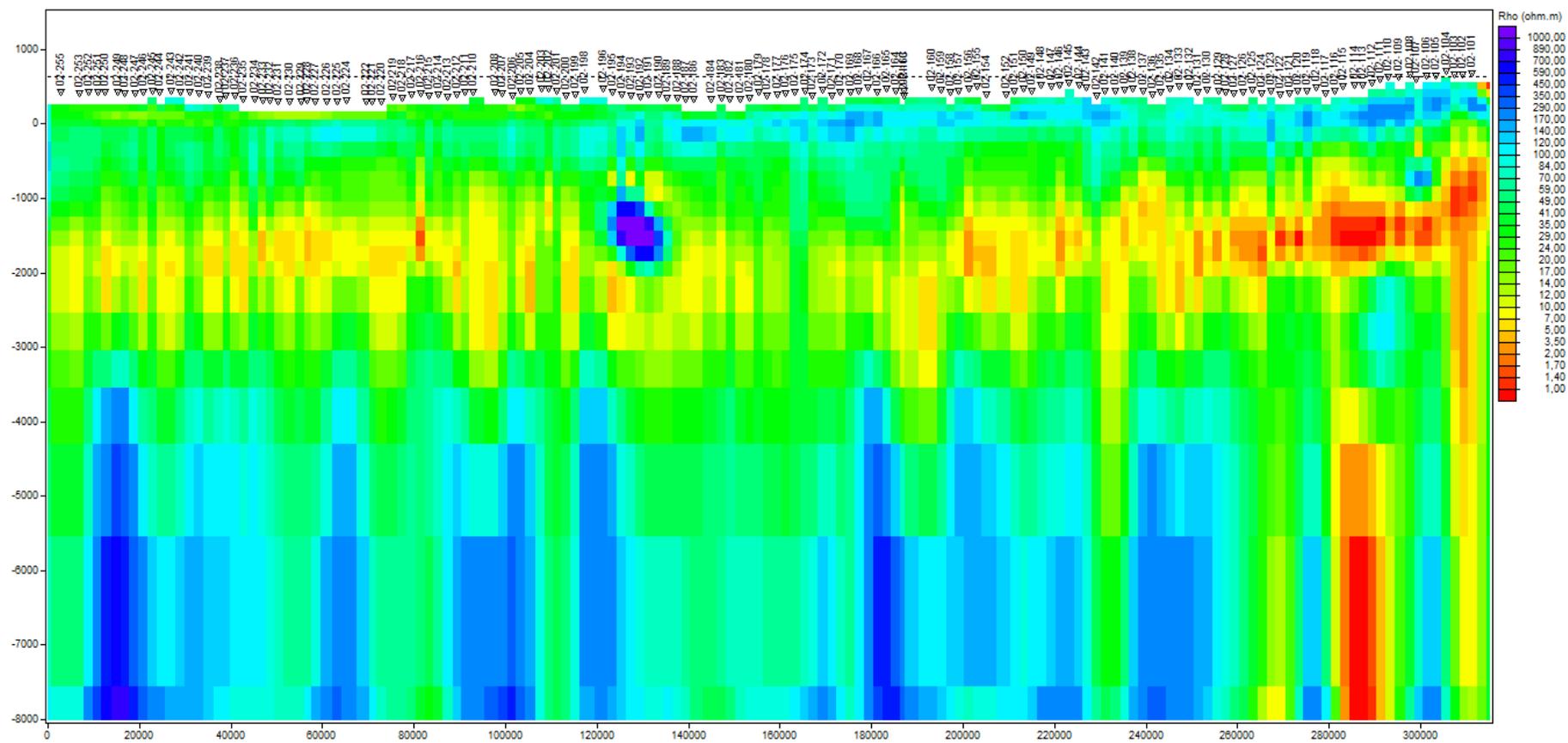
As linhas 1 (Figuras 21, 22) e 2 (Figuras 23, 24) apresentaram um comportamento mais uniforme em relação a dimensionalidade dos dados, exibindo modelos sem artefatos e com boa correlação entre a base da Formação Serra Geral, zonas de soleiras e o topo do embasamento. A inversão realizada para a linha 3 (figuras 25, 26) apresentou estruturas geoeletricas condizentes com as principais zonas NW presentes na área. O modelo exibiu anomalias resistivas compatíveis com as soleiras que ocorrem no poço completo mais próximo da linha (2-RI-1-PR), sendo possível a diferenciação em seis horizontes geoeletricos.

Figura 22 – :Inversão 2D em seção suavizada da Linha 1, orientado NW-SE



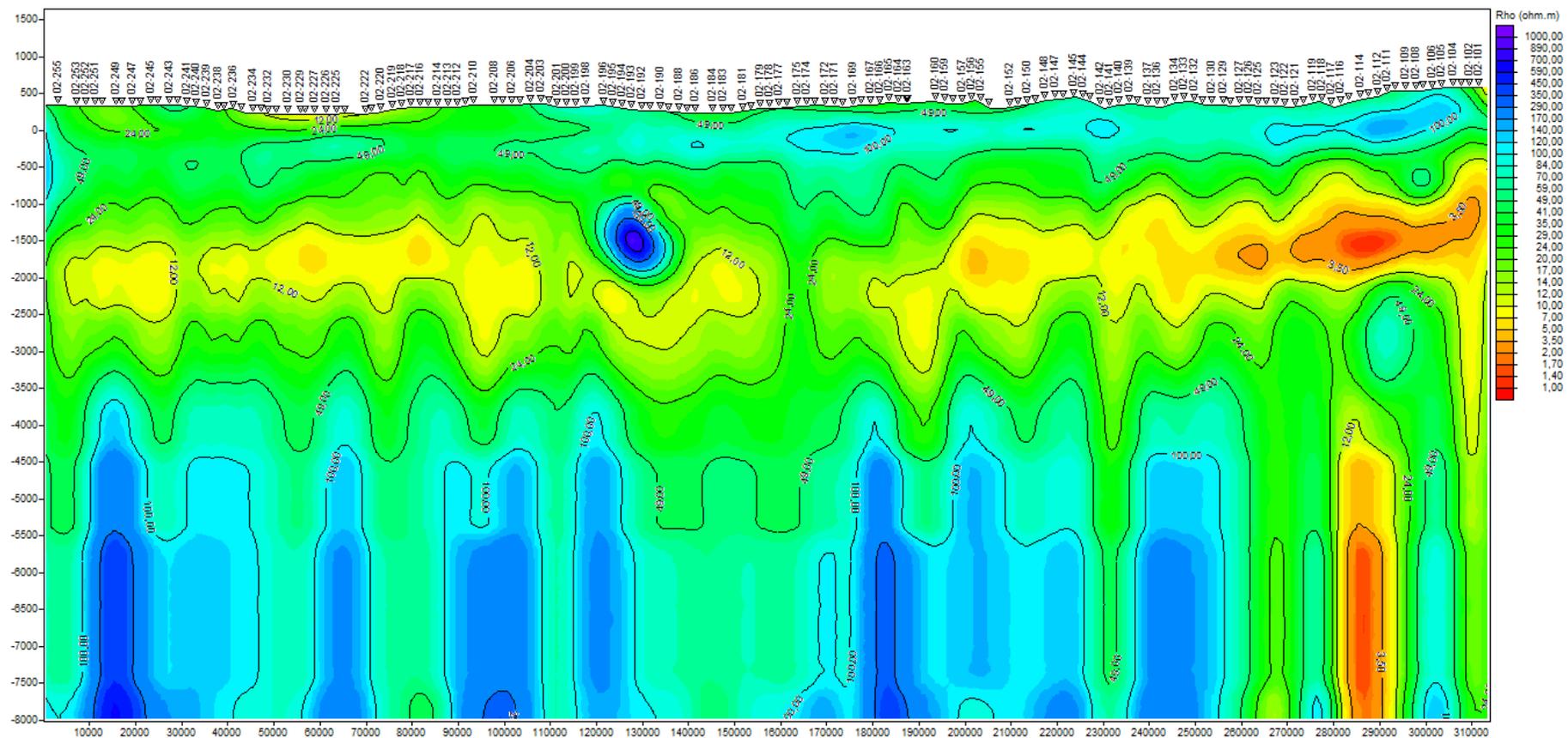
Fonte: O autor, 2019.

Figura 23 – Inversão 2D em malha da Linha 2, orientado NW-SE.



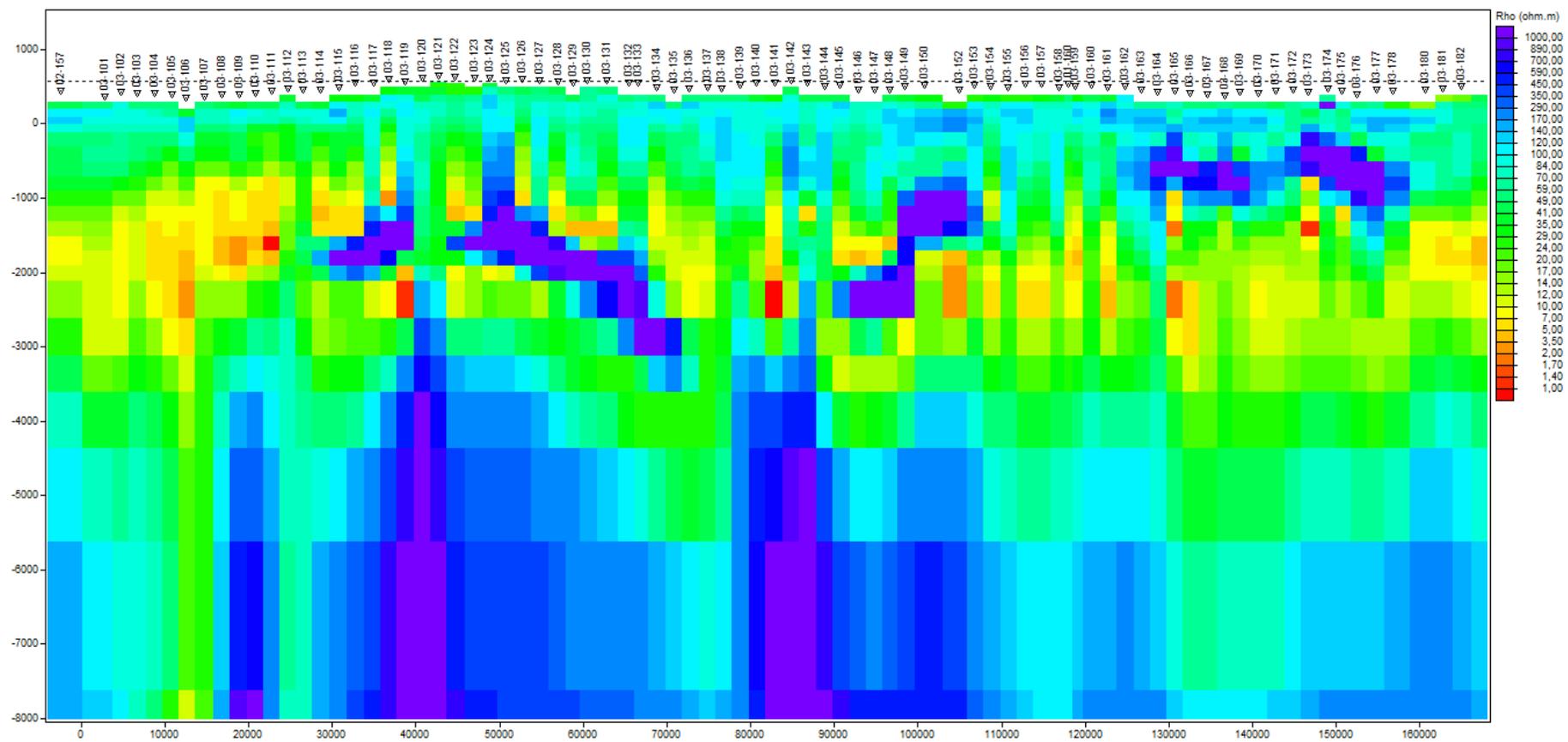
Fonte: O autor, 2019.

Figura 24 – Inversão 2D em seção suavizada da Linha 2, orientado NW-SE



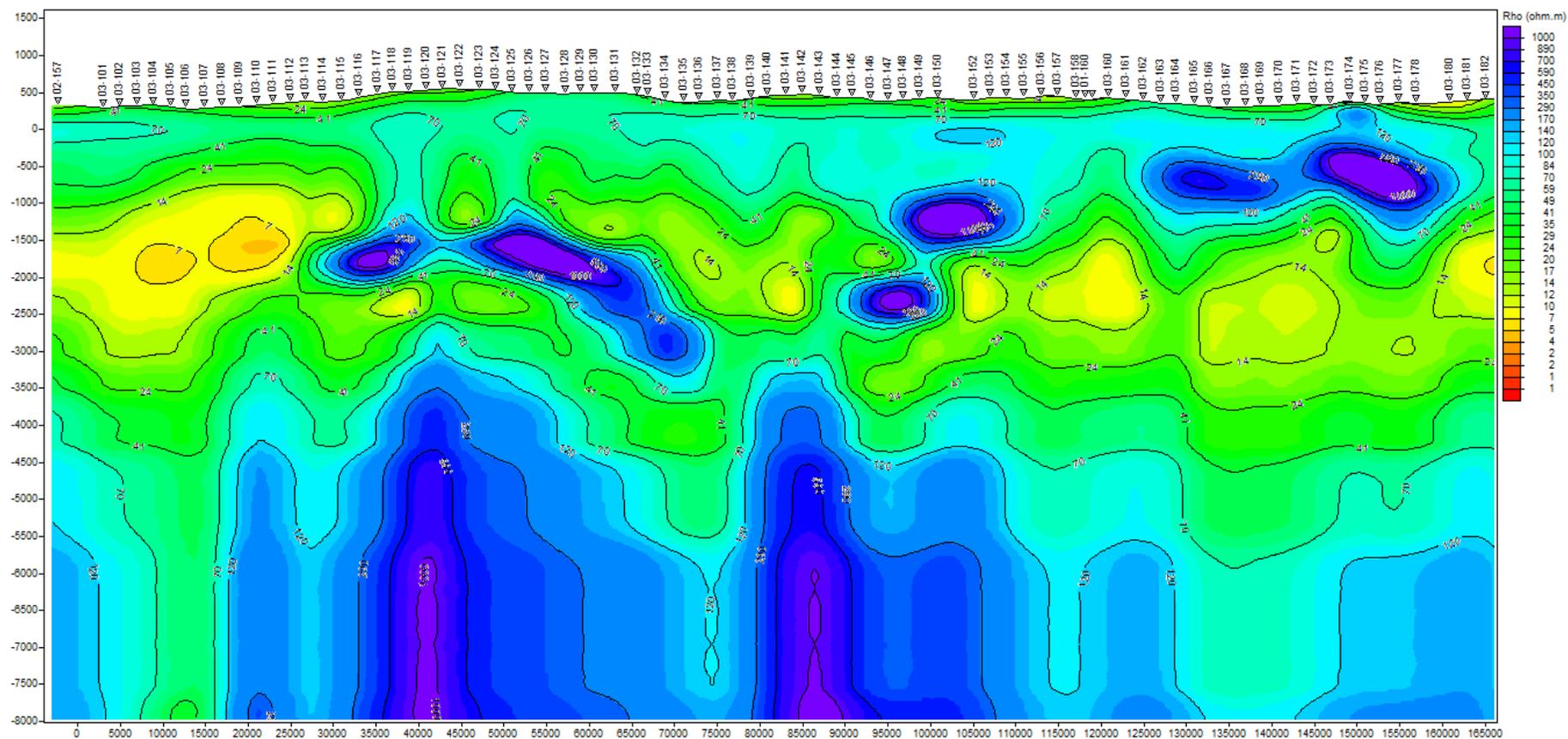
Fonte: O autor, 2019.

