

**UNIVERSIDADE DO VALE DO RIO DOS SINOS
UNIDADE ACADÊMICA DE PÓS-GRADUAÇÃO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

TESE DE DOUTORADO

**Caracterização da estrutura da crosta do Cinturão Dom Feliciano e
das bacias sedimentares no sul do Brasil e no Uruguai com base em
dados magnetotelúricos 2-D/3-D**

Aline Muriel da Cunha Menezes

São Leopoldo, 31 de outubro de 2025

UNIVERSIDADE DO VALE DO RIO DOS SINOS - UNISINOS
UNIDADE ACADÊMICA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO em GEOLOGIA

Nome do Autor: Aline Muriel da Cunha Menezes

Título: Caracterização da estrutura da crosta do Cinturão Dom Feliciano e das bacias sedimentares no sul do Brasil e no Uruguai com base em dados magnetotelúricos 2-D/3-D

Nível: Doutorado

Data de Defesa: 24/11/2025

E-mail de Contato do Autor: alinedacunhs@gmail.com

UNIVERSIDADE DO VALE DO RIO DOS SINOS
UNIDADE ACADÊMICA DE PÓS-GRADUAÇÃO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

Aline Muriel da Cunha Menezes

**Caracterização da estrutura da crosta do Cinturão Dom Feliciano e
das bacias sedimentares no sul do Brasil e no Uruguai com base em
dados magnetotelúricos 2-D/3-D**

Esta tese é apresentada como requisito
para obtenção do título de Doutora em
Geologia, pelo Programa de Pós-
Graduação em Geologia da Universidade
do Vale do Rio dos Sinos - UNISINOS

Orientador: Prof. Dr. Farid Chemale Junior

Coorientadora: Dra. Patricia Pastana de
Lugão

Banca avaliadora:

Prof. Dr. Ernesto Luiz Correa Lavina (UNISINOS)

Prof. Dr. Everton Marques Bongioiolo (UFRGS)

Prof. Dr. Marcus Vinícius Aparecido Gomes de Lima (UNIPAMPA)

São Leopoldo, 31 de outubro de 2025

M543c

Menezes, Aline Muriel da Cunha.

Caracterização da estrutura da crosta do Cinturão Dom Feliciano e das bacias sedimentares no sul do Brasil e no Uruguai com base em dados magnetotélúricos 2-D/3-D / Aline Muriel da Cunha Menezes. – 2025.

169 f. : il. ; 30 cm.

Tese (doutorado) – Universidade do Vale do Rio dos Sinos, Programa de Pós-Graduação em Geologia, 2025.

“Orientador: Prof. Dr. Farid Chemale Junior

Coorientadora: Dra. Patricia Pastana de Lugão”.

1. Geologia estrutural. 2. Cinturão Dom Feliciano. 3. Bacias sedimentares – Brasil, Sul. 4. Bacias sedimentares – Uruguai. 5. Método magnetotélúrico (MT). I. Título.

CDU 551.243

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)
(Bibliotecária: Amanda Schuster Ditbenner – CRB 10/2517)

Agradecimentos

Aqui registro meus agradecimentos mais sinceros a todas as pessoas e instituições que tornaram este doutorado possível.

À minha família, pelo amor incondicional, pela paciência nas ausências e pela confiança que sempre me empurrou um passo adiante. Aos amigos, pela escuta, pelas conversas que arejaram as ideias e pela presença em cada fase, nos bons resultados e nos dias difíceis.

Ao corpo docente da UNISINOS, pela formação sólida, pela generosidade intelectual e pelo ambiente acadêmico que promoveu rigor, curiosidade e ética. Agradeço de modo especial ao Prof. Farid, meu orientador, pela orientação firme e sensível ao mesmo tempo; à Patricia, minha coorientadora, pelas contribuições criteriosas e pelo apoio constante; e ao Prof. Martyn, da University of Alberta, pelas discussões técnicas e pelas janelas abertas de colaboração que ampliaram o escopo desta pesquisa.

Ao Projeto Unisinos-Petrobras e à CAPES, cujo apoio foi essencial para a realização desta investigação. Strataimage, pela parceria técnica, pelo acesso a ferramentas e dados, e pela confiança no potencial deste estudo.

Aos colegas do laboratório, pela colaboração cotidiana, pelas discussões científicas francas e pelo espírito de equipe que sustentou a rotina de campo, processamento e interpretação. Sem esse trabalho coletivo, muitos avanços não teriam sido possíveis.

À Casa das Freiras, pela acolhida, pelo silêncio necessário para escrever e pela humanidade nos pequenos gestos que fazem toda a diferença em períodos intensos de pesquisa. A todas e todos que, de alguma forma, contribuíram para esta jornada o meu muito obrigada este trabalho também é de vocês.

Sumário

1.	Introdução	1
2.	Hipótese.....	2
3.	Objetivos	3
5.	Área de Estudo	6
6.	Método magnetotelúrico (MT).....	8
6.1.	Aquisição, Processamento e Modelagem 2-D e 3-D	19
6.2.	Processamento	25
6.3.	Modelagem e Inversão	30
6.3.1.	Inversão 2-D	31
6.3.2.	Inversão 3-D	32
6.3.3.	Integração Geofísica e Geológica.....	34
6.4.	Modelos 2-D e 3-D – Parâmetros de Inversão	34
6.5.	Modelo 3-D Preferencial – INV8A_2	36
6.6.	Testes de Sensibilidade da Inversão 3-D.....	37
6.7.	Testemunhos de sondagem.....	39
7.	Resultados	40
7.1.	Perfil BR-116	41
7.2.	Perfil Ruta-19	45
7.3.	Perfil PSI.....	48
7.4.	Perfil PSII	51
7.5.	Perfil PSIII.....	54
7.6.	Modelagem 3-D	57
8.	Discussões.....	65

9. Conclusão.....	77
REFERÊNCIAS.....	79
Anexo 1: Artigo científico 1 submetido para o periódico Journal South American.	83
Anexo 2: Artigo científico 2 submetido ao periódico Tectonicphysics	119

Resumo

Esta tese apresenta uma investigação geofísica regional voltada à caracterização estrutural da crosta continental e das principais bacias sedimentares do sul do Brasil e do Uruguai, com base na aplicação integrada do método magnetotelúrico (MT) em modelos bidimensionais (2-D) e tridimensionais (3-D). Os dados analisados foram adquiridos ao longo de três campanhas (2012, 2019 e 2021), abrangendo os projetos Paraná-Sul e Pelotas, totalizando dez perfis que atravessam terrenos do embasamento pré-cambriano e as bacias do Paraná, Camaquã e Pelotas. A abordagem integrou a aquisição, processamento, modelagem e inversão de dados MT, com posterior calibração a partir de dados geológicos e geofísicos complementares, incluindo poços estratigráficos, gravimetria, perfis sísmicos e mapas estruturais atualizados. Os modelos de resistividade obtidos permitiram identificar feições crustais profundas, como zonas de cisalhamento dúctil, zonas de sutura e descontinuidades tectônicas, incluindo as zonas de Ibaré, Dorsal de Canguçu, Arroio Grande e o Lineamento Chuí, além de limites de terrenos como o Terreno Punta del Este–Jaguarão e o Batólito de Pelotas. O MT mostrou-se capaz de definir essas estruturas em profundidade até aproximadamente 30 km. Os resultados revelam significativa variação lateral e vertical da resistividade elétrica, refletindo contrastes litológicos e estruturais que delimitam blocos crustais, terrenos distintos e unidades sedimentares. A aplicação do método MT demonstrou alta eficácia na definição da geometria do embasamento, da espessura das bacias fanerozoicas e da Bacia do Camaquã, bem como na interpretação da evolução tectônica regional associada à colagem do Cinturão Dom Feliciano ao Cráton Río de la Plata. A integração dos dados geológicos e geofísicos resultou em um modelo crustal mais refinado e contribuiu para o avanço do conhecimento sobre a arquitetura crustal profunda da região.

Abstract

This thesis presents a regional geophysical investigation aimed at characterizing the structural architecture of the continental crust and the main sedimentary basins of southern Brazil and Uruguay, based on the integrated application of the magnetotelluric (MT) method in two-dimensional (2-D) and three-dimensional (3-D) models. The analyzed dataset was acquired during three field campaigns (2012, 2019, and 2021), covering the Paraná-Sul and Pelotas projects and comprising ten MT profiles that cross Precambrian basement terrains and the Paraná, Camaquã, and Pelotas basins. The workflow integrated MT data acquisition, processing, modeling, and inversion, followed by calibration using complementary geological and geophysical information, including stratigraphic wells, gravity data, seismic profiles, and updated structural maps. The resulting resistivity models allowed the identification of deep crustal features such as ductile shear zones, suture zones, and major tectonic discontinuities, including the Ibaré, Dorsal de Canguçu, and Arroio Grande zones, as well as the Chuí Lineament. Additional structural boundaries were resolved, such as the Punta del Este–Jaguarão Terrane and the Pelotas Batholith. MT imaging proved capable of delineating these structures to depths of approximately 30 km. The results reveal significant lateral and vertical variations in electrical resistivity, reflecting lithological and structural contrasts that delineate crustal blocks, distinct terranes, and sedimentary units. The application of MT demonstrated high effectiveness in defining basement geometry, the thickness of the Phanerozoic basins and the Camaquã Basin, and in interpreting the regional tectonic evolution associated with the amalgamation of the Dom Feliciano Belt with the Rio de la Plata Craton. The integration of geological and geophysical datasets resulted in a refined crustal model and contributed to advancing the understanding of the deep crustal architecture of the região.

1. Introdução

A região sul do Brasil e o nordeste do Uruguai constituem um dos setores mais relevantes para o estudo da evolução crustal do Gondwana Ocidental. Nesse domínio, as unidades do embasamento pré-cambriano, representadas principalmente pelo Cinturão Dom Feliciano (CDF) e pelo Cráton Rio da Prata (CRP), registram uma longa e complexa história de acreção continental, colisão, magmatismo e processos pós-orogênicos que moldaram a arquitetura geotectônica regional. Sobre esse embasamento desenvolveram-se sistemas sedimentares de diferentes idades e contextos tectônicos, incluindo a Bacia do Camaquã (Neoproterozoico–Eocambriano), a Bacia do Paraná (Paleozoico–Mesozoico) e as bacias fanerozoicas de Pelotas e Laguna Merín, associadas à abertura do Atlântico Sul.

Apesar da ampla literatura geológica existente, diversos aspectos da estrutura crustal profunda dessa região permanecem pouco esclarecidos. Entre os desafios destacam-se a identificação da continuidade em subsuperfície das principais estruturas tectônicas mapeadas em superfície, a delimitação de fronteiras entre terrenos e a compreensão da relação entre o embasamento pré-cambriano e as sucessivas fases de sedimentação que originaram as bacias sobrejacentes. Avançar nessas questões requer o emprego de métodos geofísicos capazes de imagear a crosta em profundidade, permitindo complementar e testar hipóteses estruturais baseadas nas observações geológicas.

Nesse contexto, os métodos magnetotelúrico (MT) e áudio-magnetotelúrico (AMT) destacam-se pela capacidade de investigar contrastes de resistividade elétrica em escalas crustais e litosféricas. Como técnicas passivas baseadas em variações naturais dos campos elétrico e magnético, os métodos MT/AMT possibilitam mapear estruturas profundas, tais como zonas de sutura, zonas de cisalhamento, intrusões máficas, limites entre terrenos e contatos

bacia–embasamento. Sua aplicação no sul do Brasil e no Uruguay oferece uma oportunidade singular para revelar a geometria interna das unidades tectônicas e sedimentares e para compreender os processos geodinâmicos que atuaram ao longo da evolução regional.

Esta tese desenvolve uma investigação geofísica integrada fundamentada em dados magnetotelúricos 2-D e 3-D adquiridos em três campanhas de campo (2012, 2019 e 2021). Os perfis levantados atravessam tanto o embasamento neoproterozoico quanto as principais bacias sedimentares, permitindo uma análise comparativa entre domínios com histórias tectônicas distintas. A modelagem e a inversão dos dados, combinadas a informações geológicas e geofísicas complementares, como poços estratigráficos, dados gravimétricos, perfis sísmicos e mapas estruturais que possibilitam caracterizar a distribuição lateral e vertical da resistividade e identificar feições crustais que não são acessíveis apenas por observações de superfície.

Ao integrar dados geológicos e magnetotelúricos, esta pesquisa contribui para a construção de um modelo crustal mais robusto para o sul do Brasil e o nordeste do Uruguai, aprimorando o entendimento das relações entre os terrenos do embasamento, as estruturas tectônicas profundas e a evolução das principais bacias sedimentares da região. Os resultados oferecem novas perspectivas sobre a arquitetura do Cinturão Dom Feliciano, sobre os limites do Cráton Río de la Plata e sobre a interação entre a tectônica pré-cambriana e os processos que moldaram as bacias paleozoicas, mesozoicas e fanerozoicas vinculadas à abertura do Atlântico Sul.

2. Hipótese

A hipótese central desta pesquisa é que as principais estruturas tectônicas do Cinturão Dom Feliciano e domínios adjacentes apresentam continuidade crustal até aproximadamente

30 km de profundidade, e que tal continuidade pode ser identificada e caracterizada por meio das variações de resistividade reveladas pelos modelos magnetotelúricos 2-D e 3-D.

Postula-se que a distribuição geolétrica da crosta na região sul do Brasil e nordeste do Uruguai reflita fielmente o arcabouço tectônico neoproterozoico, de modo que:

- zonas de sutura, zonas de cisalhamento e descontinuidades crustais sejam reconhecíveis como condutores ou resistores de geometria coerente em profundidade;
- os limites entre terrenos neoproterozoicos do Cinturão Dom Feliciano e do Cráton Río de la Plata manifestem contrastes geolétricos suficientemente distintos para permitir sua delimitação em subsuperfície;
- as assinaturas elétricas das bacias do Camaquã, Paraná e Pelotas possibilitem definir sua espessura, geometrias internas e o contato bacia–embasamento.

Assim, considera-se que o imageamento elétrico da crosta, com resolução confiável até cerca de 30 km, permitirá testar a hipótese de que a arquitetura profunda preserva a herança estrutural neoproterozoica que controla a distribuição atual dos domínios crustais e a evolução das principais bacias sedimentares da região.

3. Objetivos

Objetivo geral

Investigar a estrutura crustal do sul do Brasil e do nordeste do Uruguai por meio da aplicação integrada do método magnetotelúrico (MT) em modelos 2-D e 3-D, visando caracterizar a continuidade em profundidade das principais estruturas tectônicas e delimitar a geometria do embasamento e das bacias sedimentares regionais.

Objetivos específicos

Identificar e caracterizar feições estruturais profundas da crosta continental, incluindo zonas de sutura, zonas de cisalhamento, descontinuidades crustais e limites entre terrenos neoproterozoicos.

Delimitar a espessura e a geometria interna das bacias do Camaquã, Paraná e Pelotas, reconhecendo contrastes de resistividade que permitam definir o contato bacia–embasamento e variações laterais de fácies ou de preenchimento sedimentar.

Integrar dados magnetotelúricos de diferentes campanhas (2012, 2019 e 2021) para gerar modelos regionais 2-D e 3-D consistentes, utilizando inversões que permitam avaliar a distribuição lateral e vertical da resistividade até profundidades crustais.

Calibrar os modelos MT com informações geológicas e geofísicas complementares, incluindo poços stratigráficos, dados gravimétricos, perfis sísmicos e mapas estruturais atualizados.

Avaliar o comportamento reológico e a heterogeneidade dos terrenos do Escudo Uruguaio–Sul-Rio-Grandense, relacionando zonas condutivas e resistivas a processos tectônicos, metamórficos e magmáticos.

Estimar a profundidade do embasamento e dos limites de terrenos, bem como identificar estruturas profundas que influenciam a evolução tectônica e sedimentar regional.

4. Estado da Arte

O estudo da evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano (CDF) e de suas bacias associadas tem avançado significativamente nas últimas décadas, impulsionado pela integração de dados de geologia estrutural, geocronologia, geofísica e geoquímica. Os primeiros modelos

regionais destacaram o papel de zonas de cisalhamento neoproterozoicas e de arcos magmáticos na consolidação do Gondwana Ocidental (Fragoso-Cesar, 1991; Basei et al., 2000; Hasui et al., 1975; De Almeida et al., 1981). A compartimentação em terrenos e domínios, bem como a redefinição de limites e suturas, foi estabelecida por estudos clássicos de mapeamento e síntese regional (Bossi; Campal, 1992; Preciozzi et al., 1985; Oyhançabal et al., 2011; Hartmann et al., 2007).

Investigações geofísicas pioneiras e estudos integrados subsequentes demonstraram o forte controle exercido pelo embasamento pré-cambriano sobre a nucleação e reativação de falhas, assim como sobre a formação e a compartimentação das bacias sedimentares (Costa et al., 2007; Dragone et al., 2017; Philipp et al., 2016; Teixeira et al., 2025). Aplicações do método magnetotelúrico na região permitiram delinear condutores crustais profundos e limites entre terrenos, relacionando anomalias condutivas à presença de grafita, sulfetos e fluidos associados às zonas de sutura e falhas crustais (Bologna et al., 2019; De Lugão et al., 2020; Menezes et al., 2021).

Em contextos internacionais, estudos 3-D de MT têm desempenhado papel fundamental na caracterização de cinturões móveis e margens continentais. Na Solonker Suture Zone, na Mongólia Interior, foram identificados condutores crustais profundos associados a suturas paleozoicas tardias (Ye et al., 2019). No foredeep proterozoico da Western Canadian Sedimentary Basin, condutores subverticais foram interpretados como zonas de sutura preservadas em profundidade (Boerner et al., 1995). Em cinturões móveis análogos ao CDF, como o Cinturão Damara, na Namíbia, inversões MT 3-D revelaram condutores crustais que marcam as principais suturas (Ritter et al., 2003). Em margens vulcânicas passivas, como na Walvis Ridge, dados MT 3-D integrados a outros métodos geofísicos têm elucidado processos

de rifteamento, underplating e influência de estruturas herdadas (Jegen et al., 2016; Platz et al., 2022).

Esses estudos internacionais fornecem referenciais importantes para a comparação com os resultados obtidos no sudoeste de Gondwana, destacando a relevância de modelos magnetotélúricos regionais para a compreensão da arquitetura crustal, das suturas profundas, dos limites entre terrenos e da evolução das bacias sedimentares.

5. Área de Estudo

A área de estudo situa-se no estado do Rio Grande do Sul e parte do Uruguai. Os perfis MT cruzam o embasamento exposto do batólito de Pelotas e o Terreno Tijucas e as bacias do Camaquã, Paraná e Pelotas que cobrem este embasamento (Figura 1). De oeste para leste, as principais unidades tectônicas são o Terreno Tijucas e o Batólito de Pelotas (CHEMALE Jr., 2000) que são separados pelas Zonas de Cisalhamento dúctil Dorsal de Canguçu e Zonas de cisalhamento rúptil Passo do Marinheiro (HARTMANN et al., 2007).

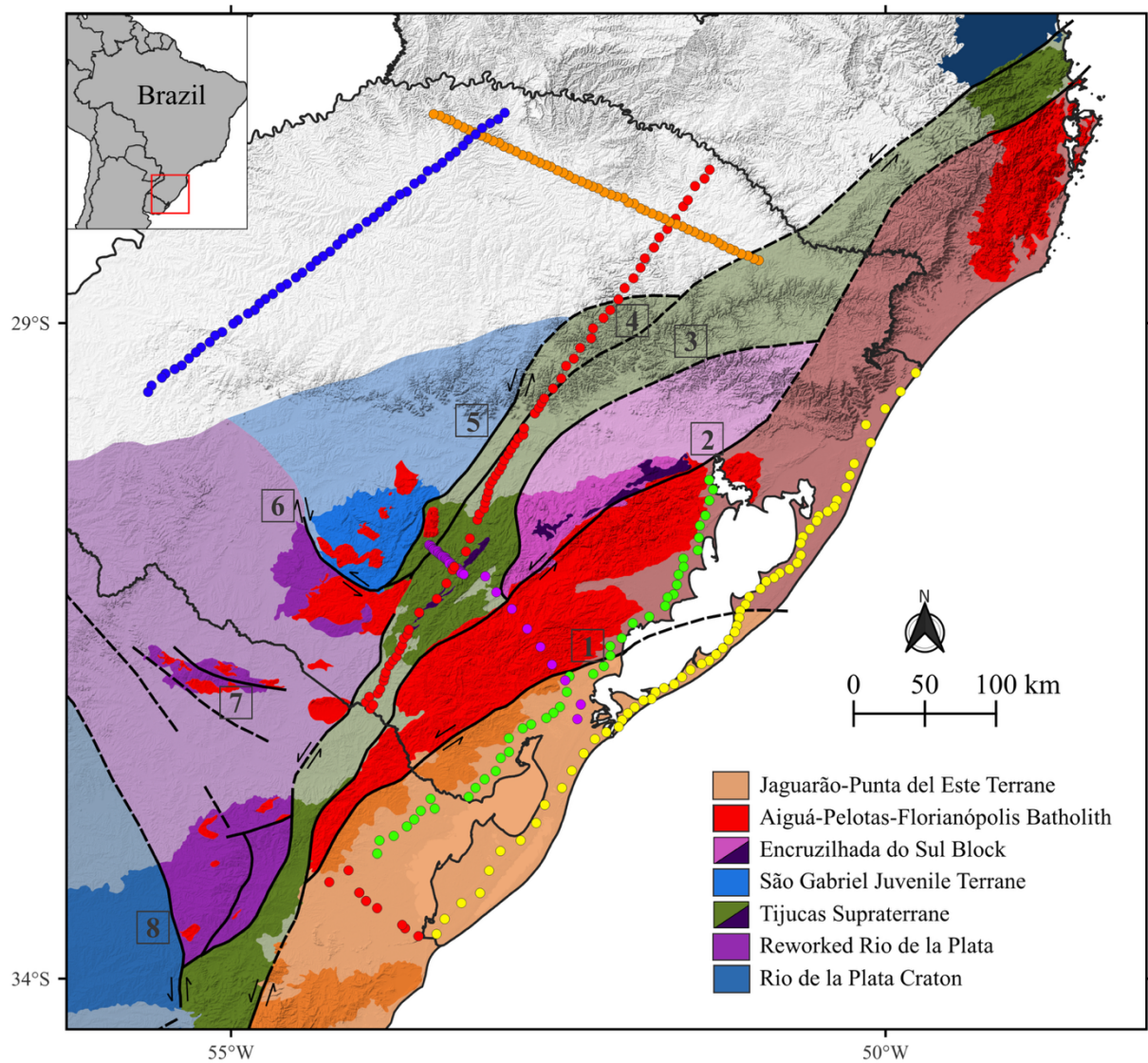


Figura 1: Contexto geológico e localização dos perfis magnetotelúricos (MT) na região sul do Brasil e nordeste do Uruguai. O mapa apresenta os principais terrenos e unidades tectônicas do Cinturão Dom Feliciano e domínios adjacentes, incluindo o Terreno Punta del Este–Jaguarão, o Batólito Águia–Pelotas–Florianópolis, o Bloco Encruzilhada do Sul, o Terreno Juvenil São Gabriel, a Suprassequência Tijucas, além dos domínios retrabalhados e preservados do Cráton Rio da Prata. As unidades geológicas foram compiladas e simplificadas a partir de Bizzi et al. (2003), Philipp et al. (2016), Basei et al. (2018), Borges et al. (2019), Morales et al. (2020) e Menezes et al. (2021). Estruturas numeradas: (1) Cerro Amaro-Arroio Grande; (2) Major Gercino–Dorsal de Canguçu; (3) Passo dos Marinheiros; (4) Caçapava do Sul; (5) Segredo; (6) Ibaré; (7) Rivera; (8) Sarandí del Yí.

6. Método magnetotelúrico (MT)

O método magnetotelúrico (MT) e sua variante audio-magnetotelúrico (AMT) são técnicas eletromagnéticas passiva utilizada para investigar a estrutura elétrica da subsuperfície por meio das variações naturais dos campos elétrico e magnético, conceito originalmente formulado por Tikhonov (1950) e posteriormente ampliado por Cagniard (1953). A consolidação teórica e aplicada do método foi desenvolvida em trabalhos clássicos, como os de Vozoff (1972), Simpson e Bahr (2005) e Chave e Jones (2012).

As fontes naturais que geram o sinal MT abrangem um amplo espectro de frequências. Em altas frequências, entre cerca de 10.000 Hz e 1 Hz, predominam as descargas atmosféricas (Schmucker, 1970; Vozoff, 1972). Em baixas frequências (abaixo de 1 Hz), o sinal é controlado por variações do campo geomagnético induzidas por interações solares e magnetosféricas (Campbell, 2003). Essa ampla faixa espectral possibilita investigar desde estruturas rasas até níveis crustais de dezenas de quilômetros de profundidade.

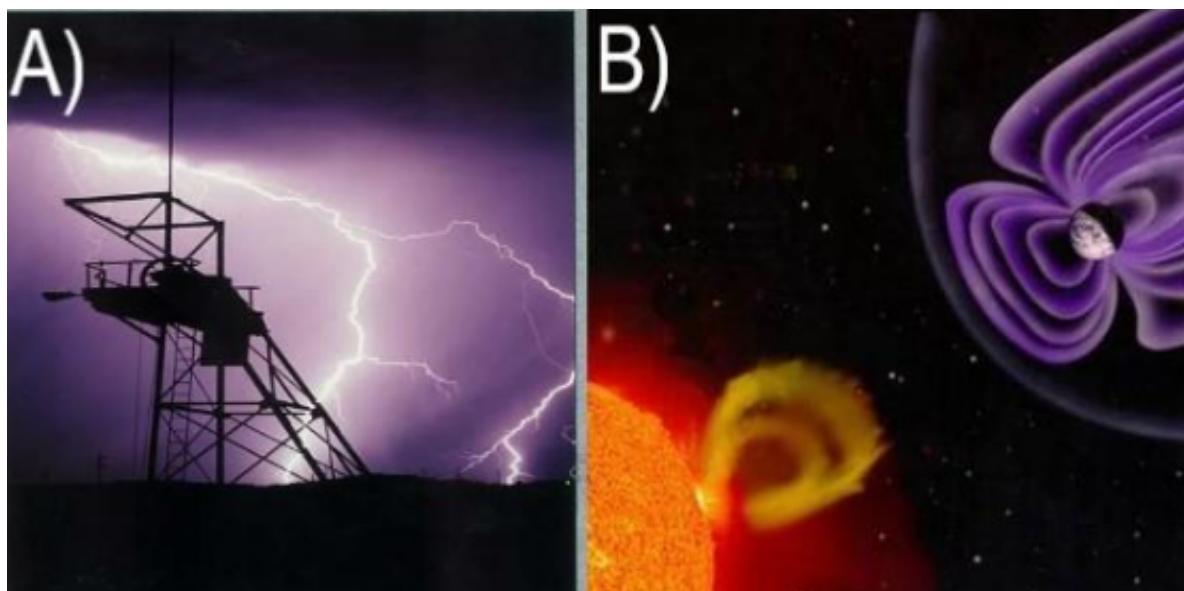


Figura 2: A) Tempestades elétricas, fonte de sinal, para o AMT acima de 1 Hz. Fonte: www.zonge.com B) Interação entre o vento solar e a ionosfera, fonte de sinal para o MT, abaixo de 1Hz. Fonte: www.nasa.gov

O método magnetotelúrico é descrito pelas equações de Maxwell, que representam a propagação de ondas eletromagnéticas e foram unificadas por Maxwell em 1865. Essas equações são:

$$\nabla \times E = - \frac{\partial B}{\partial t} \quad (1.1)$$

$$\nabla \times H = J + \frac{\partial D}{\partial t} \quad (1.2)$$

$$\nabla \cdot D = \rho_{\varepsilon} \quad (1.3)$$

$$\nabla \cdot B = 0 \quad (1.4)$$

Onde:

E é o campo elétrico (V/m),
 B é o fluxo de indução magnética (tesla, T),
 H é o campo magnético (A/m),
 D é o deslocamento elétrico (C/m²),
 J é a densidade de corrente (A/m²),
 ρ_{ε} é a densidade de carga elétrica (C/m³).

A equação (1.1) diz respeito à Lei de Faraday, no qual se refere à variação temporal do campo magnético que produz oscilações em campo elétrico através de um circuito fechado. A equação (1.2) mostra que um campo magnético através de um circuito fechado é produzido pela soma vetorial de correntes elétricas e da variação temporal dos campos elétricos. A equação (1.3) corresponde à Lei de Gauss para o campo elétrico, que mostra que o fluxo de corrente dentro de uma superfície fechada (superfície gaussiana) é proporcional à carga contida dentro dela. A equação (1.4) é a Lei de Gauss para o magnetismo, mostra que o fluxo de campo magnético dentro de uma superfície fechada é igual a zero, ou seja, não existe monopolos magnéticos. (CHAVES et al., 2012, MENEZES, 2003).

As seguintes equações constitutivas relacionam as equações de Maxwell aos parâmetros físicos das rochas:

$$D = \varepsilon E$$

$$B = \mu H$$

$$J = \sigma E \quad (1.5)$$

Onde:

ε é a permissividade elétrica (Farad/m, F/m),

μ é a permeabilidade magnética (Henry/metro, H/m)

σ é a condutividade elétrica (siemens/metro, S/m). (Menezes, 2003).

O inverso da condutividade elétrica é definido como resistividade elétrica ρ .

Para a crosta terrestre $\mu = \mu_0$ e $\varepsilon = \varepsilon_0$, onde μ_0 é a permeabilidade magnética em um espaço livre e possui o valor calculado de $1,2566 \times 10^{-6}$ H/m e ε_0 é a permissividade elétrica em um espaço-livre e corresponde a $8,85 \times 10^{-12}$ F/m. Os elementos ε , μ e σ são expressos como tensores em meios anisotrópicos e podem variar no tempo (Menezes, 2003).

Assumindo campos harmônicos no tempo do tipo $e^{i\omega t}$, tal que $\vec{E} = \vec{E}_{xyz} e^{i\omega t}$ e $\vec{H} = \vec{H}_{xyz} e^{i\omega t}$, onde ω é a frequência angular, as derivadas temporais podem ser expressas no domínio da frequência como:

$$\frac{\partial}{\partial t} = i\omega \quad (1.6)$$

Substituindo a equação (1.6) nas equações de Maxwell (1.1) e (1.2) obtemos:

$$\nabla \times E = - i\omega H \quad (1.7)$$

$$\nabla \times H = \sigma E + i\omega \varepsilon E \quad (1.8)$$

Na equação (1.8) o primeiro termo do lado direito representa as correntes de condução e o segundo termo representa as correntes de deslocamento. A razão entre os dois tipos de corrente é dada por;

$$\frac{i\omega E}{\sigma E} = \frac{i\omega \epsilon}{\sigma} \quad (1.9)$$

Para o intervalo de frequências do método MT de 1000 a 0,0001 Hz e as condutividades encontradas nos meios estudados estão de 0.1 a 10000 ohm.m as correntes de deslocamento tornam desprezíveis para o meio, pois,

$$|i\omega \epsilon E| = |\sigma E| \quad (1.10)$$

Desse modo a equação (1.8) reduz-se a:

$$\nabla \times H = \sigma E. \quad (1.11)$$

Para um meio condutor uniforme, a profundidade pode ser descrita pela relação do “Skin Depth”, que descreve o decaimento exponencial dos campos eletromagnéticos e sua difusão em um meio.

O Skin depth é representado em metros pela equação (1.12).

$$\delta(f) = 500 * \sqrt{\rho_a / f} \quad (1.12)$$

Onde ρ_a é a resistividade aparente e f é a frequência.

Para o modelo de Terra unidimensional, ou seja, cuja variação ocorre apenas em uma direção.

Considerando um campo $E = (E_x, 0, 0)$ e $H = (0, H_y, 0)$, portanto:

$$\frac{\partial E_x}{\partial z} = -i\omega\mu_0 H_y \quad (1.13)$$

A razão E/H é denominada impedância Z (expressa em ohm no SI). Para cada frequência tem-se:

$$\rho_{xy} = \frac{1}{\omega\mu_0} = \left(\frac{E_x}{H_y}\right)^2 = \frac{1}{\omega\mu_0} = Z_{xy}Z_{xy} \quad (1.14)$$

Z é um tensor que relaciona os campos elétricos e magnéticos ($\vec{E} = Z\vec{H}$).

Para o modelo de Terra 1D um meio-espço com n camadas dentro de cada n temos uma equação de difusão contendo condutividade σ_n . A solução para as equações (1.7) e (1.8) são descritas a seguir (Simpson, 2005).

$$E_{xn}(q_n, \omega) = E_{1n}e^{i\omega - q_n z} + E_{2n}e^{i\omega + q_n z} = a_n(q_n, \omega)e^{-q_n z} + b_n(q_n, \omega)e^{+q_n z} \quad (1.15)$$

Onde q_n função transferência inversa para um modelo de meio espaço homogêneo em relação a condutividade, n é a enésima camada. Da mesma forma a equação (1.16) descreve o campo magnético dentro da enésima camada.

$$B_{yn}(q_n, \omega) = \frac{q_n}{i\omega} [a_n(q_n, \omega)e^{-q_n z} - b_n(q_n, \omega)e^{+q_n z}] \quad (1.16)$$

Uma hipotética sondagem MT penetrando na enésima camada pode medir Exn e Byn . Isso permitiria a seguinte função de transferência a ser calculada:

$$C_n = \frac{Exn(z)}{i\omega B_{yn}} e q_n = \sqrt{i\mu_0\sigma_n\omega} \quad (1.17)$$

Substituindo as equações (1.15) e (1.16) na equação (1.17) podemos expressar derivadas para a função de transferência $C_n(Z_n - 1)$ e $C_n(Z_n)$ no topo e na parte inferior de uma camada n , respectivamente.

Para o topo de uma camada obtém-se:

$$C_n(Z_n - 1) = \frac{a_n e^{-q_n z_{n-1}} + b_n e^{+q_n z_{n-1}}}{q_n (a_n e^{-q_n z_{n-1}} - b_n e^{+q_n z_{n-1}})} \quad (1.18)$$

Para a parte inferior da camada n :

$$C_n(Z_n) = \frac{a_n e^{-q_n z_n} + b_n e^{+q_n z_n}}{q_n (a_n e^{-q_n z_n} - b_n e^{+q_n z_n})} \quad (1.19)$$

A resistividade aparente para uma terra 1D é :

$$\rho_a(\omega) = [C(\omega)]^2 \mu_0 \omega \quad (1.20)$$

E a fase da impedância é definida por:

$$\phi_{1-D} = \tan^{-1} E_x/B_y \quad (1.21)$$

Para que possamos fazer uma análise 2-D, os dados são rotacionados para um “strike” escolhido para maximizar a bidimensionalidade do modelo (Figura 3):

Modo TE: $Z_{xy}(\theta) = E_x/H_y$

Modo TM: $Z_{yx}(\theta) = E_y/H_x$

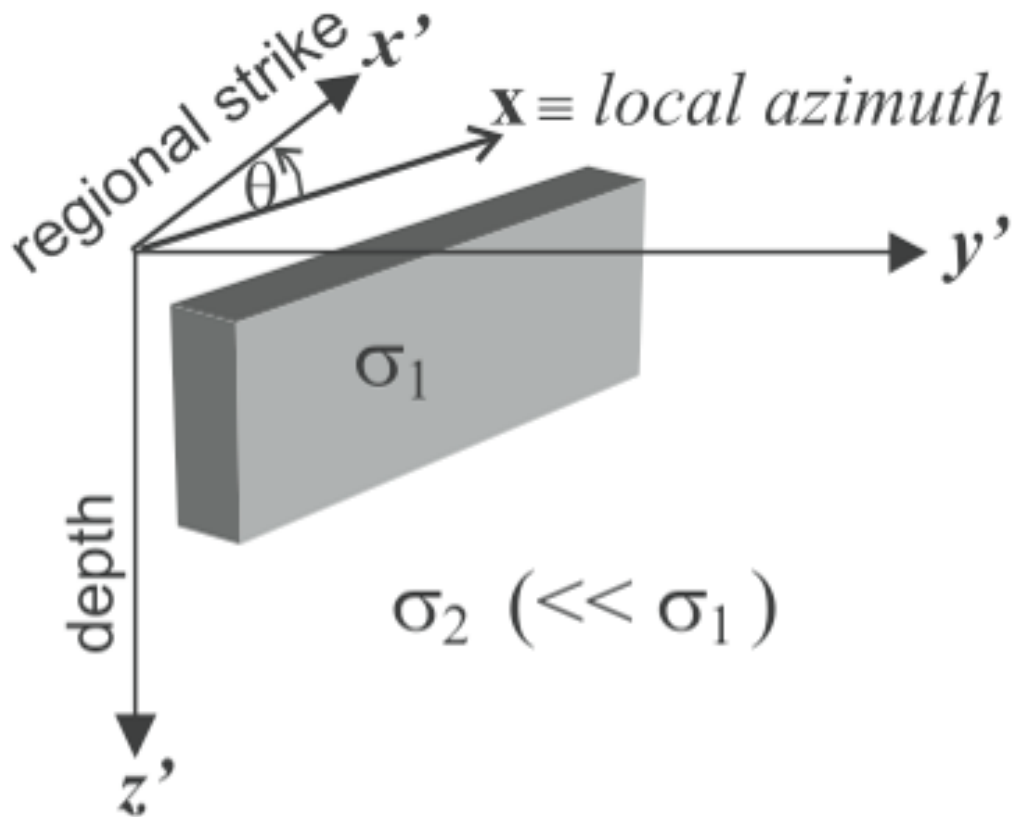


Figura 3: Definição vetorial do “strike” regional em relação ao sistema de coordenadas local, LEZAETA e HAAK, (2003). O modelo esquemático ilustra um corpo anisotrópico com condutividade σ_1 , muito superior à condutividade transversal σ_2 ($\sigma_2 \ll \sigma_1$). O ângulo θ

representa a diferença entre o azimute local (x') e a direção de strike regional (x), enquanto os eixos y' e z' correspondem, respectivamente, à direção perpendicular ao strike e à profundidade.