Figura 25 – Inversão 2D em malha da Linha 3, orientado SW-NE.



Fonte: O autor, 2019.

Figura 26 – Inversão 2D em seção suavizada da Linha 3, orientado SW-NE.



Fonte: O autor, 2019.

Os modelos resultantes das inversões suavizadas permitem distinguir com clareza as rochas do Grupo Bauru, os basaltos da Formação Serra Geral e o limite entre o embasamento da Bacia do Paraná com os sedimentos paleozoicos. Em relação aos sedimentos paleozoicos, foi feita uma diferenciação em três horizontes bem definidos. Delimitados como horizonte A, B e C. O horizonte A tem como característica resistividades entre 20 e 40 Ohm.m, variando entre 800 e 1500 metros de profundidade. O horizonte B é altamente condutivo, apresentando valores de resistividade entre 1 – 10 Ohm.m e ocorrer até 3000 metros de profundidade. O horizonte C tem resistividades variadas entre 20 e 70 Ohm.m em áreas não influenciadas pelas intrusões vulcânicas, entretanto em algumas zonas com influência vulcânica este horizonte pode chegar a valores de até 100 Ohm.m. O embasamento apresenta valores variáveis, principalmente pelas estruturas regionais e intrusões ígneas, com valores médios acima de 120 Ohm.m, variando entre 4000 e 5600 metros de profundidade. Soleiras também são observados na área de estudo, principalmente na porção sudeste da área, apresentando valores acima de 290 Ohm.m.

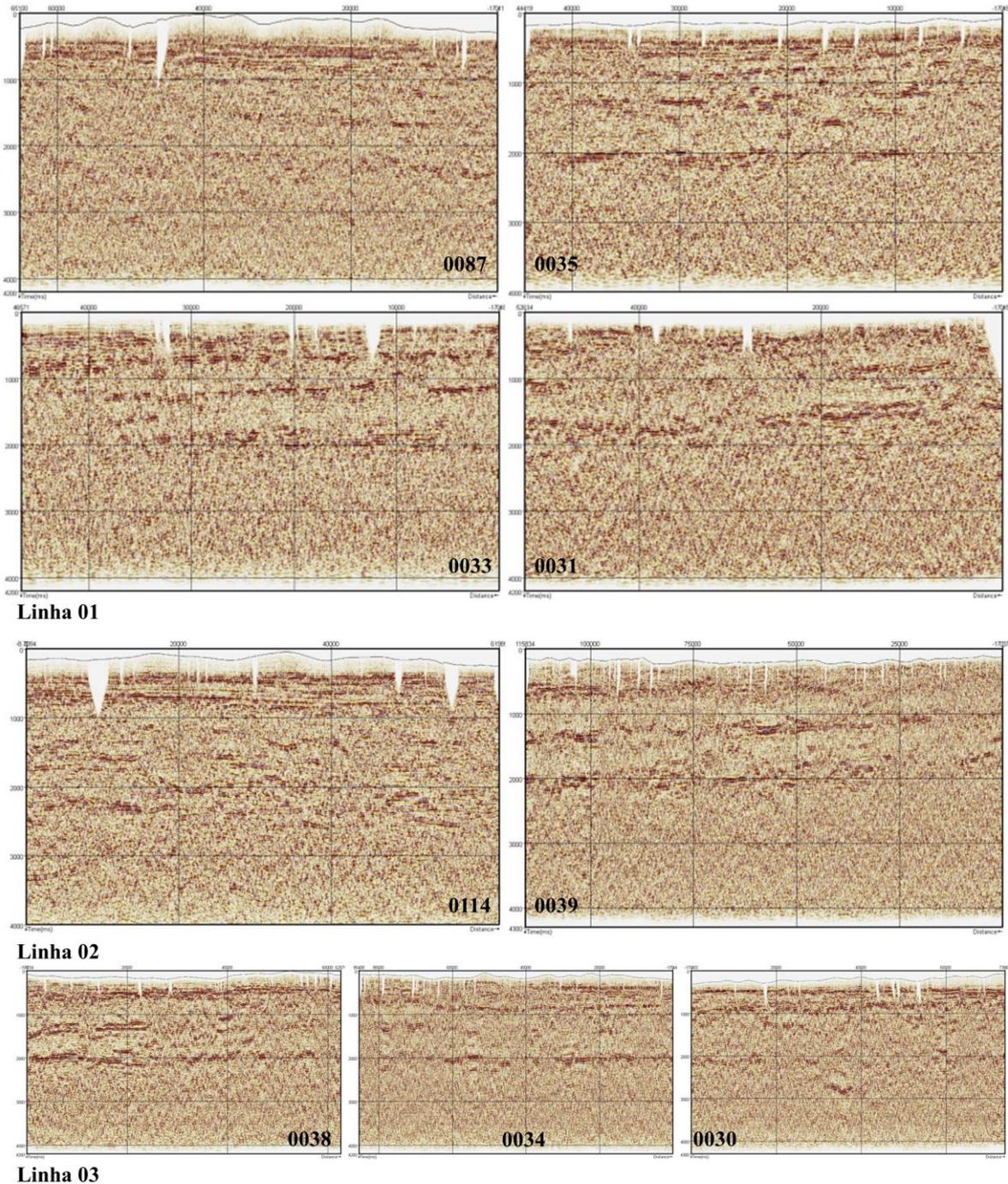
As inversões indicam que a distribuição das rochas vulcânicas da Fm. Serra Geral não apresenta uma resistividade uniforme, variando entre 70 até 120 Ohm.m, as estruturas colunares ocorrem com diferentes espessuras e com um aumento nos valores de resistividade. Os maiores valores são exibidos pelo modelo de resistividade da linha 3, seção transversal ao Arco de Ponta Grossa.

O embasamento apresenta consideráveis discontinuidades em relação à resistividade, apresentando topo abaixo de 5 km nas porções mais centrais da bacia e 4 km nas zonas mais próximas ao APG (figura 25 e 26). Na seção transversal, observaram-se valores estáveis em relação a sua profundidade.

5 INTERPRETAÇÃO CONJUNTA E DISCUSSÕES

A interpretação conjunta levou em conta os ajustes iniciais orientados pelos dados disponibilizados para o projeto. O primeiro deles é a observação dos refletores dos dados sísmicos das linhas obtidas. Elas apresentam um padrão confuso com poucos lineamentos contínuos. Entre 0,5 – 1 s são observados alinhamentos paralelos e sub-horizontais correspondentes ao Grupo Bauru e a Formação Serra Geral. Os demais variam entre grupos determinados, entretanto não apresentam continuidade efetiva (Figura 27).

Figura 27 – Compilação das linhas sísmicas 2D post stack em tempo (ms).

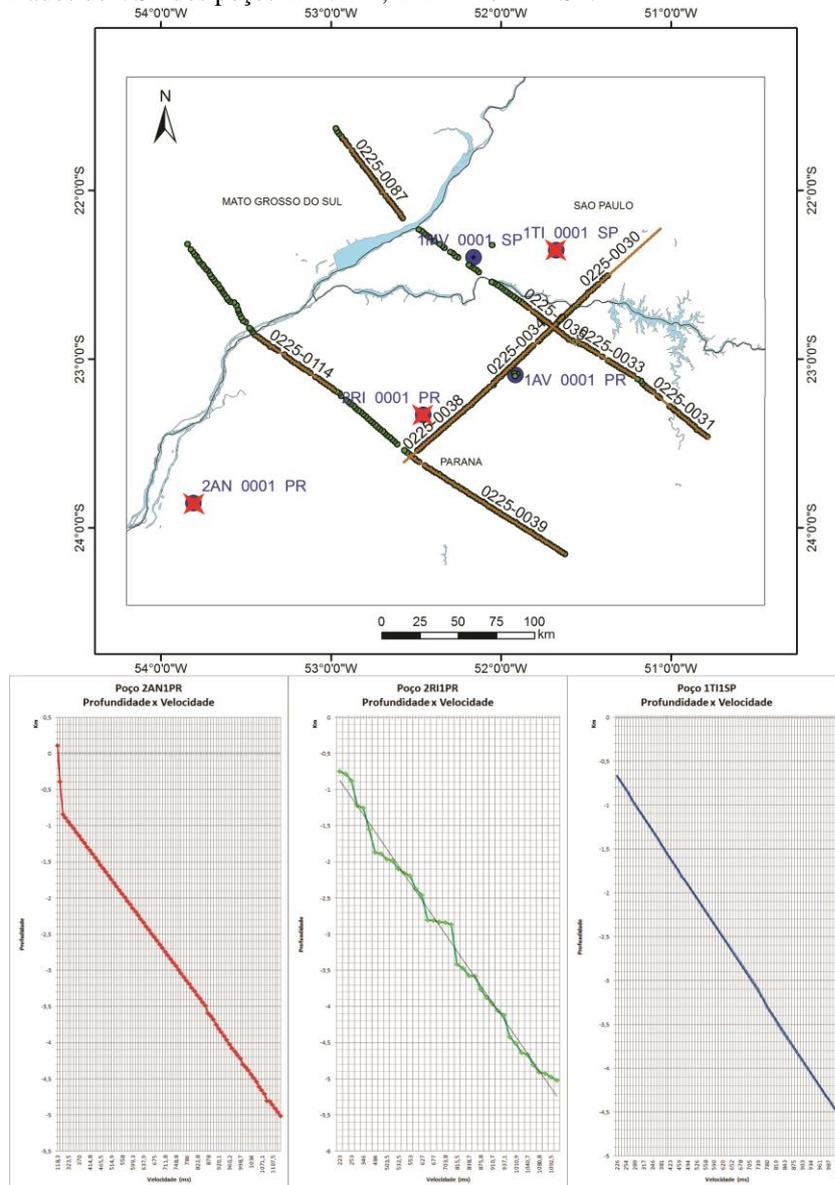


Fonte: O autor, 2019.

Para comparação das linhas sísmicas com as seções de resistividade foi necessária a conversão de forma quantitativa das linhas de tempo para profundidade, estimando uma velocidade média dos poços. Geograficamente, somente um poço apresenta proximidade efetiva com o levantamento e informações de tempo x profundidade nos seus perfis (Poço 2R11PR). Todos os dados de VSP dos poços são semelhantes, observados pela comparação

entre os gráficos de tempo/profundidade (figura 28). Para conversão utilizou-se a velocidade média de 4.600 m/s.

Figura 28 – Dados de VSP dos poços 2AN1PR, 2RI1PR e 1TI1SP.



Fonte: O autor, 2019.

Nas questões de análise de poço, foram utilizadas as informações de perfilagem elétrica, intrusões e os principais limites de formações, levando em consideração a distância dos poços às linhas de levantamento. O trabalho com linhas regionais foi priorizado com os modelos suavizados da linha, minimizando os contrastes abruptos causados pelas grandes estruturas presentes na área.

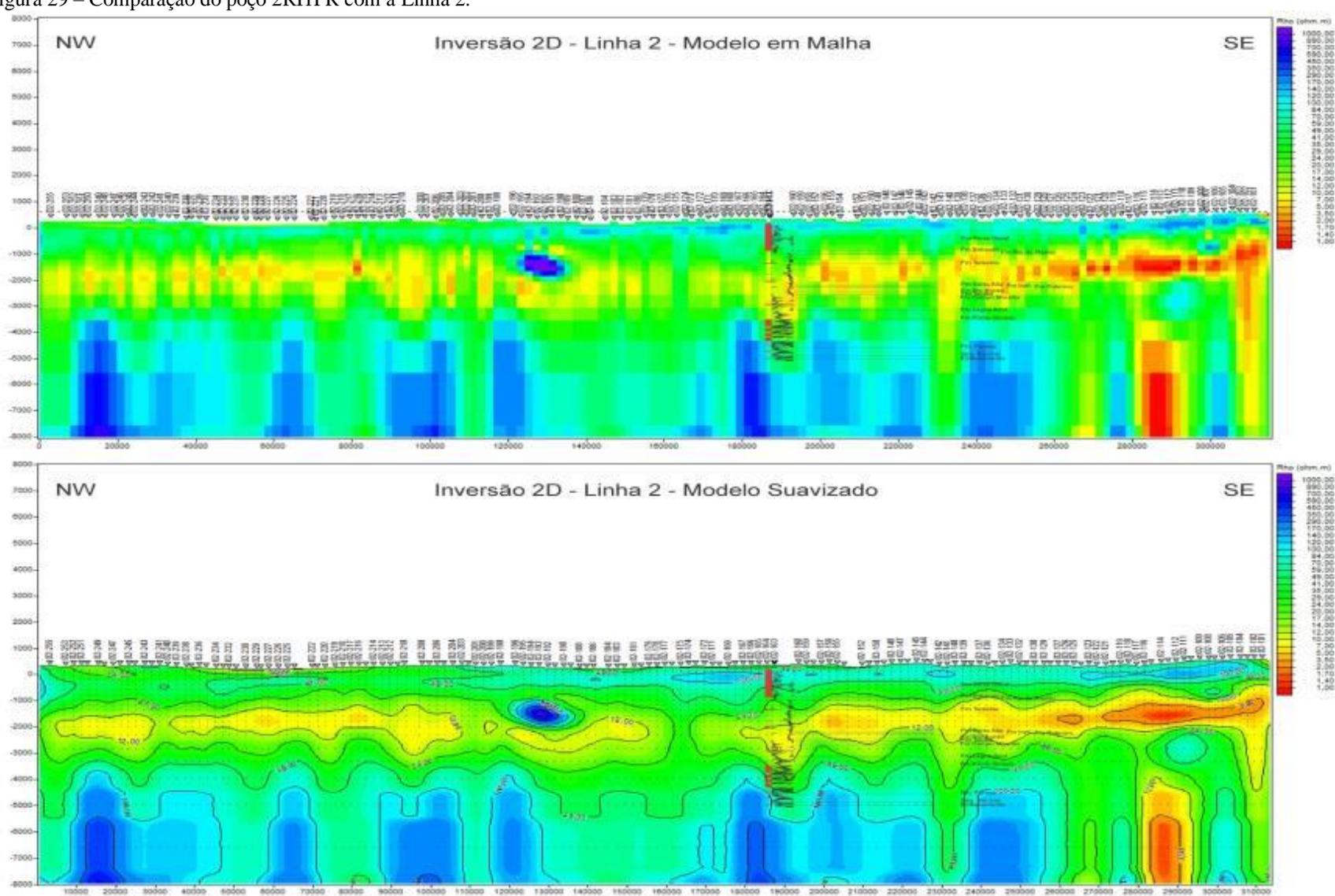
Dentre os poços utilizados, o poço 2RI1PR apresenta um maior peso na correlação pelo fato de ser um poço estratigráfico que alcançou o embasamento e encontra-se mais próximo das linhas 2 e 3.

Para Linha 1, o poço 1TI1SP apresenta uma melhor condição de correlação direta, levando em consideração o peso da distância de cerca de 40 quilômetros até a linha. Além do poço 1TI1SP foram utilizadas as informações do poço 3CB3SP, presentes no relatório de aquisição do levantamento MT.

A correlação com o poço 2RI1SP com as linhas 2 e 3 é segmentada em seis horizontes delimitados com resistividades distintas. O primeiro horizonte é correlacionado com a Formação Serra Geral, apresentando valores de resistividade de 100 – 49 Ohm.m, seguido pelo horizonte A correlacionável com o poço na Formação Botucatu onde apresenta resistividade entre 49 – 24 Ohm.m. As formações Rio do Rastro e Teresina ocorrem como parte do Horizonte B, entre 24 – 12 Ohm.m, a outra parte é caracterizada pelas Formações Serra Alta, Irati e Rio Bonito, apresentando resistividades entre 12 – 1 Ohm.m. O terceiro horizonte, definido como horizonte C, pode ser diferenciado em duas partes, por conta do grande volume de intrusões que ocorrem em algumas áreas. A porção superior, comparada com as formações Taciba e Campo Mourão, onde não ocorre um grande volume de soleiras, é caracterizada por apresentar uma resistividade entre 49 – 24 Ohm.m. Já a porção inferior, registrada no poço com um alto volume de rochas ígneas nas formações Lagoa Azul, Ponta Grossa, Furnas, e na Sequência Rio Ivaí com valores entre 100 – 49 Ohm.m.

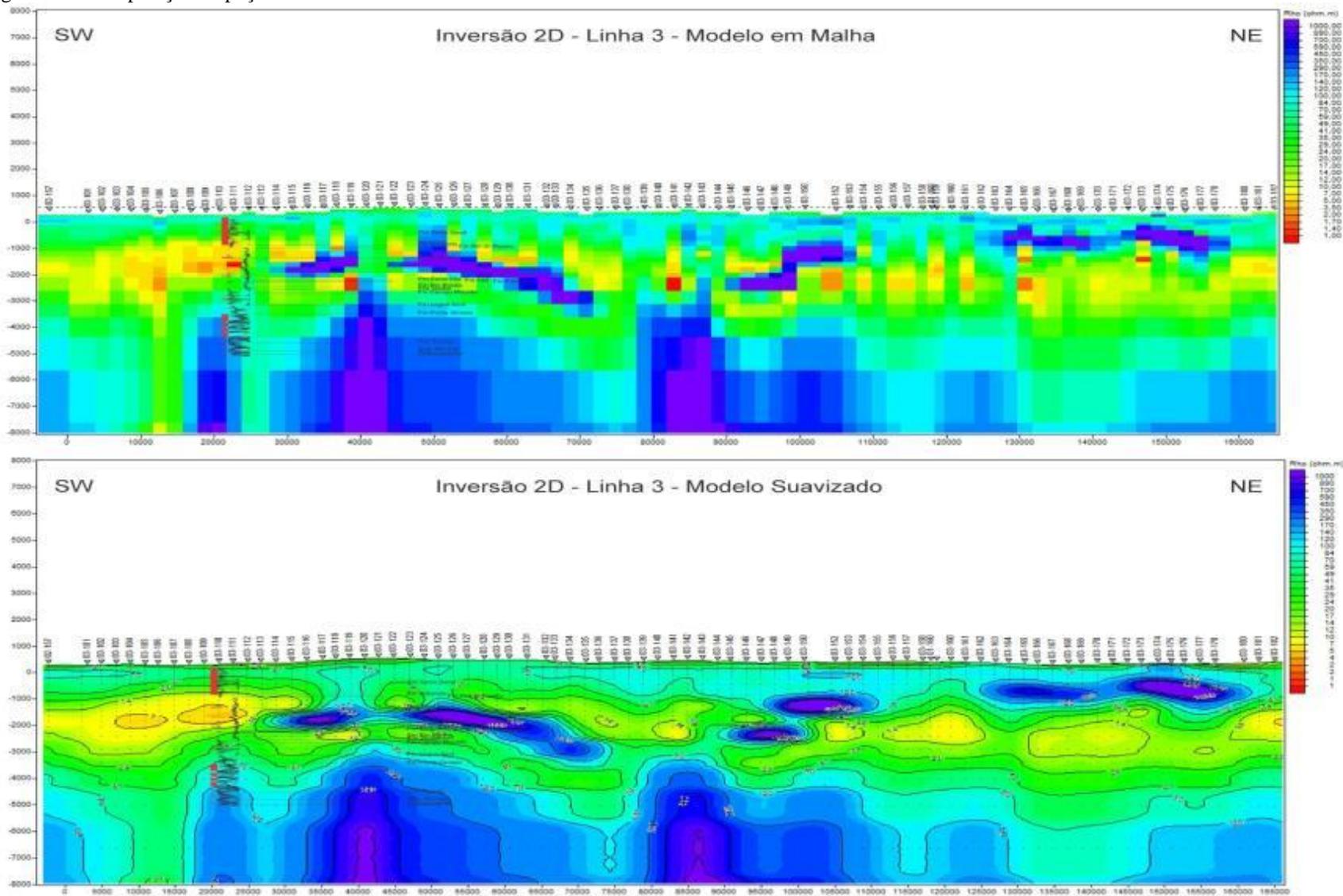
A diferenciação no horizonte C só é possível em zonas de alta contribuição vulcânica, evidenciado pelo aspecto verticalizado destas áreas alteradas. Valores acima de 100 Ohm.m em alta profundidade são característicos do embasamento. A comparação do poço 2RI1PR com a inversão da linha 2 apresentou uma variação de cerca de 300 metros para o limite do embasamento e para linha 3 de 500 metros, com maiores valores de resistividade pro horizonte interpretado das formações Ponta Grossa/Furnas (figura 29 e 30).

Figura 29 – Comparação do poço 2RI1PR com a Linha 2.



Fonte: O autor, 2019.

Figura 30 – Comparação do poço 2RI1PR com a Linha 3.



Fonte: O autor, 2019.

A comparação dos dados de poço com a linha 1 foi realizada de forma qualitativa, pois os poços solicitados estão relativamente distantes. Entretanto, há uma considerável similaridade nos contatos do poço com os horizontes mapeados para linha 2 e 3. Para tal utilizou-se os poços solicitados 1AV1SP e 1TI1SP, além de informações litoestratigráficas do poço 3CB3SP, retirado do relatório interno de aquisição do levantamento.

A inversão apresentou um modelo comparativo com a litoestratigrafia similar aos das linhas anteriores, iniciado pelo Grupo Bauru, no topo, variando em valores médios de 24 Ohm.m, passando para Formação Serra Geral, com resistividades variáveis entre 100 – 49 Ohm.m. O horizonte A fecha a sequência Gondwana III incorporando as areias da Formação Piramboia, exibindo resistividades entre 49 – 24 Ohm.m. O horizonte B é caracterizado por resistividades entre 24 – 1 Ohm.m. Exibindo a Sequência Gondwana I com os Grupos Passa Dois e Guatá, com as formações Rio do Rastro, Teresina, Serra Alta, Irati, Palermo e Rio Bonito. O horizonte C, assim como nas demais linhas, sofre influência das intrusões e fica segmentado em duas partes: a superior, compreendendo as formações Taciba e Campo Mourão (entre 24 – 49 Ohm.m), e a inferior compreendendo as formações Lagoa Azul, Ponta Grossa e Furnas (entre 49 – 100 Ohm.m) nas áreas com influência das soleiras. O embasamento ficou caracterizado com valores acima de 100 Ohm.m e difere do poço 3CB3SP em cerca de 300 metros.

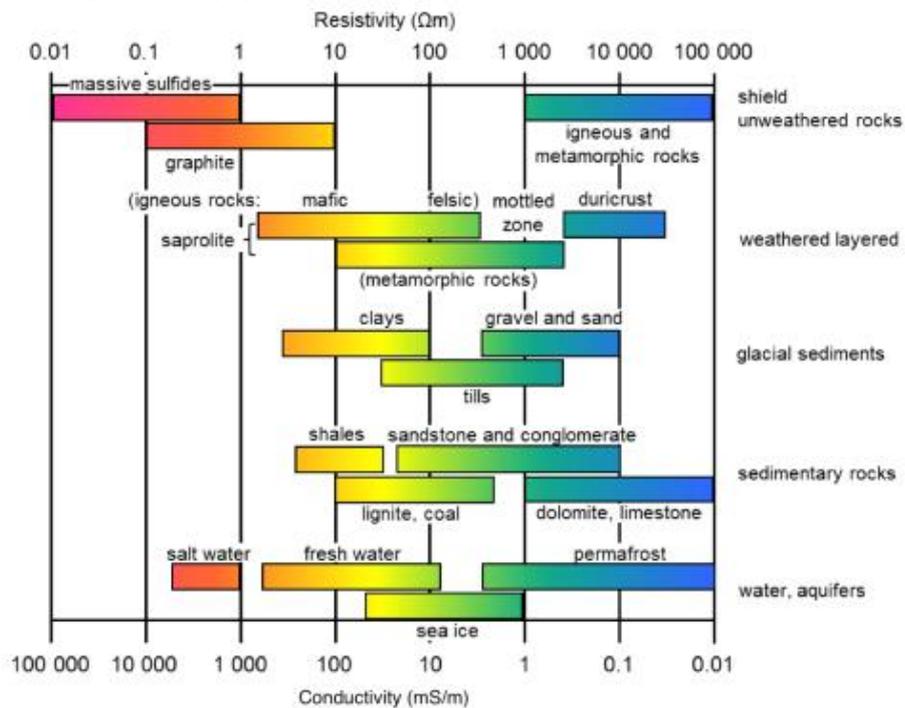
Para uma interpretação geral, construída através da integração dos dados de poço, linhas suavizadas e linhas em malha foram utilizadas o quadro comparativo entre a litoestratigrafia e resistividade (Tabela 5), mapa estrutural de superfície da carta ao milionésimo e o mapa das principais feições estruturais da Bacia do Paraná. A construção deste quadro leva em consideração valores típicos determinados para alguns materiais como as comparações de Palacky (1987) (figura 31).

Tabela 5 – Comparativo entre litoestratigrafia e resistividades.

Sequência	Grupo	Formação	Horizonte	Resistividade (Ohm.m)	Variação	
Bauru	Bauru	Não diferenciado	Bauru	< 49		
Gondwana III		Serra Geral	Serra Geral	100 até 49		
		Botucatu	A	49 até 24		
Gondwana I	Passa Dois	Piramboia	A			
		Rio do Rastro	B	24 até 12	B'	
		Teresina	B		B'	
	Guatá	Serra Alta	B	12 até 1	B''	
		Irati	B		B''	
		Palermo	B		B''	
		Rio Bonito	B		B''	
	Itararé	Taciba	C	24 até 49	C'	
		Campo Mourão	C		C'	
		Lagoa Azul	C		C''	
Paraná	Paraná	Ponta Grossa	C	49 até 100	C''	
		Furnas	C		C''	
Rio Ivaí			C			C''
Embasamento					>100	

Fonte: O autor, 2019.

Figura 31 – Comparação do poço 2RI1PR com a Linha 2.



Fonte: PALACKY, 1987.

A partir da comparação do quadro, juntamente com as inversões em malha, foi possível caracterizar cada seção em relação aos seus aspectos estruturais, litoestratigráficos e no mapeamento de zonas com soleiras, principalmente na seção transversal ao Arco de Ponta Grossa.

A interpretação da seção 1 (Figura 32) caracteriza o Grupo Bauru em duas porções segmentadas, a superior com alta resistividade e pouca profundidade e a inferior com menor resistividade. Tal variação é indicativa de areias secas, com alta resistividade, seguido por sedimentos úmidos do sistema hídrico do Rio Paraná. O grupo Bauru apresenta espessura máxima de cerca de 400 metros, observado na porção NW.

As inversões demonstram um comportamento heterogêneo para a Formação Serra Geral, apresentando pequenas variações em relação a comparação da base com o poço, fato desprezado pela distância dos poços até as linhas. A seção fica com um limite médio de 70 Ohm.m e pode chegar a uma espessura máxima de 1.300 metros (estação 01-172).

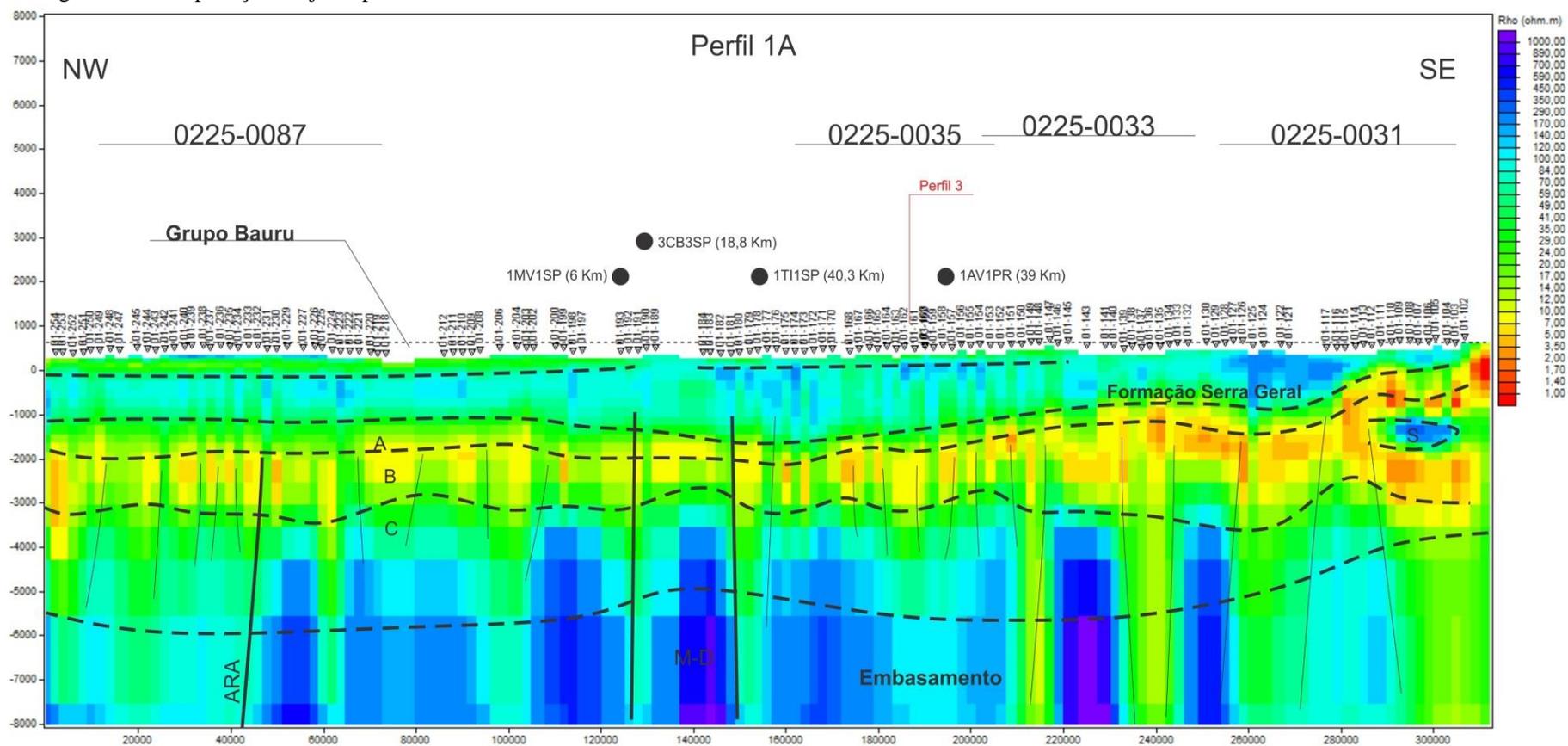
As seções do intervalo paleozoico foram interpretadas com auxílio das seções suavizadas, entretanto diversas estruturas como lineamentos e falhas são observadas na inversão em malha, além das zonas de influência dos derrames da Formação Serra Geral e uma soleira em 2000 metros de profundidade na porção sudeste da linha. A seção inferior destes sedimentos apresenta áreas com variações resistivas localizadas, correlatas com o grande volume de soleiras em alguns poços estudados abaixo do intervalo da Formação Ponta Grossa, como o 2RI1PR e 2AN1PR.