Considerando lateralmente uma terra (2-D), os valores de resistividade não apenas variam em profundidade como no caso de um modelo de Terra unidimensional 1-D, mas variam em duas direções. Isto ocorre na maioria das estruturas geológicas em subsuperfície, SIMPSON, (2005).

Uma estrutura pode ser considerada 2-D quando sua extensão em uma determinada direção é maior que o “skin depth” do campo preferencial sendo esta direção chamada de direção de “strike”. Considerando a direção x a direção de “strike” (resistividade invariante), então $\sigma = \sigma(y, z)$.

A solução para uma terra 2-D consiste em encontrar soluções nas equações de Maxwell para a distribuição de condutividade invariante na direção x .

Os campos eletromagnéticos se decompõem em dois modos diferentes de propagação de onda, denominados modos TE (transversal elétrico) e TM (transversal magnético). No modo TE o campo elétrico E possui componente somente na direção x ($E_x, 0, 0$) e o campo magnético H associado tenha as componentes na direção y e z ($H_y, 0, H_z$).

Para o modo TM o campo elétrico E possui componentes na direção y e z ($0, E_y, E_z$), e o campo magnético H somente na direção x ($H_x, 0, 0$). Como o ar é um resistor perfeito, a componente E_z não é medida em projetos de aquisição terrestre.

A equação (1.6) pode ser reescrita da seguinte forma:

$$\nabla \times E = -\mu \frac{\partial B}{\partial t} \quad (1.20)$$

Substituindo a equação acima na reduzida com o rotacional, obtemos:

$$\nabla^2 E - i\omega\mu\sigma E = 0 \quad (1.21)$$

Supondo que a onda que incide na superfície terrestre é uma onda plana é possível desprezar as derivadas em relação a x e y, temos então:

$$\frac{\partial^2 E_y}{\partial z^2} + k^2 E_y = 0 \quad (1.22)$$

$$\frac{\partial^2 E_x}{\partial z^2} + k^2 E_x = 0 \quad (1.23)$$

Onde a constante $k^2 = i\omega\mu$, das equações acima obtemos:

$$i\omega\mu H_x = \frac{\partial E_y}{\partial z} \quad (1.24)$$

$$i\omega\mu H_y = \frac{\partial E_x}{\partial z} \quad (1.25)$$

A solução das equações acima para um campo harmônico com dependência temporal:

$$E(z) = Ae^{-kz} + Be^{kz} \quad (1.26)$$

No caso de um modelo 2-D formado por n camadas, cada camada possui uma condutividade σ_n e uma espessura própria. Como consequência, a solução das equações de Maxwell deve ser obtida camada por camada, resultando em expressões específicas para os campos elétrico e magnético dentro de cada intervalo estratigráfico.

A solução geral para o campo elétrico $E_x(z)$ em uma camada de condutividade σ_n é dada por uma combinação linear de duas ondas:

- uma onda que se atenua com a profundidade, e
- uma onda que cresce com a profundidade.

Matematicamente, essa solução é expressa por:

$$E_x^n(z) = A_n e^{-k_n z} + B_n e^{k_n z} \quad (1.27)$$

Onde:

A_n e B_n são constantes determinadas pelas condições de contorno entre as camadas,

$k_n = \sqrt{i\omega\mu_0\sigma_n}$ é o número de onda complexo associado à difusão eletromagnética na n -ésima camada.

A partir da relação entre os campos elétrico e magnético, obtida anteriormente nas equações (1.24) e (1.25), podemos derivar a expressão para o campo magnético correspondente:

$$H_x^n(z) = \frac{k_n}{i\omega\sigma} (-A e^{-k_n z} + B e^{k_n z}) \quad (1.28)$$

Essa solução mostra que o campo magnético está diretamente relacionado ao gradiente vertical do campo elétrico. Assim como no caso de E_x o campo magnético também se expressa como combinação de ondas ascendentes e descendentes.

Para determinar a impedância da n -ésima camada, utiliza-se a razão entre os campos elétrico e magnético (equação 1.17), avaliados nos limites superior e inferior da camada (equações 1.18 e 1.19). A divisão dessas expressões resulta na impedância MT para o modo TM:

$$Z_x^n y(z) = \frac{i\omega\sigma}{k_n} \cdot \frac{(A_n e^{-ik_n z} + B_n e^{ik_n z})}{(-A_n e^{-ik_n z} + B_n e^{ik_n z})} \quad (1.29)$$

Essa impedância descreve o comportamento elétrico da enésima camada e é usada como condição de contorno para calcular os valores das camadas adjacentes. A impedância se propaga recursivamente de baixo para cima, de forma semelhante ao método de Herglotz–Wiechert usado na sismologia.

Assim, o modelo 2-D permite resolver o campo eletromagnético em cada camada a partir:

1. das soluções gerais E e H ,
2. das condições de contorno entre as interfaces,
3. e da impedância calculada para cada camada.

Quando se passa de um modelo 2-D para um modelo 3-D, a situação se torna mais complexa. Nesse caso, a resistividade pode variar em todas as direções:

$$\rho = \rho(x, y, z)$$

Como consequência:

nenhum elemento do tensor de impedância Z é nulo;

os modos TE e TM deixam de existir separadamente;

os quatro elementos Z_{xx} , Z_{xy} , Z_{yy} passam a ser independentes.

Isso significa que um modelo 3-D exige inversão numérica completa e não admite soluções analíticas simples como as equações (1.27), (1.29).

6.1. Aquisição, Processamento e Modelagem 2-D e 3-D

A aquisição dos dados magnetotélúricos (MT) e audio-magnetotélúricos (AMT) foi realizada ao longo de três campanhas de campo (2012, 2019 e 2021) abrangendo perfis que cruzam unidades do embasamento pré-cambriano e as bacias do Paraná, Camaquã e Pelotas. As medições foram executadas com sensores eletromagnéticos de banda larga, capazes de registrar variações naturais dos campos elétrico e magnético em um amplo espectro de frequências.

O método MT utiliza como fonte de sinal as variações naturais do campo geomagnético e descargas atmosféricas, permitindo investigar estruturas desde níveis rasos até profundidades crustais significativas (Tikhonov, 1950; Cagniard, 1953; Vozoff, 1972). Para frequências mais altas tipicamente entre 10 kHz e 1 Hz o sinal é dominado por descargas elétricas atmosféricas, enquanto as frequências mais baixas, entre 1 Hz e 0,00034 Hz, são geradas por variações magnetosféricas controladas pela interação do vento solar com o campo geomagnético terrestre (Schmucker, 1970; Campbell, 2003).

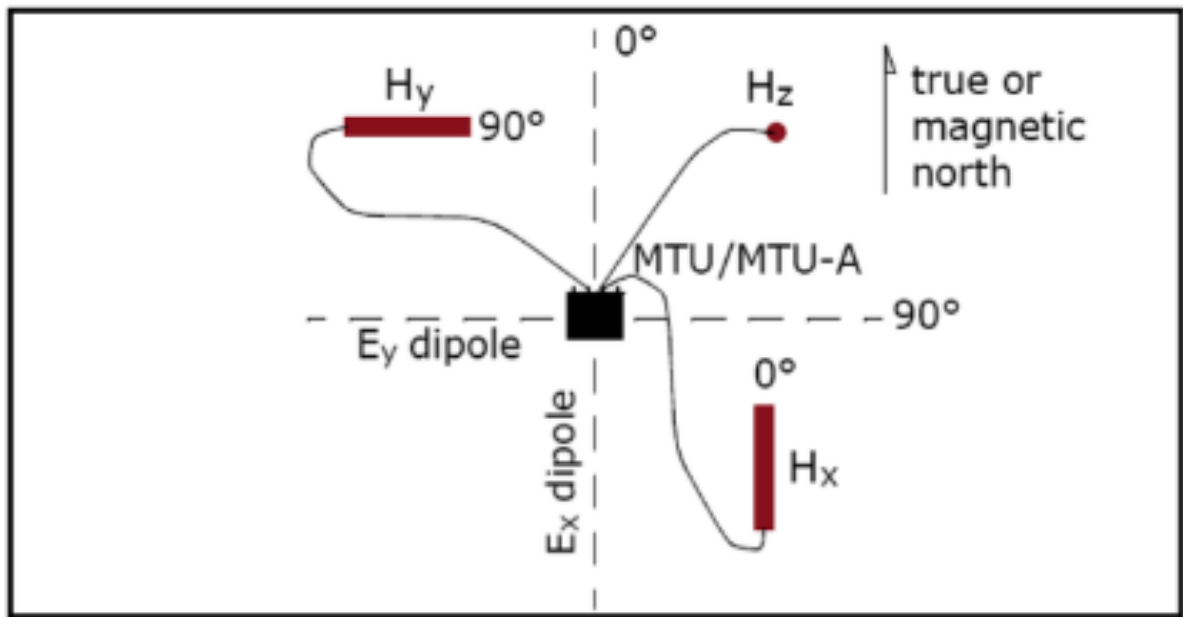
Em cada estação MT/AMT foram instalados eletrodos não polarizáveis ao longo de duas direções ortogonais (E_x e E_y) e magnetômetros de indução posicionados nas direções H_x , H_y e H_z . O arranjo em cinco componentes permite estimar o tensor de impedância e as funções de transferência que relacionam os campos elétricos e magnéticos (Egbert; Booker, 1986; Chave; Jones, 2012).

A duração das aquisições variou conforme o perfil e o tipo de alvo geológico. Nas estações AMT, priorizou-se a aquisição em altas frequências para imageamento das porções rasas e intermediárias da crosta. Nas estações MT de banda larga, o registro prolongado das

416 frequências baixas assegurou a amostragem adequada das contribuições geomagnéticas,
417 permitindo alcançar profundidades de investigação de até ~30 km.

418 Os dados adquiridos foram previamente avaliados por inspeção de séries temporais, análise
419 espectral e verificação de coerência entre componentes, assegurando a eliminação de trechos
420 contaminados por ruído cultural (Egbert, 1997). Posteriormente, foi aplicado o processamento
421 robusto de estimativa do tensor de impedância, garantindo maior estabilidade na presença de
422 ruídos não gaussianos ou eventos transientes.

423 A distribuição espacial das estações, adaptada às características estruturais das áreas estudadas,
424 possibilitou a imagem detalhada da geometria do embasamento, zonas de falhas profundas,
425 limites de terrenos e controle estrutural nas bacias sedimentares. Essa etapa de campo constitui
426 a base indispensável para as inversões 2-D e 3-D apresentadas nas seções seguintes.



427
428 **Figura 4:** Arranjo padrão de aquisição utilizado em levantamentos magnetotélúricos com o
429 sistema Phoenix MTU/MTU-A (PHOENIX GEOPHYSICS MANUAL, 2010). Os dipolos
430 elétricos E_x e E_y são instalados em direções ortogonais, alinhados aos eixos norte-sul e leste-
431 oeste. As componentes do campo magnético são registradas por bobinas indutivas posicionadas

ao longo dos eixos H_x (0°), H_y (90°) e H_z (vertical). A orientação do conjunto segue o norte verdadeiro ou magnético, conforme o protocolo de aquisição.



Figura 5: Etapas de instalação de uma estação magnetotelúrica (MT) em campo. a) Nivelamento e alinhamento das bobinas indutivas horizontais responsáveis pelas componentes H_x e H_y . b) Montagem e nivelamento da bobina vertical H_z . c) Preparação e instalação de eletrodos não polarizáveis, utilizando solução salina para otimizar o acoplamento elétrico com o solo. d) Esquema ilustrativo indicando a profundidade e o posicionamento recomendados para os eletrodos em subsuperfície. e) Receptor MTU-5A com todos os canais configurados, integrando sensores magnéticos e dipolos elétricos (adaptado de Lugão, P. P., 2019).

A Figura 5 apresenta as principais etapas de montagem de uma estação magnetotelúrica (MT) em campo. Inicialmente, realizam-se o nivelamento e o alinhamento das bobinas indutivas horizontais, responsáveis pela medição das componentes H_x e H_y do campo magnético. Em seguida, procede-se à instalação e ao nivelamento da bobina vertical, destinada à medição da componente H_z . O posicionamento correto dos sensores magnéticos é fundamental para minimizar ruídos, maximizar o acoplamento com o campo geomagnético local e garantir que a orientação siga o norte verdadeiro ou norte magnético, conforme especificado no protocolo operacional do equipamento.

Na etapa seguinte, são preparados os eletrodos não polarizáveis, que atuam na medição das componentes do campo elétrico (E_x e E_y). Esses eletrodos são enterrados após serem imersos em uma solução de água com sal, assegurando bom acoplamento elétrico com o solo e reduzindo o efeito de polarização. A figura também apresenta um esquema ilustrativo indicando a profundidade ideal de enterramento e o espaçamento recomendado entre os eletrodos, pontos cruciais para evitar ruídos induzidos por heterogeneidades superficiais.

Por fim, a figura mostra o receptor MTU-5A, com todos os canais conectados: três canais magnéticos (H_x , H_y e H_z), dois canais elétricos (E_x e E_y) e o módulo GPS. O GPS fornece sincronização temporal de alta precisão, permitindo que a relação entre os campos elétrico e magnético seja calculada adequadamente, como exigido pela estimativa do tensor de impedância.

Quatro sistemas completos de aquisição MT da empresa Phoenix Geophysics (Canadá) foram utilizados neste estudo, fornecidos pela Strataimage Consultoria LTDA. Cada sistema inclui:

- bobinas indutoras para aquisição AMT/MT,
- eletrodos não polarizáveis,

- um receptor MTU-5,
- cabos e acessórios de conexão,
- e um GPS integrado, que atualiza a hora em tempo real, assegurando sincronização com os sinais do campo geomagnético e das descargas atmosféricas.

O conjunto completo permite registrar simultaneamente as cinco componentes do sinal eletromagnético (E_x , E_y , H_x , H_y , H_z), garantindo a obtenção das funções de transferência que relacionam o campo elétrico ao campo magnético e que são posteriormente utilizadas para o cálculo da impedância e para as inversões 2-D e 3-D (Figuras 6 e 7).



Figura 6: Conjunto de equipamentos magnetotélúricos (MT) da fabricante *Phoenix Geophysics* utilizados nos levantamentos terrestres. A imagem mostra as principais partes do sistema: bobinas indutivas (H_x , H_y e H_z) para aquisição das componentes do campo magnético, receptor

MTU-5A, cabos magnéticos, eletrodos não polarizáveis para registro do campo elétrico, antena GPS para sincronização temporal.

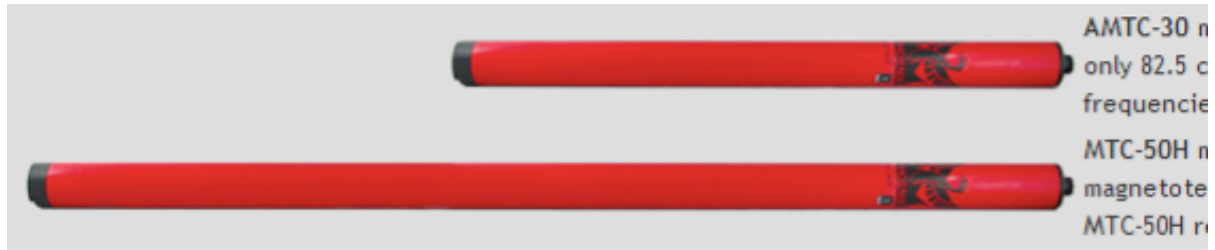


Figura 7: Bobinas indutivas utilizadas na aquisição de dados magnetotelúricos terrestres. A bobina superior corresponde ao sensor AMTC-30 (Audio-Magnetotelúrico, AMT), com faixa de resposta estendida a altas frequências. A bobina inferior corresponde ao sensor MTC-50H (Magnetotelúrico, MT), otimizado para baixas frequências e profundidades crustais. Ambos os sensores são fabricados pela *Phoenix Geophysics*.

O equipamento MTU-5A utilizado na aquisição dos dados AMT e MT da *Phoenix Geophysics*, trabalha com quatro bandas de frequência:

- 24000 Hz Banda TS2
- 2400 Hz Banda TS3
- 150 Hz Banda TS4
- 15 Hz Banda TS5

Os dados foram adquiridos no modo “single site”, ou seja, sem referência remota. Quando necessário foi usada uma das estações mais distante com referência.

Quadro 1: Parâmetros de aquisição utilizados.

Parâmetros de Aquisição	
Filtro (Rede elétrica)	60 Hz
Ganho Elétrico	Baixo
Ganho Magnético	Baixo
Filtro Passa Baixa	1 (low)
Taxa de amostragem	60s

A qualidade dos dados foi monitorada em campo, sendo que quando necessário a aquisição foi reiniciada alterando certos parâmetros, como, por exemplo, o dipolo elétrico, ou o tempo de aquisição, ampliando o mesmo (Figuras 8 e 9).

6.2.Processamento

O processamento dos dados magnetotelúricos (MT) e audio-magnetotelúricos (AMT) foi realizado com os programas SSMT2000 e MTEditor, fornecidos pela Phoenix Geophysics. Esses softwares são responsáveis pela conversão, limpeza e estimativa das funções de transferência, gerando as curvas de resistividade aparente, fase, tipper e demais parâmetros utilizados nas etapas de modelagem e inversão 2-D e 3-D.

As séries temporais AMT foram processadas ainda em campo, logo após a aquisição, permitindo verificar a qualidade dos cinco canais registrados (Ex, Ey, Hx, Hy, Hz) e identificar possíveis erros de instalação ou falhas nos sensores. Esse controle imediato possibilitou reiniciar a aquisição quando necessário, com ajustes no dipolo elétrico, no tempo de registro ou nos parâmetros de ganho. (Figuras 8 e 9)

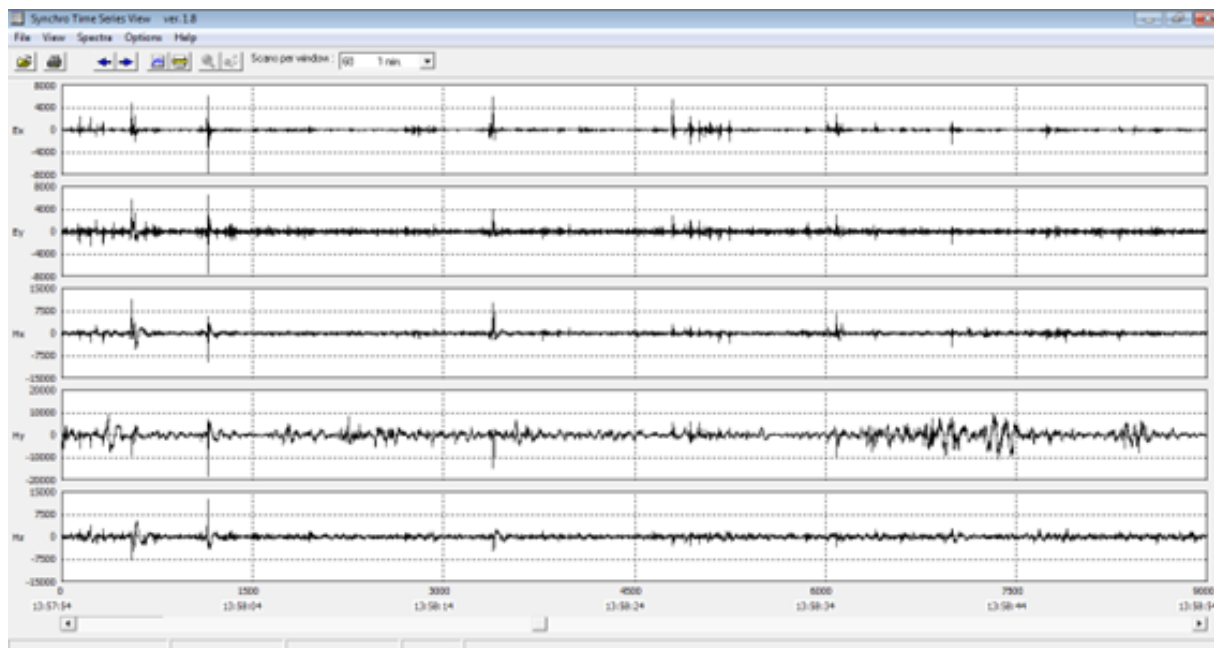


Figura 8: Exemplo de dados brutos adquiridos em levantamento Audio-Magnetotelúrico (AMT). A figura mostra as séries temporais das componentes dos campos elétricos (E_x , E_y) e magnéticos (H_x , H_y , H_z), registradas em unidades digitais pelo sistema de aquisição. Os sinais apresentam variações naturais associadas a fontes eletromagnéticas, incluindo ruído cultural e eventos impulsivos.

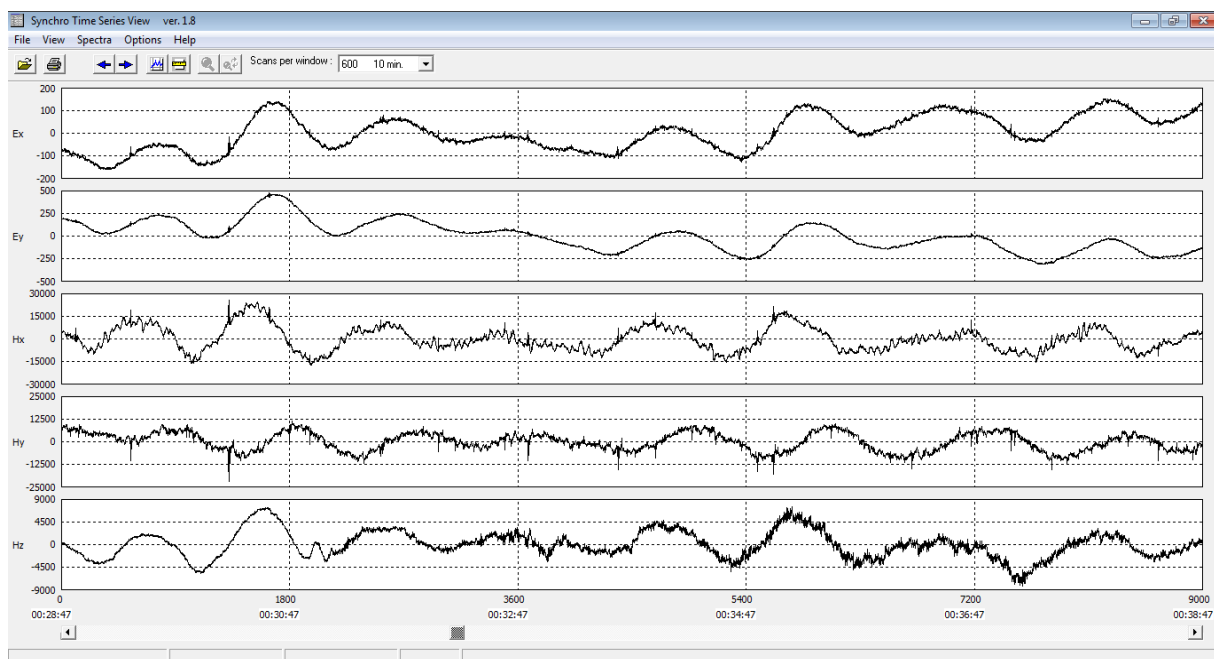


Figura 9: Exemplo de dados brutos adquiridos em levantamento Magnetotelúrico (MT). São

529 apresentadas as séries temporais das componentes dos campos elétricos (E_x , E_y) e magnéticos
530 (H_x , H_y , H_z), registradas em períodos longos, evidenciando variações naturais de baixa
531 frequência associadas a processos ionosféricos e magnetosféricos, que posteriormente são
532 processados para a estimação das funções de impedância MT.

533
534 Os dados MT, obtidos em períodos de aquisição mais longos, foram avaliados
535 diariamente para assegurar estabilidade nos sinais de baixa frequência associados à indução
536 ionosférica e magnetosférica. A inspeção contínua permitiu identificar ruído cultural e
537 eventuais flutuações instrumentais, garantindo consistência nas séries temporais utilizadas no
538 processamento.

539 Após a inspeção visual, aplicou-se a Transformada Rápida de Fourier (FFT) para
540 converter os sinais para o domínio da frequência. Nessa etapa foram calculadas as potências
541 cruzadas (cross-powers), que expressam o grau de correlação entre os campos elétricos e
542 magnéticos, fornecendo informações essenciais para estimar o tensor de impedância e avaliar a
543 qualidade dos dados.

544 Com os sinais transformados, foi realizada a estimativa do tensor de impedância para as
545 polarizações XY e YX, seguida do cálculo das curvas de resistividade aparente e fase (Figura
546 10). Também foram obtidos parâmetros auxiliares, como tipper, coerência, skew e vetores de
547 indução, que permitem avaliar a dimensionalidade do meio (1-D, 2-D ou 3-D).

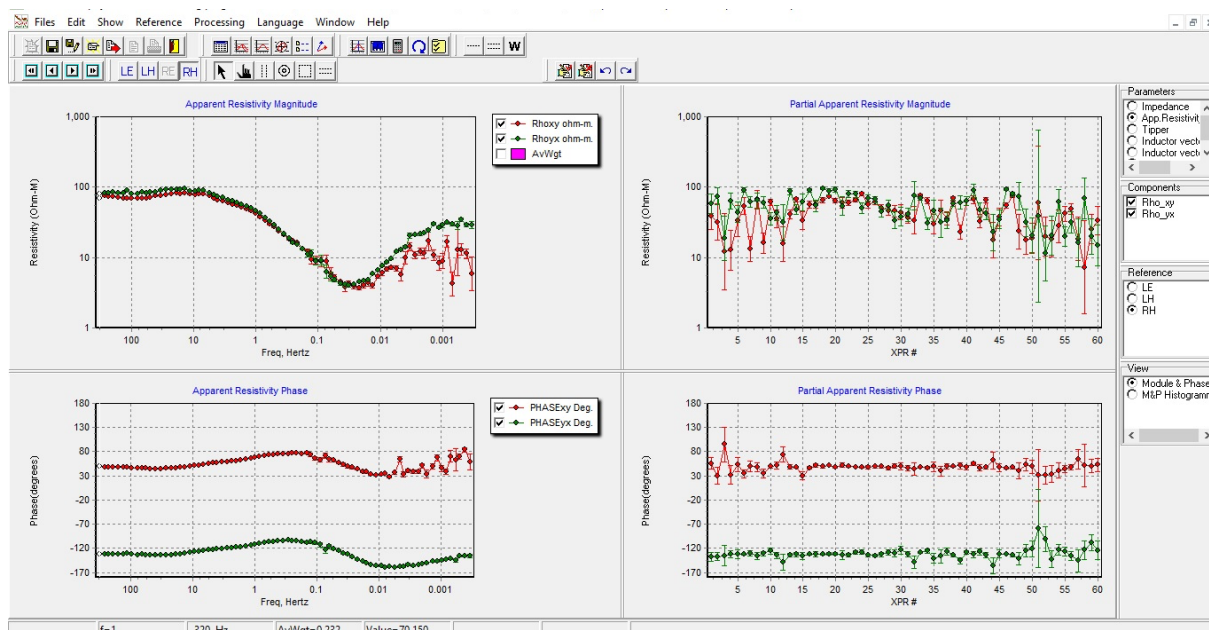


Figura 10: Exemplo de dados processados, o painel superior apresenta as curvas de resistividade aparente em função da frequência (Hz), enquanto o painel inferior mostra as respectivas fases. As curvas correspondem às diferentes polarizações do tensor de impedância (XY e YX) e seus ajustes de modelo, evidenciando a coerência entre resistividade e fase ao longo do espectro de frequências analisado. As séries temporais foram organizadas por dia de aquisição para que se pudesse utilizar várias opções de processamento.

Os dados processados de cada estação foram disponibilizados no formato EDI (Electronic Data Interchange), (Figura 11). que contém resistividade aparente, fase, coerência, impedância, tipper e vetores de indução. As curvas de calibração de cada sensor e bobina também são fornecidas pelo fabricante, assegurando rastreabilidade instrumental.

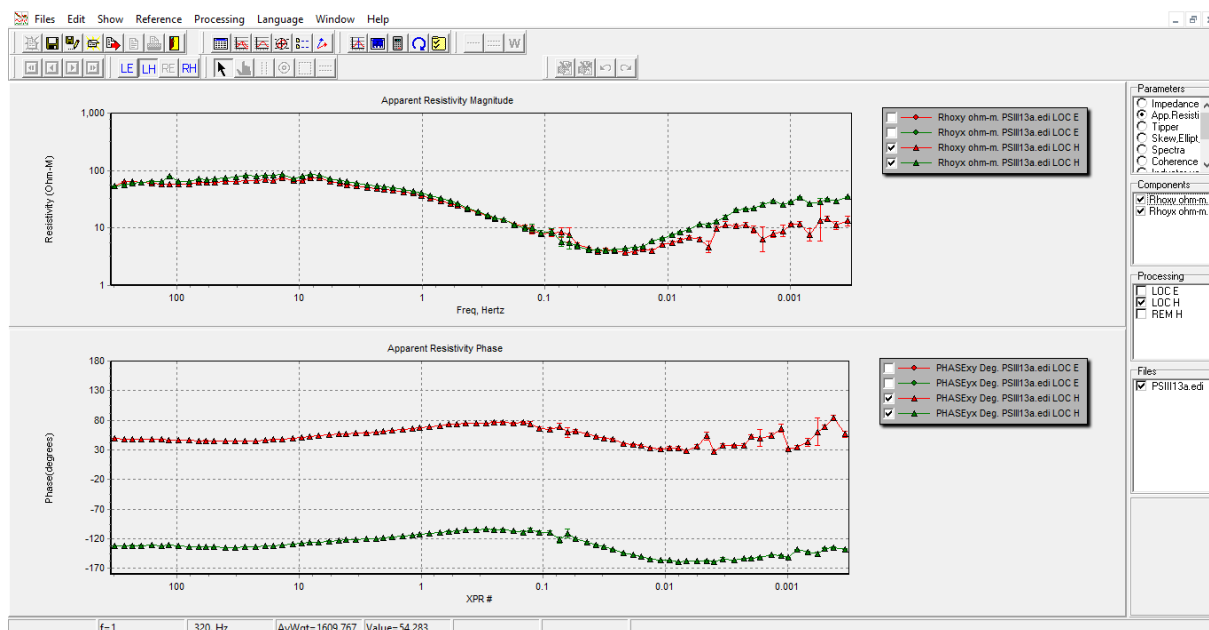


Figura 11: Exemplo de janela de edição no software MTEditor para a estação BR101-13. Os gráficos à esquerda apresentam as curvas de resistividade aparente (acima) e fase (abaixo) em função da frequência, para as polarizações XY e YX do tensor de impedância. À direita são exibidos os cross-powers correspondentes (magnitude e fase), utilizados na avaliação da qualidade dos dados e na remoção de valores espúrios durante o processamento.

Os arquivos processados possuem diferentes extensões conforme o tipo de aquisição:

AMT: .EMT e .MMT

MT: .MTH e .MTL

Esses arquivos foram posteriormente editados no software MTEditor, utilizando as coerências e as potências cruzadas para remover valores espúrios, suavizar as curvas e refinar os resultados finais (Figura 12).

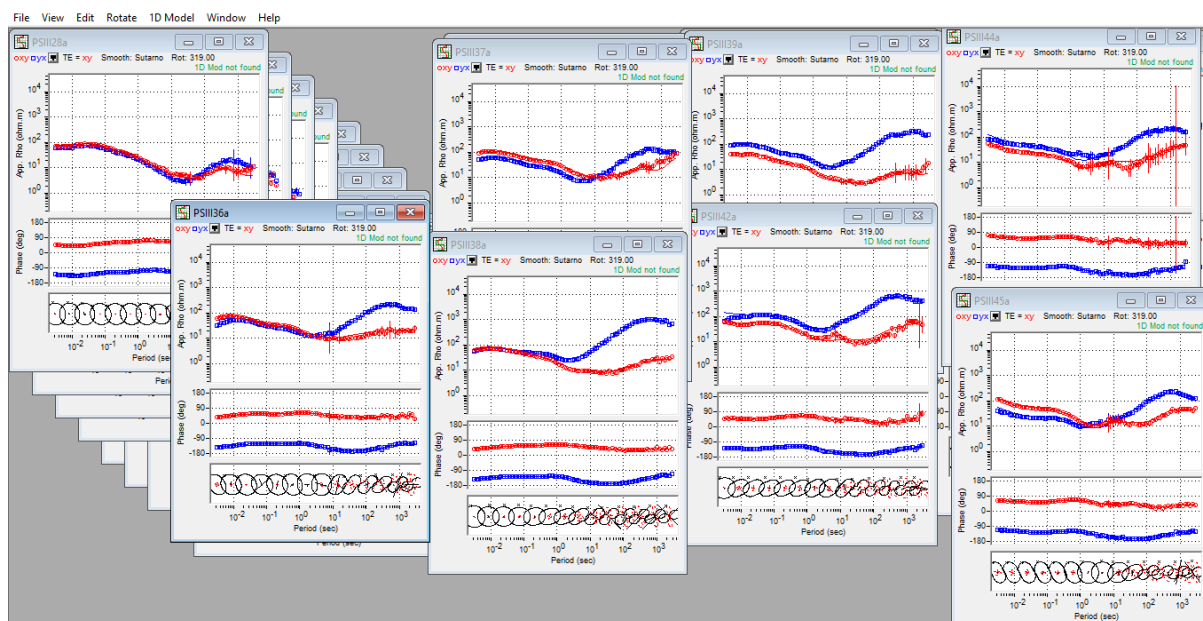


Figura 12: Exemplos de janelas de edição no software de processamento MT mostrando as curvas de resistividade aparente (painéis superiores) e fase (painéis inferiores) em função da frequência. Os pontos em vermelho e azul representam os dados observados para as polarizações XY e YX do tensor de impedância, enquanto as linhas contínuas correspondem às curvas suavizadas aplicadas durante o processamento. Esse procedimento de suavização permite reduzir a dispersão dos dados e melhorar a consistência entre resistividade e fase antes da inversão.

Após a etapa de edição, os dados foram exportados novamente em formato EDI, permitindo sua utilização nos softwares de pós-processamento e inversão, como WingLink e ModEM, empregados nas etapas seguintes desta tese.

6.3. Modelagem e Inversão

A inversão de dados magnetotelúricos consiste em um procedimento matemático que busca obter um modelo da subsuperfície capaz de reproduzir os dados observados. Nesse

processo, determina-se uma distribuição de resistividade elétrica ρ tal que os dados sintéticos gerados pelo operador de modelagem direta F se aproximem dos dados medidos:

$$d = F[\rho]$$

onde d é o conjunto de dados observados e F é o operador de modelagem direta (forward), responsável por gerar dados sintéticos a partir de um modelo inicial. O modelo da subsuperfície é discretizado em células, e cada célula recebe um valor de resistividade, que é atualizado a cada iteração para reduzir a diferença entre os dados calculados e os dados medidos.

Os dados MT, por sua natureza vetorial, permitem avaliar a dimensionalidade da subsuperfície (1-D, 2-D ou 3-D) por meio da análise dos parâmetros derivados do tensor de impedância, incluindo coerência, skew e vetores de indução (ver Figura 12).

6.3.1. Inversão 2-D

A inversão 2-D foi realizada utilizando resistividade aparente e fase de todas as estações ao longo de cada perfil, aplicando o algoritmo de Rodi e Mackie (2001), baseado em regularização de Tikhonov e solução pelo método dos gradientes conjugados. O problema direto (modelagem) é resolvido por diferenças finitas em uma malha 2-D, análoga ao comportamento das equações de Maxwell.

A malha inicial é gerada automaticamente a partir das localizações das estações, e os valores de resistividade são ajustados conforme as iterações reduzem o erro do ajuste modelo-dados. Todos os perfis utilizados apresentaram dados de boa qualidade, compatíveis com a geologia regional e validados por informações de poços da ANP ao longo das linhas (Figura 13).

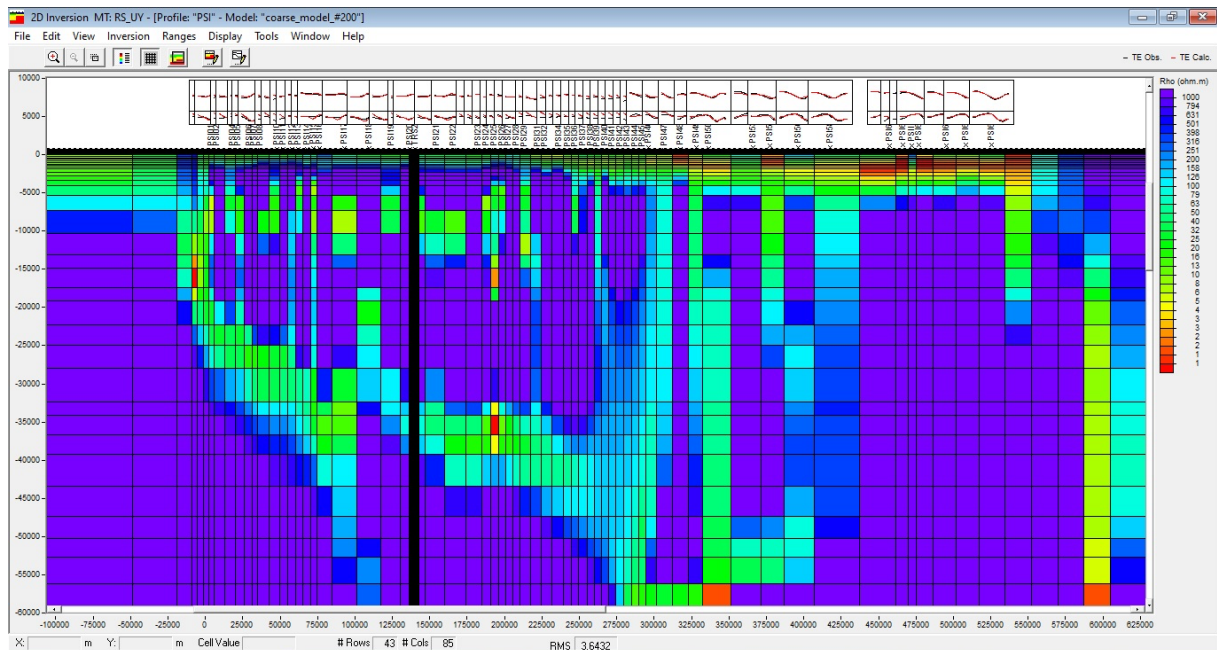


Figura 13: Exemplo da malha utilizada para inversão 2-D magnetotelúrica, gerada automaticamente pelo software de processamento a partir dos dados de cada estação. A seção mostra a discretização da malha ao longo do perfil, com células coloridas representando a distribuição inicial de resistividade elétrica (Ω m). As cores variam de domínios mais condutivos (vermelho-verde) a mais resistivos (azul-roxo), conforme a escala à direita. Na parte superior são apresentados os locais das estações MT e as curvas de resposta dos dados observados.

6.3.2. Inversão 3-D

As inversões 3-D foram realizadas no software ModEM, desenvolvido na University of Alberta, que implementa inversão tridimensional por mínimos quadrados com regularização espacial. Esse tipo de inversão é fundamental quando a subsuperfície apresenta heterogeneidades significativas, falhas, zonas de sutura ou estruturas que violam a premissa 2-D.

A definição da direção de strike levou em consideração:

- a geologia regional,

- a orientação das principais falhas,
- e o comportamento vetorial dos dados.

Foram testadas diversas direções de strike, e selecionada aquela que resultou no menor erro entre curvas observadas e modeladas, garantindo consistência geológica e matemática para a inversão (Figura 14).

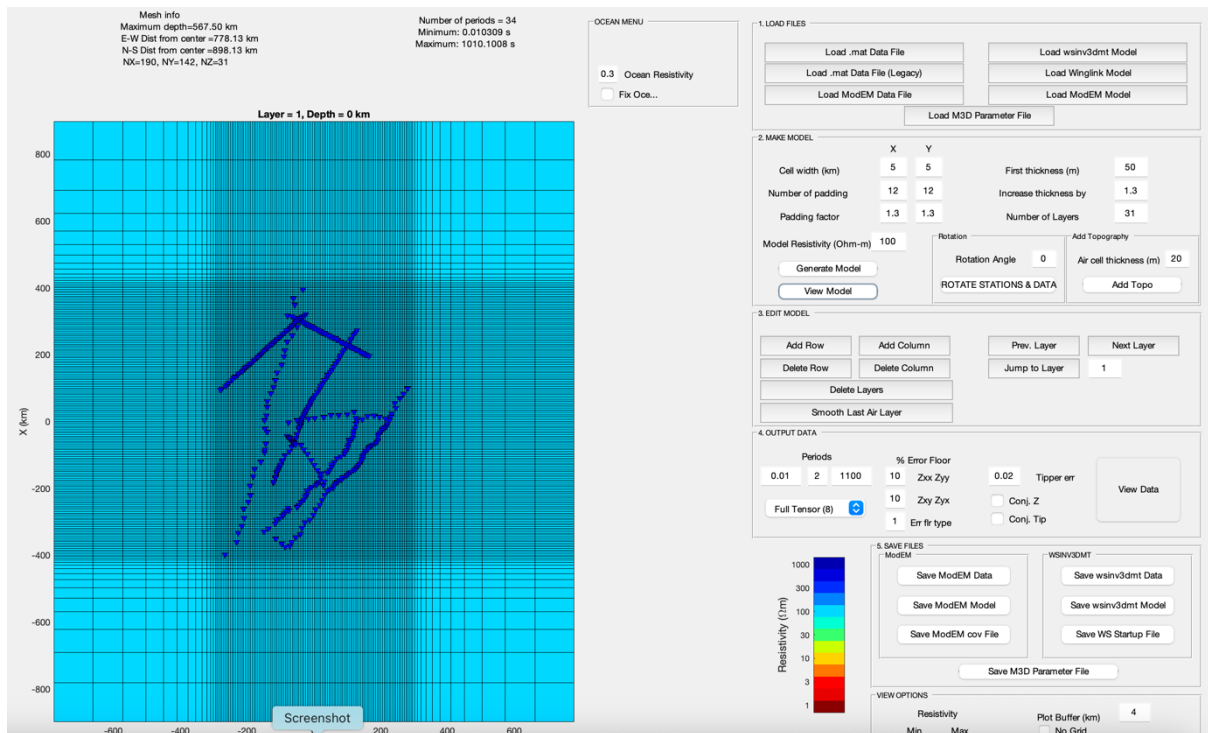


Figura 14: Exemplo do modelo de malha utilizado para a inversão 3-D magnetotelúrica. O modelo apresenta discretização horizontal e vertical definida por células regulares (grid), com dimensões e parâmetros de malha indicados na interface do software (número de células em X, Y e Z, espessuras iniciais das camadas e fator de expansão). Os pontos em azul representam a localização das estações MT utilizadas na inversão. A escala de cores à direita indica a variação de resistividade elétrica (Ω m) atribuída ao modelo inicial, variando de domínios condutivos (vermelho) a resistivos (azul). A inversão 2-D foi executada a partir de modelos preliminares homogêneos. A inversão sem vínculos e a partir dos modelos de meio-espaco é importante para que possamos acessar as informações que podem ser extraídas dos dados, sem qualquer influência de ideias pré-concebidas, as quais podem induzir erros na interpretação se não forem confiáveis.

6.3.3. Integração Geofísica e Geológica

Os modelos 2-D e 3-D resultantes foram calibrados com informações geológicas disponíveis na região. Poços fornecidos pela ANP e pela CPRM foram selecionados conforme sua proximidade aos perfis, permitindo relacionar resistividades obtidas com litologias, profundidades estratigráficas e contatos tectônicos. Essa integração garantiu maior robustez à interpretação final e maior confiabilidade nos limites de bacia, contatos metamórficos e estruturas profundas identificadas.

6.4. Modelos 2-D e 3-D – Parâmetros de Inversão

A definição da direção de strike geológico para as inversões 2-D seguiu a orientação das principais estruturas regionais e a análise vetorial dos modos TE/TM, verificando-se diferentes rotações a fim de maximizar a bidimensionalidade das seções. Os ângulos testados e adotados foram: -53° (BR-116), 303° (PSI), 28° (PSII), 309° (PSIII), -80° (NW–SE) e 46° (Ruta-19). Todas as inversões partiram de um meio-espaco inicial de $100 \Omega \cdot m$ ($\tau=3$), obtendo, ao final de 200 iterações, valores mínimos de RMS entre 2,8 e 4,9, dependendo do perfil: 3,6 (BR-101), 4,2 (BR-116), 3,6 (PSI), 2,8 (PSII), 2,9 (PSIII), 4,4 (NW–SE) e 4,9 (Ruta-19).

Para a modelagem 3-D empregou-se o sistema ModEM, conforme Meqbel (2009) e Egbert e Kelbert (2012). Inicialmente, dois subconjuntos independentes de dados foram processados separadamente; em seguida, selecionou-se o conjunto que apresentou maior consistência e menor dispersão dos resíduos. No total, foram invertidas 156 estações, cobrindo o intervalo de 0,001–1000 Hz. A malha tridimensional foi configurada com parâmetros 10/1,3/12 nas direções x e y, mantendo um modelo inicial homogêneo de $100 \Omega \cdot m$. Após 193

673 iterações, atingiu-se $RMS = 1,2$, considerado satisfatório para inversão MT de grande extensão
674 areal.

675 As inversões 2-D utilizaram o algoritmo de Rodi e Mackie (2001), baseado em
676 diferenças finitas e regularização de Tikhonov. Já para as inversões 3-D, as estações foram
677 agrupadas de forma a gerar malhas mais regulares e estáveis, resultando em menor RMS e
678 maior compatibilidade geológica. Esse procedimento atende ao princípio de que a geometria da
679 malha influencia significativamente a estabilidade numérica e a distribuição dos resíduos.

680 Do ponto de vista interpretativo, os modelos 2-D e 3-D revelam três faixas principais de
681 resistividade crustal, compatíveis com a classificação proposta por Palacky (1987):

- 682 • Alta Resistividade ($>1000 \Omega m$)

683 Associada a unidades metamórficas pouco fraturadas, corpos ígneos intrusivos ou
684 segmentos estáveis do embasamento. Domínios dessa ordem ocorrem em porções mais
685 profundas do Cinturão Dom Feliciano e em blocos preservados do Cráton Rio de la Plata, onde
686 o retrabalhamento tectônico é mínimo.

- 687 • Resistividade Moderada ($100\text{--}300 \Omega m$)

688 Indica embasamento transicional ou crustas parcialmente retrabalhadas. Esses valores são
689 típicos de rochas metamórficas de médio grau, zonas de falha restritas ou intrusões menores em
690 terrenos pré-cambrianos. Essa faixa é consistente com o observado em outros cinturões móveis
691 (KLEIN, 1991; PALACKY, 1987).

- 692 • Baixa Resistividade ($1\text{--}80 \Omega m$)

693 Geralmente representa bacias sedimentares, dada a maior porosidade e o conteúdo de fluidos,
694 ou zonas de cisalhamento subverticais enriquecidas em grafita, sulfetos ou fluidos crustais
695 profundos com características típicas de zonas de sutura neoproterozoicas descritas em estudos

anteriores (PALACKY, 1987). Também podem indicar condutores crustais profundos relacionados a zonas de alta deformação.

Essas três classes de resistividade fornecem uma estrutura interpretativa robusta, permitindo relacionar os contrastes elétricos aos principais limites tectônicos e litológicos reconhecidos na região investigada tanto no embasamento pré-cambriano quanto nas bacias fanerozoicas subjacentes.

6.5. Modelo 3-D Preferencial – INV8A_2

O modelo INV8A_2 foi selecionado como a solução 3-D preferencial por apresentar a melhor combinação entre baixo erro RMS (1,2), boa resolução de feições tectônicas e consistência com dados independentes, após 193 iterações do algoritmo de inversão. A distribuição de resistividade obtida permite diferenciar claramente os principais domínios crustais da área investigada.

Os domínios resistivos ($> 1000 \Omega \text{ m}$) correspondem predominantemente ao embasamento cristalino, incluindo terrenos metamórficos de alta competência e zonas onde não há evidências de retrabalhamento crustal significativo. Também se destacam valores próximos de $1000 \Omega \text{ m}$ associados à Formação Serra Geral, cujo pacote de basaltos apresenta alta resistividade, com variações laterais interpretadas como falhas ou zonas de cisalhamento previamente mapeadas. Em alguns setores, resistividades superiores a $2000 \Omega \text{ m}$ sugerem a presença de corpos ígneos mais preservados ou zonas de embasamento de maior estabilidade tectônica.

As regiões condutoras, com resistividades entre 1 e $80 \Omega \text{ m}$, mostram forte correlação com dados de poços e são interpretadas como porções saturadas por fluidos sedimentares ou

zonas de deformação crustal profunda. Essas anomalias foram agrupadas em quatro regiões principais, destacadas nos mapas de resistividade:

C1 – Bacia de Pelotas

C2 – Bacia do Paraná

C3 – Bacia do Camaquã

C4 – Bacia Laguna Mirim

Cada uma dessas regiões condutoras apresenta assinatura geolétrica coerente com sua natureza geológica sedimentar ou tectônica, contribuindo para a delimitação de espessuras sedimentares, zonas de falha e possíveis conexões entre bacias e estruturas profundas.

6.6. Testes de Sensibilidade da Inversão 3-D

Foram realizados múltiplos testes de sensibilidade ao longo de seis meses, variando-se a discretização da malha, os filtros de suavização e as restrições geológicas, com o objetivo de refinar o modelo 3-D final e avaliar sua robustez. Testaram-se modelos de referência com resistividades de 1, 10, 50, 100, 300, 500 e 1000 Ω m, conforme apresentado e ilustrado no gráfico de sensibilidade (Figura 15).

Os testes incluíram diferentes estratégias, tais como:

- checkerboard (perturbação sistemática alternada),
- perturbação local de anomalias,
- remoção sintética de condutores,
- variação dos parâmetros de regularização,
- e modificações do meio de fundo.

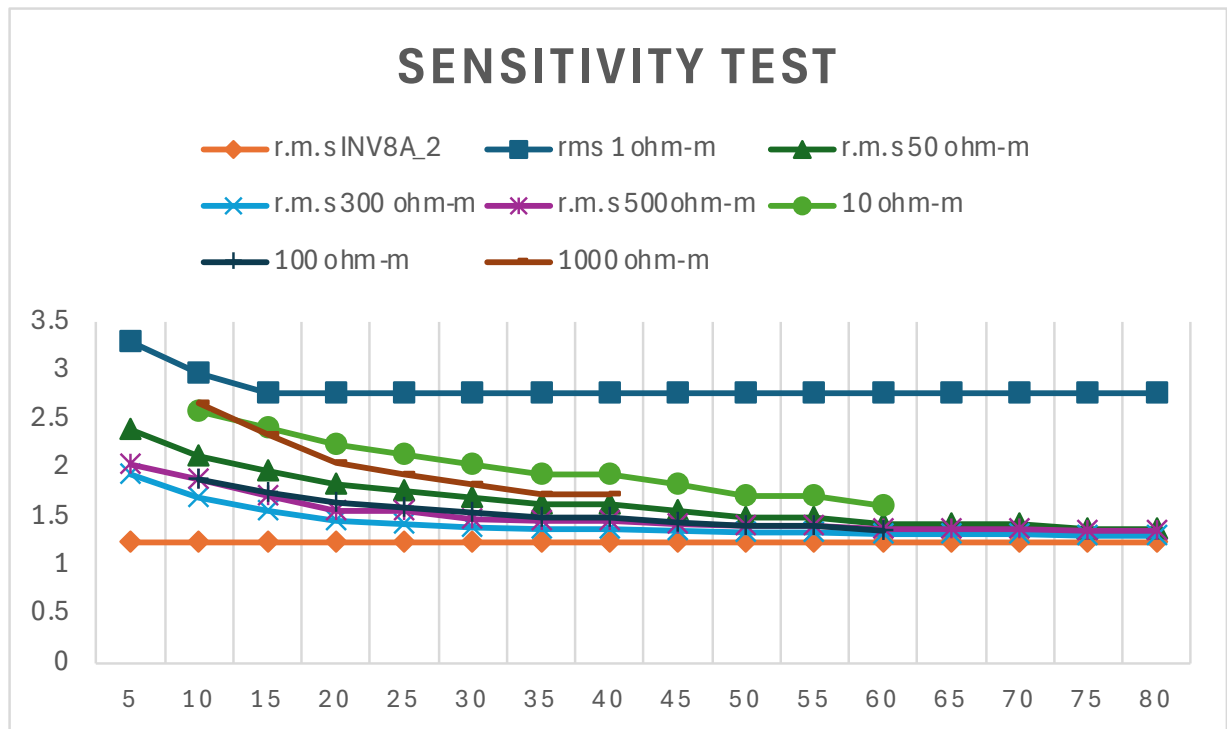
Esses procedimentos permitem avaliar a resolução espacial do modelo e identificar quais feições são realmente exigidas pelos dados observados.

Os resultados mostram que as principais anomalias condutoras (C1–C4) são robustas, pois sua remoção aumenta significativamente o misfit (ΔRMS) e degrada o ajuste local das curvas de resistividade aparente e fase. Isso indica que tais condutores não são artefatos de regularização, mas sim estruturas necessárias para reproduzir os dados MT.

A profundidade de investigação do modelo foi estimada utilizando o conceito descrito por Spies (1989), Oldenburg e Li (1999), Egbert e Kelbert (2012), Kelbert et al. (2014) e Tietze e Ritter (2013), considerando a relação entre conteúdo informativo dos dados e impacto da regularização.

De modo geral, os testes demonstram que até ~30 km, as diferentes curvas de sensibilidade divergem entre si, indicando que o modelo ainda é controlado majoritariamente pelos dados (resolução efetiva). a partir de ~30 km, os modelos convergem para valores similares independentemente da resistividade de referência, evidenciando que, nesse intervalo, o modelo torna-se insensível à variação dos parâmetros e passa a ser dominado pela regularização.

Portanto, 30 km foi adotado como limite confiável de interpretação e como profundidade máxima para apresentação dos cortes geológicos. Abaixo desse valor, as variações são mínimas e não justificam inferências geológicas adicionais.



763 **Figura 15:** Curvas de sensibilidade da inversão 3-D. Variação do RMS para diferentes
 764 resistividades de referência (1–1000 Ω m), mostrando a convergência ao longo das iterações.
 765 A curva referente ao modelo INV8A_2 apresenta o menor RMS e maior estabilidade entre os
 766 cenários testados.

767

768 6.7. Testemunhos de sondagem

769 Foram utilizados testemunhos de sondagem localizados próximos aos perfis MT para
 770 auxiliar na calibração e interpretação dos modelos geoeletricos. Na Bacia do Paraná, foram
 771 selecionados 14 poços: 2-LV-1-RS, 1-MC-1-RS, 2-RS-1-RS, 1-GO-1-SC, 2-IT-1-RS, 5-CA-
 772 41-RS, 5-CA-30-RS, 5-CA-72-RS, 5-CA-60-RS, IB-74-RS, 5-CA-38-RS, IB-68-RS, 5-CA-35-
 773 RS e 5-CA-48-RS.

774 Na Bacia de Pelotas, foram empregados 10 poços, incluindo: TOST-1-RS, 5-AT-9-RS,
 775 7-GT-5-RS, 2-TG-40-RS, 2-TG-47-RS, 2-MO-1-RS, 2-CA-1-RS, 2-GA-2-RS, 2-PJ-1-RS e
 776 PG.

Os dados MT foram adquiridos, processados e posteriormente modelados em função da resistividade aparente e calibrados com as informações geológicas obtidas nos testemunhos de poço disponíveis para a região. A integração direta entre litologias conhecidas (via poços) e os contrastes de resistividade permitiu melhorar a definição de contatos estratigráficos, limites entre embasamento e bacia, e zonas de falhas profundas.

Como o método MT possui alta sensibilidade a variações laterais de resistividade, especialmente em zonas de cisalhamento, fronteiras de terrenos e limites bacia–embasamento, foi possível mapear falhas crustais profundas e delimitar segmentos estruturais no Escudo Sul-Rio-Grandense.

As principais zonas de falhas foram identificadas e refinadas a partir do mapa integrado geologia–geofísica proposto por Takehara et al. (2019). Os resultados são apresentados em modelos 2-D e na projeção 3-D dos perfis, utilizando o padrão cromático internacionalmente adotado para dados MT: cores frias para altas resistividades e cores quentes para baixas resistividades.

No total, os dados MT coletados ao longo de dez perfis no sul do Brasil e nordeste do Uruguai permitiram caracterizar a estrutura crustal e a geometria das principais bacias sedimentares, incluindo as bacias do Paraná, do Camaquã, de Pelotas e Laguna Mirim. A integração entre inversão 2-D e 3-D, poços, sísmica e gravimetria possibilitou reconhecer zonas de sutura, limites de terrenos e estruturas crustais profundas que controlam a evolução tectônica regional.

7. Resultados

Este capítulo apresenta uma análise abrangente dos resultados obtidos por meio de inversões 2-D e 3-D de dados MT, realizadas ao longo de diversos perfis na região sul do Brasil

e nordeste do Uruguai, tendo como ênfase a caracterização da crosta e do embasamento sob as bacias fanerozoicas e os terrenos do Cinturão Dom Feliciano. A abordagem metodológica empregada permitiu identificar contrastes elétricos marcantes entre pacotes sedimentares, intrusões ígneas, zonas de cisalhamento e domínios cristalinos, contribuindo significativamente para o entendimento da arquitetura da crosta. Os perfis analisados incluem as transectas BR-116, Ruta-19, PSI, PSII, PSIII, NW-SE, BR-101, TRS-BR392, além de um modelo tridimensional que sintetiza as principais feições resistivas e condutivas da região.

7.1.Perfil BR-116

O modelo de resistividade invertido para o perfil BR-116 (Figuras 16 e 17) fornece uma visão detalhada da Bacia de Pelotas e do embasamento subjacente ao longo da faixa amostrada. Esse perfil é especialmente importante para a definição da geometria da bacia e das principais zonas de falha que controlam o seu preenchimento sedimentar. A sequência sedimentar, com espessura variando de poucos metros a alguns quilômetros, apresenta resistividades entre ~ 1 e $80 \Omega \text{ m}$, indicando elevada condutividade elétrica, compatível com pacotes clásticos pouco compactados e saturados em fluidos.

A calibração dos modelos com dados de poços mostra boa concordância entre os baixos valores de resistividade e as unidades sedimentares identificadas, sobretudo nas áreas onde se reconhecem descontinuidades estruturais mais marcantes. Essas descontinuidades são mais evidentes na porção nordeste do perfil, onde as descontinuidades laterais sugerem a presença de sistemas de falhas que afetam tanto a espessura quanto a continuidade lateral dos sedimentos. Tais feições indicam que a Bacia de Pelotas foi repetidamente influenciada por reativações

825 tectônicas, que moldaram sua arquitetura interna e condicionaram os padrões de deposição e
826 acomodação.

827 No embasamento, predominam valores de resistividade mais elevados, entre 100 e
828 10.000 Ω m, refletindo a transição entre zonas fraturadas e blocos mais compactos do
829 embasamento cristalino. A porção noroeste do perfil é marcada por resistividades
830 intermediárias (100–1000 Ω m), compatíveis com a assinatura geoeletrica do Batólito de
831 Pelotas. Na porção sudeste, observa-se uma fronteira bem definida entre esse batólito e o
832 Terreno Jaguarão, expressa por contraste lateral acentuado de resistividade. Essa fronteira é
833 interpretada como um limite tectônico de grande importância regional e evidencia o papel dos
834 batólitos graníticos como blocos estruturais rígidos que controlam o relevo crustal profundo.

835 Em síntese, o perfil BR-116 demonstra que a Bacia de Pelotas é fortemente controlada
836 por estruturas profundas, expressas por feições condutivas e resistivas que se estendem até o
837 embasamento. A compartimentação tectônica regional é claramente observada nos contrastes
838 de resistividade, sugerindo que processos de rifteamento e subsidência foram condicionados
839 por heterogeneidades pré-existentes no embasamento do Cinturão Dom Feliciano.

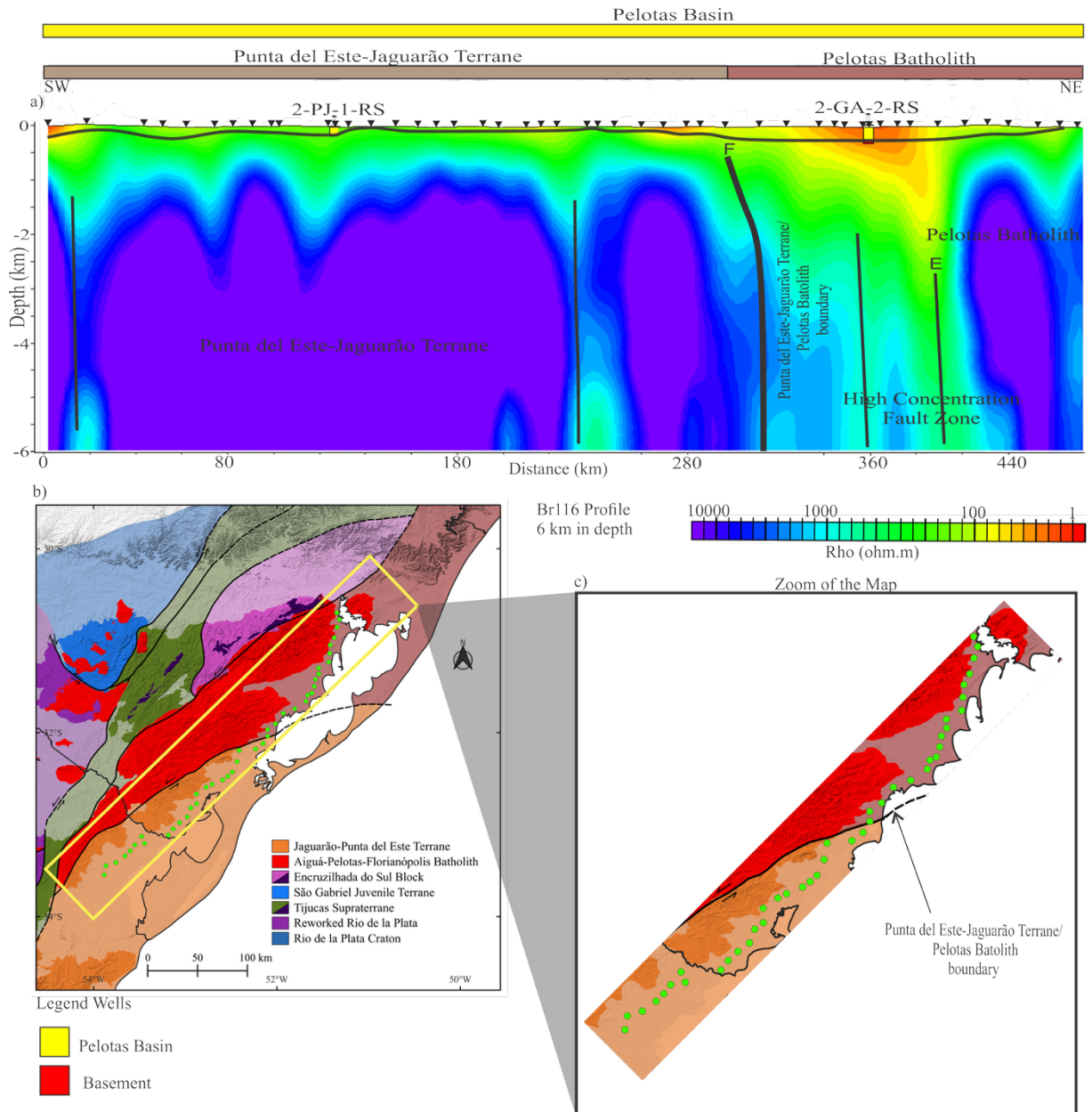


Figura 16: a) Modelo de inversão magnetotelúrica 2-D ao longo do perfil BR-116, cobrindo o Terreno Punta del Este–Jaguarão, o Batólito de Pelotas e a Bacia de Pelotas. Os modelos de resistividade são apresentados em escala logarítmica (ρ , Ω m) até 6 km, variando de domínios condutivos (azul–roxo) a resistivos (amarelo–vermelho). Observa-se a espessura crescente da Bacia de Pelotas em direção ao nordeste, sobre um embasamento pré-cambriano resistivo. Destacam-se as principais discontinuidades crustais, incluindo o limite do Terreno Punta del Este–Jaguarão, a borda do Batólito de Pelotas e a Zona de Falhas de Alta Concentração. A linha tracejada marca a interface interpretada entre embasamento e cobertura sedimentar. O mapa de localização (à baixo) mostra a posição do perfil em relação às principais unidades tectônicas

regionais, incluindo terrenos, batólitos e bacias sedimentares. (b) Mapa geológico simplificado mostrando a posição do perfil BR-116 em relação às principais unidades tectônicas regionais, incluindo terrenos, batólitos e bacias sedimentares. c) Ampliação da área de detalhe com o traçado do perfil sobre o mapa geológico, evidenciando a correlação entre as unidades do embasamento e as anomalias de resistividade identificadas ao longo da seção.

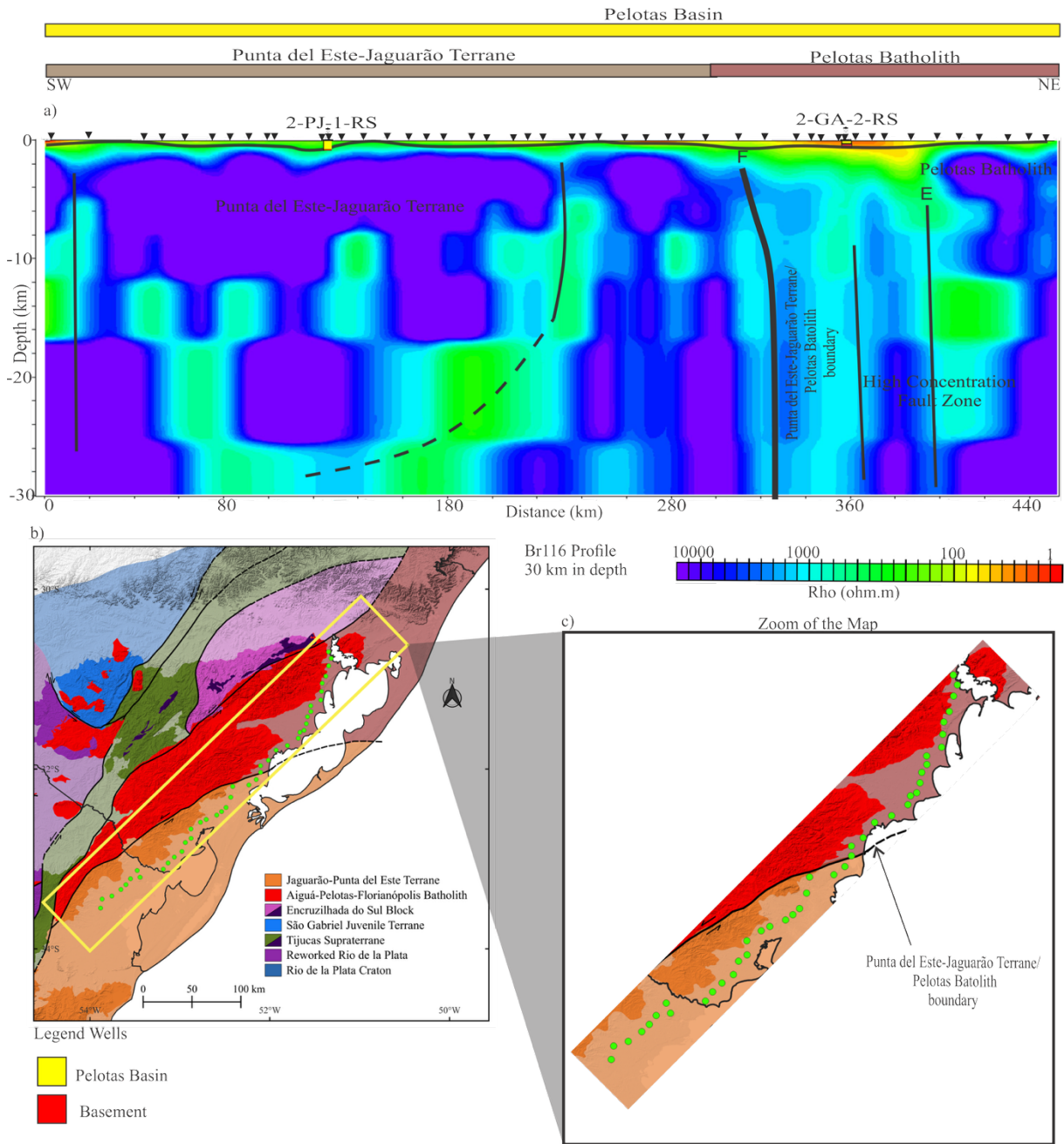


Figura 17: a) Perfil 2-D dos dados magnetotelúricos (MT) até 30 km de profundidade ao longo do perfil BR-116, mostrando as principais estruturas identificadas a partir da integração entre

dados geológicos e magnetotélúricos na porção sul do Cinturão Dom Feliciano e na Bacia de Pelotas. Os valores de resistividade variam entre 1 e 1000 $\Omega \cdot m$ (escala de cores logarítmica), evidenciando zonas condutivas associadas a cisalhamentos crustais e blocos do embasamento mais resistivos. b) Mapa geológico simplificado da região sul do Brasil e Uruguai, destacando os limites do Terreno Punta del Este–Jaguarão, o Batólito de Pelotas, a High Concentration Fault Zone e principais contatos estruturais. c) Ampliação da área do perfil MT sobreposta ao mapa geológico, ilustrando a correlação entre unidades do embasamento e as anomalias de resistividade observadas em subsuperfície ao longo do perfil BR-116.

7.2. Perfil Ruta-19

O modelo de resistividade obtido para o perfil Ruta-19 (Figuras 18) revela uma espessa sucessão sedimentar na Bacia de Pelotas, com características semelhantes às observadas no perfil BR-116, porém apresentando variações estruturais que refletem a influência de lineamentos crustais regionais. As resistividades dos sedimentos variam predominantemente entre ~ 1 e 80 Ωm , compatíveis com pacotes clásticos porosos e saturados em fluidos. A distribuição lateral dessas unidades condutivas é marcada por mudanças abruptas nos contornos de isorresistividade, especialmente nas transições para rochas ígneas mesozoicas, cuja assinatura resistiva é mais elevada.

A integração dos valores de resistividade com dados de poços ao longo do perfil na regiões central onde ocorrem maiores perturbações estruturais permitiu delimitar com maior precisão o contato entre os sedimentos e os corpos intrusivos ou extrusivos associados ao magmatismo da Província Ígnea do Paraná (LIP Paraná). Nessas áreas, a presença de falhamentos torna-se evidente pelas zonas de inclinação e interrupção dos horizontes resistivos, controlando tanto a espessura quanto a geometria do pacote sedimentar. A consistência entre as feições identificadas nos dados de poço e os padrões de resistividade reforça a robustez do

886 modelo, em acordo com os limites de investigação apontados pelos testes de sensibilidade da
887 inversão 3-D, que demonstraram estabilidade interpretativa até aproximadamente 30 km de
888 profundidade.

889 O embasamento ao longo do perfil Ruta-19 apresenta um padrão de resistividade
890 sistematicamente variável: valores intermediários entre 100 e 1000 $\Omega \cdot m$ concentram-se na
891 região central, sugerindo rochas parcialmente fraturadas ou moderadamente metamorfitizadas;
892 enquanto nas extremidades predominam resistividades elevadas (1000–10 000 Ωm),
893 características de embasamento cristalino pouco fraturado e mais competente. Esse contraste
894 indica a presença de blocos crustais distintos, separados por zonas de fraqueza profundas.

895 A interpretação integrada com os dados de poços e mapas geológicos permitiu concluir
896 que o perfil Ruta-19 cruza importantes estruturas crustais regionais, como Lineamento
897 Cebollatí–Merín (CML) e Lineamento Chuí–Aiguá–India Muerta, reconhecidas anteriormente
898 em estudos estruturais e geofísicos. Ambas se expressam como gradientes resistivos marcantes
899 no modelo 2-D, compatíveis com zonas de sutura ou falhas reativadas durante fases pós-rifte,
900 influenciando a compartimentação do embasamento e o controle tectônico sobre a deposição
901 da Bacia de Pelotas. Essas estruturas são coerentes com o padrão de lineamentos identificados
902 em mapas geológicos e geofísicos regionais, reforçando sua relevância na evolução crustal e
903 sedimentar do setor oriental do Cinturão Dom Feliciano.