As relações estruturais são observadas com clareza, onde grandes estruturas como o Lineamento Araçatuba, Lineamento Mogi-Guaçu – Dourados e a alta zona falhada entre as falhas de São-Jerônimo – Curiúva e a Falha de Santo Anastácio (Sudeste da Linha) são observadas através das descontinuidades de resistividade. Estas regiões são marcadas por um decréscimo significativo na resistividade local, servindo como condutos durante o magmatismo, observados lateralmente com zonas altamente resistivas.

Ressalta-se também a presença de uma zona anômala altamente condutiva na porção SE da linha, correlacionável com anomalias descritas e interpretadas como intrusões alcalinas por Padilha et al (2015). Estas intrusões estão caracterizadas com maior detalhe na linha 2 e estão intimamente relacionadas ao evento de break-up do Gondwana.

A interpretação da inversão da linha 2 (figura 33) apresenta configuração semelhante à seção de mesma direção, entretanto ocorrem algumas diferenças. As rochas do Grupo Bauru não apresentam uma diferenciação de alta resistividade no topo e espessura máxima de 350 metros.

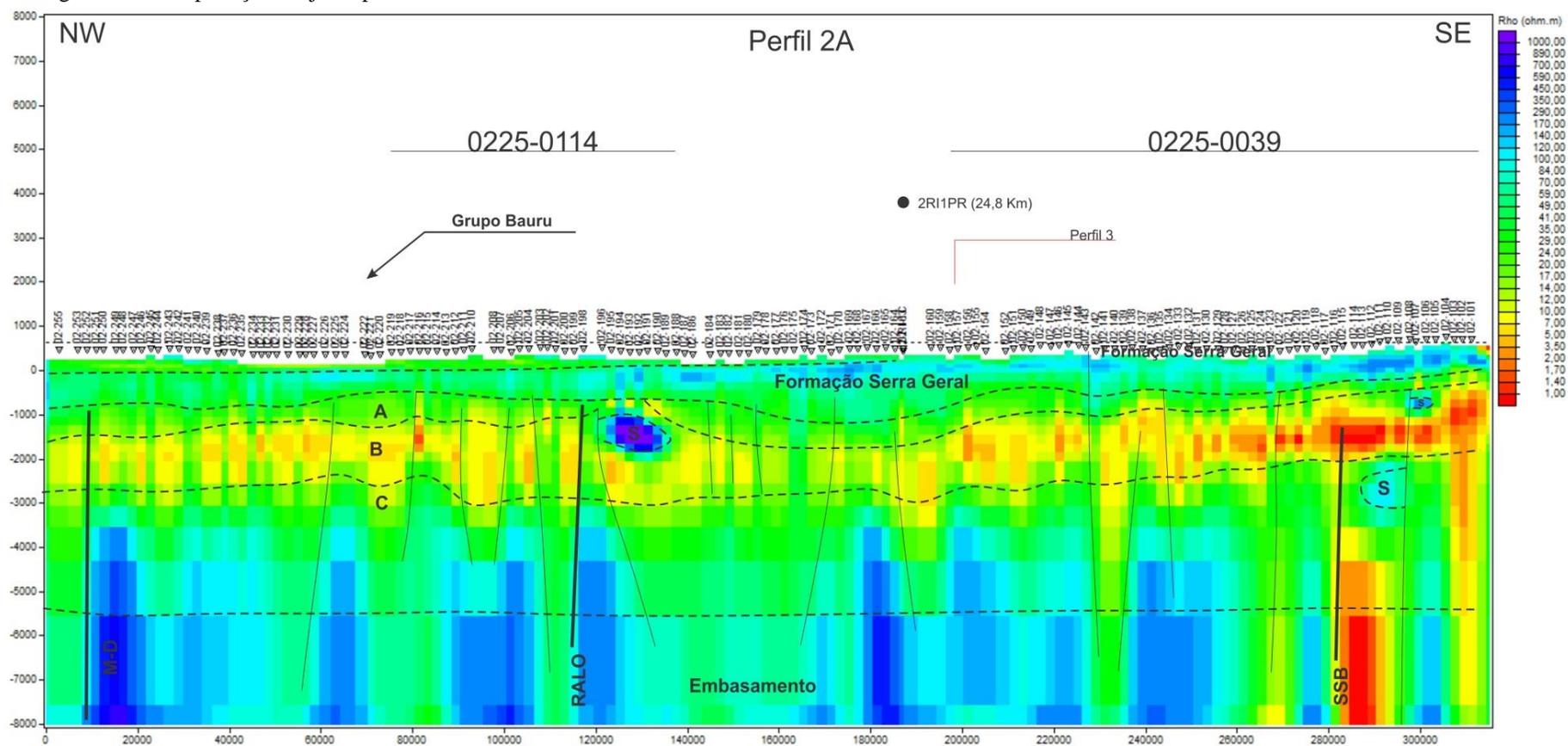
Figura 32 – Interpretação conjunta para Linha 1.



Nota: Observam-se com clareza as maiores estruturas da área como o Lineamento Araçatuba (ARA) e o Lineamento Mogi-Guaçu – Dourados (M-D), além de pequenas falhas condizentes com as delimitadas por mapas de superfície.

Fonte: O autor, 2019.

Figura 33 – Interpretação conjunta para Linha 2.



Nota: Observam-se com clareza as maiores estruturas da área como o Lineamento Mogi-Guaçu – Dourados (M-D), Falha de Rio Alonso (RALO) e o Lineamento São Sebastião (SSB), além de pequenas falhas condizentes com as delimitadas por mapas de superfície.

Fonte: O autor, 2019.

A Formação Serra Geral não apresenta um pacote altamente resistivo como esperado, oscila entre valores de 100 – 49 Ohm.m e espessura de até 1300 metros. Associada à unidade, encontra-se uma anomalia altamente resistiva, próxima à Falha de Rio Alonso, limitada entre -1200 até -1800 metros. Esta anomalia foi interpretada como uma soleira de grande porte, entre as estações 02-196 e 02-190. Além desta soleira, foram interpretadas soleiras de menor porte entre as seções 02-112 até 02-106, associadas à mesma falha identificada na inversão em malha, próxima a Falha de São Sebastião.

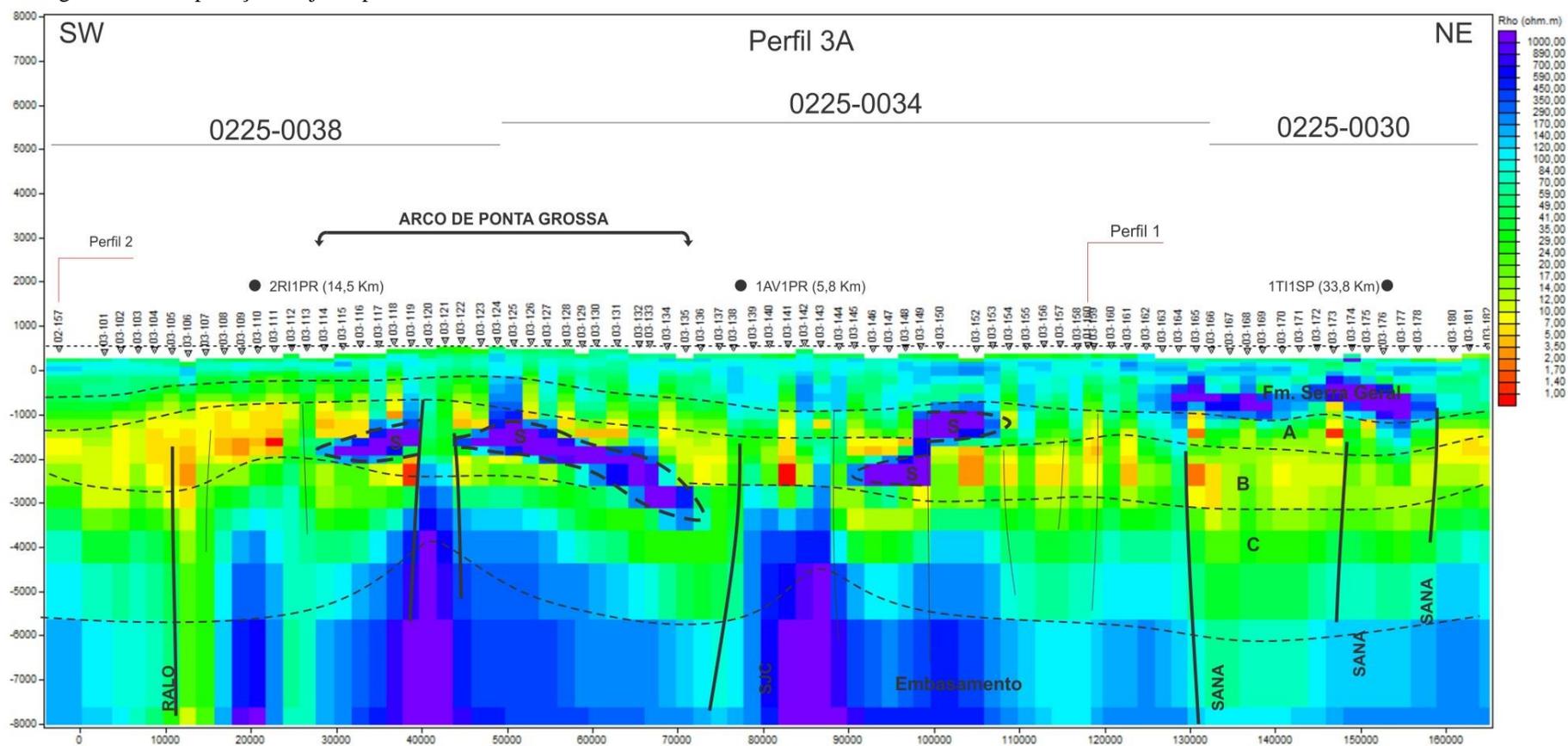
Em relação aos sedimentos paleozoicos, estes ocorrem na mesma configuração da última linha, correlacionável com o poço 2RI1PR, com pequenas variações nos limites do horizonte A e do contato do embasamento com os sedimentos da bacia.

O arcabouço estrutural da seção é marcado fortemente pelo Lineamento Mogi-Guaçu – Dourados, Falha de Rio Alonso e o Lineamento São Sebastião. De acordo com os mapas disponíveis, a Falha de Rio Alonso segue na mesma direção em grande parte do perfil. Indiretamente, são observadas maiores ocorrências de anomalias correspondentes às soleiras encontradas na Formação Ponta Grossa (3,5 até 4,3 Km). Em relação às falhas de menor expressão, são interpretadas principalmente falhas NE-SW que ocorrem no final da linha (lado SE).

O embasamento, considerando as particularidades da malha de inversão, encontra-se relativamente constante próximo a 5000 metros de profundidade. Apresenta resistividades elevadas, acima de 100 Ohm.m, podendo chegar a valores acima de 650 Ohm.m (célula da estação 02-249). E como particularidade, apresenta uma feição altamente condutiva como a interpretação de Padilha et al. (2015), observada no lado sudeste da linha.

A interpretação da inversão da Linha 3 (figura 34) apresenta características e disposição de unidades distintas das outras duas seções. Por ser uma seção transversal as principais estruturas como a Falha de Rio Alonso, Arco de Ponta Grossa, Falha de São-Jerônimo – Curiúva e Falha de Santo Anastácio são imageadas pelo método MT com maior facilidade.

Figura 34 – Interpretação conjunta para Linha 3.



Nota: Observam-se com clareza as maiores estruturas da área como o Lineamento Mogi-Guaçu – Dourados (M-D), Falha de Rio Alonso (RALO) e o Lineamento São Sebastião (SSB), além de pequenas falhas condizentes com as delimitadas por mapas de superfície.

Fonte: O autor, 2019.

Não foi observado indicativo de resistividade na superficial correlacionável com as rochas do Grupo Bauru, o intervalo superior inicia-se em valores acima de 90 Ohm.m, interpretado como o horizonte da Formação Serra Geral e tem como característica visual, um espessamento para nordeste, chegando em 1400 metros de espessura de sequência vulcânica. No intervalo do Arco de Ponta Grossa foi observada espessura média de 1100 metros e resistividades próximas de 70 Ohm.m no modelo suavizado. Além disto, é observada uma geometria antiformal altamente resistiva, com valores acima do limite superior definido para a malha de inversão (>4000 Ohm.m). Outro sistema de soleiras de maior porte é observado no intervalo das estações 03-146 e 03-154, onde ocorre um sistema de soleiras em dois níveis diferentes, em 2400 e 1200 metros, alimentados por uma mesma falha. Nas imediações da Falha de Santo Anastácio ocorre um grande aumento de resistividade na seção da Formação Serra Geral, o que projeta uma segunda interpretação para tal zoneamento escalonado entre as estações 146 e 154 da linha 3. Na interpolação do perfil suavizado engloba-se a soleira superior, no grupo das rochas da Formação Serra Geral, onde temos um intervalo semelhante aos observados no poço 1TI1SP (33,8 quilômetros da linha 3).

Em relação aos sedimentos paleozoicos, observa-se uma alta interferência dos derrames e estruturas, principalmente nos elementos do horizonte B, mascarando a continuidade do horizonte condutivo. Entretanto, a malha suavizada permite inferir a continuidade deste horizonte junto com as áreas alteradas. Em comparação ao poço 1TI1SP, ocorre a presença de uma soleira de 500 metros na porção da Formação Palermo (-2900 até -3200 metros), esta zona no perfil em malha implica num aumento da resistividade na zona, inicialmente condutiva.

O horizonte C aparentemente ocorre de forma semelhante para todas as seções realizadas, exibindo áreas sem interferência e resistividade contínua, zonas com um aumento de resistividade verticalizado, indicando soleiras e condutos, limitando o embasamento entre 5400 e 4000 metros de profundidade.

A interpretação conjunta dos dados MT com as informações de superfície e dados de poço nos permitem algumas comparações com as linhas sísmicas migradas para profundidade, com melhores resultados na seção 3. Alguns conflitos de escala foram ocasionados na integração das linhas 1 e 2 (Figuras 35 e 36), entretanto foi possível correlacionar os principais horizontes e estruturas identificados previamente nas seções suavizadas.

Na comparação entre os métodos a profundidade de investigação foi limitada até 7500 metros de profundidade, as principais estruturas foram ressaltadas e os refletores correlacionados com a tabela de comparação entre litoestratigrafia e horizontes geoeletricos.

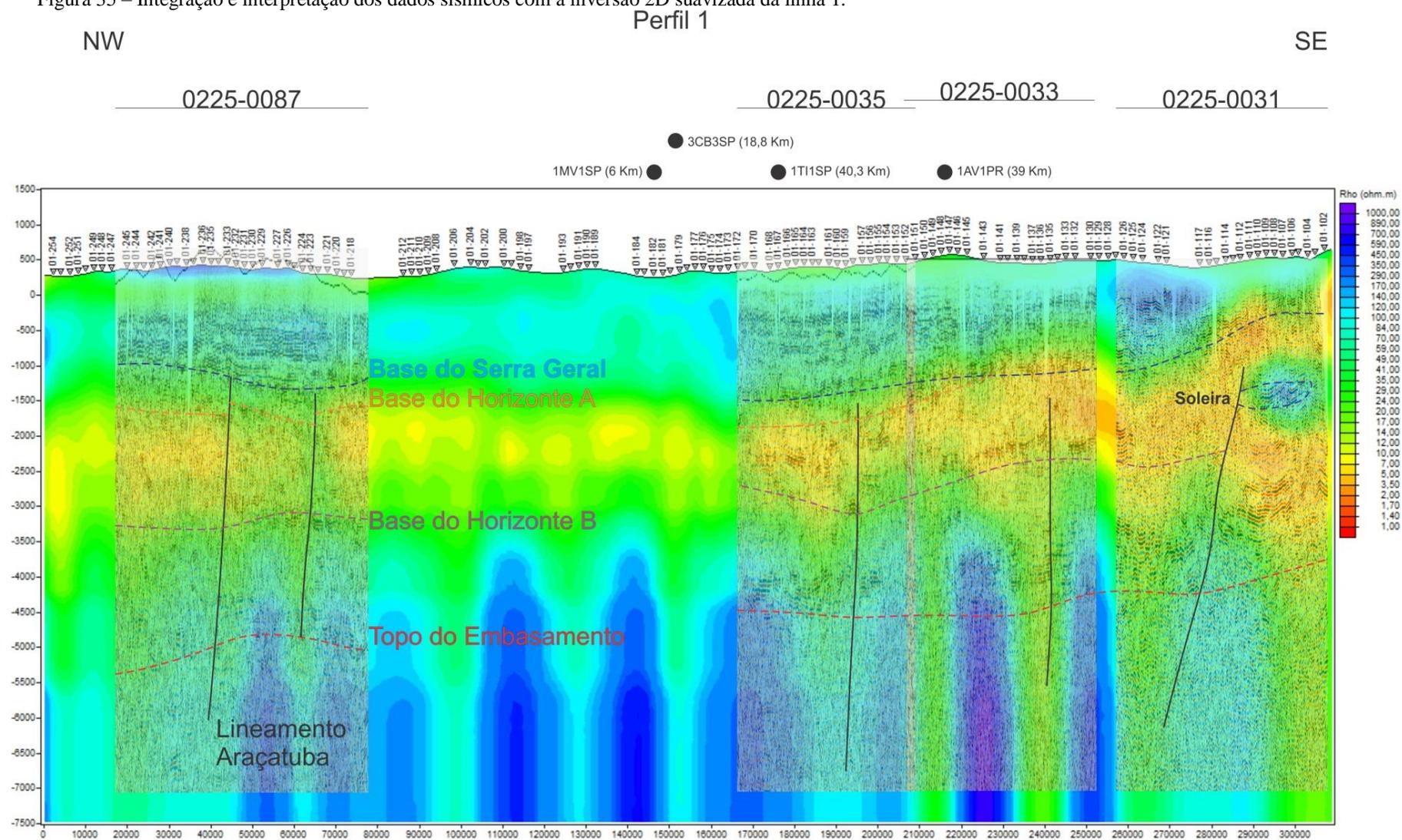
Ressalta-se que a integração dos dados da linha 3 (Figura 37) e a disposição das linhas sísmicas em profundidade junto com a interpretação geológica possibilitou a visualização com elevada definição das grandes unidades geoeletricas correlacionadas com a litoestratigrafia, principalmente pelo comparativo do poço 2RI1PR.

A interpretação estrutural foi feita com base nas principais estruturas tectônicas presentes na área. Onde se observa as zonas de falha de Curitiba – Maringá, Falha de Rio Alonso e Falha de Santo Anastácio. O Arco de Ponta Grossa reaproveita a zona de falha de Curitiba – Maringá como conduto principal para alimentação dos derrames basálticos, com as demais estruturas indicando da presença de diques alimentadores de menor expressão.

A inversão desta linha exhibe uma configuração similar ao modelo de evolução da região proposto por Zalán et al. (1990), onde ocorrem ativações paleozoicas das zonas de falha Curitiba – Maringá e Guapiara, seguida por soerguimentos no Triássico – Jurássico, precursor a fragmentação do Gondwana, e com estas estruturas servindo como condutos vulcânicos durante a efusão de lavas.

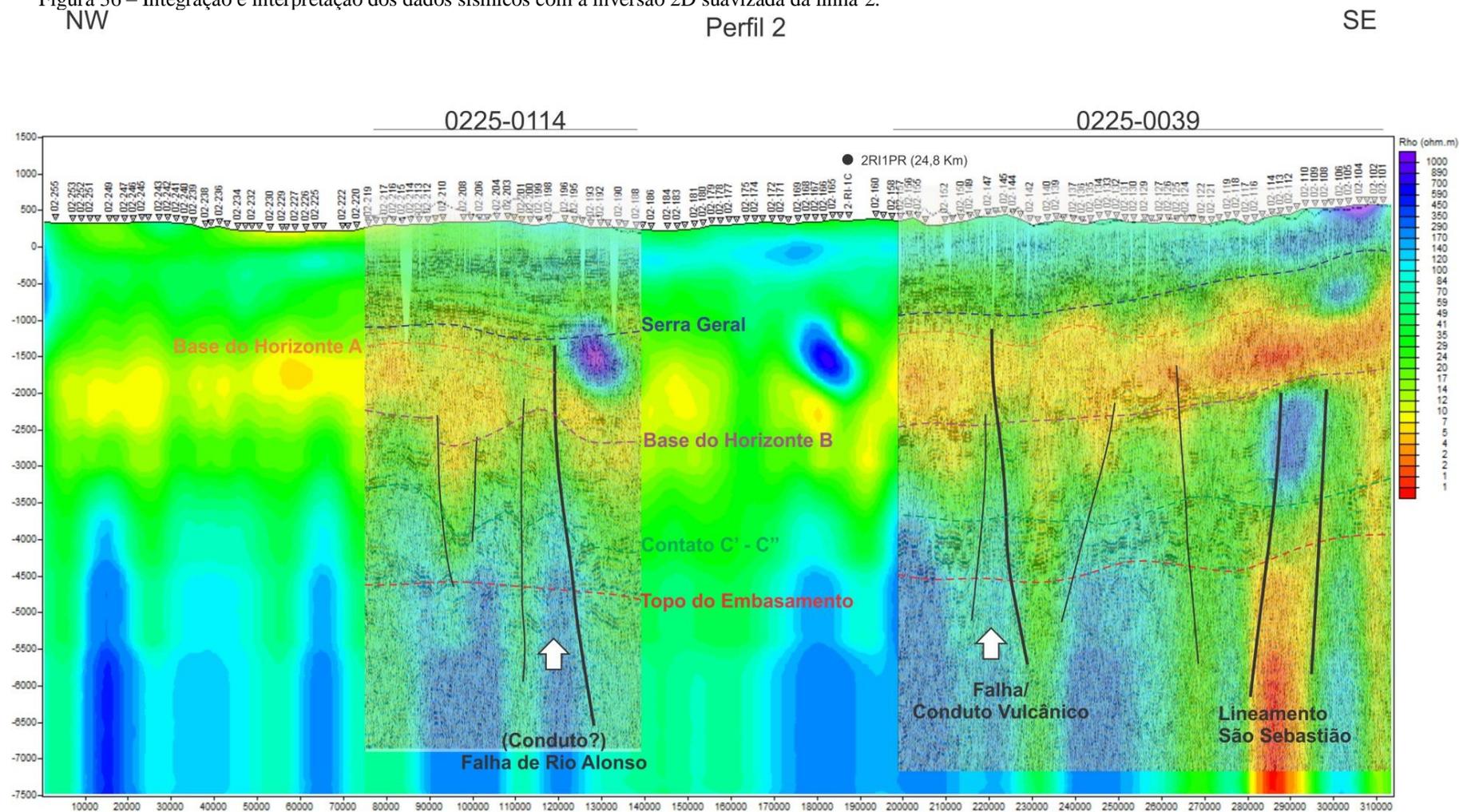
Nota-se também uma resposta estruturalmente similar aos modelos propostos nos trabalhos de Rolim et al. (2016), onde as linhas PS-I (68 estações MT) e PS-III (50 estações MT) também percorrem a direção NE-SW, cruzando a região do Arco do Rio Grande e a Sinclinal de Torres. O comportamento verticalizado de algumas zonas, enfatizando o pico resistivo na porção média da seção PS-III e as alterações no intervalo condutor da Sinclinal de Torres pode ser correlacionado diretamente com as estruturas observadas no Arco de Ponta Grossa e as estruturas associadas como condutos na Falha de Santo Anastácio, mesmo não tendo um contraste entre o contato do embasamento e a bacia sedimentar como no trabalho acima citado.

Figura 35 – Integração e interpretação dos dados sísmicos com a inversão 2D suavizada da linha 1.



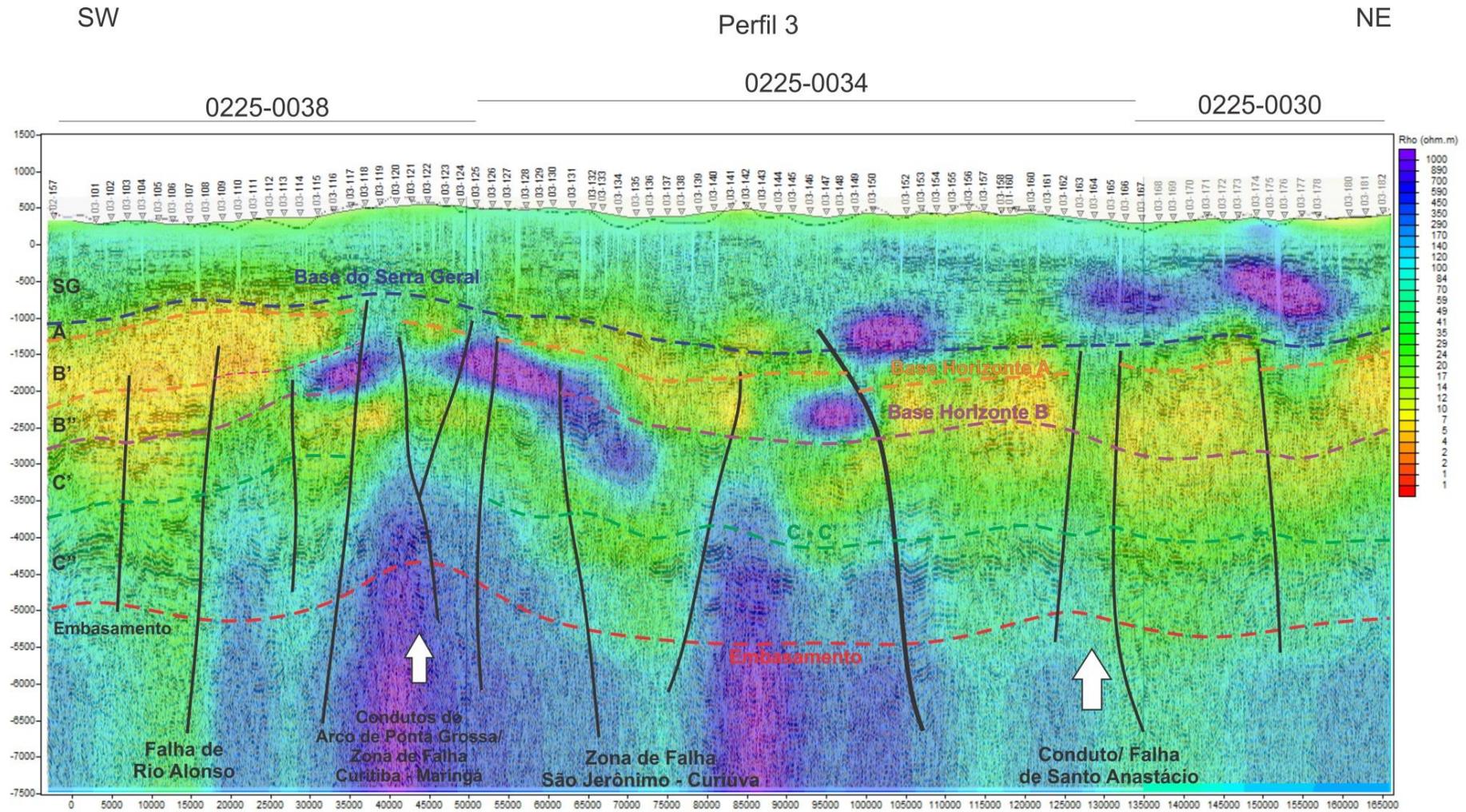
Fonte: O autor, 2019.

Figura 36 – Integração e interpretação dos dados sísmicos com a inversão 2D suavizada da linha 2.



Fonte: O autor, 2019.

Figura 37 – Integração e interpretação dos dados sísmicos com a inversão 2D suavizada da linha 3.



Fonte: O autor, 2019.

CONCLUSÕES

A análise dos dados MT indica um comportamento resistivo variado por conta da estruturação heterogênea presente na Bacia do Paraná. A dimensionalidade das principais estruturas NW-SE e NE-SW são exibidas na região dos perfis, com as estruturas NW-SE apresentando maior influência nos modelos, principalmente pelas estruturas do Arco de Ponta Grossa, e as zonas de falha de mesma direção. O volume expressivo das rochas vulcânicas foi delimitado em todas as seções.

Essas zonas apresentam um comportamento padrão que pode ser segmentado de duas formas, observadas tanto nas inversões em malha como nas suavizadas (Figura 38 e 39).

A primeira é relacionada às zonas de falha que não foram reativadas como condutos das rochas vulcânicas, como a Falha de Rio Alonso (RALO), caracterizada por um decréscimo de resistividade no sentido do mergulho da estrutura, afetando profundidades além dos sedimentos o embasamento.

Uma segunda forma ocorre nas zonas reativadas como condutos vulcânicos, onde se observou feições verticais de alta resistividade. Estas zonas têm como exemplo claro a área do Arco de Ponta Grossa, onde se reativou a zona de falha de Curitiba – Maringá. Neste caso o modelo geoeletrico apresentou uma nítida correlação com os dados sísmicos.