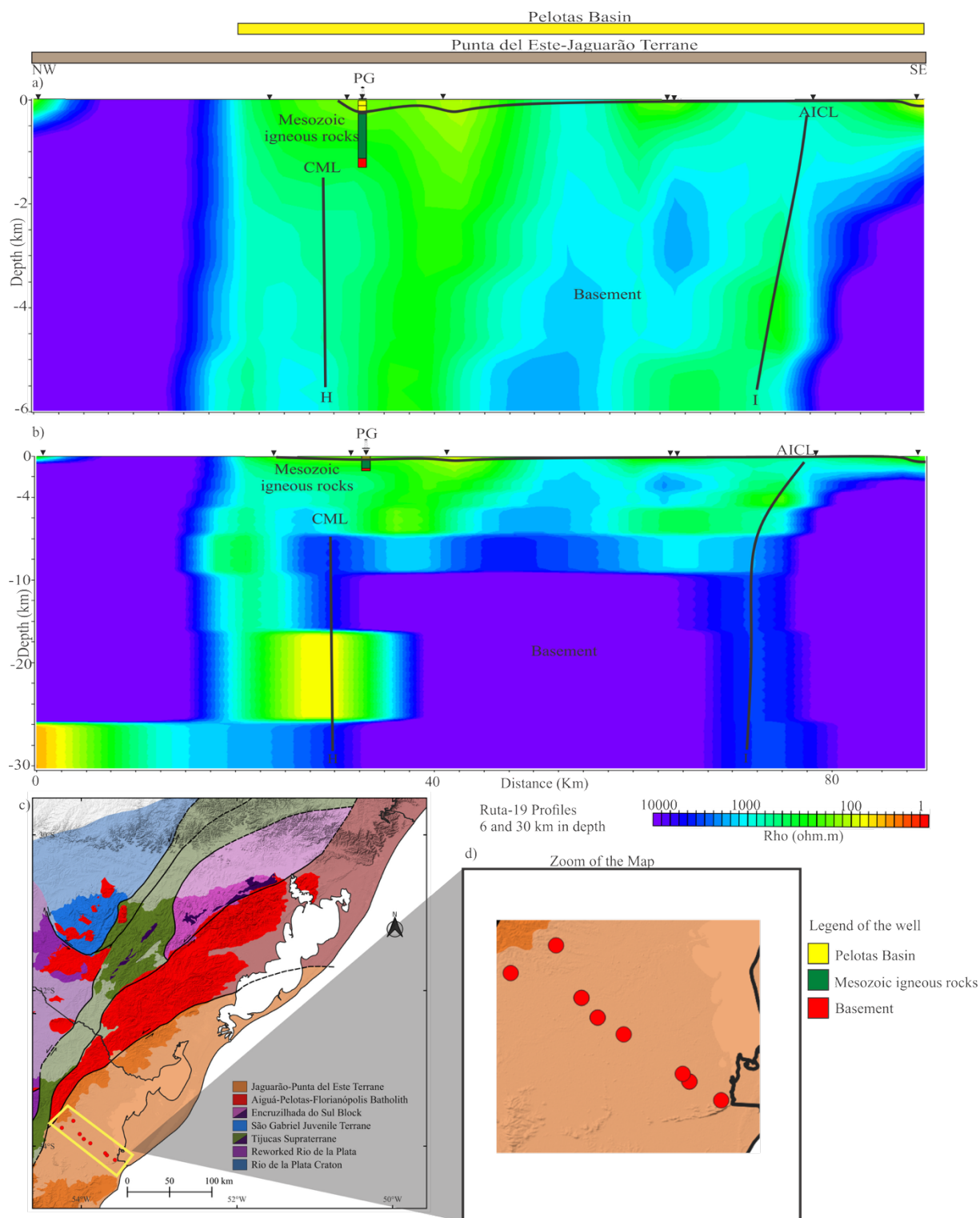


Figura 18: Modelo de inversão magnetotelúrica 2-D ao longo do perfil Ruta-19, no Uruguai. O painel superior mostra a distribuição de resistividade elétrica (ρ , $\Omega \cdot m$), em escala logarítmica, até 6 km, destacando a presença de rochas ígneas mesozoicas, o embasamento resistivo e as principais estruturas regionais. Entre elas, a Lineamento Cebollatí-Merín (CML) e a

Lineamento Chuí–Aiguá–India Muerta, que segmentam o arcabouço crustal e controlam a compartimentação da Bacia de Pelotas. O painel inferior apresenta a mesma seção em maior detalhe, evidenciando condutores crustais associados a intrusões mesozoicas e zonas de fraqueza herdadas. O mapa de localização (à esquerda) indica a posição do perfil, com um zoom do mapa a direita, em relação às principais unidades tectônicas regionais.

7.3.Perfil PSI

O perfil PSI (Figura 19) está inserido no contexto da Bacia do Paraná e se estende por profundidades que variam entre 6 e 30 km. A inversão magnetotelúrica associada a esse transecto revela um padrão de resistividade característico de bacias sedimentares profundas sobrepostas a um embasamento estruturalmente complexo. Os valores de resistividade variam entre 0 e 80 $\Omega \cdot m$ nos pacotes sedimentares, refletindo o alto grau de condutividade elétrica desses depósitos. Essa assinatura é compatível com a presença de sedimentos paleozóicos parcialmente compactados e com elevada saturação de fluidos, característica marcante da Bacia do Paraná.

As variações laterais de resistividade, especialmente entre 80 e 100 Ωm são indicativas de interfaces geológicas importantes, como a transição entre a cobertura sedimentar e o embasamento cristalino, bem como entre os produtos do magmatismo da Província Ígnea do Paraná (LIP) e os sedimentos pré-existentes. A calibração do modelo com dados de poços permitiu identificar essas transições com maior precisão, destacando zonas de falha na porção sudoeste do perfil como principais elementos estruturais.

A presença da Bacia Camaquã, delimitada por sistemas de falhas derivados da Bacia do Paraná, é um dos principais destaques estruturais do perfil PSI. Essas falhas atuam como fronteiras tectônicas que compartimentam a crosta e influenciam a acomodação dos sedimentos. Os depósitos do pacote Bom Jardim, que integram a Bacia Camaquã, exibem comportamento

935 resistivo diferenciado, com valores variando entre 80 e 100 Ω m em profundidade, indicando
936 maior grau de compactação e/ou composição litológica diferenciada, possivelmente com menor
937 porosidade ou presença de rochas vulcanogênicas.

938 O embasamento subjacente apresenta variação lateral significativa em termos de resistividade.
939 Na porção nordeste do perfil predominam resistividades intermediárias (100–1000 Ω m),
940 coerentes com rochas cristalinas retrabalhadas ou parcialmente fraturadas. No setor sudoeste,
941 resistividades mais elevadas (1000–10.000 Ω m) representam blocos estáveis do embasamento,
942 com menor grau de fraturamento e deformação. Essa diferença indica que o embasamento sob
943 a Bacia do Paraná não é homogêneo, refletindo a evolução tectônica diferenciada dos domínios
944 crustais adjacentes.

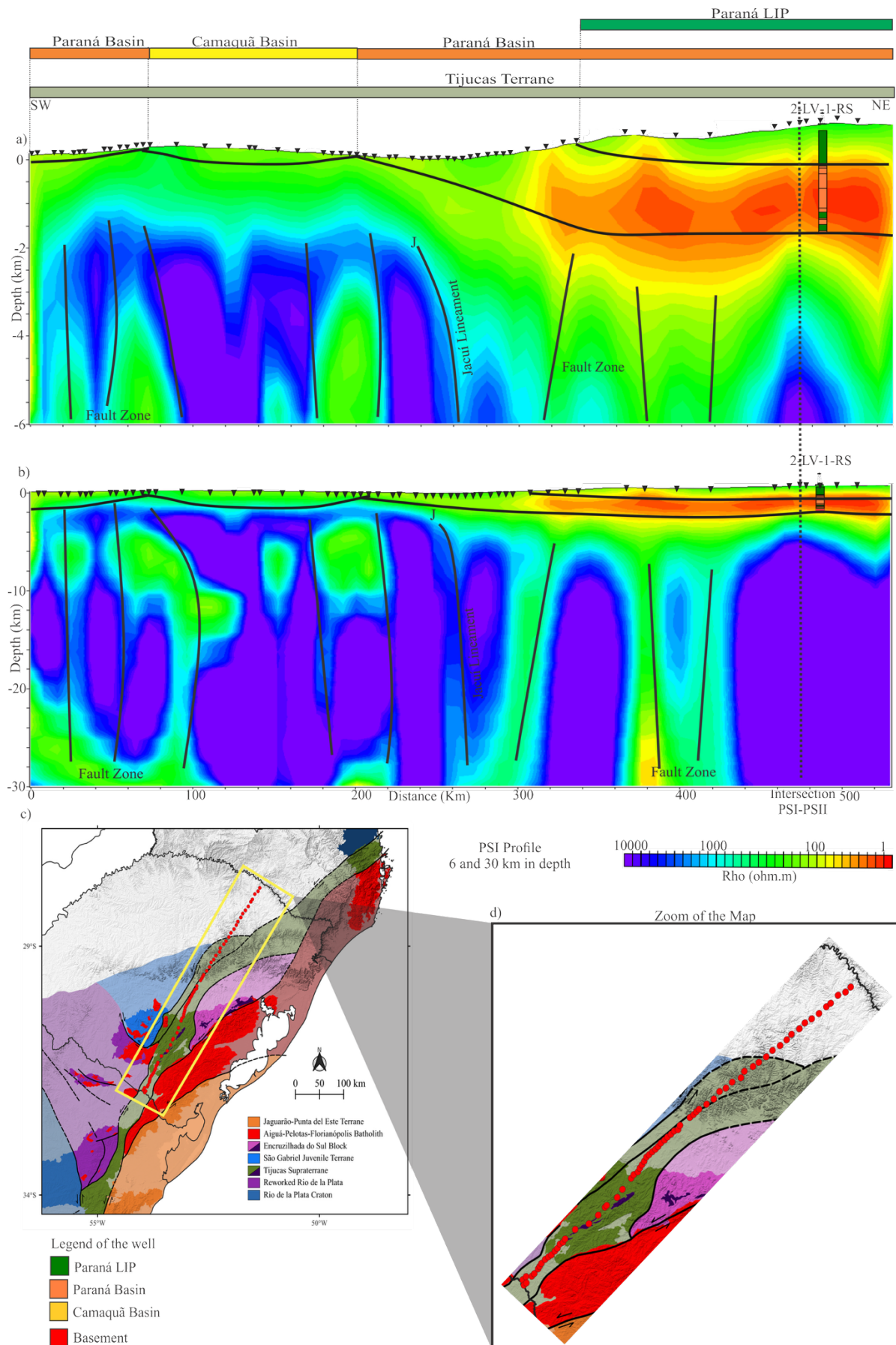


Figura 19: a) Modelo de inversão magnetotelúrica (MT) 2-D ao longo do perfil PSI até aproximadamente 6 km de profundidade. A distribuição de resistividade elétrica (ρ , Ω m), apresentada em escala logarítmica de cores, evidencia a cobertura sedimentar condutiva da Bacia do Paraná sobreposta ao embasamento pré-cambriano resistivo, além de zonas de falha que afetam a porção superior da crosta. b) Modelo MT 2-D do mesmo perfil até 30 km de profundidade, destacando feições condutivas e resistivas relacionadas à arquitetura crustal profunda. Observam-se zonas verticais de baixa resistividade associadas a falhas crustais e o posicionamento do Lineamento Jacuí ao longo da seção. c) Mapa geológico regional mostrando a localização do perfil PSI em relação às principais unidades tectônicas do sul do Brasil e Uruguai, incluindo terrenos, batólitos e limites estruturais maiores. d) Ampliação da área de aquisição ao longo do perfil PSI, indicando a distribuição das estações MT e a relação espacial entre o traçado do perfil e as unidades geológicas aflorantes.

7.4. Perfil PSII

O perfil PSII (Figura 20) complementa a interpretação regional da Bacia do Paraná, abrangendo profundidades entre 6 e 30 km e evidenciando assinaturas de resistividade que auxiliam na delimitação entre os pacotes sedimentares e o embasamento. As resistividades nos sedimentos variam entre 0 e 74 $\Omega \cdot m$, com destaque para setores fortemente condutivos, que correspondem a zonas intensamente fraturadas e potencialmente enriquecidas em fluidos condutivos, minerais metálicos ou matéria orgânica.

A transição entre os sedimentos da Bacia do Paraná e o embasamento fraturado é marcada pelo valores de resistividade de 74 Ω m, que também representa o limite basal do pacote magmático da LIP Paraná. A calibração com dados de poços mostrou boa correspondência nas regiões menos influenciadas por estruturas tectônicas. Contudo, nas porções noroeste do perfil, onde predominam falhas crustais, observam-se perturbações no sinal magnetotelúrico, dificultando a continuidade de algumas interfaces geofísicas.

Mesmo com essas limitações, o modelo apresenta boa consistência com o poço 2-RS-1-RS. As discrepâncias observadas em relação aos poços 2-LV-1-RS e 1-MC-1-RS são atribuídas a um setor fortemente falhado, cuja complexidade estrutural também é evidenciada nos dados sísmicos. Essa zona de falhas atua como canal de deformação e constitui uma feição geotectônica relevante na porção norte da Bacia do Paraná.

No embasamento, a distribuição dos domínios resistivos segue o padrão observado no perfil PSI: resistividades intermediárias (100–1000 Ω m) ao noroeste e valores elevados (1000–10 000 Ω m) ao sudeste. A geometria dessas feições indica a presença de blocos crustais distintos, separados por zonas de fraqueza que condicionam tanto a deformação quanto a resposta eletromagnética da crosta inferior.

A análise visual conjunta da seção sísmica e dos modelos MT (Figura 20) indica que o painel sísmico imageia, aproximadamente, os primeiros 6 a 8 km de profundidade. Essa estimativa baseia-se na correspondência visual entre o limite inferior da refletividade sísmica e o topo do embasamento reconhecido no modelo MT, onde os refletores passam a perder continuidade. Trata-se de uma observação qualitativa, usada apenas para referência descritiva.



Figura 20: Modelos magnetotelúrico 2-D e 3-D ao longo do perfil PSII, atravessando a Bacia do Paraná. a) Seção sísmica de referência utilizada para correlação estratigráfica e estrutural. b) Modelo 2-D de resistividade elétrica (ρ , Ω m) em escala logarítmica, evidenciando o contraste entre o pacote sedimentar condutivo e o embasamento resistivo, além de anomalias condutivas associadas a intrusões máficas até 6 km. c) Modelo 2-D até 30 km, ressaltando as principais descontinuidades crustais e a geometria do embasamento. O mapa de localização à baixo das transectas mostra a posição do perfil em relação às principais unidades tectônicas regionais.

7.5. Perfil PSIII

O perfil PSIII integra o conjunto de modelos magnetotelúricos aplicados à Bacia do Paraná, cobrindo profundidades de até 30 km (Figura 21). O padrão de resistividade ao longo da seção evidencia uma espessa sucessão sedimentar, com valores entre 0 e 80 Ω m, compatíveis com sedimentos paleozóicos ricos em matéria orgânica e fluidos, assim como com intercalações de derrames basálticos da Formação Serra Geral. Esses valores, associados à geometria condutiva observada na base do pacote sedimentar, auxiliam na compreensão da relação entre o magmatismo da LIP Paraná e os sedimentos subjacentes.

Uma anomalia condutiva marcante, com resistividade em torno de 22 Ω m, delimita a base condutiva da LIP Paraná. Esse comportamento pode estar associado com zonas afetadas por alteração hidrotermal ou com presença de fluidos crustais profundos. A redução de resistividade observada poderia refletir circulação hidrotermal, preenchimento secundário de fraturas por minerais condutivos e aumento da permeabilidade estrutural. Essa anomalia encontra suporte no poço 2-IT-1-RS, localizado na porção nordeste do perfil, onde também se observam as maiores perturbações nas assinaturas resistivas, associadas à presença de falhas crustais profundas.

1014 O embasamento apresenta distribuição assimétrica de resistividades. Na porção nordeste
1015 predominam valores intermediários (100–1000 Ω m), coerentes com rochas metamorfizadas ou
1016 parcialmente fraturadas, enquanto ao longo da maior extensão do perfil ocorrem domínios de
1017 alta resistividade (1000–10 000 Ω m), compatíveis com embasamento cristalino mais profundo
1018 e menos deformado. Essa variação indica que o perfil PSIII cruza domínios crustais distintos,
1019 refletindo sua evolução estrutural diferenciada.

1020

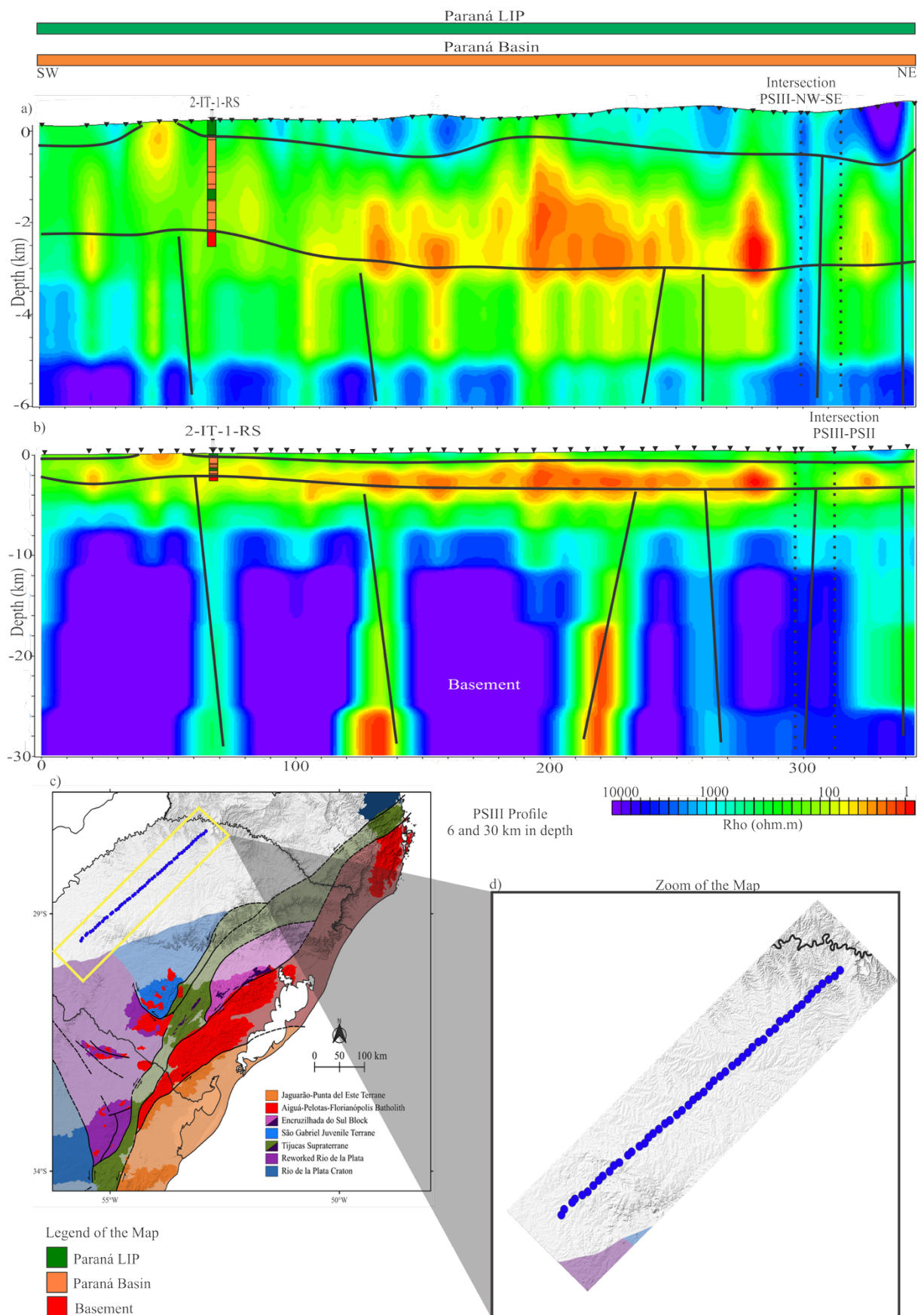


Figura 21: a) Modelo de inversão magnetotelúrica (MT) 2-D ao longo do perfil PSIII, mostrando a distribuição de resistividade elétrica (ρ , Ω m) até aproximadamente 6 km de profundidade (escala de cores logarítmica). Observa-se uma zona intermediária de valores de resistividade associado à base dos derrames basálticos da Formação Serra Geral sobreposta ao pacote sedimentar condutiva da Bacia do Paraná, bem como variações laterais que indicam zonas afetadas por falhas crustais. b) Modelo MT 2-D do mesmo perfil até 30 km de profundidade, observa-se o contato entre a bacia de Paraná e o embasamento resistivo subjacente. Feições verticais de baixa resistividade marcam possíveis falhas crustais profundas. c) Mapa geológico regional mostrando a localização do perfil PSIII em relação aos principais terrenos e unidades tectônicas do sul do Brasil e Uruguai, incluindo batólitos, terrenos neoproterozoicos e a área de influência da Bacia do Paraná. d) Ampliação da área de aquisição do perfil PSIII, indicando a distribuição das estações MT ao longo do traçado do perfil e a relação espacial com as unidades geológicas de superfície.

7.6. Modelagem 3-D

As inversões magnetotelúricas (MT) 3-D revelam padrões de resistividade compatíveis com rochas do embasamento cristalino ao longo do Cinturão Dom Feliciano e das bacias adjacentes, estendendo-se até profundidades de aproximadamente 30 km. Esse modelo fornece uma visão detalhada da arquitetura crustal, destacando variações laterais e verticais contínuas e geologicamente significativas na resistividade. Essas variações correlacionam-se bem com domínios tectônicos conhecidos e delineiam estruturas-chave, como lineamentos e zonas de falha ao longo dos perfis. De modo geral, a crosta nesta região pode ser agrupada em três domínios de resistividade:

Alta resistividade ($>1000 \Omega \cdot m$): associada a unidades metamórficas pouco fraturadas, corpos ígneos intrusivos e blocos mais estáveis do embasamento;

Resistividade moderada (100–300 $\Omega\cdot\text{m}$): relacionada a embasamento transicional ou segmentos crustais parcialmente retrabalhados, incluindo rochas moderadamente metamorfizadas e intrusões ígneas de menor escala;

Baixa resistividade (1–80 $\Omega\cdot\text{m}$): representando principalmente bacias sedimentares, zonas de cisalhamento subverticais enriquecidas em minerais condutivos e/ou domínios com maior conteúdo de fluidos crustais.

Essas classes de resistividade fornecem base para a descrição do modelo 3-D, que é analisado por profundidade em três intervalos principais: porção rasa (0–5 km), crosta superior (5–15 km) e crosta inferior (~15–30 km).

Porção Rasa da Crosta (0–5 km)

A modelagem magnetotelúrica 3-D realizada na região do Cinturão Dom Feliciano e bacias adjacentes revela feições complexas na crosta superior, compreendida entre 0 e 5 km de profundidade (Figura 22). Essa faixa engloba as principais unidades sedimentares, além de estruturas vulcânicas e expressões rasas do embasamento cristalino. A análise integrada dos dados de resistividade permitiu identificar diferentes padrões geofísicos associados às principais bacias do sul do Brasil, como Pelotas, Paraná, Camaquã, cada uma com características específicas em termos de espessura, geometria e condutividade elétrica.

A Bacia de Pelotas apresenta uma assinatura condutiva bem definida ao longo de toda a sua porção emersa, tanto no litoral do Rio Grande do Sul quanto no setor onshore do Uruguai, onde essa mesma bacia recebe localmente o nome de Bacia Laguna-Mirim. A espessura sedimentar varia de menos de 2 km na região de Laguna-Mirim até cerca de 2–3 km nas porções costeira e emersa no Brasil, com resistividades típicas entre 1 e 80 $\Omega\cdot\text{m}$. O preenchimento é

composto por sedimentos inconsolidados intercalados com camadas vulcânicas mesozoicas. Observam-se contrastes resistivos laterais marcantes associados a domínios condutivos alongados, interpretados como grabens ou semi-grabens delimitados por falhas crustais menores. A geometria em cunha dos sedimentos está relacionada a estruturas do embasamento com mergulho em direção ao continente, e a transição entre os altos resistivos do embasamento (centenas a milhares de Ω m) e os sedimentos condutivos é abrupta, evidenciando o forte controle estrutural sobre a espessura e a distribuição do preenchimento sedimentar em toda a Bacia de Pelotas, incluindo sua continuidade onshore uruguaia.

Na Bacia do Paraná, a camada superior é marcada por um padrão estratificado de resistividade. As camadas basálticas rasas do Grupo Serra Geral, com resistividades de centenas a milhares de Ω m, sobrepõem-se às sequências sedimentares paleozóicas mais condutivas ($\sim 10\text{--}80$ Ω m). Em diversas áreas, os fluxos basálticos superam 1 km de espessura, criando barreiras resistivas que interrompem a continuidade lateral das unidades sedimentares subjacentes. Falhas normais atuam como canais de acomodação de sedimentos mais profundos, resultando em bolsões condutivos localizados no interior da província basáltica.

A Bacia Camaquã exibe feições condutivas assimétricas, com sub-bacias separadas por altos resistivos do embasamento. Essas sub-bacias são interpretadas como riftes ou zonas de transtensões, preenchidas por sequências clásticas e vulcânicas. A assinatura resistiva dessas unidades é complexa, variando lateralmente conforme a litofácies, porosidade e conteúdo fluido. Os dados sugerem empilhamentos de depósitos vulcano-sedimentares, com alternância de camadas resistivas e condutivas, formando um mosaico geofísico típico de ambientes tectonicamente ativos durante o Proterozoico final.

Crosta Superior (5–15 km)

1096

1097 A zona da crosta superior, situada entre 5 e 15 km de profundidade, representa uma
1098 transição crítica entre as bacias sedimentares rasas e os blocos profundos do embasamento
1099 cristalino (Figura 22). As inversões magnetotelúricas 3-D revelam uma estrutura complexa e
1100 heterogênea, marcada por feições resistivas e condutivas que refletem a história tectono-
1101 metamórfica da região. As resistividades nesta faixa variam predominantemente entre 100 e
1102 5000 Ωm , com zonas localizadas de baixa resistividade (1–80 $\Omega\text{ m}$) que se estendem em direção
1103 à crosta inferior, interpretadas como zonas de cisalhamento ou falhas crustais de grande escala.

1104 As zonas condutivas identificadas apresentam forma alongada e continuidade vertical
1105 expressiva, estendendo-se desde níveis crustais intermediários até profundidades maiores.
1106 Observa-se que essas estruturas possuem elevada condutividade ao longo de toda a sua
1107 extensão, configurando feições lineares e persistentes na crosta. A manutenção dessa assinatura
1108 condutiva ao longo do tempo geológico pode ser explicada pela presença de minerais
1109 condutivos que podem estar associados a condições de metamorfismo de fácies xisto verde a
1110 anfíbolito.

1111 Limites tectônicos profundos, incluindo fronteiras entre diferentes terrenos do
1112 embasamento, manifestam-se como contrastes resistivos abruptos e contínuos, com forte
1113 expressão geofísica. Esses limites coincidem com quebras pronunciadas nas curvas de fase e
1114 resistividade aparente das estações MT, o que significa que essas discontinuidades representam
1115 contatos geológicos de escala litosférica, isto é, superfícies profundas que marcam a junção
1116 entre blocos crustais com histórias evolutivas distintas. A concordância entre essas feições e
1117 outros métodos geofísicos reforça a interpretação de que os terrenos que compõem o Cinturão
1118 Dom Feliciano foram amalgamados por meio de suturas profundas, posteriormente reativadas
1119 durante episódios fanerozoicos de rifteamento e subsidência.

De modo geral, a crosta superior na região é constituída por segmentos retrabalhados, caracterizados por alternância de domínios de alta e média resistividade intercalados com zonas condutivas conectadas a estruturas profundas. A presença de zonas condutivas de geometria ascendente indica possíveis trajetórias preferenciais para migração de fluidos ou canais estruturais de deformação em níveis intermediários da crosta.

Crosta Inferior (15–30 km)

Embora o método magnetotelúrico não defina limites estratigráficos formais, os contrastes de resistividade permitem distinguir domínios crustais eletricamente diferenciados. Nos modelos apresentados, essa diferenciação coincide com profundidades típicas da crosta superior (0–15 km) e crosta inferior (15–30 km), abordagem amplamente utilizada em estudos MT regionais (Jones, 1992; Heise et al., 2007).

A crosta inferior, situada aproximadamente entre 15 e 30 km de profundidade, apresenta um padrão geofísico distinto das porções superiores da crosta (Figura 22). Os modelos 3-D de resistividade indicam um domínio majoritariamente resistivo, com valores frequentemente superiores a 5.000 $\Omega \cdot m$. Esses altos valores são característicos de regiões profundamente consolidadas, com baixa porosidade, reduzido teor de fluidos e mínima presença de fraturas abertas. Essa assinatura é compatível com as porções internas mais estáveis do Cráton Rio de la Plata e com segmentos profundos do Cinturão Dom Feliciano, onde predominam rochas máficas e ultramáficas de elevada coesão.

A alta resistividade observada nessa profundidade está associada ao comportamento mecânico rígido das unidades litosféricas, decorrente tanto de sua composição mineralógica quanto de sua estabilidade térmica. Esse domínio mais rígido concentra menos deformação, que

tende a se localizar preferencialmente na crosta superior. Quanto à profundidade investigada pelos dados MT, os menores períodos adquiridos ($\approx 10^{-3}$ – 10^{-4} Hz) permitem alcançar 30–40 km de profundidade, conforme o skin depth e os testes de sensibilidade apresentados na Seção 5.6. Assim, as interpretações estruturais realizadas até aproximadamente 30 km possuem boa sustentação geofísica.

Esse comportamento é coerente com modelos geodinâmicos para margens passivas do Gondwana ocidental, que apontam a preservação de raízes crustais cratônicas e espessas mesmo após múltiplos episódios tectônicos superpostos (Almeida et al., 1981; Tedeschi et al., 2016, Hackspacher et al., 2019). Nesses cenários, a crosta inferior permanece relativamente intacta e rígida, enquanto a deformação pós-colisional se concentra nos níveis crustais superiores.

Embora predomine um domínio de alta resistividade, pequenas feições condutivas podem ser observadas entre 20 e 25 km de profundidade. Essas anomalias apresentam continuidade vertical com zonas de cisalhamento previamente mapeadas na crosta média.

Apesar da menor sensibilidade do método para grandes profundidades, especialmente devido à redução do número de estações e à diminuição da resposta em períodos longos as zonas resistivas profundas são robustas, recorrentes ao longo das iterações e consistentes com a geometria geral da crosta inferior. A profundidade de interpretação confiável, conforme mostrado nos testes de sensibilidade (Seção 6.6), é de aproximadamente 30 km, valor mínimo a partir do qual o modelo se torna menos responsivo às variações impostas na resistividade inicial.

Assim, a crosta inferior delimitada pelos modelos 3-D apresenta um arcabouço estrutural marcado por blocos resistivos contínuos e estáveis, intercalados apenas por feições condutivas discretas associadas a zonas de fratura profundas. Esse padrão é compatível com observações sísmicas e magnetotelúricas em outras regiões cratônicas (Ritter et al., 2003; Jones,

1168 2012) e reforça o entendimento de que a deformação pós-colisional no sudoeste do Gondwana
1169 concentrou-se predominantemente na crosta superior e média, preservando os domínios
1170 profundos como elementos rígidos e resistentes ao longo do tempo geológico.
1171

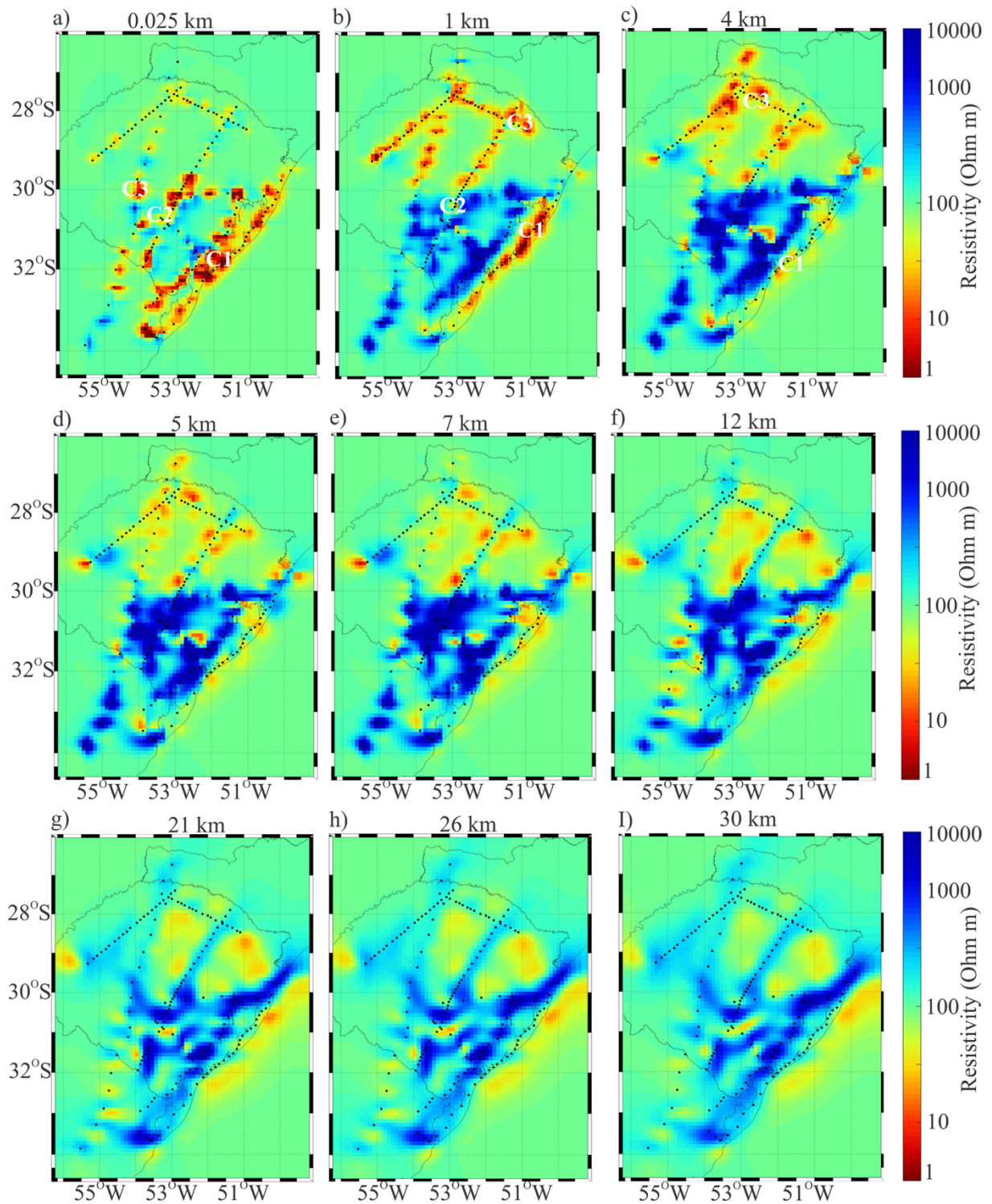


Figura 22: Modelos de resistividade 3-D resultantes da inversão INV8A_2, ilustrando a distribuição das principais bacias sedimentares e feições condutivas e resistivas da crosta em diferentes profundidades. a) resposta extremamente porção rasa, evidenciando heterogeneidades superficiais associadas a variações locais de condutividade e os derrames basálticos do Grupo Serra Geral b) início da individualização das bacias sedimentares, com

anomalias condutivas rasas distribuídas ao longo das principais unidades. c) desenvolvimento de feições condutivas contínuas relacionadas ao preenchimento sedimentar e a estruturas crustais rasas. d) condutores bem definidos correspondendo ao aprofundamento das bacias e a zonas estruturais internas. e) ampliação das zonas condutivas, compatível com a presença de lineamentos crustais regionais que se estendem em profundidade. f) condutores que se prolongam verticalmente, indicando zonas de fraqueza crustal herdadas de eventos tectônicos prévios. g) domínio predominantemente resistivo do embasamento, interrompido por condutores crustais verticais. h) persistência das zonas condutivas profundas, associadas a estruturas de cisalhamento crustal. i) geometria crustal de maior escala, com feições condutivas de raiz profunda e blocos resistivos que caracterizam o embasamento em profundidade.

8. Discussões

A Bacia de Pelotas, incluindo sua continuidade onshore no Uruguai, denominada localmente Bacia de Laguna Mirim, apresenta expressivo espessamento sedimentar e compartimentação interna controlada por falhas crustais profundas. A distribuição de domínios condutivos ($<80 \Omega \text{ m}$) reflete sedimentos saturados, zonas mineralizadas e áreas de subsidência influenciadas por estruturas herdadas. Entre as principais feições condutoras destacam-se os lineamentos Cebollatí–Merín e Chuí–Aiguá–India Muerta, este último correspondente ao Lineamento Chuí descrito no Brasil, ambos marcando zonas de enfraquecimento crustal que delimitam domínios tectônicos distintos.

A Bacia do Paraná apresenta forte controle tectônico, marcado pela influência direta da Província Ígnea do Paraná (LIP), que condiciona a geometria do embasamento e os contatos entre os derrames basálticos e as sequências sedimentares paleozóicas. Os modelos MT revelam contrastes resistivos expressivos associados à sobreposição entre rochas basálticas e unidades sedimentares, além de condutores crustais profundos que podem refletir zonas fraturadas e a presença de fluidos.

Na Bacia do Camaquã, os modelos MT revelam alternância entre domínios condutivos e resistivos compatível com a presença de espessas sequências vulcano-sedimentares depositadas em ambiente distensivo pós-colisional. As zonas condutivas contínuas identificadas sugerem forte influência de rifteamento pós-Brasiliano, associado à reativação de descontinuidades neoproterozoicas, embora a espessura exata desses pacotes ainda não possa ser definida com precisão.

As zonas de cisalhamento e os lineamentos profundos desempenham papel essencial na segmentação da crosta, delimitando terrenos do embasamento como o Terreno Tijucas, o Cráton Rio da Prata e o Batólito de Pelotas. A distribuição dessas feições estruturais reflete a complexa história de acreção e reativação crustal na borda do Cráton Rio da Prata e é coerente com a compartimentação observada nos modelos 2-D e 3-D.

A correlação entre os resultados de magnetotelúrica e as interpretações independentes de dados sísmicos e gravimétricos reforça a consistência dos modelos, evidenciando boa correspondência entre as principais descontinuidades crustais e as anomalias geofísicas previamente mapeadas. Essa análise multiescala demonstra a eficácia do método MT na caracterização da crosta profunda e na definição das unidades tectônicas regionais, contribuindo de forma significativa para o entendimento da evolução geodinâmica do sul do Brasil e do nordeste do Uruguai.

A Tabela 1 sintetiza a correspondência entre intervalos de resistividade e unidades geológicas identificadas nos modelos 2-D e 3-D.

Intervalo de Resistividade (Ω m)	Interpretação Geológica	Unidade ou Estrutura
---	-------------------------	----------------------

1–80	Sedimentos saturados, zonas de falha condutoras	Bacias Pelotas, Camaquã, Paraná
100–300	Embasamento transicional/fraturado, zonas de cisalhamento	Terreno Tijucas, Camaquã Rift
>1000	Blocos cristalinos preservados, batólitos	Cráton del Rio la Prata, Batólito Pelotas

1226

1227 A Tabela 2 apresenta as principais estruturas tectônicas discutidas nos Anexos 1 e 2 (artigos
1228 submetidos) e suas características resistivas observadas.