O estabelecimento de horizontes geoeletricos com as unidades litoestratigráficas apresentou uma eficaz correlação nos modelos de resistividade. De forma ampla, ocorrem seis horizontes bem definidos como determinado na tabela 5. Dentre as principais variações ressaltam-se:

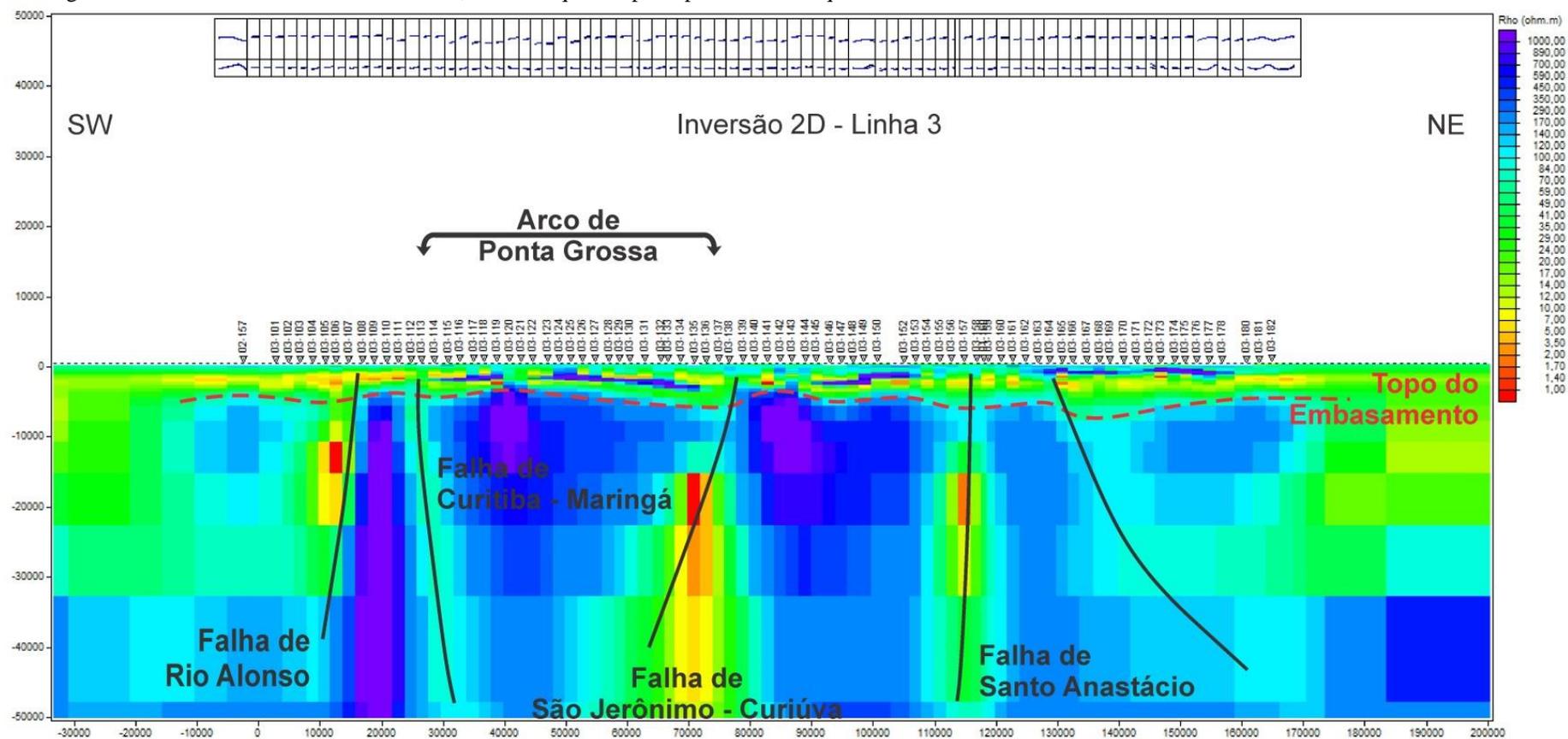
- Grupo Bauru – Apresenta resistividade variável e observa uma maior espessura para NW, coincidentes com os mapas geológicos.
- Fm. Serra Geral – Apresenta dois horizontes altamente resistivos, com heterogeneidades laterais consideráveis, os quais indicam zonas passíveis de fraturamento e intemperismo, enquanto os núcleos, de milhares de Ohm.m, indicam zonas não intemperizadas.
- Sedimentos Paleozoicos – Foi possível identificar os horizontes A, B e C pela grande quantidade de variação entre as litologias. O horizonte A encontra-se relacionada a grandes unidades arenosas. O horizonte B apresenta uma alta condutividade nas áreas com maior disposição de folhelhos, principalmente as rochas da Fm. Irati. Já o horizonte C,

apresenta um aumento da resistividade devido ao conteúdo arenoso das unidades e diversas soleiras presentes na Fm. Ponta Grossa. Apesar de presente no poço 2RI1PR as unidades da sequência Rio Ivaí não apresentaram correlação explícita. A pequena espessura e a alta espessura das células neste intervalo são fatores que impediram tal feito.

- Embasamento – Apresenta uma considerável variação na delimitação da sua superfície, por conta da relação entre as principais estruturas na área. Foi limitado no trabalho em um pouco mais de 5000 metros devido a comparações com os poços disponíveis. Entretanto, a modelagem indica um maior soerguimento nas regiões próximas a borda Leste da Bacia do Paraná.

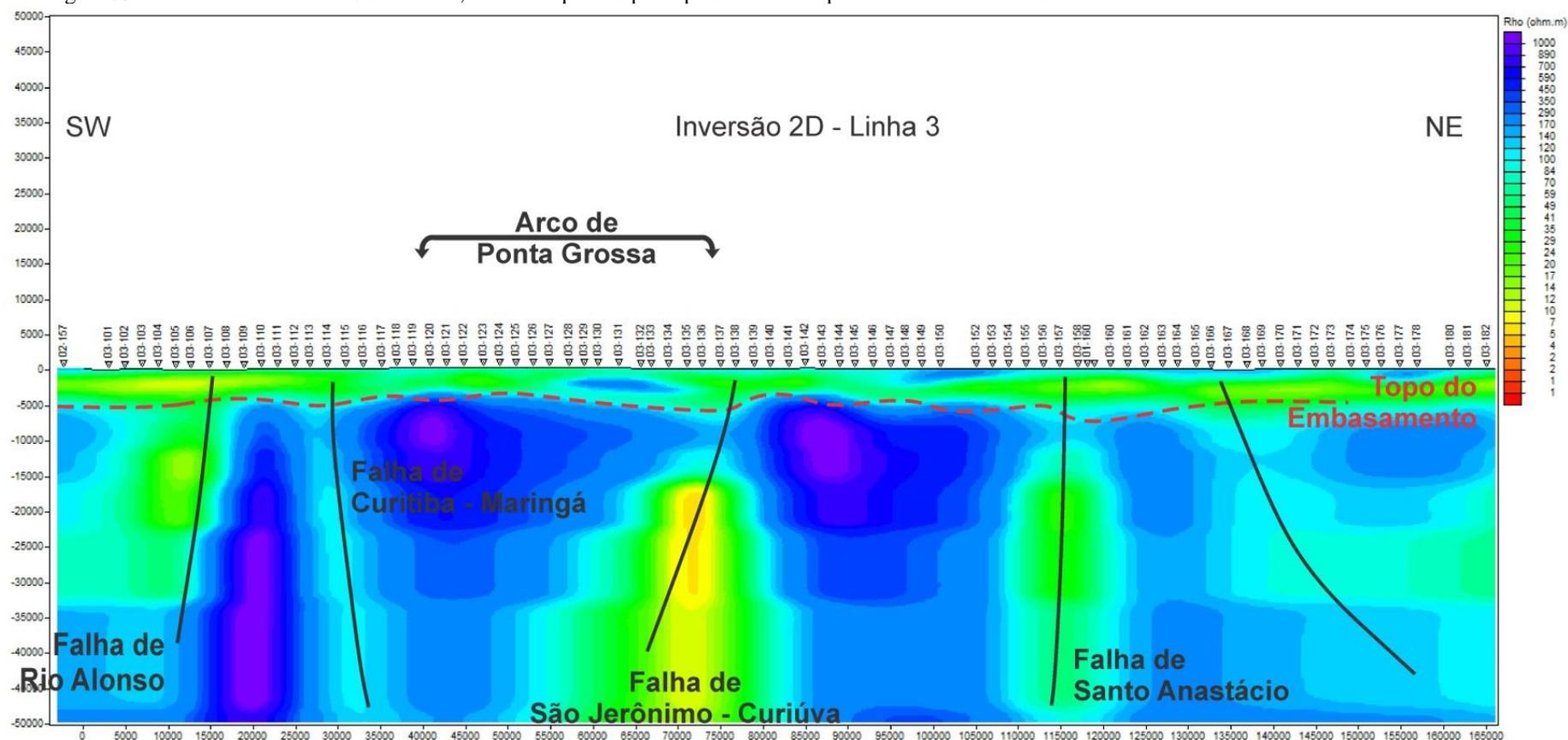
As inversões utilizando um fator de regularização uniforme permitiram modelos mais fiéis a geologia observada nos poços. A estrutura de resistividade apresenta uma correlação similar ao modelo de evolução proposto por Zalán et al. (1990), além do fato de semelhança nas anomalias condutivas oriundas do manto, correlacionadas com intrusões alcalinas de acordo com Padilha et al. (2015).

Figura 38 – Inversão 2D da linha 3 em malha, com enfoque nas principais estruturas que influenciam o embasamento.



Fonte: O autor, 2019.

Figura 39 – Inversão 2D da linha 3 suavizada, com enfoque nas principais estruturas que influenciam o embasamento.



Fonte: O autor, 2019.

REFERÊNCIAS

ALMEIDA F.F.M. Relações Tectônicas das rochas alcalinas mesozoicas da região meridional da Plataforma Sul-Americana. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 13, n. 3, p. 139-158, 1983.

AGÊNCIA NACIONAL DO PETRÓLEO. *Levantamento magnetotelúrico (MT) e Transiente Eletromagnético (TEM) na Bacia do Paraná*. 2015. 552 f. Relatório final do projeto 0001_MT_TEM_ANP_PARANA. Consórcio Lasa/Nordwest

AULER, D. *Caracterização do arcabouço geológico-estrutural da Sinclinal de Torres através do método Magnetotelúrico (MT)*. 2016. 58 f. Trabalho de Conclusão de Curso – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, graduação em geologia. Porto Alegre, RS. 2016.

CONSTABLE, S.C., PARKER, R.L., CONSTABLE, C.G. Occam's Inversion: a practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data: *Geophysics*, v. 52, n. 3, p. 289- 300. 1987.

CORDANI, U.G. BRITO NEVES, B.B. THOMAS FILHO, A. Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras (Atualização). *Boletim. de Geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro, v. 17, n. 1, p. 205-219. 2009.

COUTINHO, J.M.V. Dyke swarms of the Paraná triple junction, Southern Brazil. *Geologia USP: Série Científica*, v.8, n. 22, p. 29-52. 2008.

FERREIRA, F.J.F. *Integração dos dados aeromagnéticos e geológicos: configuração e evolução do Arco de Ponta Grossa*. 1982. 169 f. Dissertação de Mestrado – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1982.

FRANCO-MAGALHÃES, A.O.B. *Exumação tectônica e evolução associada do relevo no Arco de Ponta Grossa, Sul-Sudeste do Brasil*. 2009. 149 f. Tese de doutorado – Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro, 2009.

FÚLFARO, V.J. SAAD, A.R. SANTOS, M.V. VIANNA, R.B. Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 12, n. 4, p. 233-256, 1982.

GÓMEZ, J., SCHOBENHAUS, C. & MONTES, N.E. 2019. *Geological Map of South America 2018. Scale 1:5 000 000*. Commission for the Geological Map of the World (CGMW), Colombian Geological Survey and Geological Survey of Brazil. Paris.

HERZ, N. Timing of spreading in the South Atlantic: Information from Brazilian alkalic rocks. *Geological Society of America Bulletin*, v. 88, p. 101-112, 1977.

HOLZ, M.; KÜCHLE, J.; PHILIPP, R.P.; BISCHOFF, A.P.; ARIMA, N. Hierarchy of tectonic control on stratigraphic signatures: Base-level changes during the Early Permian in the Paraná Basin, Southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 22, p. 185-204. 2006.

JONES, A. G.; MT and reflection: an essential combination. *Geophysics*, v. 89, p. 7-18, 1987.

JULIÁ, J.; ASSUMPCÃO, M.; ROCHA, M. P. Deep crustal structure of the Paraná Basin from receiver functions and Rayleigh-wave dispersion: evidence for a fragmented cratonic root. *Journal of Geophysical Research: solid earth*, Washington, v. 113, n. 8, p. B08318, Aug. 2008.

KUNETZ, G. Processing and interpretation of magnetotelluric soundings. *Geophysics*, v. 37, p. 1005-1021, 1972.

LOPES, R.C., PERUFFO, N., SACHS, L.L.B., SILVA, V.A., BATISTA. I.H., 2004. Folha SF 22 Paranapanema In: SCHOBENHAUS, C., GONÇALVES, J.H., SANTOS, J.O.S., ABRAM, M.B., LEÃO NETO, R., MATOS, G.M.M., VIDOTTI, R.M., RAMOS, M.A.B., JESUS, J.D.A. *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo*, Sistema de Informações Geográficas. Programa Geologia do Brasil. CPRM, Brasília. CD-ROM.

LUGÃO, P. *Estudo magnetotelúrico na borda leste da bacia do recôncavo, BA*. 1993.165 f. Dissertação de Mestrado – Observatório Nacional, Rio de Janeiro, 1993.

MANTOVANI, M. S. M.; BRITO-NEVES, B. B. The Paranapanema Lithospheric Block: its nature and role in the Accretion of Gondwana. In: GAUCHER, C.; SIAL, A.; HAVELRSON, G.; FRIMMEL, H. (Ed.). *Neoproterozoic-Cambrian Tectonics, Global Change and Evolution: A Focus on South Western Gondwana*. Amsterdam: Elsevier, 2009. p. 257-272.

MANTOVANI, M.S.M.; QUINTAS, M.C.L.; SHUKOWSKY, W.; BRITO-NEVES, B. B. Delimitation of the Paranapanema Proterozoic Block: a geophysical contribution. *Episodes*, Washington, DC, v. 28, n. 1, p. 18-22, Mar. 2005.

MAURYA, V.P.; MIQUELUTTI, L.G.; FONTES, S.L.; LA TERRA, E.F. An overview of geo-electric dimensionality of Paraná Basin. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOFÍSICA, VII, 2016. Ouro Preto/MG. *Resumo expandido*. Ouro Preto: Sociedade Brasileira de Geofísica, 2016.

MEJU, M.A. An effective ridge procedure for resistivity data inversion. *Computers & Geosciences*, v. 18, n. 2/3, p. 99-118, 1992.

MENEZES, P. T. L.; *Fundamentos do método magnetotelúrico na exploração de hidrocarbonetos*. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geofísica, 2013.

MENEZES, P.T.L.; TRAVASSOS, J.M. EM modeling of the central-northern portion of Ponta Grossa Arch, Paraná Basin, Brazil. *Physics of The Earth and Planetary Interiors*, v. 150, p. 145-158. 2005.