1229

1230 Tabela 2 - Estruturas tectônicas e faixas de resistividade

Estrutura	Resistividade (Ω m)	Interpretação
Zona de Falha de Ibaré	80–300	Cisalhamento crustal entre o Cráton del Rio la Prata e o Cinturão Dom Feliciano
Dorsal de Canguçu	100–1000	Cisalhamento dúctil limitando terrenos do embasamento
Lineamento Cebollati- Merín	1–80	Falha crustal profunda com condutores subverticais
Lineamento Chuí-Aiguá- India Muerta	1–100	Zona de fraqueza crustal delimitando terrenos

Terreno Tijucas	100–300	Terreno metamórfico com fraturamento parcial
Batólito de Pelotas	>1000	Intrusivo granítico profundo e resistivo
Cráton Rio da Prata	>1000	Bloco cristalino estável
Bacia do Paraná	1–80	Pacotes sedimentares e derrame basálticos (LIP)
Bacia do Camaquã	10–100	Depósitos vulcano-sedimentares em contexto distensivo
Bacia de Pelotas	1–80	Sedimentos sedimentares rift e drift

1231

1232 Na Figura 23 sintetiza a arquitetura crustal revelada pelos modelos 3-D ao longo dos
1233 cinco perfis MT adquiridos na região. As seções mostram transições nítidas entre domínios
1234 condutivos e resistivos, destacando feições estruturais como o Lineamento Camaquã, o limite
1235 entre o Terreno Punta del Este–Jaguarão e o Batólito de Pelotas, o Lineamento Jacuí e
1236 condutores profundos associados à base dos pacotes sedimentares.

1237 Zonas de cisalhamento crustal, como Ibaré e a Dorsal de Canguçu, desempenham papel
1238 fundamental na compartimentação do embasamento, controlando tanto a deformação quanto a
1239 acomodação de pacotes sedimentares. O embasamento cristalino representado principalmente
1240 pelo Cráton del Río la Plata e pelo Cinturão Dom Feliciano manifesta resistividades elevadas
1241 ($>1000 \Omega \text{ m}$), caracterizando blocos mais rígidos da crosta inferior.

A comparação entre os modelos MT e dados geológicos, gravimétricos e sísmicos disponíveis sustenta a coerência estrutural das interpretações: as variações de resistividade refletem não apenas contrastes litológicos, mas também zonas mineralizadas, condutores grafitosos, presença de fluidos e possíveis zonas de fusão parcial, aspectos amplamente reconhecidos em estudos clássicos de MT (Simpson, 2005; Chave & Jones, 2012).

As inversões 2-D e 3-D revelam múltiplas fases de deformação, magmatismo e reativação crustal, sugerindo uma evolução policíclica para o setor sudoeste do Gondwana (Chemale Jr., 2000; Hartmann et al., 2007). Condutores crustais profundos identificados no modelo INV8A_2 permitem comparações com cinturões móveis internacionais, como o Damara Belt (Weckmann et al., 2007) e o Trans-Hudson Orogen (White et al., 2005) demonstram que tais condutores podem representar zonas de cisalhamento grafitosas, trajetórias profundas de fluidos, raízes litosféricas preservadas ou zonas de fusão parcial, interpretação compatível com os padrões observados neste estudo.

Os testes de sensibilidade aplicados à inversão 3-D reforçam a estabilidade das anomalias profundas e a confiabilidade do modelo, confirmando a utilidade do método MT na reconstrução do arcabouço crustal e no entendimento da evolução tectônica das bacias sedimentares do sul do Brasil e do nordeste do Uruguai.

anomalias condutivas associadas ao Lineamento Camaquã, ao limite entre o Terreno Punta del Este e o Batólito de Pelotas, além da Zona de Falha de Alta Concentração; o perfil PSI, que ilustra a variação lateral de resistividade na Bacia do Paraná e seu contato com o embasamento, bem como a influência do Lineamento Jacuí no contexto PSI e NW–SE; e o perfil PSIII, que revela zonas condutoras profundas na base do pacote sedimentar, possivelmente relacionadas a falhas crustais de grande porte.

Comparação Estrutural e Integração com Outros Métodos Geofísicos

A integração dos resultados de magnetotelúrica (MT) com dados aeromagnéticos, gravimétricos e gamaespectrométricos (Figuras 24 e 25) evidencia o papel de primeira ordem desempenhado pelas zonas de cisalhamento neoproterozoicas na evolução tectônica das bacias da região. Estruturas como a Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu (ZCDC), a Zona de Falha de Ibaré, o Lineamento Caçapava do Sul e a Zona de Cisalhamento Sarandí del Yí aparecem de forma consistente nos modelos MT como corredores condutivos de escala crustal, atravessando bacias e terrenos do embasamento. Esses lineamentos atuaram como zonas de fraqueza longamente reativadas, influenciando tanto a amalgamação neoproterozoica quanto a deformação fanerozoica posterior.

O limite entre o Terreno Punta del Este–Jaguarão e o Batólito de Pelotas é igualmente caracterizado como uma descontinuidade condutiva, reforçando sua interpretação como limite de terreno. A ZCDC, orientada NE–SW, intercepta a Bacia do Paraná e prolonga-se em direção à Bacia de Pelotas, coincidindo com anomalias gravimétricas e magnéticas regionais. De forma semelhante, a Zona de Cisalhamento Sarandí del Yí se manifesta como um condutor profundo que separa terrenos proterozoicos das coberturas fanerozoicas.

As demais bases de dados corroboram este arcabouço estrutural: a gamaespectrometria destaca contrastes composicionais entre terrenos; mapas magnéticos evidenciam tendências

1294 crustais de longo comprimento de onda; anomalias Bouguer delineiam domínios controlados
1295 por densidade, compatíveis com raízes cratônicas resistivas.

1296 Nas bacias sedimentares descontinuidades laterais condutivas delimitam setores da
1297 Bacia do Paraná e da Bacia de Pelotas, associados a fases mesozoicas de reativação estrutural
1298 que condicionaram o magmatismo e a formação de depocentros. Já na Bacia do Camaquã,
1299 anomalias condutoras limitadas por blocos resistivos inclinados são coerentes com grabens
1300 tardi- a pós-orogênicos, relacionados à reativação de descontinuidades neoproterozoicas
1301 durante os estágios finais de deformação do Cinturão Dom Feliciano.

1302 Condutores subverticais atingindo 20–25 km de profundidade, especialmente ao longo
1303 da Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu (ZCDC) e os limites de terrenos, reforçam sua
1304 interpretação como zonas de fraqueza crustal de longa duração, capazes de canalizar fluidos ou
1305 acomodar fusão parcial, evidenciando sua influência persistente na evolução geodinâmica do
1306 sul do Brasil e Uruguai.

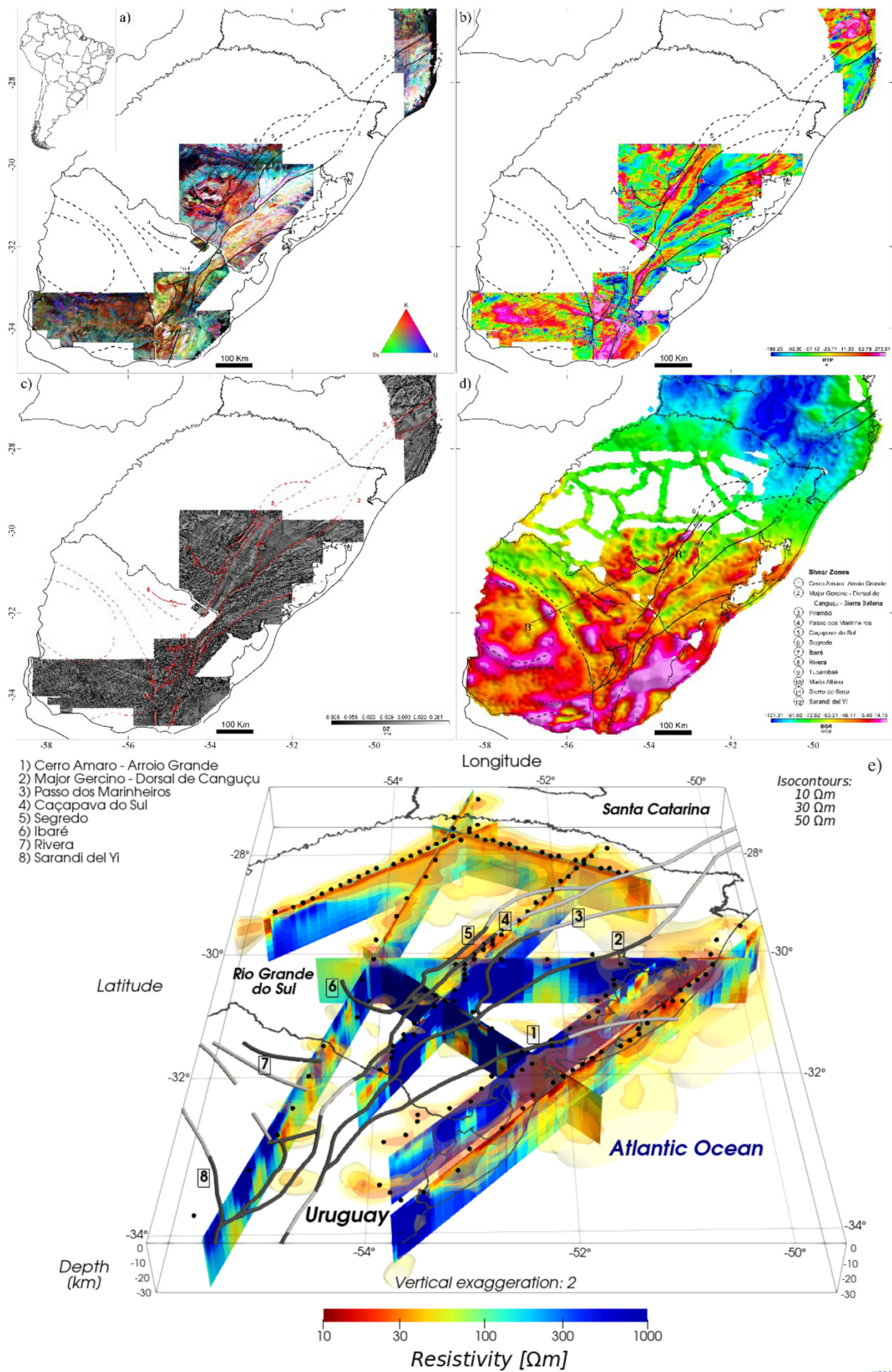


Figura 24: Integração regional entre dados MT 3-D e produtos geofísicos (adaptado de Teixeira et al., 2025). a) Seções do modelo 3-D de resistividade ao longo dos perfis MT, destacando as principais zonas de cisalhamento e lineamentos crustais (1 a 8), (1) Cerro Amaro–Arroio Grande; (2) Major Gercino–Dorsal de Canguçu; (3) Passo dos Marinheiros; (4) Caçapava do Sul; (5) Segredo; (6) Ibaré; (7) Rivera; (8) Sarandí del Yí. b) Distribuição dos terrenos tectono-estratigráficos do Cinturão Dom Feliciano e unidades adjacentes, com idades dos principais eventos metamórficos. c) Mapa estrutural integrado de dados aeromagnéticos e gravimétricos, mostrando estruturas de primeira e segunda ordem e intrusões associadas. d) Imagem ternária de gamaespectrometria (K–Th–U), evidenciando contrastes composicionais do embasamento e suas zonas de cisalhamento. e) Visão tridimensional do modelo MT 3-D, com isosuperfícies condutivas (10, 30 e 50 Ω m) delineando as bacias sedimentares e principais estruturas crustais.

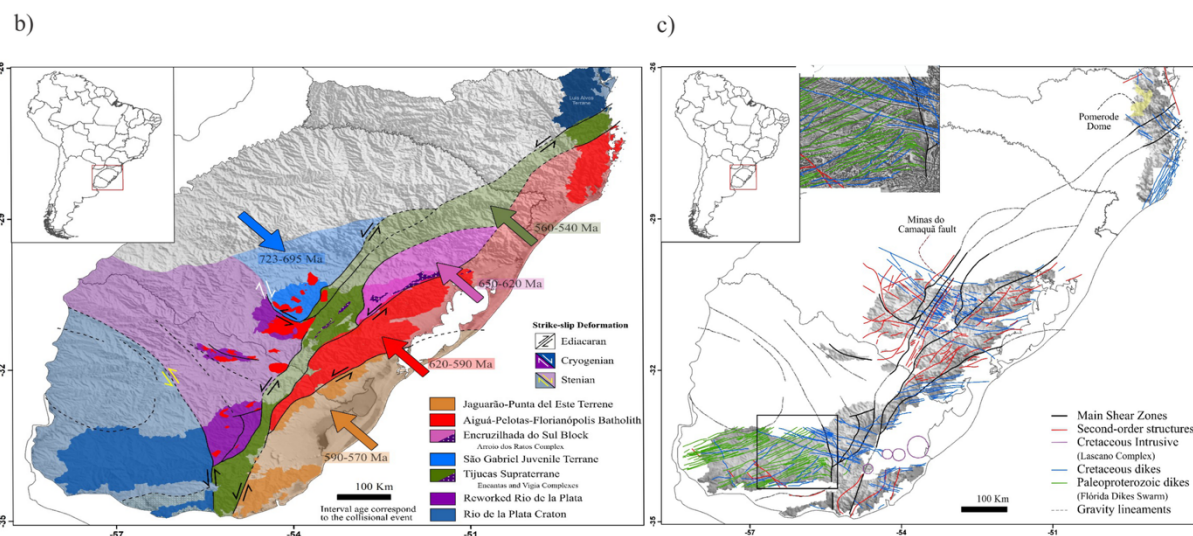
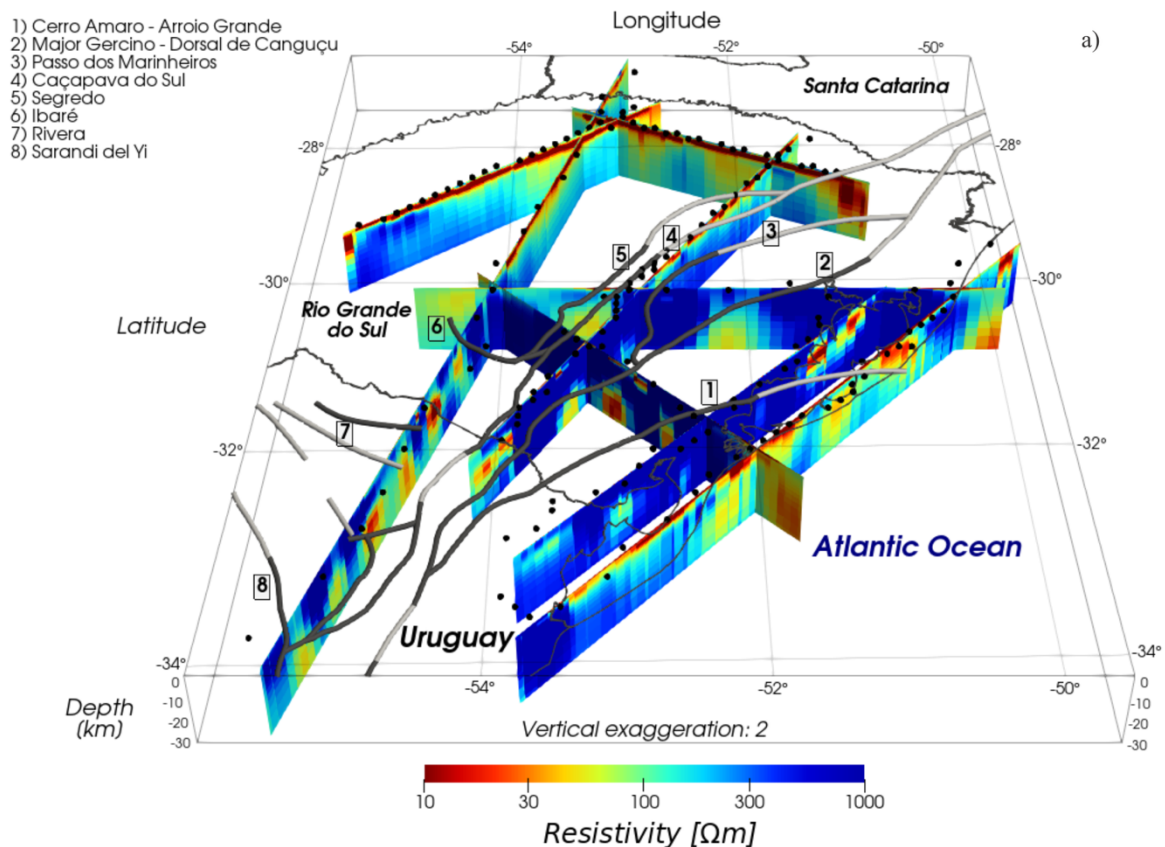


Figura 25: Integração entre dados gamaespectrométricos, potenciais e magnetotélúricos (adaptado de Teixeira et al., 2025). a) Imagem ternária gamaespectrométrica (K–Th–U) do embasamento cristalino, evidenciando contrastes composicionais e principais zonas de cisalhamento sobrepostas. b) Mapa regional de anomalia magnética (RTP TMI) do sul do Brasil e Uruguai, destacando tendências crustais de grande escala e blocos estruturais. c) Derivada vertical de primeira ordem (1VD) do campo magnético, realçando contatos e estruturas

secundárias interpretadas. d) Mapa de anomalia Bouguer, mostrando domínios controlados por densidade e lineamentos estruturais utilizados no refinamento tectônico. e) Visão integrada das seções extraídas do modelo MT 3-D, com resistividade em escala logarítmica (10-1000 Ω m) e exagero vertical de 2 $\times$. Linhas cinza representam zonas de cisalhamento, pontos pretos indicam estações MT e isosuperfícies condutivas (10, 30 e 50 Ω m) delineiam as bacias sedimentares. Estruturas numeradas: (1) Cerro Amaro-Arroio Grande; (2) Major Gercino–Dorsal de Canguçu; (3) Passo dos Marinheiros; (4) Caçapava do Sul; (5) Segredo; (6) Ibaré; (7) Rivera; (8) Sarandí del Yí.

9. Conclusão

A integração entre os modelos magnetotélúricos 2-D e 3-D permitiu resolver, com consistência geológica e geofísica, a arquitetura crustal do Cinturão Dom Feliciano e das principais bacias fanerozoicas da região sul do Brasil e nordeste do Uruguai. A combinação de resistividades, calibrada por poços, sísmica, gravimetria e mapeamento estrutural, revelou padrões elétricos compatíveis com a evolução tectônica neoproterozoica e fanerozoica, ressaltando a influência da herança estrutural na acomodação das bacias sedimentares.

Os modelos 2-D mostraram variações laterais marcantes relacionadas a falhas crustais, zonas de sutura e limites de terrenos previamente reconhecidos, além de detalhar a geometria das bacias de Pelotas, Camaquã e Paraná. A modelagem 3-D ampliou essa interpretação, evidenciando contrastes elétricos profundos que delimitam domínios crustais com diferentes histórias tectônicas.

A crosta superior revelou caráter predominantemente rúp til, manifestado pela presença de estruturas condutivas associadas as zonas de cisalhamento e falhas reativadas comportamento compatível com regimes de baixa pressão e temperatura, maior fraturamento e circulação de fluidos. Em contraste, a crosta inferior apresentou valores elevados de resistividade, coerentes com um regime dúctil, onde pressões e temperaturas mais elevadas, além de minerais mais secos e menor porosidade, favorecem maior estabilidade mecânica.

Esse padrão é consistente com estudos crustais em outras regiões cratônicas do mundo (por exemplo, Ritter et al., 2003; Boerner et al., 1995; Ye et al., 2019), reforçando que o embasamento profundo do sudoeste do Gondwana mantém características litosféricas estáveis desde eventos de amalgamação proterozoicos.

Mesmo considerando as limitações naturais do método MT como redução de sensibilidade em períodos longos, menor resolução em grandes profundidades e dependência da distribuição das estações, as zonas resistivas profundas foram recuperadas com robustez. A boa correspondência entre diferentes testes de sensibilidade, inversões com parâmetros variados e comparações com dados independentes indica que essas feições representam blocos crustais estáveis ou o manto superior imediato.

A profundidade efetiva de investigação, sustentada pelo espectro de períodos disponível e pela modelagem de sensibilidade, permitiu interpretações confiáveis até aproximadamente 30 km, abaixo do qual a resolução diminui e as respostas tornam-se fortemente condicionadas pela regularização. Até essa profundidade, entretanto, os modelos revelam de forma consistente a continuidade em profundidade de estruturas reconhecidas em superfície, como zonas de sutura, lineamentos crustais e corredores de deformação.

O conjunto de resultados demonstra o potencial do método magnetotelúrico como ferramenta de imageamento tectônico em larga escala, particularmente quando integrado a outros métodos geofísicos. Os modelos obtidos contribuem para uma compreensão mais detalhada da litosfera do sul do Brasil e nordeste do Uruguai, oferecendo suporte a interpretações sobre evolução crustal, estabilidade litosférica e controles estruturais sobre as principais bacias sedimentares da região.

A abordagem integrada adotada nesta tese combinando perfis 2-D, volume 3-D, calibração geológica e análise comparativa internacional estabelece uma base metodológica robusta para futuros estudos tectônicos e aplicações exploratórias, permitindo avançar na caracterização geodinâmica da margem sudoeste do Gondwana.

REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, v. 17, p. 1–29, 1981.
- BOERNER, D. E.; KURTZ, R. D.; CRAVEN, J. A.; ROSS, G. M.; JONES, F. W.; DAVIS, W. J. Electrical conductivity in the Precambrian lithosphere of western Canada. *Science*, v. 269, n. 5224, p. 211–214, 1995.
- BOLOGNA, M. S.; DRAGONE, G. N.; MUZIO, R.; PEEL, E.; NUÑEZ-DEMARCO, P.; USSAMI, N. Electrical structure of the lithosphere from Rio de la Plata Craton to Paraná Basin: amalgamation of cratonic and refertilized lithospheres in SW Gondwanaland. *Tectonics*, v. 38, p. 77–94, 2019.
- CAGNIARD, L. Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting. *Geophysics*, v. 18, p. 605–635, 1953.
- CHAVE, D. A.; JONES, A. G. *The Magnetotelluric Method*. Cambridge: Cambridge University Press, 2012. 603 p.
- CHEMALE JR., F. Evolução geológica do Escudo Sul-Riograndense. In: HOLZ, M.; DE ROS, L. F. (orgs.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre: Instituto de Geociências – UFRGS, 2000. p. 13–52.
- EGBERT, G. D.; KELBERT, A. Computational recipes for electromagnetic inverse problems. *Geophysical Journal International*, v. 189, n. 1, p. 251–267, 2012.
- GOMIDE, J. Bacia de Pelotas: biocronoestratigrafia baseada em nanofósseis calcários. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 11., 1989, Curitiba. Anais [...]. p. 338–351.
- HARTMANN, L. A.; CHEMALE JR., F.; PHILIPP, R. P. Evolução geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano. In: IANUZZI, R.; FRANTZ, J. C. (orgs.). *50 Anos de Geologia: Instituto de Geociências — UFRGS*. Porto Alegre: IG/UFRGS, 2007. p. 97–123.
- HEISE, W. et al. Magnetotellurics reveal structural control in a complex plate boundary region, New Zealand. *Geophysical Research Letters*, v. 34, L04307, 2007.
- JONES, A. G. Electrical resistivity structure of the continental crust. In: FOUNTAIN, D. M.; ARCULUS, R. J.; KAY, R. W. (eds.). *Continental Lower Crust*. Amsterdam: Elsevier, 1992. p. 81–143.
- JONES, A. G. Distinguishing crust and mantle in MT data: a review of global case studies. *Tectonophysics*, v. 580, p. 3–22, 2012.
- JONES, A. G. et al. Electrical lithosphere beneath the Kaapvaal craton, southern Africa. *Journal of Geophysical Research*, v. 110, 2005.

- KELBERT, A.; MEQBEL, N.; EGBERT, G. D.; TANDON, K. ModEM: a modular system for inversion of electromagnetic geophysical data. *Computers & Geosciences*, v. 66, p. 40–53, 2014.
- KLEIN, D. P. Crustal resistivity structure from magnetotelluric soundings in the Colorado Plateau–Basin and Range provinces, central and western Arizona. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 96, p. 12113–12125, 1991.
- LEITE, E. P.; PADILHA, A. L. Electrical anisotropy beneath the Paraná Basin. *Geophysical Journal International*, v. 179, n. 3, p. 1481–1493, 2009.
- LEZAETA, P.; HAAK, V. Beyond magnetotelluric decomposition: induction, current channeling, and magnetotelluric phases over 90°. *Journal of Geophysical Research*, v. 108, n. B6, p. 2305, 2003.
- LUGÃO, P. P. Relatório final de aquisição, processamento e interpretação de dados AMT/MT – Projeto Pelotas. STRATAIMAGE, 2019. 38 p.
- LUGÃO, P. P. et al. First application of marine magnetotellurics improves depth imaging in the Santos Basin, Brazil. In: EAGE CONFERENCE & EXHIBITION, 2008, Rome. Proceedings [...]. Roma: EAGE, 2008.
- MENEZES, A. M. C.; CHEMALE JR., F.; LUGÃO, P. P.; TEIXEIRA, C. D.; KRIEGSHAUSER, B. Structure and geometry of the Neoproterozoic Dom Feliciano Belt and Phanerozoic basins, southern Brazil, from magnetotelluric imaging. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 111, p. 103407, 2021.
- MENEZES, P. T. L. *Fundamentos do método magnetotelúrico na exploração de hidrocarbonetos*. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geofísica, 2013.
- MORALES, E. et al. Tectono-stratigraphic evolution of the Jurassic–Cretaceous Laguna Merín Basin (Uruguay): new insights from magnetotelluric transects. *Tectonophysics*, v. 823, p. 229211, 2022.
- OLDENBURG, D. W.; LI, Y. Estimating depth of investigation in DC resistivity and IP surveys. *Geophysics*, v. 64, n. 2, p. 403–416, 1999.
- PALACKY, G. Resistivity characteristics of geological targets. In: NABIGHIAN, M. N. (ed.). *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics – Theory*. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists, 1987. p. 53–129.
- PHILIPP, R. P.; MACHADO, R.; CHEMALE JR., F. A geração dos granitóides neoproterozóicos do Batólito de Pelotas: evidências de isótopos Sr e Nd e implicações para o crescimento continental da porção sul do Brasil. In: IANUZZI, R.; FRANTZ, J. C. (orgs.). *50 Anos de Geologia: Instituto de Geociências — UFRGS*. Porto Alegre: IG/UFRGS, 2007. p. 59–77.

- PHILIPP, R. P. et al. Estruturação do Arco de Rio Grande e da Sinclinal de Torres, Bacia do Paraná, RS: evidências por levantamentos magnetotélúricos. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOFÍSICA, 2007. Anais [...]. p. 1–6.
- PHOENIX GEOPHYSICS. *V5 System 2000 MTU/MTU-A – User Guide*. Toronto: Phoenix Geophysics, 2010. 193 p.
- RIKITAKE, T. Notes on electromagnetic induction within the Earth. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, v. 24, p. 1–9, 1948.
- RODI, W.; MACKIE, R. L. Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D MT inversion. *Geophysics*, v. 66, n. 1, p. 174–187, 2001.
- SIMPSON, F.; BAHR, K. *Practical Magnetotellurics*. Cambridge: Cambridge University Press, 2005.
- SPIES, B. R. Depth of investigation in electromagnetic sounding methods. *Geophysics*, v. 54, n. 7, p. 872–888, 1989.
- TAKEHARA, L.; LAUX, J. H. *Área de relevante interesse mineral — Batólito de Pelotas*. Brasília: CPRM, 2019. 186 p.
- TEIXEIRA, C. D.; GIRELLI, T. J.; SERRATT, H.; OLIVEIRA, H. O. S.; CRUZ, M. F.; CONTI, B.; RODRIGUEZ, P.; CHEMALE, F. Structural framework and tectonic compartmentalization of the Dom Feliciano Belt and surrounding terranes. *Earth-Science Reviews*, v. 266, 105135, 2025. DOI: 10.1016/j.earscirev.2025.105135.
- TIETZE, K.; RITTER, O. 3D magnetotelluric inversion in practice: the electrical conductivity structure of the San Andreas Fault in Central California. *Geophysical Journal International*, v. 195, n. 1, p. 130–147, 2013.
- TIKHONOV, A. N. On determining electrical characteristics of the deep layers of the Earth's crust. *Doklady*, v. 73, p. 295–297, 1950.
- VILLWOCK, J. A.; TOMAZELLI, L. J. Geologia costeira do Rio Grande do Sul. *Notas Técnicas*, v. 8, p. 1–45, 1995.
- VOZOFF, K. The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins. *Geophysics*, v. 37, n. 1, p. 98–141, 1972.
- WECKMANN, U. et al. Deep resistivity structure of the Damara Belt. *Journal of Geophysical Research*, v. 112, 2007.
- WHITE, D. J.; THOMAS, M. D.; JONES, A. G.; HOPE, J. The Trans-Hudson Orogen. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 42, n. 4, p. 385–402, 2005.

1525 YE, G. et al. The lithospheric structure of the Solonker Suture Zone and adjacent regions
1526 revealed by magnetotelluric data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 124, n. 2,
1527 p. 1887–1904, 2019.
1528

1529 **Anexo 1:** Artigo científico 1 submetido para o periódico Journal South American.
1530

1531 **Crustal Boundaries between the Jaguarão-Punta del Este Terrane and the Pelotas Batholith**
1532 **Revealed by Magnetotelluric Imaging of the Pelotas–Laguna Mirim Basins (Brazil–Uruguay)**

1533 Aline M. da Cunha Menezes¹, Farid Chemale Junior^{1,3}, Patricia Pastano de Lugão², Matheus
1534 Cruz^{1,3}, Ethel Morales³, Berthold Kriegshäuser²

1535

1536 ¹ Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade do Vale do Rio dos Sinos, Av.
1537 Unisinos, 950, 93022-000 São Leopoldo, RS, Brasil. alinedacunhs@gmail.com,
1538 cruzmatheus@unisinos.br, faridcj@unisinos.br

1539 ² Strataimage Consultoria Ltda. Av das Américas 700 Clta America, Bl 1, sl. 312 Rio de
1540 Janeiro – RJ | 22640-100 | Brasil. patricia.lugao@strataimage.com,
1541 berthold@strataimage.com

1542 ³ Universidade Estadual do Rio Janeiro, R. São Francisco Xavier, 524 · (21) 2334-0000

1543 ⁴ Facultad de Ciencias, UDELAR (Universidad de la República), Iguá 4225, 11400
1544 Montevideo, Uruguay. ethel@fcien.edu.uy

1545

Abstract

This study presents two-dimensional magnetotelluric (MT) data along the BR-116 (Brazil) and Ruta-19 (Uruguay) transects, integrated with potential-field data, ANP well control, and regional geological mapping, to investigate the crustal architecture of the Punta del Este-Jaguarão Terrane and its boundary with the Pelotas Batholith and adjacent basins. The results reveal a conductive sedimentary wedge ($\rho \lesssim 80 \Omega \text{ m}$) overlying a resistive Precambrian basement ($\rho \approx 10^2\text{--}10^4 \Omega \text{ m}$), with sharp lateral resistivity gradients that coincide with mapped terrane boundaries and NW–SE lineaments. Along BR-116, the Pelotas Basin is imaged as a steep, laterally variable conductive package bounded by the Punta del Este-Jaguarão buttress and the Pelotas Batholith. Resistivity breaks correlate with the Camaquã Lineament and the High-Concentration Fault Zone. Along Ruta-19, the sedimentary successions are segmented by the Cebollatí–Merín and Aiguá–India Muerta–Chuy lineaments, where conductive anomalies near the PG well suggest structure-controlled fluid circulation or alteration. The MT dip and strike sections along the Neoproterozoic terranes allow us to recognize the geometry of the suture zones of the boundary from Punta del Este-Jaguarão Terrane and Pelotas Batholith, as well as Pelotas Batholith and Tijucas Terrane. These features indicate a block-bounded basement framework that has strongly influenced basin compartmentalization. Comparison with previous MT imaging and potential-field studies demonstrates spatial concordance between resistivity breaks and aeromagnetic–gravity lineaments into the South Atlantic crust. This supports a rift model governed by structural inheritance, with Neoproterozoic anisotropies reactivated during the Jurassic–Cretaceous opening of the South Atlantic. Collectively, the results indicate that inherited Neoproterozoic structures played a fundamental role in basin compartmentalization, alongside contacts that were locally filled by volcano-sedimentary successions and influenced crustal accommodation. These findings underscore the significance

1571 of magnetotellurics (MT) in delineating terrane boundaries and the identification of structural
1572 lineaments and fault zones.
1573 Keywords: Dom Feliciano Belt, Pelotas Basin, Suture Zones, Geophysics, Mesozoic
1574 Magmatism, Basement induced structures, South Atlantic

1. Introduction

Uncertainty in basement geometry represents a significant challenge for geological modelling based on the geological field mapping. This issue is particularly critical in rifted margins, where basement configuration directly influences fault development, sedimentary accommodation space, and the distribution of reservoirs and source rocks (Fazlikhani et al., 2017; Lovecchio et al., 2020; Chauvet et al., 2021). The principle of studying deep structures along the passive margin suggests that imaging the deep crustal and lithospheric architecture beneath the passive margin offers essential insights for reconstructing the evolution and interconnectivity of the associated basins. To minimize uncertainty in the basement configuration, it is crucial to integrate multiple datasets, such as magnetotelluric (MT) surveys, seismic reflection profiles, potential-field data, and well tie points, to improve the resolution of crustal-scale models (Menezes et al., 2021; Bologna et al., 2018; Costa, 1997; Dragone et al., 2018). A better understanding of basement geometry not only refines tectonic reconstructions but also reduces exploration risk and guides more efficient resource management.

The Laguna Mirim and Pelotas Basin, located along the southern Brazil–Uruguay margin, overlie the crystalline rocks of the Neoproterozoic Punta del Este–Jaguarão Terrane from the Dom Feliciano Belt (Morales et al., 2022, Teixeira et al., 2025a). Their Jurassic–Cretaceous evolution is linked to Gondwana’s breakup and the South Atlantic opening, making basement characterization crucial for understanding regional tectonics and resources. Due to limited data from subsurface information, uncertainties in basement geometry hinder crustal-scale mapping and resource assessment. Uncertainty in basement geometry represents a major challenge for geological modeling and resource exploration in the Pelotas Basin and Laguna Mirim region. Poorly constrained basement depth and structure can lead to inaccurate

interpretations of basin evolution, tectonic history, and hydrocarbon potential (Morales et al., 2022).

This study aims to resolve the subsurface structure along the BR-116 (Brazil) and Ruta-19 (Uruguay) profiles, focusing on two main hypotheses: (i) the Pelotas Basin–Laguna Mirim system forms a continuous conductive wedge over a more resistive basement, and (ii) terrane boundaries and NW–SE lineaments control basin compartmentalization and accommodation. To address these questions, we integrate 2-D and 3-D magnetotelluric (MT) modelling with regional geological and structural data from CPRM (Cruz, 2019; Takehara & Laux, 2019), using ANP well data exclusively for local calibration (Menezes et al., 2021). Our methodology includes cross-basin MT transects oriented NW–SE and N–S, intersecting basin margins and major regional shear zones. The resulting data are inverted using 2-D algorithms to resolve vertical and lateral resistivity contrasts. Geological and structural integration guides our interpretation of key crustal features, including the contact between the Punta del Este–Jaguarão–Pelotas Batholith, as suggested suture zone between two Brasiliano terranes, and the Cebollatí–Merín and Aiguá–India Muerta–Chuy lineaments.

2. Geological Background

The Dom Feliciano Belt (DFB) consists of several terranes accreted between the Neoproterozoic and Early Paleozoic (Chemale Jr., 2000; Philip et al., 2016; Teixeira et al., 2025a) (Figure 1). The eastern portion of the DFB represents a magmatic arc that comprises three distinct terranes, from east to west: (i) the Punta del Este–Jaguarão Terrane, with magmatism dated between 580 and 540 Ma; (ii) the Pelotas–Aiguá–Florianópolis Batholith, with a magmatic peak between 640 and 600 Ma; and (iii) the Encruzilhada do Sul Block, with its main magmatic activity between 680 and 640 Ma. The Jaguarão–Punta del Este Terrane

(Teixeira et al., 2025a) includes the crustal segments of both the Punta del Este and Jaguarão domains (Cruz et al., 2024).

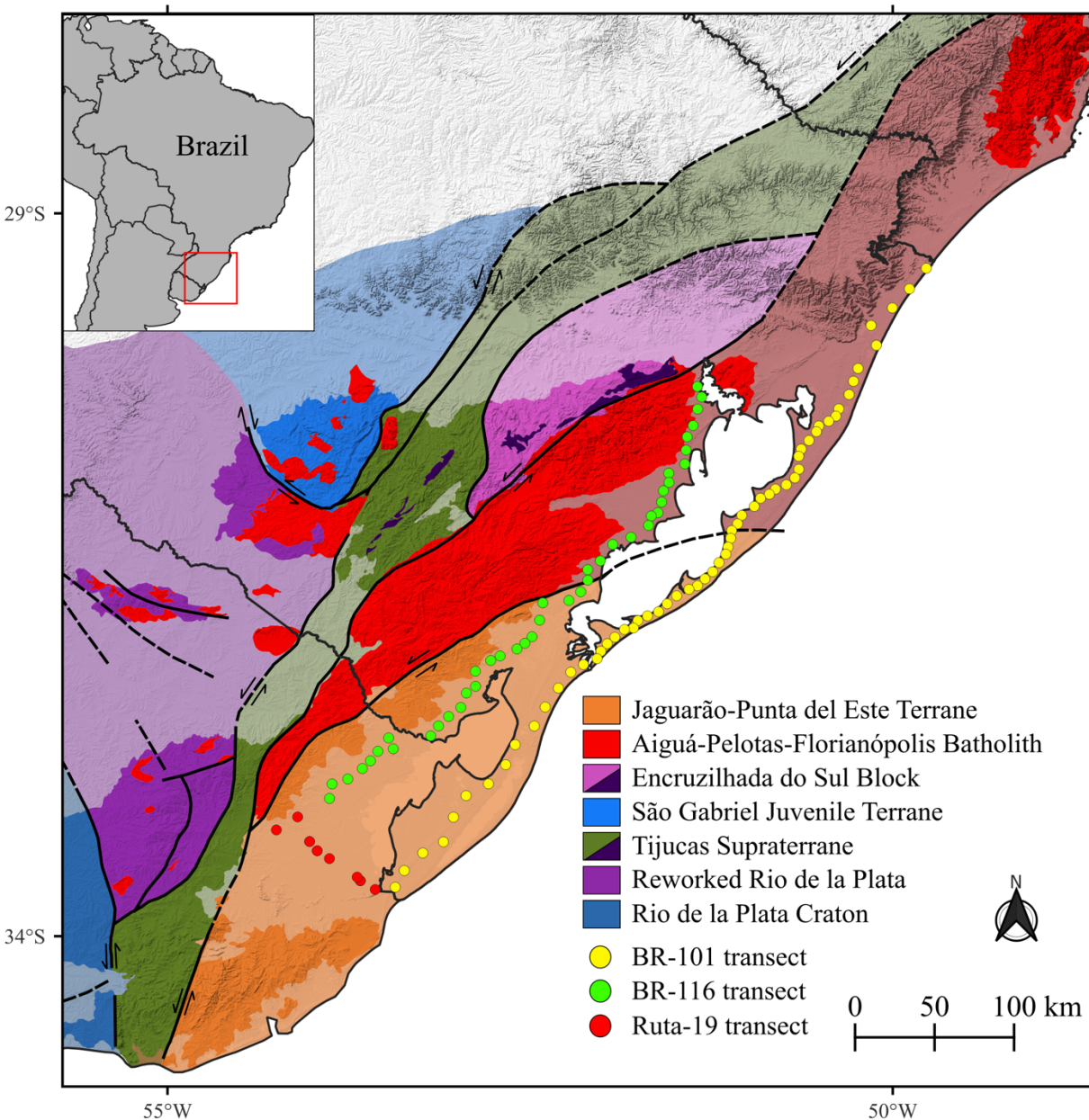


Figure 1: Geological map of southern Brazil and northeastern Uruguay showing the main tectonic structures, terranes, and cratonic domains (from Teixeira et al., 2025a). The following units are highlighted: Jaguarão–Punta del Este Terrane (brown), Aiguá–Pelotas–Florianópolis Batholith (red), Encruzilhada do Sul Block (orange), São Gabriel Juvenile Terrane (green), Tijucas Supraterrane (pink), Reworked Rio de la Plata (purple), and the Rio de la Plata Craton (blue). The study transects are indicated: BR-101 (yellow), BR-116 (green), and Ruta-19 (red). The inset locates the study area within South America. The faded colors correspond to the terranes with Phanerozoic coverage that were identified after geophysical interpretation. Pale brown in the Punta del Este–Jaguarão Terrane correspond to the Cenozoic sediments of the Pelotas Basin.

1636

1637 The Punta del Este Domain is bounded to the east by the Sierra Ballena Shear Zone and
1638 records two main magmatic episodes: a Tonian phase between 800 and 760 Ma (Lenz et al.,
1639 2011; Will et al., 2019; Silva Lara et al., 2022) and a younger Ediacaran phase, with granitic
1640 intrusions dated between 580 and 550 Ma (Will et al., 2019, 2023). High-grade metamorphism
1641 is registered in the Tonian units between 660 and 640 Ma (Lenz et al., 2011). Associated
1642 metasedimentary successions reflect both syn-orogenic and late-orogenic basin development
1643 linked to the final collisional stages of the DFB. The Passo del Dragón Complex is interpreted
1644 as an arc-related orogenic basin that developed between 660 and 590 Ma (Peel et al., 2018),
1645 whereas the late-orogenic basins are represented by the Rocha Formation, deposited after 569
1646 $\pm$ 10 Ma. Detrital zircon data from this unit reveal a dominant Cryogenian provenance peak and
1647 additional sources at 720–800 Ma, 1000–1200 Ma, and minor Paleoproterozoic to Archean
1648 populations (Abre et al., 2020).

1649 The Jaguarão Domain is considered the northern continuation of the Punta del Este
1650 crustal segment and is bounded to the east by the Ayrosa Galvão Shear Zone (Cruz et al., 2019,
1651 2024). It consists of supracrustal volcano-sedimentary and metamafic–ultramafic complexes
1652 intruded by peraluminous leucogranites, forming a polyphasic structural framework developed
1653 under low- to medium-grade metamorphic conditions (Ramos et al., 2018; Vieira et al., 2019;
1654 Cruz et al., 2019, 2024). Two main magmatic episodes are recognized: a Cryogenian phase
1655 between 680 and 650 Ma (Vieira et al., 2019) and late intrusive granites dated between 580 and
1656 550 Ma, with a magmatic flare-up at 580–570 Ma (Vieira et al., 2016; Cruz et al., 2019, 2024).
1657 Teixeira et al. (2025a) describe the Jaguarão Domain as displaying a low-amplitude magnetic
1658 relief underlain by high-intensity, east–west-oriented magnetic anomalies. It is bounded to the
1659 west by a marked contrast in potassium and thorium concentrations and intermediate uranium

content, corresponding to the Ayrosa Galvão Shear Zone (Vieira et al., 2019; Cruz et al., 2019, 2024). This shear zone is particularly evident in the vertical derivative of magnetic data, where regional structural trends shift to a northeast orientation. Narrow NE-oriented regions enriched in radioelement minerals appear as white zones in ternary radiometric images and coincide with intermediate magnetic intensities related to late intrusive granites.

In the southern Jaguarão Domain, Cretaceous dike swarms are identified by high-amplitude linear magnetic anomalies, representing elongated, juxtaposed magnetized bodies. These features extend offshore, where they connect with volcanic and magmatic additions along the continental margin. Offshore, they are associated with seaward-dipping reflectors and intrusive complexes that define the crustal architecture of the Pelotas passive volcanic margin (Chauvet et al., 2021; Serratt et al., 2022; Teixeira et al., 2025b). Onshore, the basin architecture is strongly influenced by NW–SE lineaments such as the Cebollatí–Merín and Aiguá–India Muerta–Chuy fault systems, which experienced repeated reactivation during rifting and post-rift stages. In the Laguna Mirim area, conductive sedimentary packages rest on a resistive crystalline basement, reflecting the interaction between terrane-bounded crustal blocks and rift-related depositional systems.

3 Methods and Materials

3.1 Data acquisition

Land MT surveys with Phoenix MTU-5A were conducted along BR-116 (Brazil) and Ruta-19 (Uruguay), with coastal control on BR-101. Five components (Ex, Ey, Hx, Hy, Hz) were recorded using 100 m electric dipoles-oriented N–S/E–W and induction coils aligned to true north. Four analog bands (TS2–TS5, centred at ~24 kHz, 2.4 kHz, 150 Hz, 15 Hz) provide

coverage from ~ 10 kHz down to 10^{-4} – 10^{-5} Hz. The acquisition was performed in single-site mode with remote reference applied where necessary. A 60 Hz notch, low gains, and a low analog low-pass filter were used according to the field protocol. Field QC (periodic in-field processing and time-series inspection) triggered re-runs and adjustments to dipole length/orientation and recording time when required. Fundamentals and frequency content follow standard MT/AMT practice in which the impedance tensor (Z) is estimated from electric and magnetic fields in the frequency domain.

3.2. Processing

Windowed preprocessing with robust stacking was applied, including 60 Hz rejection and five-component inspection. Time series were transformed to the frequency domain (FFT), with cross-powers and coherence checks; the impedance tensor (Z) was estimated to derive apparent resistivity (ρ_a) and phase (ϕ). Editing used MTeditor (Phoenix), and products were exported to EDI; raw files were archived (AMT: EMT/.MMT; MT: MTH/. MTL). Periodic in-field processing was used for QC (quality control). Where the tipper was not acquired or was unreliable, inversions were run on impedance-only data.

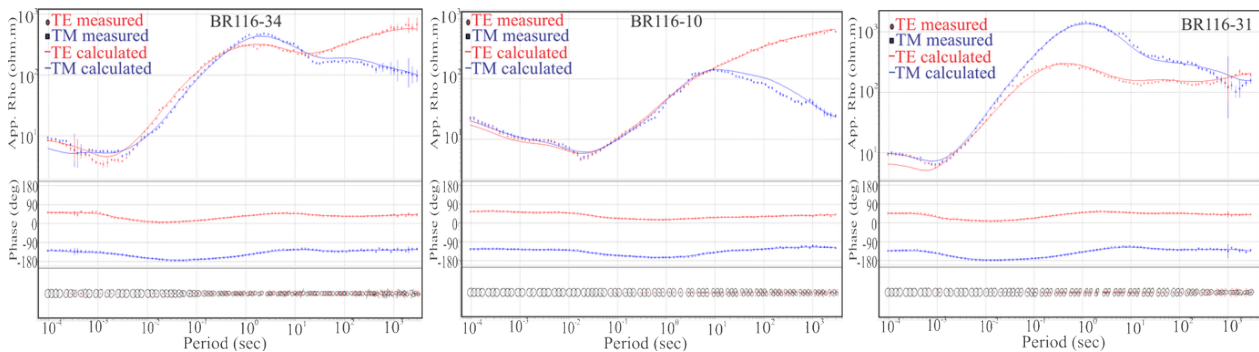


Figure 2: Example of MT response. Red: TE mode, Blue: TM mode. The axis direction is defined in a coordinate system specific to each profile. Error bars represent the measured MT data, and the solid lines represent the inversion model responses presented in the results. TE = transverse electric; TM = transverse magnetic.

3.1. Dimensionality, strike, rotation

The geological strike was determined by combining the orientation of regional geological lineaments with TE/TM vector analyses, complemented by phase tensor and induction vector diagnostics to ensure the validity of a two-dimensional assumption (Zhang et al., 1987; Caldwell et al., 2004). Rotation angles of -53° for the BR-116 profile and 46° for Ruta-19 were applied. Band-wise dimensionality analyses (1-D, 2-D, and 3-D) were further employed to guide the selection of suitable data for inversion (Gómez-Treviño et al., 2018; Arellano-Castro et al., 2021). A regional strike of approximately NW–SE, consistent with first order mapped lineaments, was adopted, and the impedance tensor was rotated accordingly prior to the 2-D inversion. Independent support for this choice came from induction vector behaviour and skew/coherence diagnostics derived from the EDI products (Maswah et al., 2021).

3.3. Inversion and parameterization

The 2-D inversions followed Rodi & Mackie (2001) with Tikhonov regularization and finite-difference forward modelling, fitting ρ_a/ϕ jointly on strike-rotated data. Static shift was handled via regularization and implicit site gains. Stopping criteria combined RMS stabilization and model roughness control (Table 1).

Name	Ns	T (s)	Distance (km)	$\delta\rho_a$ (%); $\delta\phi$ ($^\circ$)	Tau	ρ_{init} (Ωm)	$M_y \times M_z$	RMS
BR116	48	0.003-10000	340	10,5	3	102	732×35	4.2
Ruta19	9	0.003-10000	90	10,5	3	102	154×33	4.9

Table 1. 2-D inversion parameters for the BR-116 and Ruta-19 transects. Abbreviations: Ns = number of sites; T = period range; Distance = profile length; $\delta\rho_a$, %; $\delta\phi$, $^\circ$ = error floors for apparent resistivity and impedance phase, in percent and degrees, respectively; ρ_{init} =

resistivity of the initial half-space model; $M_y \times M_z$ = model mesh size, where M_y and M_z are the number of model parameters in the y and z directions, respectively; Tau = regularization (smoothing) parameter; RMS = normalized root-mean-square data misfit.

3.4. Geological ties and resistivity classes

ANP wells along/near the profiles were used only as local tie points to check sediment tops/bases and first-order boundaries. Comparative Analysis of Conductive Damage Zones and Shear-Zone Domains This essay could undertake a comparative study of conductive damage zones and shear-zone domains, highlighting their resistivity characteristics and implications for understanding geodynamic processes. It could also address how studying these zones contributes to the knowledge of fault systems and their potential impacts on infrastructure and natural hazards (Table 2).

Table 2 — Resistivity ranges and ANP well control

Unit / context	ρ range (Ωm)	BR-116 — Notes	Ruta-19 — Notes	ANP ties used in inversion
Sediments — Pelotas Basin / Laguna Merín	$\approx 0\text{--}80$	Laterally continuous conductive wedge; isoresistive disturbances near faults	Conductive successions beneath Laguna Merín and adjacent onshore Pelotas Basin	Local ties only along the profiles
Transition to Mesozoic igneous rocks	≥ 100 (variable)	Discrete transitions where intrusions/flows occur	Present in intermediate portions of the line	Local ties; no extensive stratigraphy
Fractured / metamorphic basement	$\approx 100\text{--}1000$	Intermediate-resistivity basement blocks	Intermediate-resistivity basement blocks	No direct calibration
Competent crystalline basement	$> 1000\text{--}10,000$	Continuous resistive segments; Jaguarão–Pelotas Batholith boundary	Resistive basement beneath conductive packages	Consistent with nearby wells (indirect)

Shear zones / lineaments	Variable (gradients)	Anomalies/gradients delineating steep structures	Gradients at Cebollatí–Merín and Aiguá–India Muerta–Chuy lineaments	Indirect calibration by spatial correlation
-------------------------------------	---------------------------------	---	--	--

Table 2: Resistivity ranges are approximate and reflect tendencies observed in the MT models. ANP wells were used only as local ties along the lines during inversion; no detailed stratigraphy was imposed (Takehara, L. et al., 2019; Menezes et al., 2021).

4. Results

The final 2-D resistivity models were developed for two profiles, each created through magnetotelluric inversions and systematically integrated with well control and regional potential-field constraints, which include both magnetic and gravity datasets. This multi-method approach ensured that the resistivity models are not only internally consistent but also aligned with independent geophysical and geological observations. Among the eight transects, two profiles are presented in detail here as representative examples of the crustal architecture of the Pelotas Basin and its adjacent Precambrian basement (Figures 3, 4, 5, and 6).

In all models, low-resistivity bodies ($\rho < \sim 80 \, \Omega \, \text{m}$) are interpreted to represent sedimentary successions, which are expected to contain interconnected pore fluids and, as a result, exhibit higher conductivities. In contrast, intermediate to high resistivities ($\rho \approx 10^2\text{--}10^4 \, \Omega \, \text{m}$) are associated with the crystalline basement, consistent with consolidated igneous and metamorphic lithologies. The variations in resistivity are not randomly distributed; rather, they spatially correlate with mapped structural discontinuities, terrane boundaries, and major crustal lineaments, thereby confirming the influence of inherited tectonic fabrics on basin development and crustal segmentation.

4.1. BR-116 Transect

1770

1771 The BR-116 model (Figure 3a and 3b) illustrates a laterally variable, conductive wedge
1772 ($\rho \approx 0\text{--}80\ \Omega\ \text{m}$) interpreted as the sedimentary fill of the Pelotas Basin. This conductive wedge
1773 exhibits internal segmentation and lateral thickness variations that coincide with mapped
1774 structural features. Beneath this basin, the resistive crystalline basement is clearly imaged,
1775 extending to depths of $\sim 30\ \text{km}$, with resistivity values ranging between $\rho \approx 10^2$ and $10^4\ \Omega\ \text{m}$.

1776 Several tectonic and structural elements are recognized along the transect:

1777 (i) the High-Concentration Fault Zone, which is aligned with the Lower Mostardas segment
1778 and appears as a major crustal-scale break in the resistivity model.

1779 (ii) the Camaquã Lineament (E), a prominent NW–SE-trending fault zone that crosscuts both
1780 basement and basin sequences.

1781 (iii) the boundary between the Punta del Este Terrane and the Pelotas Batholith (F), which is
1782 expressed as a marked resistivity contrast; and

1783 (iv) the division separating the Punta del Este-Jaguarão Terrane from the Tijucas Terrane (G),
1784 also represented by a discontinuity in resistivity values.

1785 The basement domains exhibit marked internal differences. Intermediate resistivity
1786 values ($\sim 10^2\text{--}10^3\ \Omega\ \text{m}$) are spatially associated with the Pelotas Batholith, consistent with its
1787 felsic composition. In contrast, adjacent crystalline basement blocks show significantly higher
1788 resistivities ($\sim 10^3\text{--}10^4\ \Omega\ \text{m}$), reflecting their more mafic and less altered lithologies. Within the
1789 basin, variations in resistivity and layering correspond closely to borehole data from wells 2-
1790 PJ-1-RS and 2-GA-2-RS, which intersect thick sedimentary packages overlying crystalline
1791 basement.

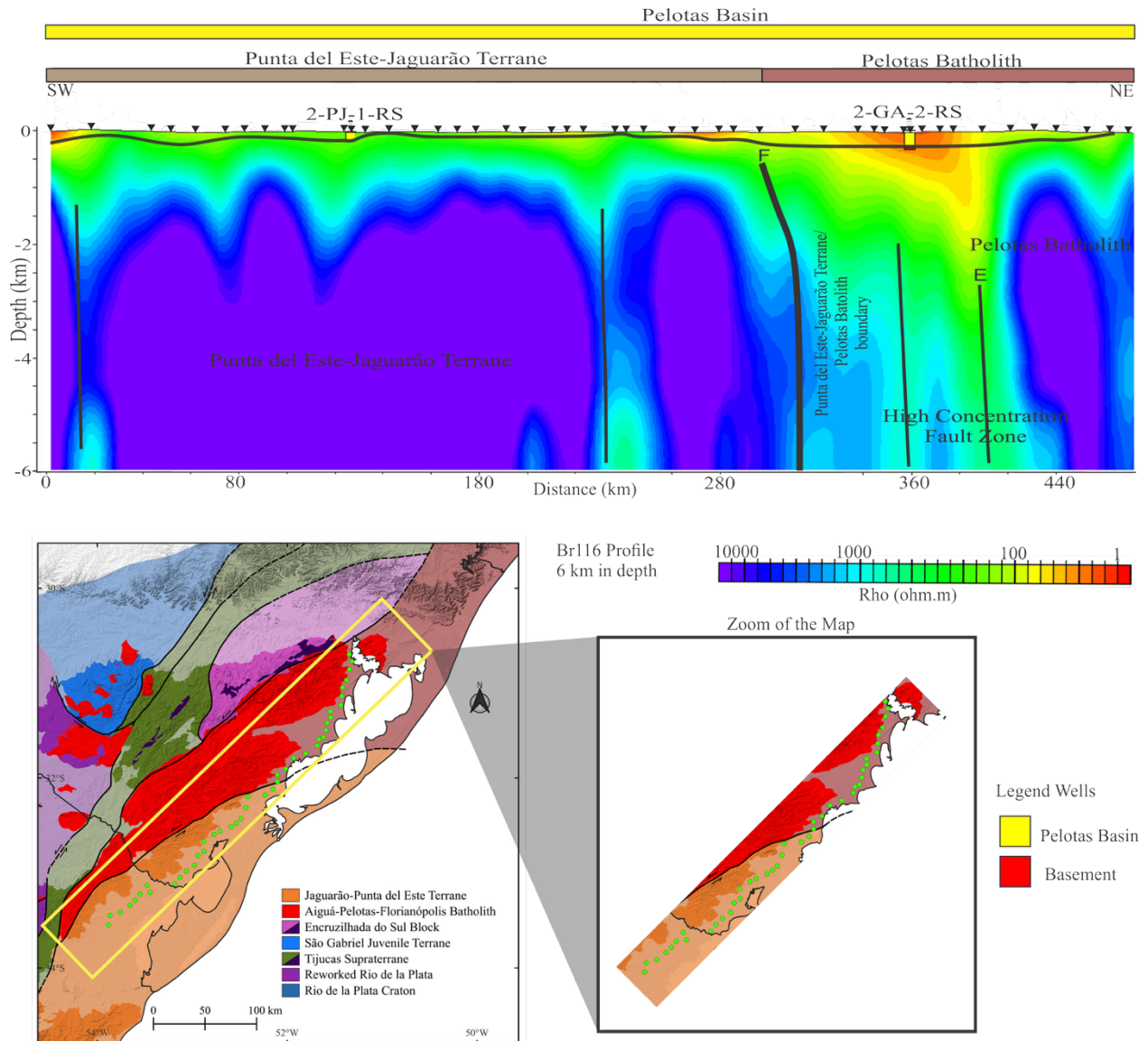


Figure 3a: 2-D resistivity inversion from magnetotelluric data along the BR-116 transect. The surface section extends to a depth of approximately 6 km, with wells 2-PJ-1-RS and 2-GA-2-RS projected onto the profile. Key interpreted features include the High-Concentration Fault Zone, which aligns with the Lower Mostardas segment, the Camaquã Lineament (E), and the boundary separating the Punta del Este-Jaguarão Terrane from the Pelotas Batholith (F). The color scale represents resistivity (ρ , Ω m). Additionally, a geological map of the study area highlights the primary terranes, batholiths, and sedimentary basins, with a focus on the structural framework and the locations of the MT profiles. A zoomed-in regional map illustrates the distribution of the Punta del Este Terrane and Pelotas Batholith.

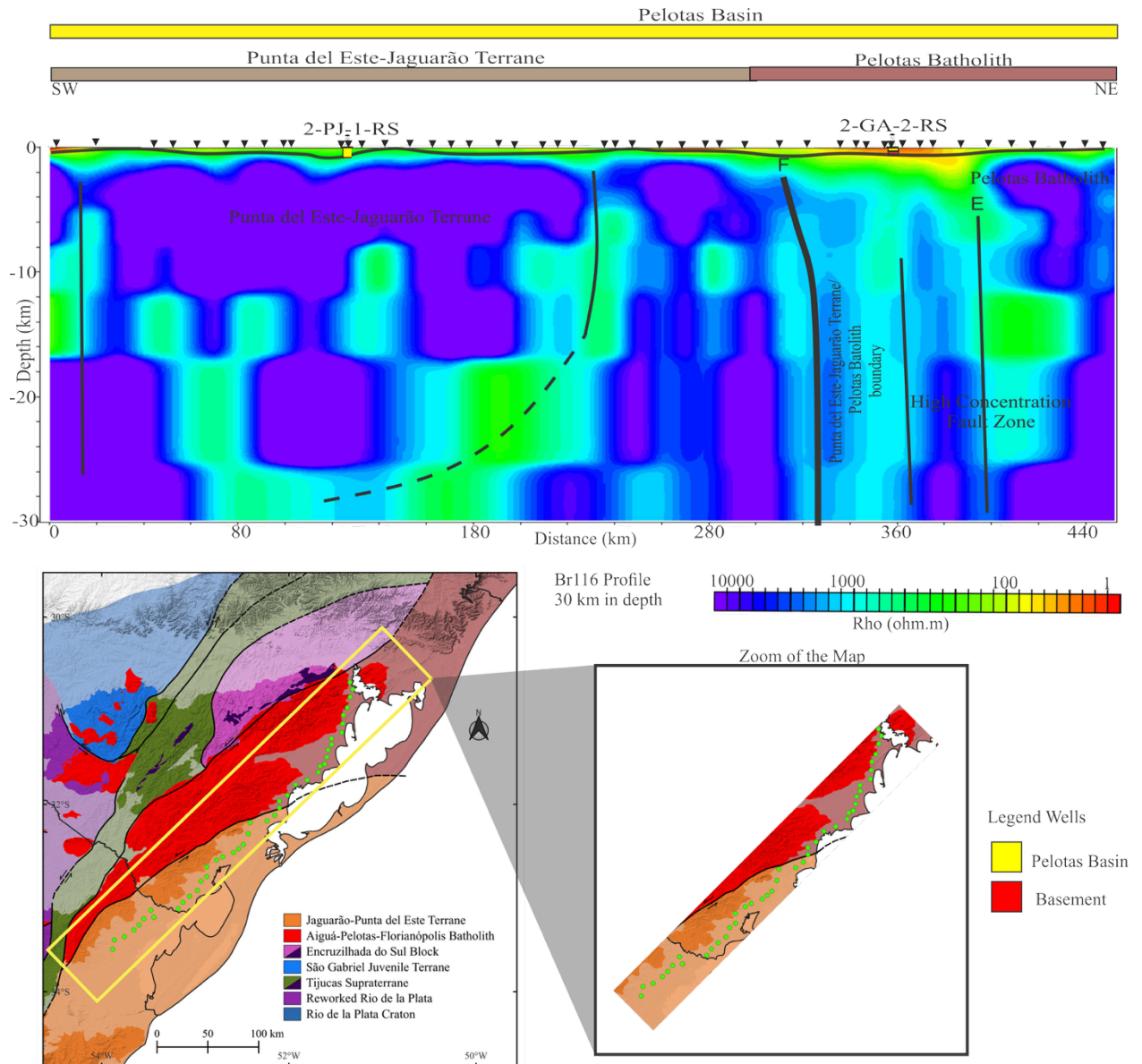


Figure 3b: Magnetotelluric 2-D resistivity inversion along the BR-116 transect reveals depths of approximately 30 km, demonstrating the continuity of structures previously identified in MT model. This profile underscores significant tectonic features, including the High-Concentration Fault Zone associated with the Lower Mostardas segment, the Camaquã Lineament (E), and the boundary between the Punta del Este-Jaguarão Terrane and the Pelotas Batholith (F). The resistivity values (ρ , in Ω m) are depicted using a color scale, where conductive zones (blue–green) are contrasted with resistive basement blocks (yellow–red). Additionally, the inset geological map illustrates the location of the BR-116 transect across the Pelotas Basin and its adjacent Precambrian basement, emphasizing the spatial relationship between the surface geology and the subsurface magnetotelluric profiles.

Notably, the northeastern part of the profile is characterized by sharper resistivity gradients, indicating abrupt structural compartmentalization, consistent with the mapped distribution of faults and terrane boundaries.

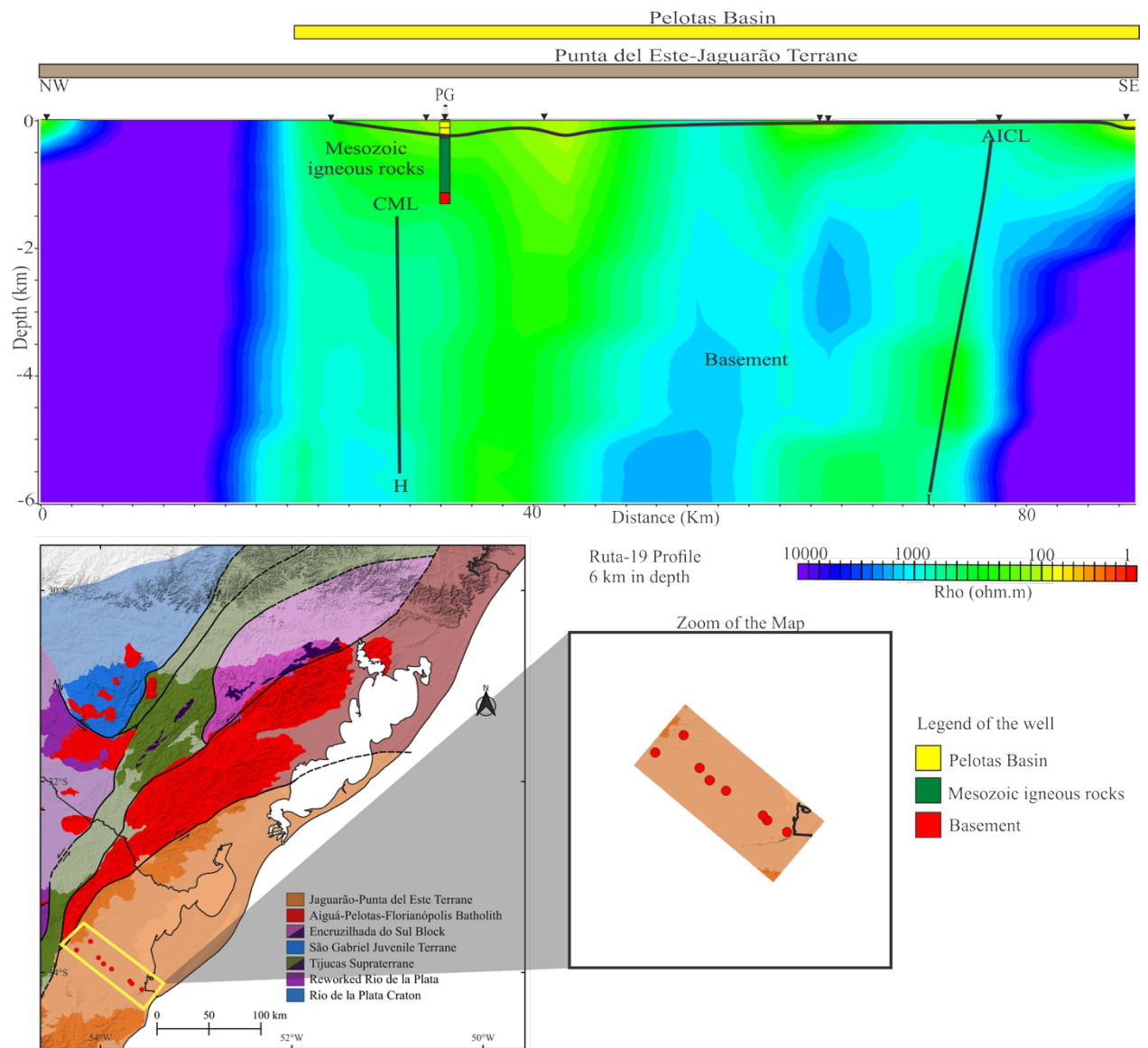
4.2. Ruta-19 Transect

The Ruta-19 model (Figure 4a and 4b) offers a complementary perspective of the Pelotas Basin and its underlying basement, oriented in a NW–SE direction. Similar to BR-116, this profile reveals a conductive sedimentary succession ($\rho \approx 0\text{--}80\ \Omega\ \text{m}$) that is overlaid by a resistive crystalline basement. The thickening of this conductive layer toward the basin indicates structural control and depositional accommodation. Notably, a shallow conductive anomaly is observed near the PG well, which is located adjacent to the Cebollatí–Merín Lineament (CML; H). This anomaly likely indicates areas of enhanced porosity and fluid circulation or localized hydrothermal alteration concentrated along this basement structure.

Additionally, the presence of Mesozoic igneous rocks is identified in the upper crust, represented in the model as localized resistive zones embedded within the predominantly conductive basin fill. At greater depths, the basement exhibits a heterogeneous resistivity pattern. Intermediate resistivities ($\sim 10^2\text{--}10^3\ \Omega\ \text{m}$) dominate the central region of the profile, while higher values ($\sim 10^3\text{--}10^4\ \Omega\ \text{m}$) are found toward both the northwestern and southeastern edges. These variations suggest lithological contrasts among basement domains and underscore the impact of crustal-scale structures in compartmentalizing resistive blocks.

In the southeastern part of the profile, the Aiguá–India Muerta–Chuy Lineament (AICL; I) is identified, marked by a notable resistivity break. This discontinuity likely signifies a major crustal boundary between different Precambrian domains, aligning with findings from surface

1839 geological mapping. Together with the CML, these structures define the internal architecture
1840 of the Pelotas Basin and its relationship with the underlying basement terranes.



1841
1842 **Figure 4a:** Magnetotelluric 2-D resistivity inversion for the Ruta-19 transect across the Pelotas
1843 Basin (NW–SE). a) The surface model extends to a depth of 6 km. The PG well is represented
1844 along the profile. In the vicinity of the well, a shallow conductive anomaly is evident, located
1845 adjacent to the Cebollatí–Merín Lineament (CML; H). Mesozoic igneous rocks are indicated in
1846 the upper crust. The colour scale represents resistivity (ρ , $\Omega \cdot m$), with conductive zones (blue–
1847 green) contrasting against resistive basement blocks (yellow–red). The inset geological map
1848 shows the location of the transect across the Pelotas Basin and the adjacent Punta del Este-
1849 Jaguarão terrane.

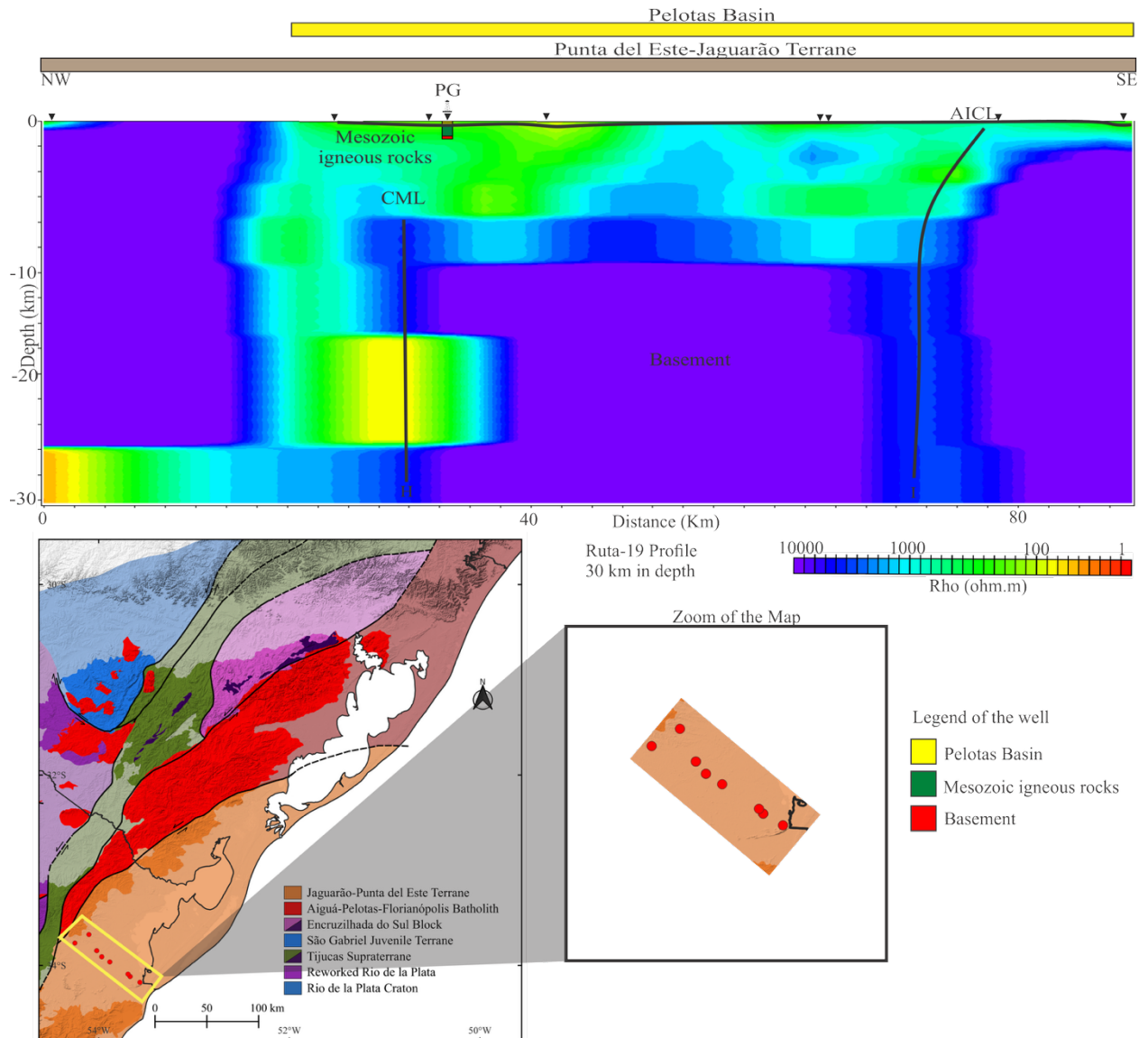


Figure 4b: Magnetotelluric 2-D resistivity inversion for the Ruta-19 transect across the Pelotas Basin (NW–SE). The deep model extends to a depth of 30 km, illustrating the continuity of basement resistors and notable structures, including the Cebollati–Merín Lineament (CML; H) and the Aiguá–India Muerta–Chuy Lineament (AICL; I). The inset map provides context for the transect across the terranes. Colour scale: resistivity ρ (Ω m). The inset geological map shows the location of the transect across the Pelotas Basin and the adjacent Punta del Este-Jaguarão terrane.