MENEZES, P.T.L.; TRAVASSOS, J.M. Magnetotellurics as a modeling tool in the extensive magmatic context of Paraná Basin, Brazil. *The Leading Edge*. 832-840. 2010

MILANI, E.J. *Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana Sul-ocidental*. 1997. Tese de doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1997.

MILANI, E.J. MELO, J.H.G. SOUZA, P.A. FERNANDES, L.A., FRANÇA, A.B. A Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, 15(2):265-287. 2007.

MILANI, E.J.; BRANDÃO, J.A.S.L.; ZALÁN, P.V.; GAMBOA, A.P. Petróleo na margem continental brasileira: geologia, exploração, resultados e perspectivas. *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 18, n. 3, p. 351-396, 2000.

NABIGHIAN, M.N. *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*. 3 ed. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists, 1991.

PADILHA, A.L.; VITORELLO, Í.; ANTUNES, C.E; PÁDUA, M.B. Imaging three-dimensional crustal conductivity structures reflecting continental flood basalt effects hidden beneath intracratonic sedimentary basin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 120, p. 4702-4719, 2015.

PALACKY, G.J. Resistivity characteristics of geological targets, number 3. In: NABIGHIAN, M.N. *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*. Ed. 1. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists, p. 53-129, 1987.

PALSHIN, N.A. ALEKSANOVA, E.D. YAKOVLEV, A.G. YAKOVLEV, D.V. BREVES VIANNA, R. Experience and prospects of magnetotelluric soundings applications in sedimentary basins. *Geophysical Research*, v. 18, n. 2, p. 27-54, 2017

QUINTAS, M.C.L. MANTOVANI, M.S.M.; ZALÁN, P.V. Uma contribuição para o estudo da evolução mecânica da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 29, n. 2, p. 217-226, jun. 1999.

RENNE, P.R.; DECKART, K.; ERNESTO, M.; FÉRAUD, G.; PICCIRILLO, E.M. Age of the Ponta Grossa dike swarm (Brazil), and implications to Paraná flood volcanism. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 144, p. 199-211, 1996.

RICCOMINI, C. *Tectonismo gerador e deformador dos depósitos sedimentares pós-gondwanicos da porção centro-oriental do estado de São Paulo e áreas vizinhas*. 1995. 100 f. Tese de livre docência – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo/SP, 1995.

RODIE, W. MACKIE, R. L. Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion. *Geophysics*, v. 66, n. 1, p. 174-187, 2001.

ROLIM, S.B.A. AULER, D. LUGAO, P. Constrains about oil and gas exploration in the southern portion of Paraná Basin: Torres Sinclinal Structure. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOFÍSICA, VII, 2016, Ouro Preto *Anais de Resumos*. 2016.

ROLIM, S.B.A. *Tectonic framework of the southern portion of the Paraná Basin based on magnetotelluric method: a contribution to the understanding of unconventional reservoirs*. In: AGU FALL MEETING, 48, 2015, São Francisco, CA. Abstract Content. 2015. Disponível em: <<https://agu.confex.com/agu/fm15/webprogram/Paper67973.html>>. Acesso em: 25 ago. 2018.

SHIRAIWA, S. *Flexura da litosfera continental sob os Andes Centrais e a origem da Bacia do Pantanal*. 1994. Tese (Doutorado), Universidade de São Paulo, São Paulo, 1994.

SIMPSON, F. BARH, K. 2005. *Practical Magnetotellurics*. Cambridge University Press, 2005, 270p.

THOMAZ FILHO, A.; MIZUSAKI, A. M. P.; ANTONIOLI, I.; Magmatism and petroleum exploration in the Brazilian Paleozoic basins. *Marine and Petroleum Geology*, v. 25, n. 2, p. 143–151, 2008.

TIKHONOV, A.N. ARSENIN, V.Y. *Solutions of ill-posed problems*. Washington: Ed. Winston and Sons, 1977.

VOZOFF, K.; The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins. *Geophysics*, v. 37, n. 1, p.98-141, 1972.

WEIDELT, P. The inverse problem of geomagnetic induction. *Geophysics*, v. 38, p. 257-289, 1972.

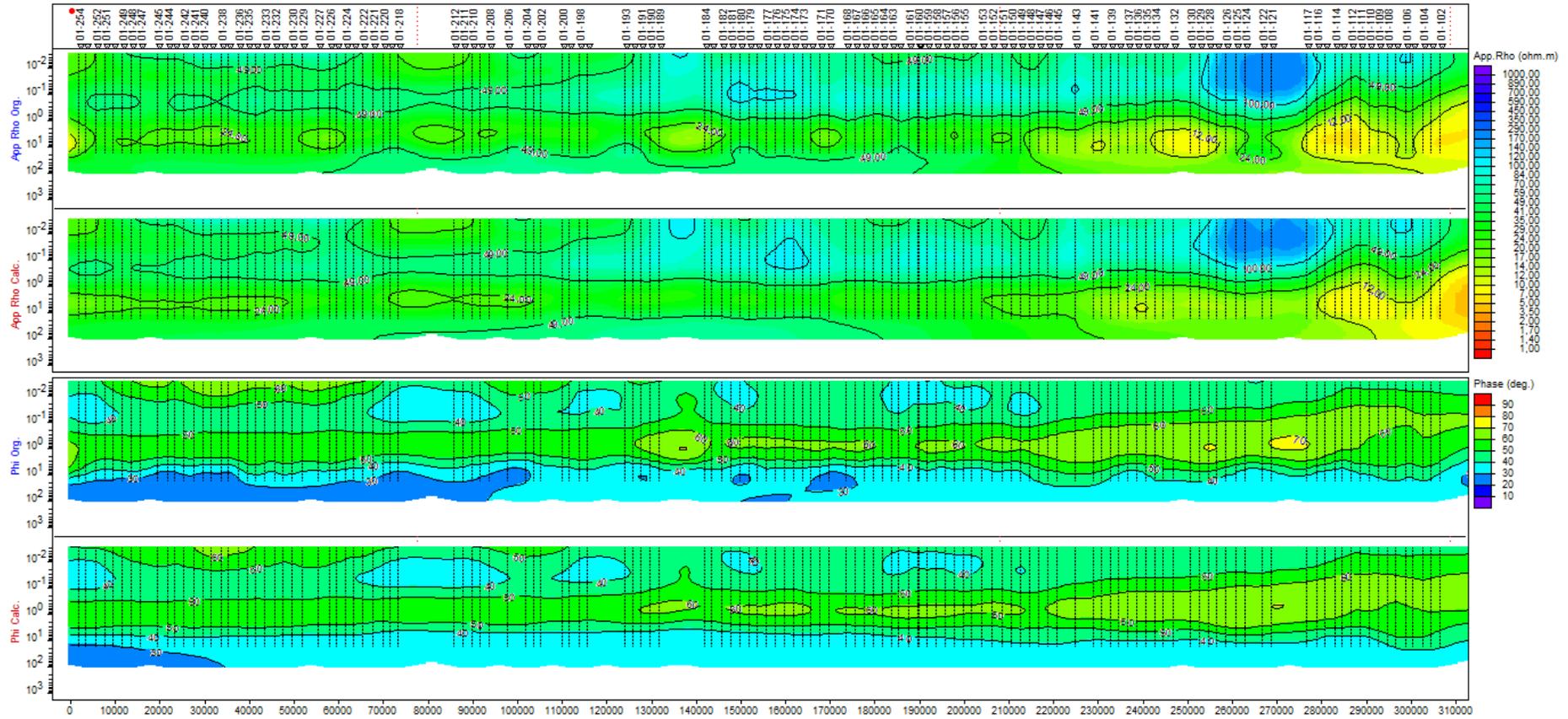
ZALÁN, P.V. Influence of pre-Andean orogenies on the Paleozoic intracratonic basins of South America. In: SIMPÓSIO BOLIVARIANO, 4., 1991, Bogotá. *Anais*. Bogotá: Association Colombiana de Geólogos y Geofísicos del Petróleo, 1991. Tomo I, Trabajo 7.

ZALÁN, P.V. WOLFF, S. ASTOLFI, M.A.M.; VIEIRA, I.S.; CONCEIÇÃO, J.C.J. APPI, V.T. SANTOS NETO, E.V.; CERQUEIRA, J.R.; MARQUES, A. The Paraná Basin, Brazil. In: LEIGHTON, M. KOLATA, D.R. OLTZ, D.F. EIDEL, J.J. *Interior Cratonic Basins*. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, p.681-708. (AAPG. Memoir, 51). 1990

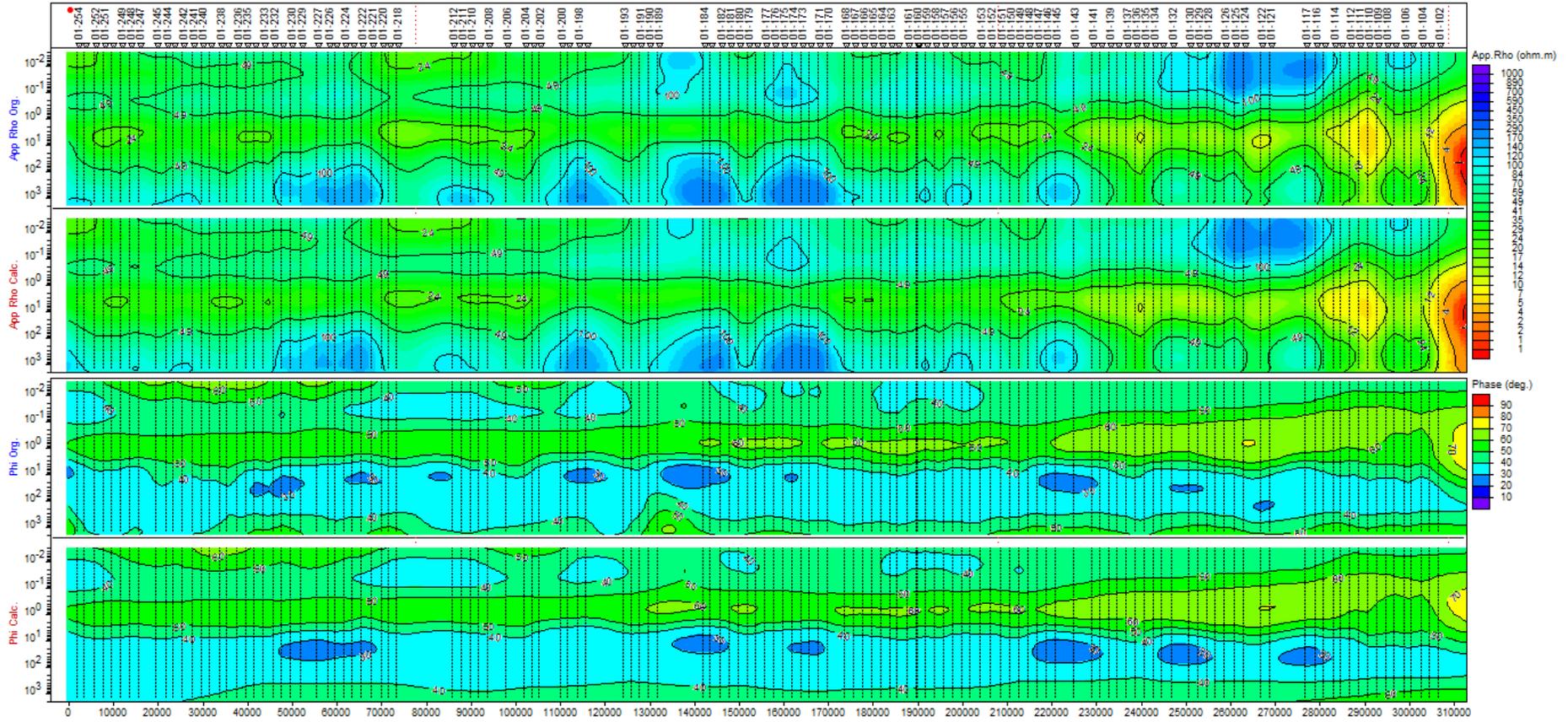
ZANOTTO, O.A. Erosão pós-Cretáceo na Bacia do Paraná, com base em dados de refletâncias da vitrinista. In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, n. 5, *Resumos*, p.58. 1993.

APÊNDICE A – Pseudo-seção da Linha 01

Modo TE

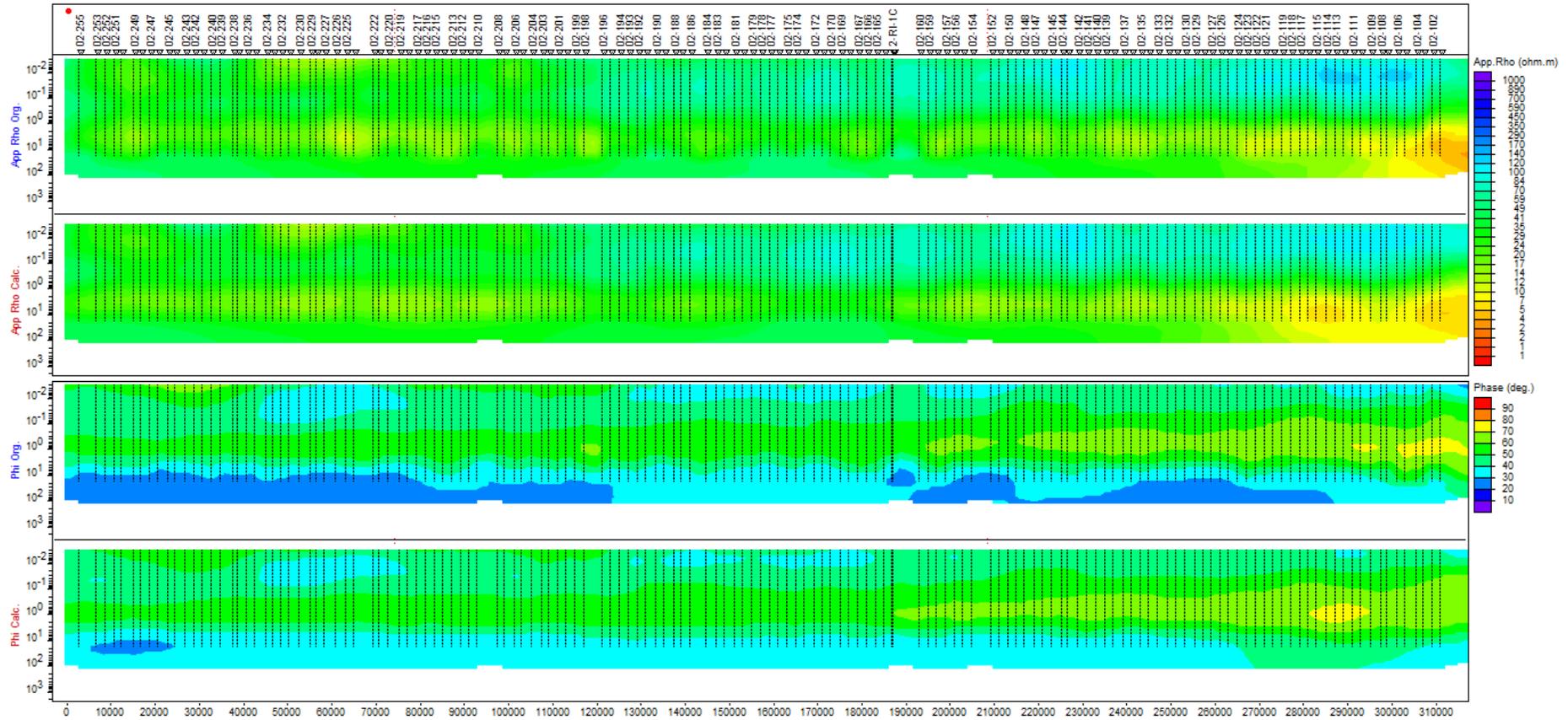


Modo TM



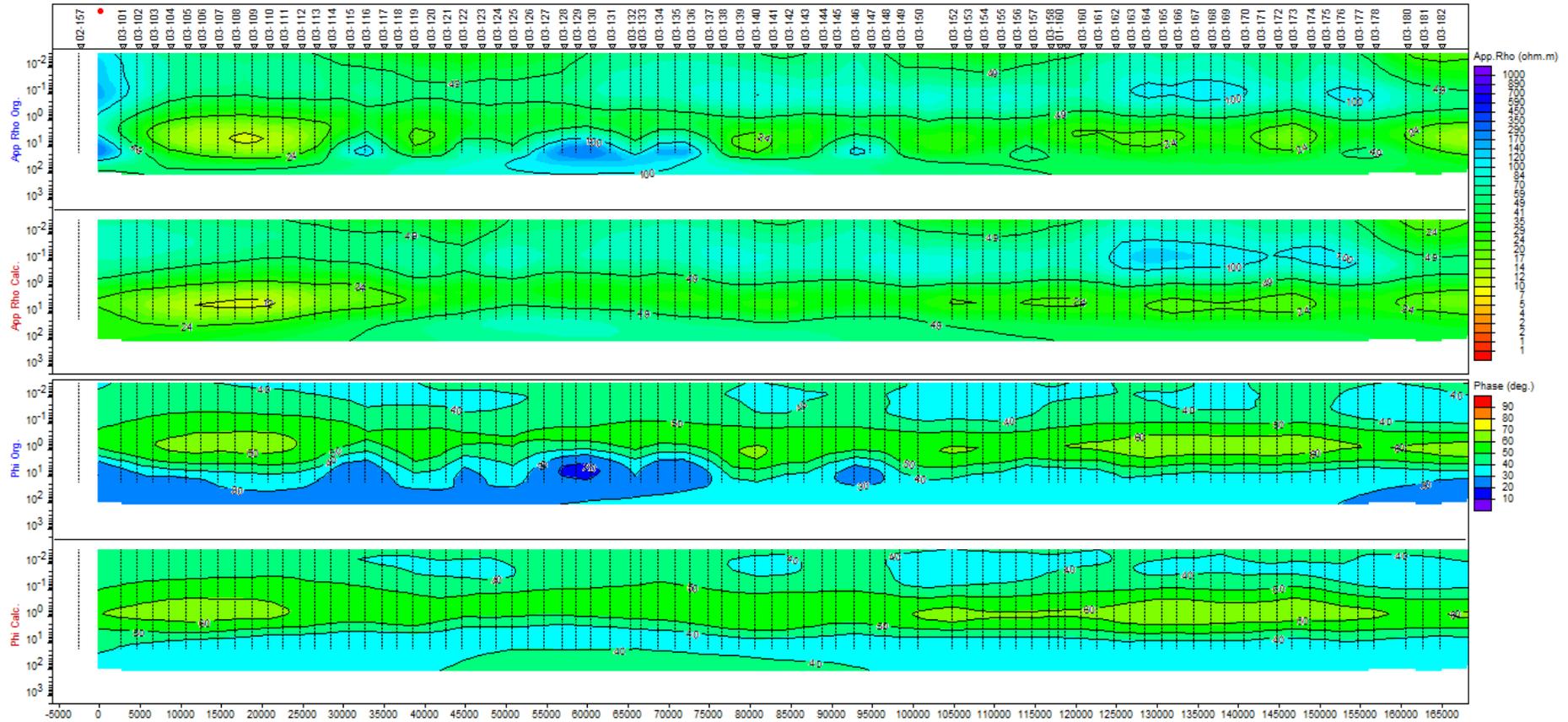
APÊNDICE B – Pseudo-seção da Linha 02

Modo TE

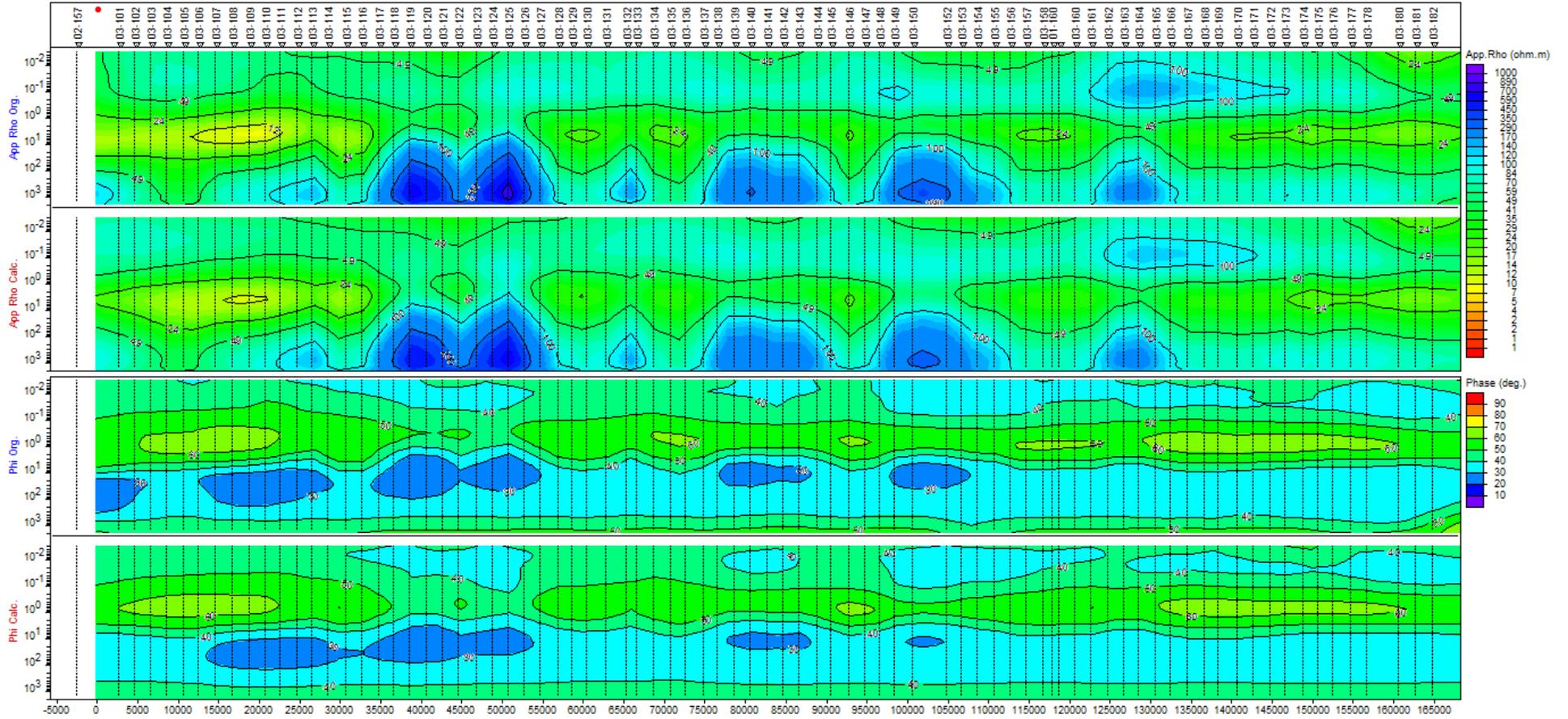


APÊNDICE C – Pseudo-seção da Linha 03

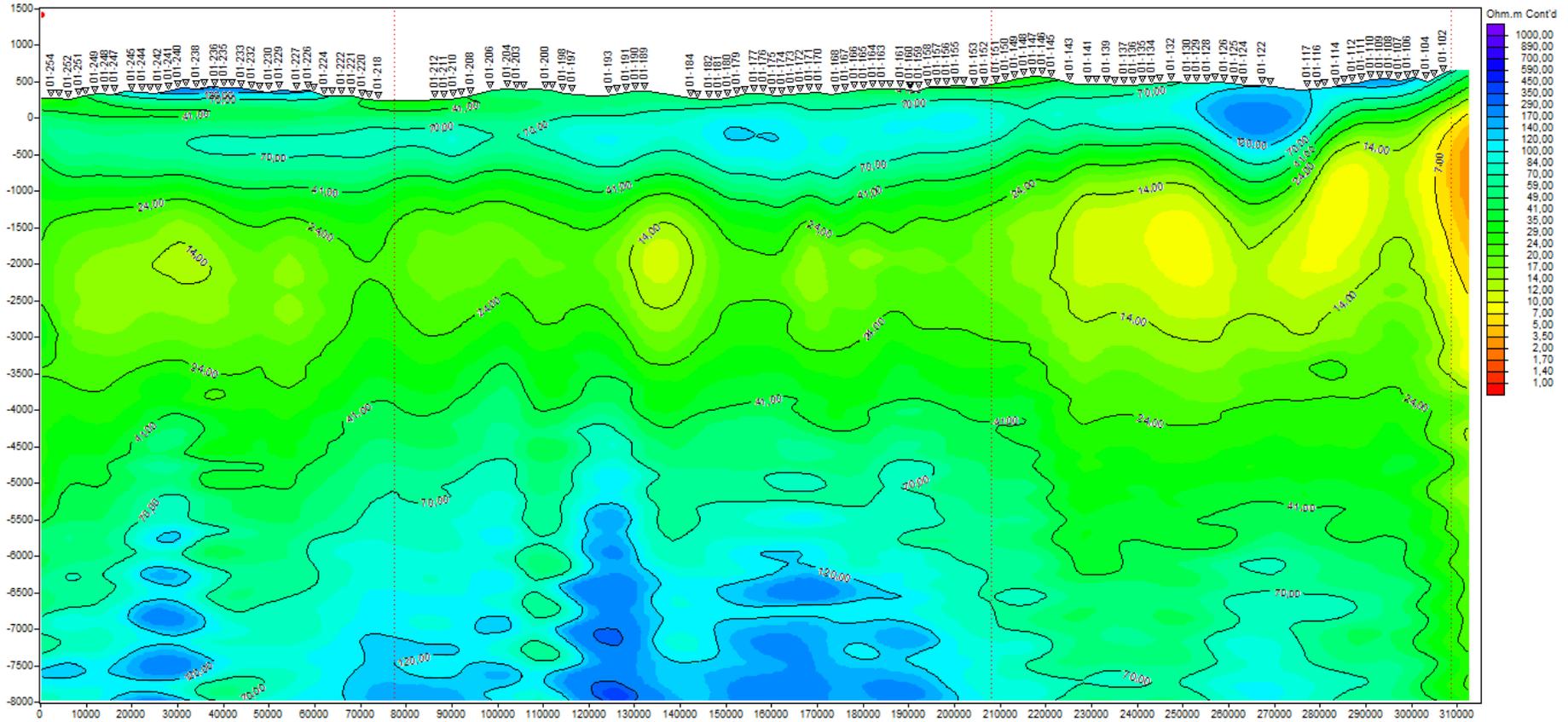
Modo TE



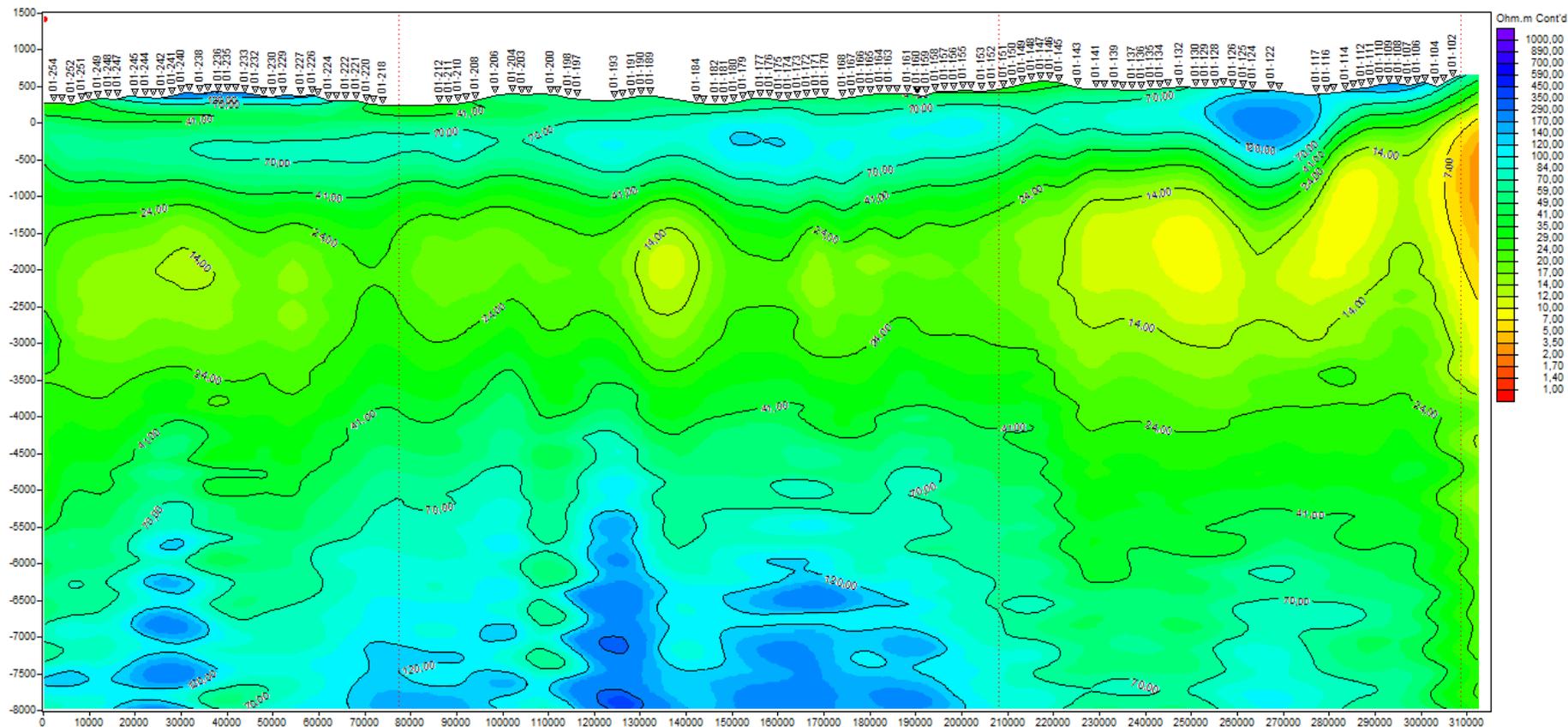
Modo TM



APÊNDICE D – Inversão 1D da Linha 01



APÊNDICE E – Inversão 1D da Linha 02



APÊNDICE F – Inversão 1D da Linha 03