5. Discussion

The combined analysis of the BR-116 and Ruta-19 MT transects (this work) and BR-392 Transect (reinterpreted from Menezes et al., 2021) not only elucidates the internal

architecture of the Pelotas Basin and its surrounding Precambrian blocks but also brings new insights on the geometry of the terrane boundary, major internal structures and feeding of the Mesozoic magmatism. This study establishes consistent resistivity-lithology associations, with sedimentary successions exhibiting resistivity values of approximately $\rho \lesssim 80 \Omega \text{ m}$ and crystalline basement/batholithic domains ranging from $\rho \approx 10^2$ to $10^4 \Omega \text{ m}$. Furthermore, it maps significant resistivity discontinuities that correspond with identified terrane contacts and lineaments. These findings suggest that the inheritance from Neoproterozoic structures plays a crucial role in shaping Phanerozoic basin compartmentalization in the Punta del Este-Jaguarão region.

The BR-116 section reveals a laterally variable conductive wedge ($\rho \approx 0\text{--}80 \Omega \text{ m}$) that characterizes the Pelotas Basin, situated above a resistive basement ($\rho \approx 10^2\text{--}10^4 \Omega \text{ m}$). The margins of this basin are defined by sharp lateral gradients that align with mapped geological structures, including the high-concentration fault zone near Lower Mostardas, the Camaquã Lineament (E), the boundary of the Punta del Este-Jaguarão–Pelotas Batholith (F), and the boundary between Punta del Este-Jaguarão and Tijucas Terrane (G). Intermediate basement resistivities ($\rho \approx 10^2\text{--}10^3 \Omega \text{ m}$) are associated with Pelotas Batholith domains, while contiguous crystalline blocks locally exceed resistivities of $\rho \approx 10^3\text{--}10^4 \Omega \text{ m}$. Correlations with wells 2-PJ-1-RS and 2-GA-2-RS validate the depth of the conductive package and enhance our understanding of the not deep. Collectively, these observations indicate a long-standing, steep, and high-contrast terrane boundary that has undergone repeated reactivation.

The Ruta-19 transect across Laguna Merín, a substantial conductive sedimentary package ($\rho \approx 0\text{--}80 \Omega \text{ m}$) onlaps and is truncated by basement gradients where the profile intersects the Cebollatí–Merín Lineament (CML; H) and the Aiguá–India Muerta–Chuy Lineament (AICL; I). A surface conductive area near the PG well adjacent to the CML likely

indicates increased fracture density and/or the presence of fluids along a reactivated zone. At greater depths, the basement presents a heterogeneous resistive framework, exhibiting intermediate resistivity values in the central sector and higher values at the margins, which aligns with a block-bounded segmentation pattern.

5.1. Relation to prior MT imaging and regional frameworks

Our 2-D resistivity sections align with the primary patterns identified by Menezes et al. (2021) in the Dom Feliciano Belt and Pelotas Basin. These patterns consist of a conductive basin fill located above resistive batholithic and gneissic blocks, distinct resistivity contrasts at the interface between the Punta del Este-Jaguarão Terrane and the Pelotas Batholith, and the continuity of basement highs and saddles that extend from onshore to offshore, thus enabling basin accommodation (Figure 5). Notably, within the Punta del Este-Jaguarão Terrane, the most prominent conductive structure observed may correspond to a preserved volcano-sedimentary sequence, which further underscores the complex internal architecture of this terrane. To highlight the main structural features imaged in our models and their correlation with tectonic boundaries, Table 3 summarizes the key lineaments and discontinuities identified across the TRS-BR392 and BR-116 and profiles (Figures 5 and 6a). This synthesis emphasizes the consistent imaging of first- and second-order crustal structures, including the Camaquã Lineament, the Punta del Este–Jaguarão/Pelotas Batholith boundary, and the transtensional faults of the Camaquã Basin.

Profile	Structure	Description
BR-116	E	Camaquã Lineament

BR-116	F	Punta del Este-Jaguarão Terrane / Pelotas Batholith boundary
TRS-BR392	N	East edge of the Santa Bárbara–Guaritas transpressive graben
TRS-BR392	O	DCSZ (Tijucas/Pelotas Batholith boundary)
TRS-BR392	P	Faulting of the transpressive Santa Bárbara-Guaritas Graben (Camaquã Basin)
TRS-BR392	Q	Punta del Este-Jaguarão Terrane / Pelotas Batholith boundary

1909 Table 3: Summary of major structures identified in MT 2-D resistivity profiles. Structural
1910 domains and boundaries are labeled according to their respective profiles and correlated with
1911 mapped tectonic features in southern Brazil and northeastern Uruguay.
1912

1913 Along the BR-116 transect (Figure 6), the buttress structure and associated conductive
1914 corridors correspond to first-order crustal anisotropies. Conversely, the steep resistivity
1915 gradient observed near the Aiguá–India Muerta–Chuy Lineament (AICL) along the Ruta-19
1916 transect aligns with second-order discontinuities. Both features correspond to the lineaments
1917 identified by Menezes et al. (2021) as significant basement anisotropies that influence basin
1918 geometry. This interpretation is further corroborated by geological mapping conducted by

CPRM and the regional magnetometric framework outlined by Takehara et al. (2019) and Silveira et al. (2020).

Further integration with potential-field data reveals that these crustal anisotropies extend eastward across the hyperextended crust (Teixiera et al., 2025b), correlating with regional magnetic and gravity anomalies (Morales et al., 2022). This continuity implies that the major lineaments observed onshore continue for approximately 150–300 km into the South Atlantic, offering a coherent explanation for the long-term stability and persistence of high-contrast terrane boundaries in the region.

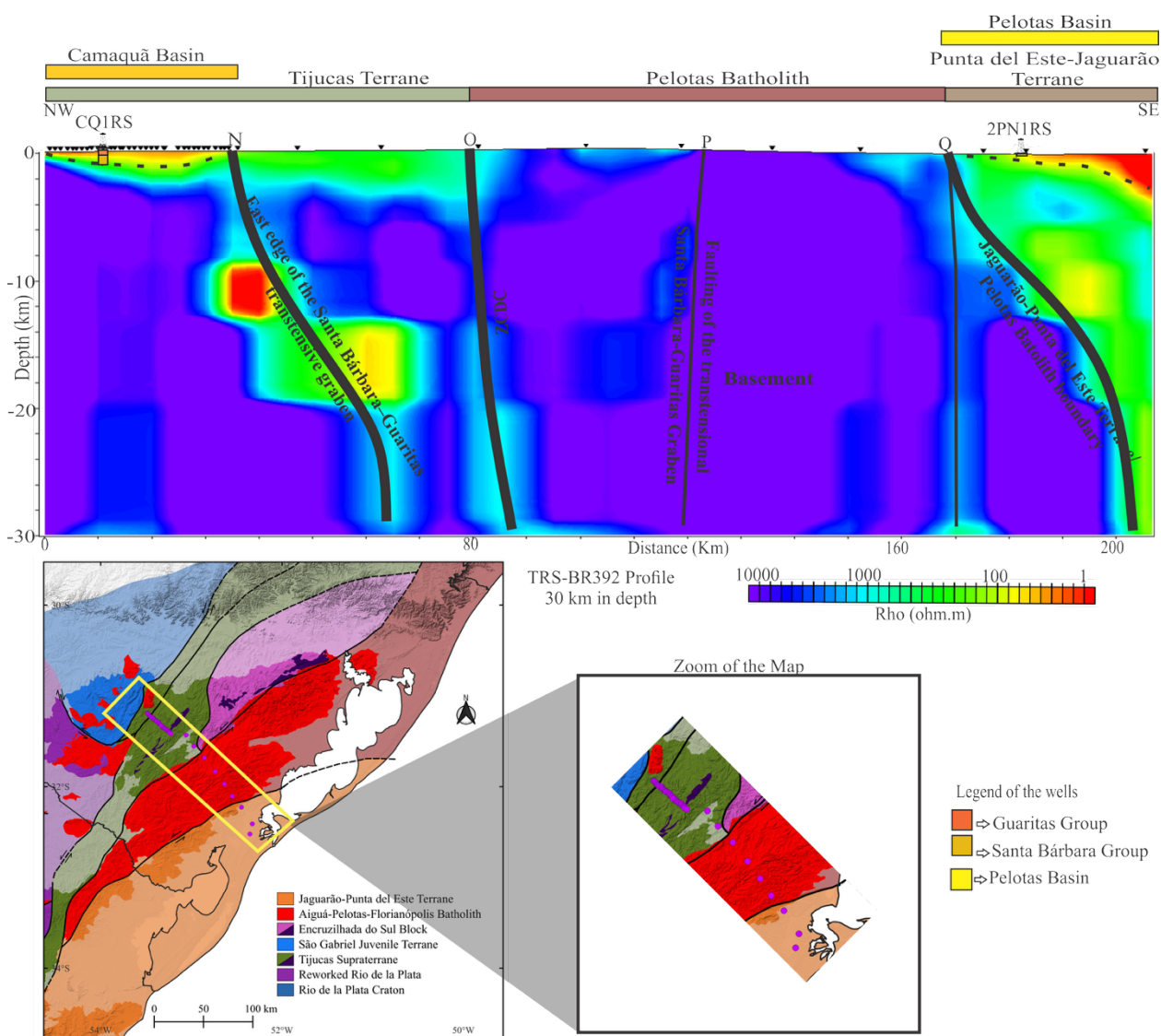


Figure 5: Profile TRS-BR392 (SW–NE) across the Punta del Este–Jaguarão Terrane and the

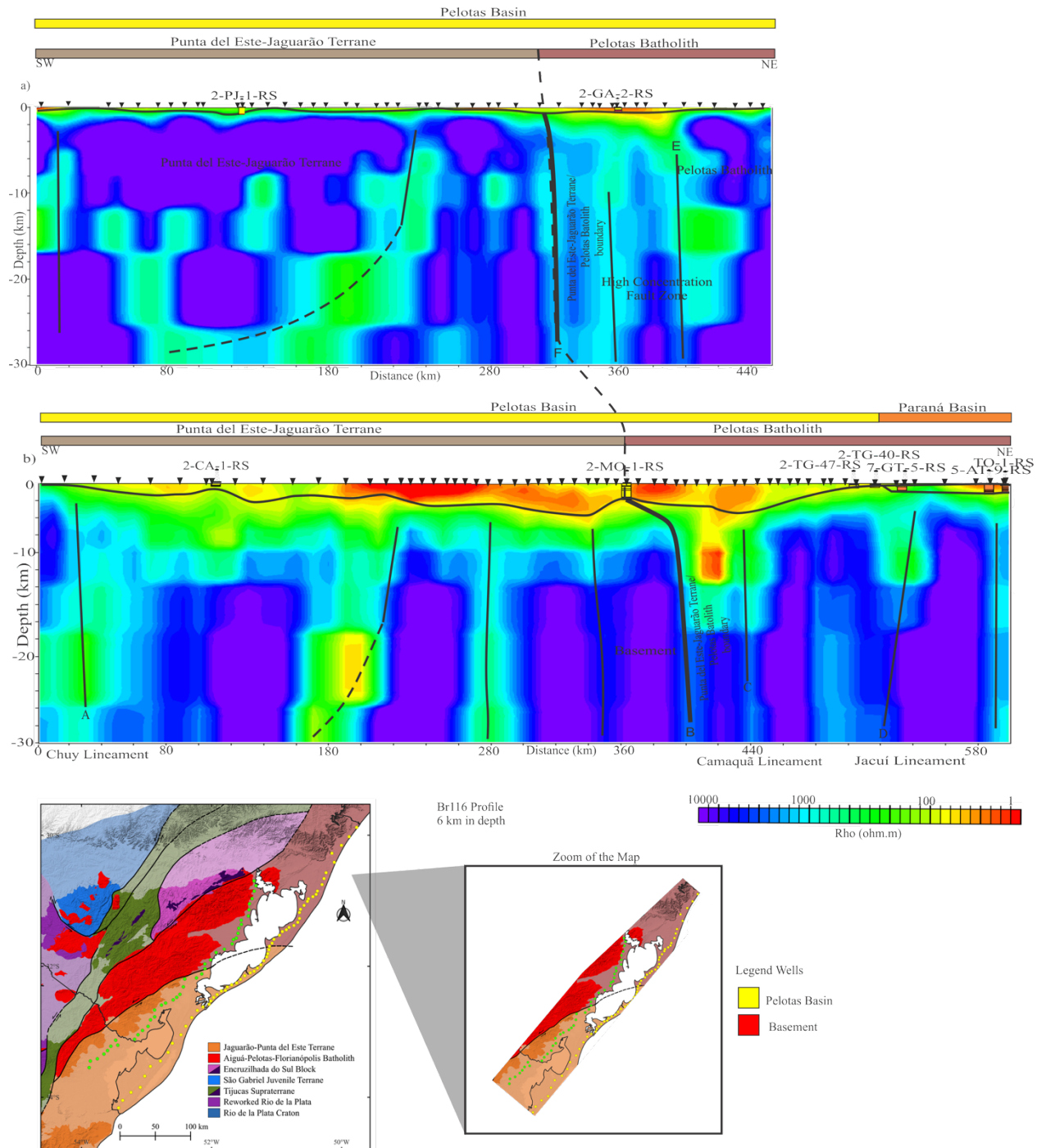
Pelotas Batholith, extending to ~30 km depth. The section highlights the boundary between the Punta del Este–Jaguarão Terrane and the Pelotas Batholith, like Tijucas. The model reveals conductive and resistive zones correlated with major crustal structures. Vertical black bars indicate the main tectonic lineaments: N= Faulting of the transtensional Santa Barbara-Guaritas Graben (Camaquã Basin), O = Dorçal de Canguçu Shear zone (DCSZ), P= Faulting of the Pelotas Batholith, Q = Punta del Este-Jaguarão Terrane/Pelotas Batholith boundary (modified from Menezes et al., 2021).

The combined analysis of the BR-101 and BR-116 transects (Figure 6) offers a comprehensive view of the crustal architecture of the Pelotas–Dom Feliciano system, facilitating a more precise interpretation of the boundary between the Punta del Este–Jaguarão Terrane and the Pelotas Batholith. Both profiles consistently reveal a conductive basin fill situated above resistive crystalline blocks, with sharp gradients that delineate first-order tectonic discontinuities. The contact zone between the Punta del Este–Jaguarão Terrane and the Pelotas Batholith is characterized by a pronounced resistivity contrast, evident in a steep transition from conductive to highly resistive domains. Additionally, within the Punta del Este–Jaguarão Terrane, one of the most prominent conductive structures appears to correspond to a preserved volcano-sedimentary sequence, indicating that this terrane retains internal heterogeneity related to its accretionary history.

The BR-116 profile (Figure 6a) emphasizes the structural complexity of this boundary, illustrating the “High-Concentration Fault Zone” as a crustal-scale conductor that aligns with mapped tectonic fabrics. Similarly, the BR-101 profile (Figure 6b) uncovers conductive and resistive corridors that coincide with crustal lineaments, such as the Chuy, Jaguarão, Camaquã, and Jacuí zones. Collectively, these features reinforce the interpretation that inherited crustal anisotropies played a pivotal role in determining basin geometry and accommodation.

At a regional scale, integration with gamma-ray, magnetic, and gravity datasets (Teixeira et al., 2025b) reveals that these terrane-bounding structures extend eastward for approximately 150–300 km across a restored hyperextended crust. This geophysical continuity

1957 highlights the long-term stability of high-contrast terrane boundaries, suggesting their structural
1958 and geodynamic significance extends well into the offshore domain of the South Atlantic.
1959 Consequently, the synthesis of MT imaging with potential-field data provides a coherent
1960 framework that connects onshore crustal architecture to offshore extension, firmly establishing
1961 the Punta del Este–Jaguarão/Pelotas Batholith contact as a first-order tectonic boundary in the
1962 amalgamation of southwestern Gondwana.



1963

1964 **Figure 6:** Two-dimensional magnetotelluric (MT) resistivity inversion profiles from southern
 1965 Brazil and northeastern Uruguay. The resistivity models are displayed on a logarithmic scale
 1966 (ρ , Ω m), with warmer colours indicating conductive domains (lower resistivity) and cooler
 1967 colours representing resistive domains (higher resistivity). a) Profile BR-116 (SW–NE) across
 1968 the Punta del Este–Jaguarão Terrane and the Pelotas Batholith, extending to ~30 km depth (this
 1969 work). The section highlights the boundary between the Punta del Este–Jaguarão Terrane and
 1970 the Pelotas Batholith, as well as the “High-Concentration Fault Zone.” The dashed line marks
 1971 the interpreted top of the Precambrian basement. b) Profile BR-101 (SW–NE) across the Pelotas
 1972 Basin (modified from Menezes et al., 2021), the Pelotas Batholith, and into the Paraná Basin.

1973 The model reveals conductive and resistive corridors correlated with major crustal structures.
1974 Vertical black bars indicate the main tectonic lineaments: A = Chuy, B = Jaguarão, C =
1975 Camaquã, and D = Jacuí. The dashed curve represents the interpreted basement surface. The
1976 inset map shows the location of the MT transects (yellow = Pelotas Basin wells; red = basement
1977 wells) relative to the main tectonic units.
1978

1979 **5.2. Context from rift evolution and potential-field constraints**

1980

1981 Independent offshore constraints indicate that the Pelotas margin is characterized by
1982 volcanic activity and features extensive wedges of seaward-dipping reflectors (SDR) associated
1983 with Early Cretaceous magmatism. Rifting occurred in a south-to-north progression over three
1984 distinct stages, closely following regional magnetic anomalies (Stica et al., 2014). This tectono-
1985 magmatic framework aligns with our MT image, which reveals a conductive basin wedge and
1986 steep basement gradients, especially where the MT breaks coincide with magnetic and gravity
1987 lineaments. On the onshore shield, Bouguer-gravity-guided mapping has successfully
1988 delineated terranes and structural such as Punta del Este-Jaguarão and Tijucas that correspond
1989 with significant MT breaks (Costa, 1997; Silveira et al., 2020; Takehara, et al., 2019; Teixeira
1990 et al., 2025a).

1991

1992 **5.3. Implications for the Punta del Este-Jaguarão Terrane**

1993

1994 The MT evidence suggests that the Punta del Este-Jaguarão Terrane serves as a resistive
1995 buttress against which the Pelotas Basin has accommodated, exhibiting significant resistivity
1996 contrasts where the Punta del Este-Jaguarão Terrane contacts the Pelotas Batholith (F in Figure.
1997 3). NW-SE corridors, particularly the CML and AICL, segment the crust into blocks with
1998 unique resistivity signatures, which accounts for variations in thickness and localized

conductive anomalies near the PG well. These anomalies are interpreted as zones rich in fluids and alteration associated with reactivated structures.

5.4. Geophysical signature from MT

The comparable application of magnetotellurics (MT) to delineate terrane boundaries, reactivated corridors, and fluidized fault systems is well-documented across the globe. Noteworthy examples include crustal-scale conductivity contrasts observed in Fennoscandia (Korja et al., 2002), 2-D and 3-D MT imaging of the south-central Chilean margin (Kapinos et al., 2016), and studies of basalt-affected intracratonic basins in Brazil (Padilha et al., 2015). Additionally, MT has been utilized in foreland and suture-zone transects in Argentina (Favetto et al., 2008; Peri et al., 2013). These analogues bolster our inference that the MT-mapped discontinuities beneath Pelotas signify long-lived anisotropies that have influenced strain, fluid flow, and accommodation.

5.5. Comparison with analogous Neoproterozoic terranes.

In both Kaoko and Gariep segments of the Pan-African system often invoked as analogues for the DFB, lithospheric-scale MT transects also reveal resistive arc/batholith blocks (10^3 – $10^4 \Omega \text{ m}$) juxtaposed with more conductive sutures and shear belts (10^1 – $10^2 \Omega \text{ m}$); similar pairings are documented in the Ribeira Belt and in Western Paraná suture-scale studies (e.g., Dragone, 2018; regional syntheses cited in the seminar). The Punta del Este-Jaguarão case fits this pattern: a resistive arc-like core (Pelotas Batholith) abutted by conductive corridors along inherited shear zones, with a conductive sedimentary wedge that thickens toward the Atlantic.

What distinguishes Punta del Este-Jaguarão is (i) the precise one-to-one spatial match between MT lateral breaks and potential-field lineaments, (ii) the ability to track these breaks across multiple MT lines (BR-116, Ruta-19, BR-101, TRS-BR392), and (iii) the link to an Ediacaran–Cambrian basin history (Camaquã) that provides a process-scale template for repeated NW–SE reactivation (Chemale Jr., 2000; Paim et al., 2000, 2014; Lehn et al., 2022).

Previous studies provide important context for interpreting Neoproterozoic terranes in southern Brazil, Uruguay, and their African counterparts. Dragone (2018) demonstrated, through magnetotelluric imaging, the recurrent pattern of resistive arc-related batholiths juxtaposed with conductive shear zones and sutures, a configuration also recognized in the Kaoko and Gariep segments of the Pan-African system. Regional syntheses by Chemale Jr. (2000) and subsequent work on the Camaquã Basin (Paim et al., 2000, 2014) emphasized the role of NW–SE reactivation during the Ediacaran–Cambrian in controlling basin subsidence, deformation, and magmatism, with inherited shear belts acting as major tectono-stratigraphic boundaries. More recent contributions (Teixeira et al., 2025a) reinforce the view that the Dom Feliciano Belt preserves a transatlantic analogue to Kaoko–Gariep, integrating stratigraphic, structural, and geophysical datasets that consistently link conductive–resistive crustal domains with repeated episodes of basin development and tectonic reactivation. Collectively, these studies underscore the strong connections between South America and Africa in Pan-African/Brasiliano tectonics and provide a comparative framework for interpreting the Punta del Este-Jaguarão–Pelotas Batolith sector within the broader Neoproterozoic orogenic system.

5.6. Implications

The correlation between MT lateral resistivity breaks and magnetic-gravity lineaments across BR-116 and Ruta-19 supported by additional data from coastal BR-101 crossline reinforces an inherited-structure model (Figures 9). This model suggests that the Punta del Este-Jaguarão Terrane–Pelotas Batholith, Dorsal de Canguçu Shear zone, and related NW–SE systems consistently functioned as zones of weakness, influencing Phanerozoic accommodation and the connection between onshore and offshore areas (Menezes et al., 2021; Teixeira et al., 2025b; Takehara & Laux, 2019; Silveira et al., 2020).

The crustal block boundaries marked by the large discontinuities of the DCSZ and Ayrosa Galvão Shear Zone that clearly are recognized by the MT method Applied in this work. They may therefore interpreted as suture zone since the Tijucas (to west), Floianópolis-Pelotas-Aiguá Batholith (central) and Punta del Este-Jaguarão Terrane (to the east) have distinct geological history and provenance as already stated by Hartman et al., 2007, Philip et al. 2016, Cruz, 2019, Takehara & Laux, 2019, Cruz et al. 2024, Teixeira et al., 2025a, among others. Specifically, PEJT and PB is defined by a SE-dipping structure as it can be observed in the transversal section of BR-392 (Figure 9). Such information combined with the W-verging tectonics of the earlier deformational stages of the studied terranes during the Ediacaran characterized by Fernandes et al., 1992, Tommasi et al, 1994, Chemale et al., 1995, Battisti et al., 2018 may suggest a towards west subduction for Ediacaran orogeny for the Dom Feliciano Belt against the Rio de la Plata Craton (Upper Plate).

Also important, the deeper structure mapped in Ruta 19 suggest feeding channel of Mesozoic basalts in the depth up to 25 km (Figure 4b) that feed the laccolith structure of basalt magma in the Merin Lagoon region (Figure 4).

Conclusions

The integration of eight 2-D MT transects with well control and regional potential-field data establishes a consistent resistivity-lithology framework for the Pelotas Basin and the surrounding Precambrian blocks. Conductive bodies with resistivities ($\rho \lesssim 80 \Omega \text{ m}$) define the sedimentary wedge, while the crystalline basement is characterized by intermediate to high resistivities ($\rho \approx 10^2\text{--}10^4 \Omega \text{ m}$). The two representative sections, BR-116 and Ruta-19, reveal steep, laterally coherent resistivity breaks that align with mapped terrane contacts and first- and second-order lineaments. The depth to the basement and the internal layering inferred from the MT data are consistent with observations from wells 2-PJ-1-RS and 2-GA-2-RS, as well as with the regional magnetic and gravity fabric, thereby providing cross-disciplinary validation of the geological framework.

The data structurally suggest that the Punta del Este-Jaguarão Terrane serves as a resistive buttress against which the Pelotas Basin accommodates. Along BR-116, the high-contrast contact with the Pelotas Batholith is distinctly evident, characterized by corridors with resistivity values of approximately $100\text{--}300 \Omega \text{ m}$ that trace damage zones within shear and fault belts. Meanwhile, along Ruta-19, the segmentation caused by the Cebollatí–Merín (CML) and Aiguá–India Muerta–Chuy (AICL) lineaments divide the crust into blocks that exhibit unique resistivity signatures. A shallow conductive anomaly near the PG well likely indicates structure-controlled fluids or alteration. Collectively, these features suggest a history of repeated reactivation of inherited Neoproterozoic anisotropies that facilitate strain localization, fluid movement, and accommodation.

Regionally, MT breaks are spatially concordant with magnetic and Bouguer-gravity lineaments and persist across multiple BR-101 profile, indicating onshore–offshore continuity of basement highs, saddles, and steep boundaries. This structural grain projects eastward for

~150–300 km into a restored hyperextended continental domain, consistent with an Early Cretaceous, south-to-north rift evolution and with widespread SDR packages along the Pelotas margin. The MT–potential-field congruence therefore supports a basin model governed by structural inheritance: NW–SE corridors (e.g., CML, AICL, Dorsal de Canguçu) acted as long-lived weakness zones modulating basin thickness, compartmentalization, and the coupling between shield and margin.

These results highlight the significance of magnetotellurics (MT) for imaging crustal-scale terrane boundaries and reactivated corridors in volcanic and magma-rich passive-margin environments. However, some uncertainties persist due to 2-D assumptions, the non-uniqueness in the relationships among resistivity, composition, temperature, and fluid, as well as limited station density in critical areas. We recommend undertaking targeted 3-D/anisotropic inversions, conducting joint or cooperative inversions alongside gravity/magnetics and reflection seismics, and implementing focused petrophysical calibration at well sites (including temperature and salinity estimates). These measures aim to refine our understanding of the role of fluids and alteration within corridors of 100–300 Ω m. Such initiatives will enhance constraints on the timing and mechanisms of reactivation and improve predictive models regarding reservoir distribution, fluid pathways, and crustal segmentation along the southern Brazilian–Uruguayan margin.

Reference

- Abre, (2020). Provenance of the late Ediacaran Rocha Formation, Cuchilla Dionisio terrane, Uruguay: Tectonic implications on the assembly of Gondwana. *Precambrian Research*, 342, 105704. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.105704>
- Arellano-Castro, J. M., Gómez-Treviño, E., & Everett, M. E. (2021). Linking strike directions to invariant TE and TM impedances. *Earth, Planets and Space*, 73, 223. <https://doi.org/10.1186/s40623-021-01538-6>
- Battisti, M. A., de F. Bitencourt, M., De Toni, G. B., Nardi, L. V. S., & Konopásek, J. (2018). Metavolcanic rocks and orthogneisses from Porongos and Várzea do Capivarita complexes: A case for identification of tectonic interleaving at different crustal levels from structural and geochemical data in southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 88, 253–274.
- Bologna, M. S., Dragone, G. N., Egbert, G. D., Padilha, A. L., & Vitorello, I. (2019). Lithospheric-scale electrical structure of the Paraná–Etendeka system and implications for terrane assembly. *Tectonics*, 38, 3549–3578. <https://doi.org/10.1029/2018TC005148>
- Caldwell, T. G., Bibby, H. M., & Brown, C. (2004). The magnetotelluric phase tensor. *Geophysical Journal International*, 158, 457–469. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02281.x>
- Chauvet, F., Sapin, F., Geoffroy, L., Ringenbach, J.-C., & Ferry, J.-N. (2021). Conjugate volcanic passive margins in the austral segment of the South Atlantic-Architecture and development. *Earth-Science Reviews*, 212, 103461. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103461>
- Chemale Jr., F. (2000). Evolução geológica do Escudo Sul-rio-grandense. In M. Holz & L. F. De Ros (Eds.), *Geologia do Rio Grande do Sul* (pp. 13–52). UFRGS.
- Chemale Jr., F., Hartmann, L. A., & Silva, L. D. (1995). Stratigraphy and tectonism of the Brasiliano Cycle in southern Brazil. *Communications of the Geological Survey of Namibia*, 10, 151–166.
- Chemale Jr., F., Mallmann, G., de F. Bitencourt, M., & Kawashita, K. (2012). Time constraints on magmatism along the Major Gercino Shear Zone, southern Brazil: implications for West Gondwana reconstruction *Gondwana Research*, 22(1), 184–199. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2011.10.010>
- Cruz, R.F. 2019. Levantamento Geológico e de Potencial Mineral de Novas Fronteiras: Projeto Sudeste do Rio Grande do Sul: mapas 1:250,000 e 1:100,000. CPRM, Porto Alegre. 173 pp. <https://rigeo.sgb.gov.br/handle/doc/21135>
- Cruz, R. F., Basei, M. A. S., Philipp, R. P., & Iglesias, C. M. F. (2024). Unveiling the stratigraphy of the northern Punta del Este Terrane (Jaguarão Domain) and its role in the Neoproterozoic tectonic evolution of the Dom Feliciano Belt (southern Brazil and Uruguay).

- International Geology Review, 66(5), 1023–1045.
<https://doi.org/10.1080/00206814.2023.2225076>
- Dragone, G.N., 2018. Estruturação litosférica e a Zona de Sutura do Oeste do Paraná a partir de dados potenciais e magnetotélúricos. PhD Thesis, USP, 225 pp.
- Dragone, G. N., Ussami, N., Gimenez, M. E., Lince Klinger, F. G., & Chaves, C. A. M. (2017). Western Paraná suture/shear zone and limits of the Rio Apa, Rio Tebicuary and Río de la Plata cratons from gravity data. *Precambrian Research*, 291, 162–177.
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.01.029>
- Favetto, A., Pomposiello, M. C., López de Luchi, M. G., & Booker, J. R. (2008). 2D magnetotelluric interpretation of the crust electrical resistivity across the Pampean terrane–Río de la Plata suture, in central Argentina. *Tectonophysics*, 459(1–4), 54–65.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.071>
- Fernandes, L. A. D., Tommasi, A., & Porcher, C. C. (1992). Deformation patterns in the southern Brazilian branch of the Dom Feliciano Belt: A reappraisal. *Journal of South American Earth Sciences*, 5(1), 77–96. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(92\)90061-3](https://doi.org/10.1016/0895-9811(92)90061-3)
- Gómez-Treviño, E., Muñiz, R. O., & Everett, M. E. (2018). Invariant TE and TM magnetotelluric impedances. *Earth, Planets and Space*, 70, 66. <https://doi.org/10.1186/s40623-018-0900-y>
- Hartmann, L.A., Chemale Jr., F., Philipp, R.P., 2007. Evolução geotectônica do Rio Grande do Sul no pré-cambriano. In: Ianuzzi R. & Frantz JC. (Org.) 50 Anos de Geologia, pp. 97–123. UFRGS, Porto Alegre.
- Korja, T., Engels, M., Zhamaletdinov, A. A., Kovtun, A. A., Palshin, N. A., Smirnov, M. Y., Tokarev, A. D., Asming, V. E., Vanyan, L. L., Vardaniants, I. L., & the BEAR Working Group. (2002). Crustal conductivity in Fennoscandia. A compilation of a database on crustal conductance in the Fennoscandian Shield. *Earth, Planets and Space*, 54, 535–558.
<https://doi.org/10.1186/BF03353044>
- Kapinos, G., Brasse, H., Li, Y., Mütschard, L., Soyer, W., & Eydam, D. (2016). Three-dimensional electrical resistivity image of the South-Central Chilean subduction zone. *Tectonophysics*, 666, 76–89. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.10.016>
- Lugão, P., Rolim, S. B. A., Auler, D., et al. (2020). Magnetotelluric mapping under basalt cover and implications for unconventional reservoirs: Torres Syncline case, southern Brazil. *URTeC* 2714. <https://doi.org/10.15530/urtec-2020-2714>
- Maswah, D., Srigutomo, W., & Suhanto, E. (2021). Magnetotelluric data analysis using phase tensor and tipper strike to determine geoelectrical strike in the “DKH” geothermal field. *Journal of Physics: Conference Series*, 1949, 012009. <https://doi.org/10.1088/1742-6596/1949/1/012009>

2208 Menezes, A. M. C., Chemale Jr., F., de Lugão, P. P., Teixeira, C. D., & Kriegshäuser, B. (2021).
 2209 Structure and geometry of the Neoproterozoic Dom Feliciano Belt... *Journal of South*
 2210 *American Earth Sciences*, 111, 103407. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103407>
 2211
 2212 Morales, E., Plenc, F., Marmisolle, J., Rossello, E., Oleaga, A., & Umpiérrez, R. (2022).
 2213 Tectono stratigraphic evolution of the Jurassic-Cretaceous Laguna Merin Basin (Uruguay):
 2214 New insights from magnetotelluric transects. *Tectonophysics*, 823, 229211.
 2215 <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2022.229211>
 2216
 2217 Padilha, A. L., Vitorello, Í., Antunes, C. E., & Pádua, M. B. (2015). Imaging three-dimensional
 2218 crustal conductivity structures reflecting continental flood basalt effects hidden beneath a thick
 2219 intracratonic sedimentary basin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(7), 4702–
 2220 4719. <https://doi.org/10.1002/2014JB011657>
 2221
 2222 Peri, V. G., Pomposiello, M. C., Favetto, A., Barcelona, H., & Rossello, E. A. (2013).
 2223 Magnetotelluric evidence of the tectonic boundary between the Río de la Plata Craton and the
 2224 Pampean Terrane (Chaco–Pampean Plain, Argentina): The extension of the Transbrasiliano
 2225 Lineament. *Tectonophysics*, 608, 685–699. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.08.012>
 2226
 2227 Paim, P. S. G., Chemale Jr., F., & Lopes, R. C. (2000). A Bacia do Camaquã. In M. Holz & L.
 2228 F. De Ros (Eds.), *Geologia do Rio Grande do Sul* (pp. 231–274). UFRGS.
 2229
 2230 Paim, P. S. G., Chemale Jr., F., & Wildner, W. (2014). Estágios evolutivos da Bacia do
 2231 Camaquã (RS). *Ciência e Natura*, 36(Esp.), 183–193. <https://doi.org/10.5902/2179460X13748>
 2232
 2233 Philipp, R. P., Pimentel, M. M., & Basei, M. A. S. (2018). The tectonic evolution of the São
 2234 Gabriel terrane, Dom Feliciano belt, southern Brazil: the closure of the Charrua ocean. In S.
 2235 Siegesmund, M. A. S. Basei, P. Oyhantçabal & S. Oriolo (Eds.), *Geology of Southwest*
 2236 *Gondwana* (pp. 243–265). Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-319-68920-3_10
 2237
 2238 Philipp, R. P., Pimentel, M. M., & Chemale Jr., F. (2016). Tectonic evolution of the Dom
 2239 Feliciano Belt in Southern Brazil: Geological relationships and U–Pb geochronology. *Brazilian*
 2240 *Journal of Geology*, 46(Suppl. 1), 83–104. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201620150016>
 2241
 2242 Oyhantçabal, P., Hueck, M., Philipp, R. P., Basei, M. A. S., & Siegesmund, S. (2018). The Dom
 2243 Feliciano Belt in Southern Brazil and Uruguay. In S. Siegesmund et al. (Eds.), *Geology of*
 2244 *Southwest Gondwana* (pp. 267–302). Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-319-68920-3_11
 2245
 2246 Saalman, K., Hartmann, L. A., Remus, M. V. D., Koester, E., & Conceição, R. V. (2005). Sm–
 2247 Nd isotope geochemistry of metamorphic volcano-sedimentary successions in the São Gabriel
 2248 Block, southernmost Brazil: evidence for juvenile Neoproterozoic oceanic crust east of the Río
 2249 de la Plata craton. *Precambrian Research*, 136, 159–175.
 2250 <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2004.10.006>
 2251
 2252 Serratt, H., Teixeira, C. D., Girelli, T. J., de Souza, M. K., Vargas, M. R., Moreira Silva, A., &
 2253 Chemale Jr., F. (2022). Seaward-dipping reflector influence on seafloor magnetostratigraphy a
 2254 Pelotas Basin view. *Geophysical Research Letters*, 49, e2022GL100382.
 2255 <https://doi.org/10.1029/2022GL100382>

- Silva Lara, H., Siegesmund, S., Oriolo, S., Hueck, M., Wemmer, K., Basei, M. A. S., & Oyhançabal, P. (2022). Reassessing the polyphase Neoproterozoic evolution of the Punta del Este Terrane Dom Feliciano Belt, Uruguay. *International Journal of Earth Sciences*, 111, 2283–2316. <https://doi.org/10.1007/s00531-022-02230-0>
- Silveira, R. L., Koester, E., Rosales, M. J. T., et al. (2020). Arcabouço magnetométrico-geológico do setor sudeste do Cinturão Dom Feliciano Belt, Rio Grande do Sul, Brazil. *Geologia USP – Série Científica*, 20(4), 149–167. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v20-167110>
- Stica, J. M., Zalán, P. V., & Ferrari, A. L. (2014). The evolution of rifting on the volcanic margin of the Pelotas Basin and the contextualization of the Paraná–Etendeka LIP in the separation of Gondwana in the South Atlantic. *Marine and Petroleum Geology*, 50, 1–21. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2013.10.015>
- Takehara, L. & Laux, J. H. 2019. Área de Relevante Interesse Mineral Integração geológica-geofísica e recursos minerais Batólito Pelotas e Terreno Tijudas; Escala 1:500.000/Porto Alegre: CPRM. 191 pp.:<https://rigeo.sgb.gov.br/handle/doc/21122>
- Teixeira, C.D., Girelli, T.J., Serratt, H., Oliveira, H.O.S., Cruz, M.F., Conti, B., Rodriguez, P., Chemale Jr., F., 2025a. Integrated gamma-ray, magnetic and gravity mapping of southern Brazil and Uruguay: lineaments and hyperextended crust on the South Atlantic margin. *Earth-Science Reviews* 266, 105135.
- Teixeira C.D., Girelli T.J., Serratt H., Oliveira H.O.S., Cruz M.F., Conti B. , Rodriguez P., Chemale Jr., F. 2025b. Paleogeographic significance of unknown hyperextended continental crust in South Atlantic conjugated margin. *Geoscience Frontiers*, Volume 16, Issue 1. 101934.ISSN 1674-9871, <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2024.101934>.
- Tommasi, A., Vauchez, A., Fernandes, L. A. D., & Porcher, C. C. (1994). Magma-assisted strain localization in na orogen-parallel transcurrent shear zone of southern Brazil. *Tectonics*, 13, 421–437. <https://doi.org/10.1029/93TC03319>
- Vieira, D. T., Koester, E., Ramos, R. C., & Porcher, C. C. (2019). Sr–Nd–Hf isotopic constraints and U–Pb geochronology of the Arroio Pedrado Gneisses, Dom Feliciano Belt, Brazil: A 680 Ma shoshonitic event in the final stages of the Piratini Arc evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, 95, 102294. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102294>
- Vozoff, K. (1991). The magnetotelluric method. In M. N. Nabighian (Ed.), *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics* (pp. 641–711). SEG.
- Will, T. M., Gaucher, C., Oriolo, S., Grellier, S., et al. (2019). Neoproterozoic magmatic and metamorphic events in the Punta del Este Terrane and Nico Pérez Terrane (Uruguay) and correlations with Namibia. *Precambrian Research*, 328, 188–212. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2018.11.004>

- Will, T. M., Gaucher, C., Oriolo, S., & Zimmermann, R., et al. (2020). Petrological, geochemical and isotopic data of Neoproterozoic rock units from Uruguay and South Africa: Correlation of basement terranes across the South Atlantic. *Gondwana Research*, 80, 1–24. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2019.10.012>
- Will, T. M., Gaucher, C., Oriolo, S., Rojas-Agramonte, Y., & Zimmermann, R. (2023). Ediacaran to Cambrian tectonomagmatic events in the Southern Dom Feliciano Belt, Uruguay: From a plate margin to an intraplate setting and the assembly of SW Gondwana. *Gondwana Research*, 115, 155–182. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2022.10.010>
- Fazlikhani, H., Fossen, H., Gawthorpe, R. L., Faleide, J. I., & Bell, R. E. (2017). Basement structure and its influence on the structural configuration of the northern North Sea rift. *Tectonics*, 36, 1151–1177. <https://doi.org/10.1002/2017TC004514>
- Lovecchio, J. P., Rohais, S., Joseph, P., Bolatti, N. D., & Ramos, V. A. (2020). Mesozoic rifting evolution of SW Gondwana. A poly-phased, subduction-related, extensional history responsible for basin formation along the Argentinean Atlantic margin. *Earth-Science Reviews*, 203, 103138. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103138>
- Peel, E., Bettucci, L. S., & Basei, M. A. S. (2018). Geology and geochronology of Paso del Dragón Complex northeastern Uruguay): Implications on the evolution of the Dom Feliciano Belt (Western Gondwana). *Journal of South American Earth Sciences*, 85, 250–262. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.05.009>
- Zhang, P., Roberts, R. G., & Pedersen, L. B. (1987). Magnetotelluric strike rules. *Geophysics*, 52, 267–278. <https://doi.org/10.1190/1.1442301>

2331 **Anexo 2:** Artigo científico 2 submetido ao periódico Tectonicphysics

2332 **Contribution of 2-D and 3-D magnetotelluric models to understand the tectonic evolution**

2333 **of the Dom Feliciano Belt and adjacent basins, southern Brazil and northeastern Uruguay**

2334 A.M.C. Menezes¹, F. Chemale Jr.¹, P.P. Lugão², M. Unsworth³, J. González Garcia³, M. Cruz^{1,5},

2335 S.B.A. Rolim⁴, R. P. Phillipp⁴, B. Kriegshäuser²

2336

2337 ¹ Graduate Program in Geology, University of Vale do Rio dos Sinos (UNISINOS), São

2338 Leopoldo, RS, Brazil.

2339 ² Strataimage Consultoria Ltda., Rio de Janeiro, RJ, Brazil.

2340 ³ Department of Earth and Atmospheric Sciences, University of Alberta, Edmonton, Canada.

2341 ⁴ Institute of Geosciences, Federal University of Rio Grande do Sul (UFRGS), Porto Alegre,

2342 RS, Brazil.

2343 ⁵Universidade Estadual do Rio Janeiro, R. São Francisco Xavier, 524 · (21) 2334-0000

2344

2345

Abstract

The Dom Feliciano Belt and the adjacent intracratonic Paraná Basin present a complex tectonic evolution that links Neoproterozoic orogenesis to the formation of Paleozoic–Mesozoic basins and magmatic activity in southern Brazil and Uruguay. In this study, we integrate two-dimensional (2-D) and three-dimensional (3-D) magnetotelluric (MT) resistivity models with structural, seismic, gravity, and magnetic data to image the crustal architecture across the region. The 2-D MT transects (PSI, PSII, and PSIII) identify vertical resistivity stratification within the Paraná Basin and its interfaces with the crystalline basement, while the 3-D models reveal laterally continuous conductive corridors and resistive terranes that align with major shear zones of the Dom Feliciano Belt and the crustal blocks of the Rio de la Plata Craton. Conductive anomalies correspond to sedimentary depocenters and reactivated shear zones, whereas resistive domains delineate granitoid batholiths, stable cratonic roots, and the basalts of the Paraná Large Igneous Province. The results indicate that inherited Neoproterozoic structures, such as the Dorsal de Canguçu, Ibaré, and Sarandí del Yí shear zones, extend to depths of 20–30 km and represent long-lived crustal weakness zones reactivated during basin evolution and Mesozoic magmatism. Integration with complementary geophysical datasets confirms that conductive anomalies mark first-order crustal discontinuities, emphasizing the role of structural inheritance in shaping the evolution of intracratonic basins and passive margins in southern South America.

2370

2371 **Highlights**

- 2372 1. First 3-D MT model of crustal architecture in the Dom Feliciano Belt and nearby basins
- 2373 2. Low-resistivity zones trace Neoproterozoic crustal weakness along major shear zones
- 2374 3. Comparison of 2-D and 3-D inversions quantifies distortion in variable structural
- 2375 4. NW–SE conductive corridors segment the Paraná Basin and focus magmatism terrains

3. Introduction

Southern Brazil and northeastern Uruguay provide an exceptional natural laboratory to investigate lithospheric accretion and recycling from the Late Neoproterozoic to the Early Mesozoic. In this region, the Archean–Paleoproterozoic Río de la Plata Craton (RPC) is juxtaposed with Neoproterozoic mobile belts that record the terminal collision of continental fragments during the Brasiliano–Pan-African orogenic cycle (Rapela et al., 2007; Saalman et al., 2007; Teixeira et al., 2025).

In this context, the Dom Feliciano Belt (DFB) constitutes an orogenic system that stretches approximately 1,200 kilometres along a line parallel to the current Atlantic margin. Extensive calc-alkaline batholiths and a network of transpressional shear zones characterize it. While the tectonothermal evolution of this region is well-documented at the surface, the electrical structure at the lithospheric scale and consequently the depth continuity and connectivity of these geological features remains inadequately characterized (Hartmann et al., 2007).

Overlapping this crystalline basement is a mosaic of Phanerozoic sedimentary basins, which can be classified into two main styles. To the northwest of the craton-orogen contact zone, the Paraná Basin represents an intracratonic basin of rocks from the Upper Carboniferous to the Cretaceous, covered by basalt flows. In contrast, the Camaquã Basin, positioned directly over DFB shear zones, contains syn- and post-orogenic volcano-sedimentary sequences from the late Ediacaran to the early Cambrian, deposited in pull-apart depressions. Further to the southeast, the Pelotas Basin registers the transition from continental rift to the drift of the passive margin, currently covered by a thick marine succession from the Aptian to the Recent.

Despite their stratigraphic differences, the Paraná, Camaquã, and Pelotas basins share a common structural inheritance: their bounding faults align with Brasiliano–Pan-African shear zones, marking long-lived crustal weaknesses reactivated under changing stress regimes.

Onshore MT campaigns across the region (Philipp et al., 2014; Bologna et al., 2019; Lugão et al., 2020; Menezes et al., 2021; Morales et al., 2022) initially relied on 2-D profile inversions, which effectively imaged individual basins and major shear corridors (Menezes et al., 2021; Morales et al., 2022; Bologna et al., 2019).

However, the oblique orientation of several structures relative to the regional geoelectric strike violates the 2-D assumption, undermining lateral continuity and geometry. We therefore adopt a full 3-D inversion strategy (Ledo, 2005; Ledo et al., 2002; Siripunvaraporn et al., 2005) implemented with ModEM (Kelbert et al., 2014). This approach frames the central objective of this study: to resolve the depth continuity and along-strike connectivity of inherited shear zones that segment the Paraná, Camaquã, and Pelotas basins.

Our integrated 3-D and 2-D magnetotelluric models image continuous crustal resistivity patterns that track the architecture of fault systems and shear zones. We present the first regional 3-D MT resistivity model for southern Brazil and northeastern Uruguay, integrated with legacy 2-D sections. The models delineate low-resistivity corridors associated with the Ibaré Fault Zone, the Dorsal do Canguçu Shear Zone, the Cebollatí–Merín Lineament, and the Chuí Lineament, and trace their continuity into the middle–lower crust ($\approx 20\text{--}30$ km). Compared with 2-D profiles, the 3-D inversion preserves along-strike connectivity and reduces dimensionality bias where geoelectric strike varies. Together, these models demonstrate that inherited Neoproterozoic shear zones constitute the primary network of crustal-scale weaknesses that segment the Paraná and Camaquã basins.

4. Geological background

The study area encompasses the southernmost regions of Brazil and northeastern Uruguay, where the sedimentary cover of the Paraná, and Pelotas basins overlies the Uruguayan-Sulriograndense Shield represented by Proterozoic–Archean basement associated with the Río de la Plata Craton and Neoproterozoic to Eopaleozoic rocks of the Dom Feliciano Belt (Rapela et al., 2007; Oriolo et al., 2016a; Philipp et al., 2016, Teixeira et al., 2025).

The Craton Rio de la Plata RLPC records a long magmatic-metamorphic history between Archean and Stenian divided into the Paleoproterozoic granite greenstone belts exposed along the Uruguay and Argentina and Archean to Stenian reworked margin reworked margin dominantly composed of ortho and paragneisses metamorphosed under granulite facies as part of the Nico Perez Terrane (e.g., Hartmann et al., 2001; Santos et al., 2017, Girelli et al., 2018).

The Neoproterozoic Dom Feliciano Belt surrounds Archean to Mesoproterozoic rocks of the Uruguayan-Sul-Riograndense Shield, comprising four main terranes—the São Gabriel, Tijucas, and Pelotas-Florianópolis-Aigua batholiths, and the Rocha-Punta del Este terranes (Teixeira et al., 2025). These terranes evolved between 1.1 Ga and 500 Ma, initiating with rift-related alkaline magmatism and progressing through stages of passive margin development, ocean basin formation, arc magmatism, and continental collision, before concluding with post-orogenic basin formation and volcano-plutonic magmatism associated (Gresse et al., 1996, Chemale, 2000; Hartman et al., 2007; Guadagnin et al., 2010, Chemale et al., 2012; Oliveira et al., 2014 Phillip et al., 2016).

Southern Brazil and Uruguay are transected by several major shear zones and sutures, such as the Sierra Ballena, Dorsal do Canguçu, Ibaré, Sarandi del Yi, and Ayrosa Galvão lineaments. These structures record key events of crustal convergence and accretion during the

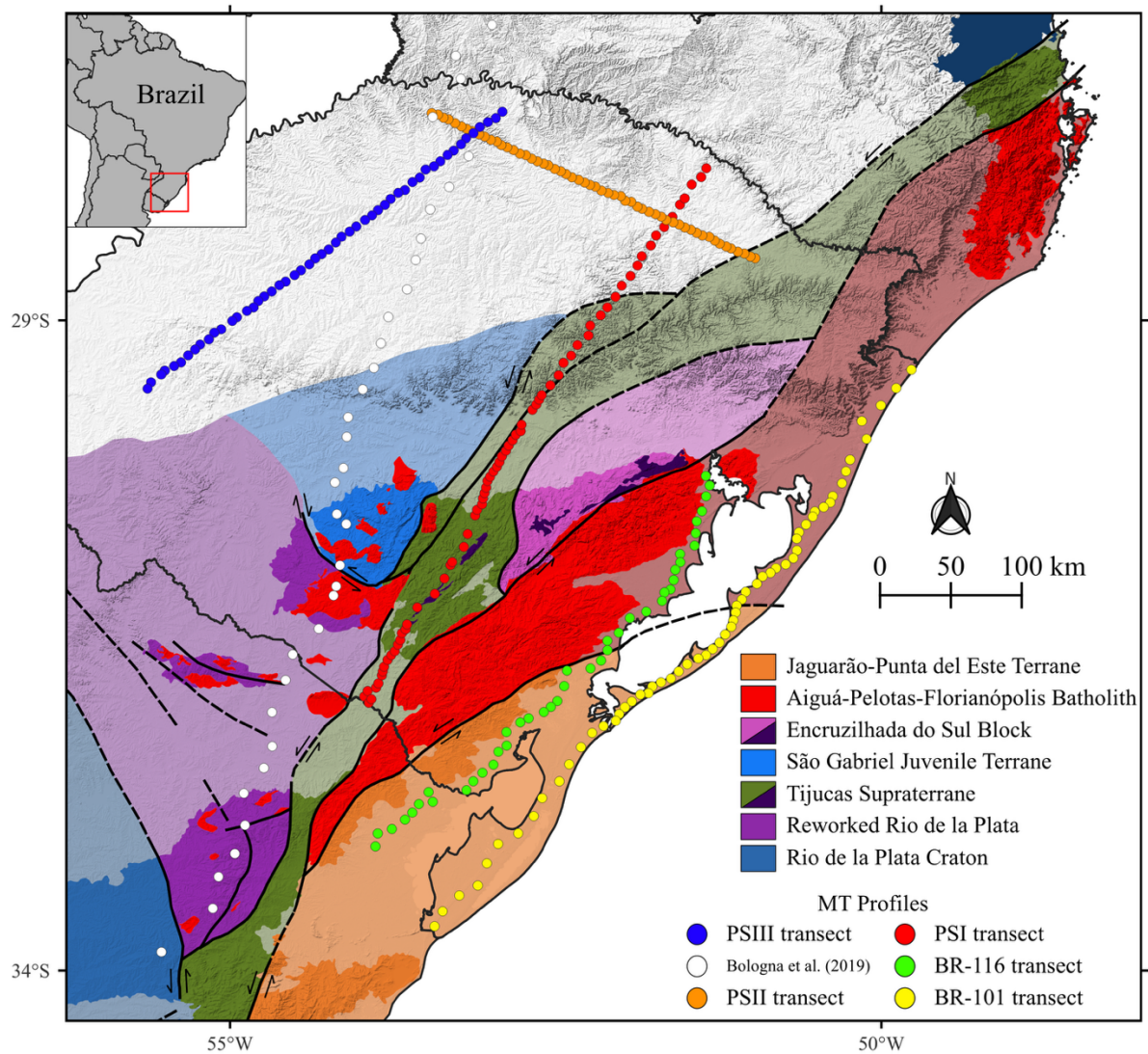


Figure 1: a) The study area is located in South America map (indicated by the red box). b) The geological map of southernmost Brazil and northeastern Uruguay is overlaid on shaded relief and bathymetry, highlighting the primary structural elements, including structural highs and shear zones such as the Torres Arch, the PAFZ, and the CTZ (modified from Teixeira et al., 2025). Circles mark the MT station locations utilized in this study: green represents the new Pelotas array (this research), orange denotes the Paraná Project, white indicates reprocessed stations from Bologna et al. (2019), yellow corresponds to Menezes et al. (2021), red shows Morales et al. (2021), while black filled circles represent wells and open circles indicate major cities (e.g., Porto Alegre, Pelotas, Florianópolis, Montevideo). Colors signify different geological units (refer to the legend): yellow for Quaternary deposits of the Pelotas Basin; dark green for the Paraná Large Igneous Province (LIP); light green for the Paraná Basin sedimentary cover; beige for Vendian–Cambrian basins; orange for the Jaguarão Terrane; red for Neoproterozoic granites; blue for Tonian–Cryogenian terranes; bright green for Neoproterozoic basins; pink for Archean–Paleoproterozoic granitic-gneiss terrane; and purple for Paleoproterozoic granite–greenstone terrane.

2464 Precambrian to Eopaleozoic evolution of the Sul-Riograndense Shield (e.g., Fernandes et al.,
2465 1992; Tommasi et al., 1994; Oyhantçabal et al., 2010; Oriolo et al., 2016b; Hueck et al., 2020).
2466 Many of these structures were subsequently reactivated during Phanerozoic tectonic events,
2467 including the Permo-Triassic Gondwanide orogeny, the Jurassic-Cretaceous opening of the
2468 South Atlantic, and the Meso-Cenozoic to Cenozoic tectonism along the western margin of the
2469 Andean Mountains (Oliveira et al., 2016; Cassel et al., 2022).

2470 The Paraná Basin, covers the units of the Uruguayan-Sulriograndense Shield and is one of
2471 the largest intracratonic basins in the world, extending through southern Brazil, Uruguay and
2472 Argentina. In the study area, the Paraná Basin is represented by a thick sedimentary sequence
2473 from the Upper Carboniferous to the Jurassic, covered by basaltic flows from the Lower
2474 Cretaceous associated with the of Paraná. Depositional environments range from shallow
2475 marine to continental, with sandstones, shales, siltstones, and coal seams (Milani et al., 2007).

2476 The Jurassic–Early Cretaceous rifting and subsequent breakup of Gondwana led to the
2477 formation of the Paraná–Etendeka flood basalts onshore (Gomes & Vasconcelos, 2021) and a
2478 volcanic passive margin offshore, represented by the Pelotas Basin. This offshore margin is
2479 characterized by seaward-dipping reflectors that reach depths of up to 17 km (Harkin et al.,
2480 2020; Serrat et al., 2022, 2025). The Pelotas Basin is a passive margin basin of the South
2481 Atlantic Ocean (Chauvet et al., 2021), located on the southern segment of the Atlantic margin.
2482 It extends onshore, overlying units of the Paraná Basin in southern Brazil and Uruguay,
2483 covering a total area of approximately 250,000 km². This includes about 40,000 km² on the
2484 coastal plain (Bueno, 2007). The basin's drift phase is marked by continued thermal subsidence
2485 and the deposition of Meso-Cenozoic sediments, with locally preserved Quaternary deposits on
2486 the coastal plain. Geologically, the basin partially overlaps the Pelotas Batholith, the Paraná
2487 Magmatic Province, and the edge of the Paraná Basin (Gordon & Mohriak, 2015; Conti et al.,

2017, Stica et al. 2014). The margin's architecture has been significantly influenced by major oceanic fracture zones, such as the Chuí and Florianópolis Fracture Zones (Mohriak et al., 2008).

5. Magnetotelluric (MT) dataset and EDI editing for inversion

The Magnetotelluric (MT) and its high frequency counterpart Audio-Magnetotelluric (AMT) methods use the naturally occurring magnetic field of the Earth as source of signal. In the subsurface, electromagnetic waves propagate in a diffusive way: high frequencies investigate shallow depths, while low frequencies reach deeper levels (Vozoff, 1972). Five components of the natural electromagnetic field are measured: two electrical (Ex and Ey) and three magnetic (Hx, Hy and Hz). The electrical components record the potential difference between pairs of electrodes spaced 100 m; the electrodes are non-polarizable of lead chloride; Magnetic components are measured with induction coils.

In this study, we used AMT and MT data from following magnetotelluric surveys: (i) 165 stations acquired in 2012 in the Paraná Sul Project (2015), (ii) 59 stations acquired in the project along the BR-116 in the Rio Grande do Sul and Uruguay (Menezes et al., 2025), (iii) 47 stations along the BR-101 published by Menezes et al., (2021), (iv) 35 stations in the central part of Rio Grande Sul state and Uruguay published by Bologna et al. (2019). We emphasize that the MT/AMT responses were revisited and reinterpreted, considering additional reflection-seismic profiles and drill-core information, resulting in a more robust geological framework. Two-dimensional resistivity sections were constructed used Rodi & Mackie (2001) nonlinear conjugate-gradient algorithm with first-order Tikhonov (1950) regularization method and fully 3-D inversion models were obtained with ModEM (Egbert & Kelbert, 2012; Kelbert et al., 2014).

In the following section, we provide a summary of the EDI dataset used for inversion and the minimal modifications made for modeling. We re-editing was conducted for inversion purposes. Before of the inversion, we evaluated dimensionality and established a preferred strike based on phase-tensor attributes and induction vectors. The rotations for the 2-D runs aligned with the mapped geological strike, while depth-dependent 3-D behavior was noted for interpretation. Figure 3 presents representative EDI response curves, and Figure 3 compiles the diagnostics related to strike and dimensionality that informed tensor rotation, window selection, and station weighting. The re-edited EDI responses were calibrated with nearby wells and correlated with seismic, Bouguer gravity, and magnetic interpretations. Subsequently, we re-ran the 2-D inversions using the Rodi & Mackie (2001) nonlinear conjugate-gradient algorithm with first-order Tikhonov (1950) regularization method, and generated companion 3-D models with ModEM, concentrating on the structural targets of interest.

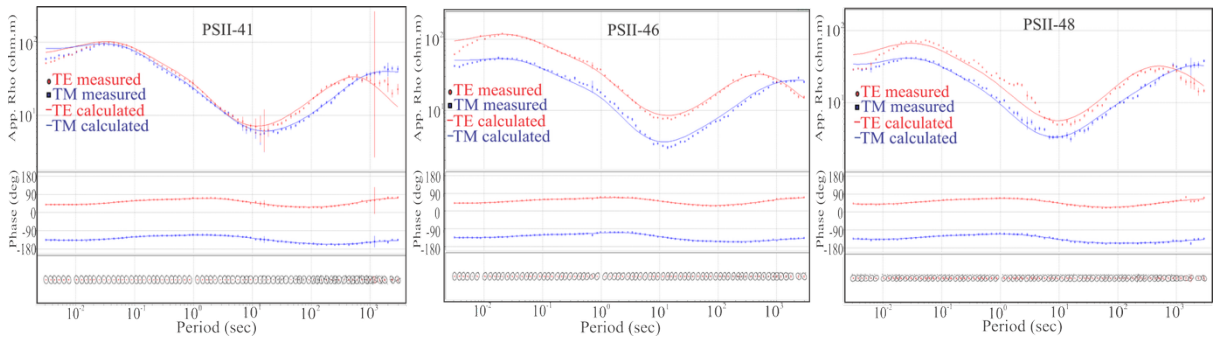


Figure 2: Representative EDI responses (XY/YX) for selected sites; identical axes/y-ranges across panels facilitate comparison. Three example sites are highlighted in red (PSII41, PSII-46, PSII-48).

3.1. Dimensionality and strike

Before conducting the 2-D and 3-D inversion, we evaluated phase-tensor parameters (β and Φ_{min}) to characterize depth-dependent 3-D behaviour and to guide tensor rotation and window selection. We adopted the geological strike for 2-D modelling, while acknowledging

sectors where $|\beta| > 3^\circ$ and high $\Phi_{\min}$ indicate local 3-D effects that inform interpretation (see Figure 3).

Phase-tensor dimensionality analysis was performed to evaluate the geoelectric structure and identify potential three-dimensional effects prior to inversion. The phase tensor, defined as $\Phi = X^{-1}Y$ (Caldwell et al., 2004), provides distortion-free parameters that describe the orientation and magnitude of subsurface conductivity. The pseudo-sections of β skew angle and minimum phase ($\Phi_{\min}$) (Figure 3) reveal significant lateral and vertical variations along the profiles, with β values exceeding $\pm 3^\circ$ in several sectors, confirming local 3-D behavior associated with major shear-zone corridors within the PSI profile. Regions showing high $\Phi_{\min}$ correspond to conductive sedimentary or fault-bounded domains, whereas lower $\Phi_{\min}$ values delineate the resistive basement and volcanic sequences of the Paraná Large Igneous Province. These observations guided the selection of inversion parameters and validated the presence of complex geoelectric anisotropy throughout the study area.

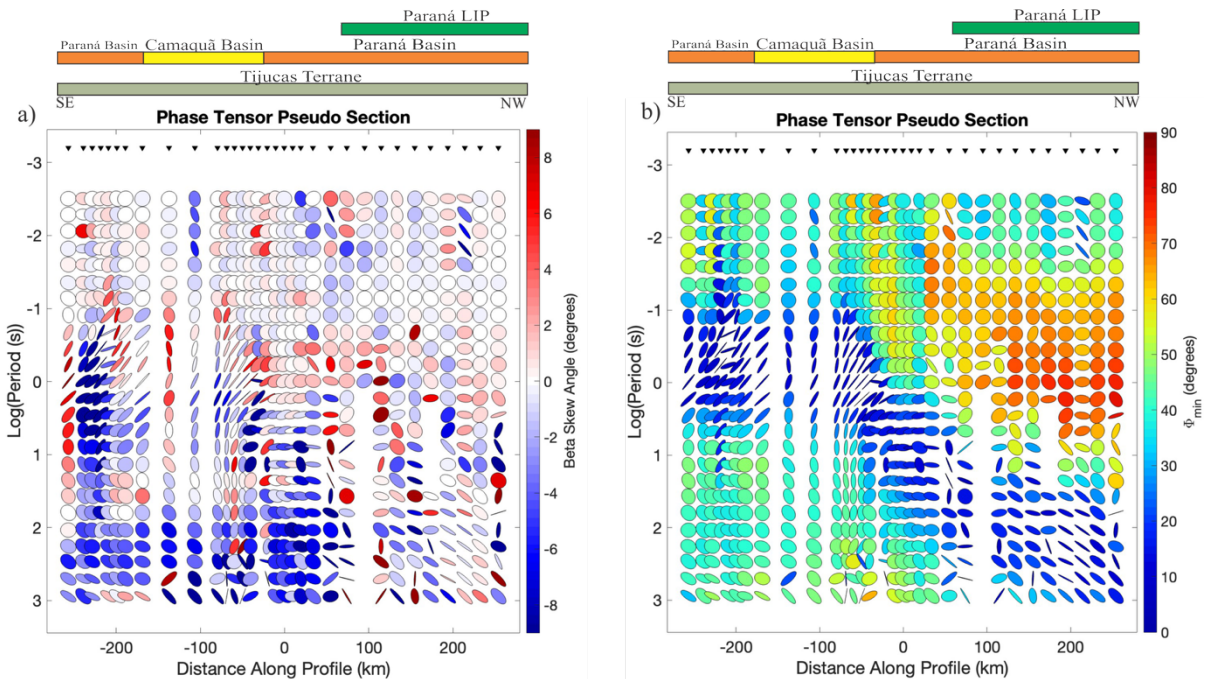


Figure 3: Phase tensor pseudo-sections for the PSI profile. (a) β skew-angle pseudo-section showing the distribution of phase-tensor skew (β) along the profile; values $|\beta| > 3^\circ$ indicate three-dimensional conductivity effects and structural complexity. (b) Minimum-phase ($\Phi_{\min}$) pseudo-section showing the distribution of minimum phase along the profile.

pseudo-section illustrating lateral and vertical variations in apparent anisotropy and the transition between resistive and conductive domains. The ellipses depict the principal axes of the phase tensor, where orientation indicates the dominant current-flow direction. These diagrams highlight zones of high ellipticity and increased β values corresponding to crustal heterogeneities and shear-zone concentrations, consistent with features resolved in the MT inversions of the Psi profile.

Candidate strikes were compared against mapped structural trends, such as central NW–SE lineaments and shear zones. Only those windows and stations that met the stability and geological compatibility criteria were retained. The tensors were then rotated to align with the preferred strike before of the inversion.

3.2. 2-D and 3-D Profiles – Inversion Parameters

We reproduced the 2-D inversions of PSI, PSII and PSIII to better delineate the structural targets of interest. The Rodi & Mackie (2001) nonlinear conjugate-gradient algorithm with first-order Tikhonov (1950) regularization method. A $10^2 \Omega \text{ m}$ ($100 \Omega \text{ m}$) half-space ($\tau = 3$) was used as the starting model; typical error floors ($\delta\rho_a \approx 10 \%$, $\delta\phi \approx 5^\circ$) were adopted; meshes followed station geometry; solutions converged to RMS 2.2–3.6. Tensors were rotated to the geological strike (PSI 303° , PSII 28° , PSIII 309°) after phase-tensor checks (β , $\Phi_{\min}$). We now present the new 2-D models and the integrated interpretation constrained by well, seismic, gravity and magnetic.

To provide a comprehensive overview of the inversion settings performance. Table 1 summarizes the key parameters for the PSI, PSII, and PSIII profiles. Included information on the number of stations, sampled period range, profile lengths, levels of uncertainty, regularization parameters, initial resistivity, mesh dimensions, and final RMS misfits.

Presenting these values underscores the reliability of the dataset and the robustness of the inversion processes applied to each profile.

Table 1. 2-D inversion parameters for profiles PSI, PSII and PSIII.

Name	Ns	T (s)	Distance (km)	$\delta\rho_a$ (%); $\delta\phi$ (°)	Tau	pinit (Ω m)	My $\times$ Mz	RMS
PSI	58	0.01-1000	600	10,5	3	10^2	70 $\times$ 47	3.6
PSII	58	0.01-1000	270	10,5	3	10^2	71 $\times$ 49	2.6
PSIII	49	0.01-1000	340	10,5	3	10^2	156 $\times$ 89	2.2

Table 1: Inversion parameters for the 2-D magnetotelluric profiles PSI, PSII, and PSIII. Listed are: number of stations (Ns), sampled period range (T), profile length (Distance), average uncertainties of apparent resistivity ($\delta\rho_a$) and phase ($\delta\phi$), regularization parameter (Tau), initial resistivity (pinit), inversion mesh size (My $\times$ Mz), and final root mean square (RMS) misfit for each model.

For the 3-D inversions we used the parallelized ModEM package (Meqbel, 2009; Egbert & Kelbert, 2012). To control mesh density given the irregular station layout, we tested two spacing-based configurations, Group A and Group B, each run with the full dataset (156 stations) and using the same nominal core cell size ($\Delta x = \Delta y$). Both meshes employed 10 padding cells per side with a 1.3 geometric growth; the starting model was a homogeneous 100 Ω m half-space and the 0.001–1,000 Hz band was used. Group A yielded the most stable responses (lower weighted misfit and better geological coherence), so we adopted the Group-A mesh for the production run with all 156 sites. The inversion converged after 193 iterations to a weighted RMS of approximately 1.2.

The 2-D inversions use a cell-based (piecewise-constant) parameterization, so models appear “blocky”. Lateral discretization reflects sampling geometry and numerical stability: PSI ($M_y = 70$; $\Delta x \approx 8.6$ km), PSII ($M_y = 71$; $\Delta x \approx 3.8$ km), PSIII ($M_y = 156$; $\Delta x \approx 2.2$ km). Features smaller than ~ 2 – 3 cell widths cannot be resolved in 2-D. For readability, we also show an interpolated rendering; however, all interpretations rely on the discretized inversion model. Skin-depth guide lines ($\rho = 100 \Omega$ m) indicate the depth of investigation. The PSI, PSII, and

PSIII profiles, the data were re-modelled (re-inverted) with emphasis on basement structures. Although 2-D responses predominate, 3-D components are essential near (a) craton-margin shear-zone corridors, (b) basin-bounding steps/faults, and (c) cross-strike conductive wedges that link structural blocks and accommodate basin subsidence. Following Palacky (1987), we interpret the models within three resistivity domains, which relate electrical contrasts to key tectono-lithologic boundaries and aid comparison between 2-D and 3-D results.

- High Resistivity ($>1000 \Omega \text{ m}$): Typically associated with non-fractured metamorphic units, intrusive igneous bodies, or stable basement blocks. These domains usually coincide with recognized segments of the Rio de la Plata Craton or deeper portions of the Don Feliciano Belt, where brittle deformation is minimal.
- Moderate Resistivity Zones ($100\text{--}300 \Omega \text{ m}$): Indicative of transitional basement or partially. These values may correspond to moderately rocks, restricted fault zones, or smaller-scale igneous intrusions within ancient basement terrains (Klein, D. P., 1991, Palacky, 1987).
- Low Resistivity Values ($1\text{--}80 \Omega \text{ m}$): These usually represent sedimentary basins, where high porosity and fluid content increase electrical conductivity, or subvertical shear zones enriched in conductive minerals such as graphite and sulfides or containing deep crustal fluids (Palacky (1987).

3.3. Preferred 3-D Model – INV8A_2

The INV8A_2 model was identified as the most representative solution, offering an optimal balance between model fit, geological plausibility, and structural resolution. After 193 iterations, the model achieved a low root mean square (RMS) misfit of 1.2, effectively capturing

first-order tectonic features and remaining consistent with independent geological and well data.

The resistive domains are distinctly imaged, including the crystalline basement, which exceeds 1000 Ω m, and the Serra Geral Formation comprising basaltic units with resistivities around $\sim$ 1000 Ω m. Additionally, there are highly resistive blocks that exceed 2000 Ω m. The lateral variation of these resistive zones spatially correlates with mapped crustal faults and shear zones, highlighting structural controls on the distribution of resistive lithologies.

Conversely, the conductive domains, ranging from 1 to 80 Ω m, exhibit a strong correlation with stratigraphic data from wells and are spatially associated with the principal sedimentary basins. These conductive regions are identified in the following areas: C1- Pelotas Basin, C2 - Paraná Basin, C3 - Camaquã Basin, and C4 - Laguna Mirim Basin. The alignment of these low-resistivity anomalies with the mapped extent of the basins enhances the reliability of the inversion and underscores the sensitivity of the MT method to sedimentary successions.

3.4. Comparison with Another 3-D MT Regions

The application of 3-D MT in complex tectonic contexts has gained prominence in recent decades, solving limitations of 2-D surveys (Jegen et al., 2016; Platz et al., 2022). Southwestern Gondwana shows parallels with well-studied belts, such as the Damara Belt (Namibia), where conductive subvertical zones mark major sutures (Ritter et al., 2003) analogous to the Ibaré and Canguçu Shear. On passive volcanic margins, marine studies near Walvis Ridge (Jegen et al., 2016) demonstrate that MT 3-D, integrated with other data, reveals how ancient lineaments control rifts and magmatic underplating a scenario like the Pelotas Basin.

3.5. Integration with Geological and Seismic Data

Well data (ANP-BDEP, CPRM), in conjunction with seismic profiles and regional gravimetric and magnetometric maps, were incorporated into the framework for interpretation (Costa et al., 1997; Bologna et al., 2019; Morales et al., 2021). The calibration of resistivity values was supported by wells situated near the MT transects, including one in the Camaquã Basin, fourteen in the Paraná Basin, and ten in the Pelotas Basin (refer to the distribution in Figure 1). This calibration provided essential ground truth for the inversion results and enhanced the reliability of the resistivity-lithology correlation. Additionally, the integration of seismic profiles parallel to the PSII transect reinforced the consistency of the structures derived from MT data, demonstrating a strong agreement between independent geophysical datasets.

4. Results

The MT results are first presented as two-dimensional (2-D) inversion sections along selected regional transects. The 2-D models were computed using Rodi & Mackie (2001) nonlinear conjugate-gradient algorithm with first-order Tikhonov (1950) regularization method, using the smoothing ($\tau = 3$), applying the strike rotations reported above and the data uncertainties listed in Table 1 ($\langle \delta \rho_a \rangle = 10\%$, $\langle \delta \phi \rangle = 5^\circ$). These sections resolve lateral resistivity variations and allow direct correlation with mapped tectonic boundaries, basin fills, and crystalline basement domains. Subsequently, three-dimensional (3-D) inversion models were obtained with ModEM. Despite the coarser discretization in PSI/PSII, first-order features such as the basement top, conductive corridors, and resistive blocks remain laterally coherent and are consistent with well and seismic ties as well as with the 3-D checks (ModEM), supporting

the main conclusions. The novelty of this work lies in the re-editing of the archived processed responses and the development of new 2-D/3-D inversions integrated with independent datasets to deliver a regional tectonic interpretation.

4.1. PSI Profile

The PSI profile is related to the Paraná Basin (Figure 4), covering depths of 30 km for 2-D and 3-D inversions. The observed resistivity values range from 0 to 80 Ω m, associated with the sedimentary package. It is noteworthy that the variation in the resistivity contours, especially those of 80 Ω m, marks the interfaces between the Paraná Basin and the basement, as well as between the magmatism of the Igneous Province of Paraná (IPL) and the sediments of the basin.

These resistivity values were calibrated with well data, particularly in regions with pronounced discontinuities, located in the southwestern portion of the profile. The Camaquã Basin is delimited by a fault system originating from the Paraná Basin, both north and south of the profile. In this region, the sediments of the Bom Jardim package exhibit more resistive behavior, with values between 80 and 100 Ω m in depth.

The basement presents lateral discontinuities in resistivity, with intermediate variations (100–1000 Ω m) in the northeast sector and high resistivities (1000 to 10.000 Ω m) in the southwest sector.

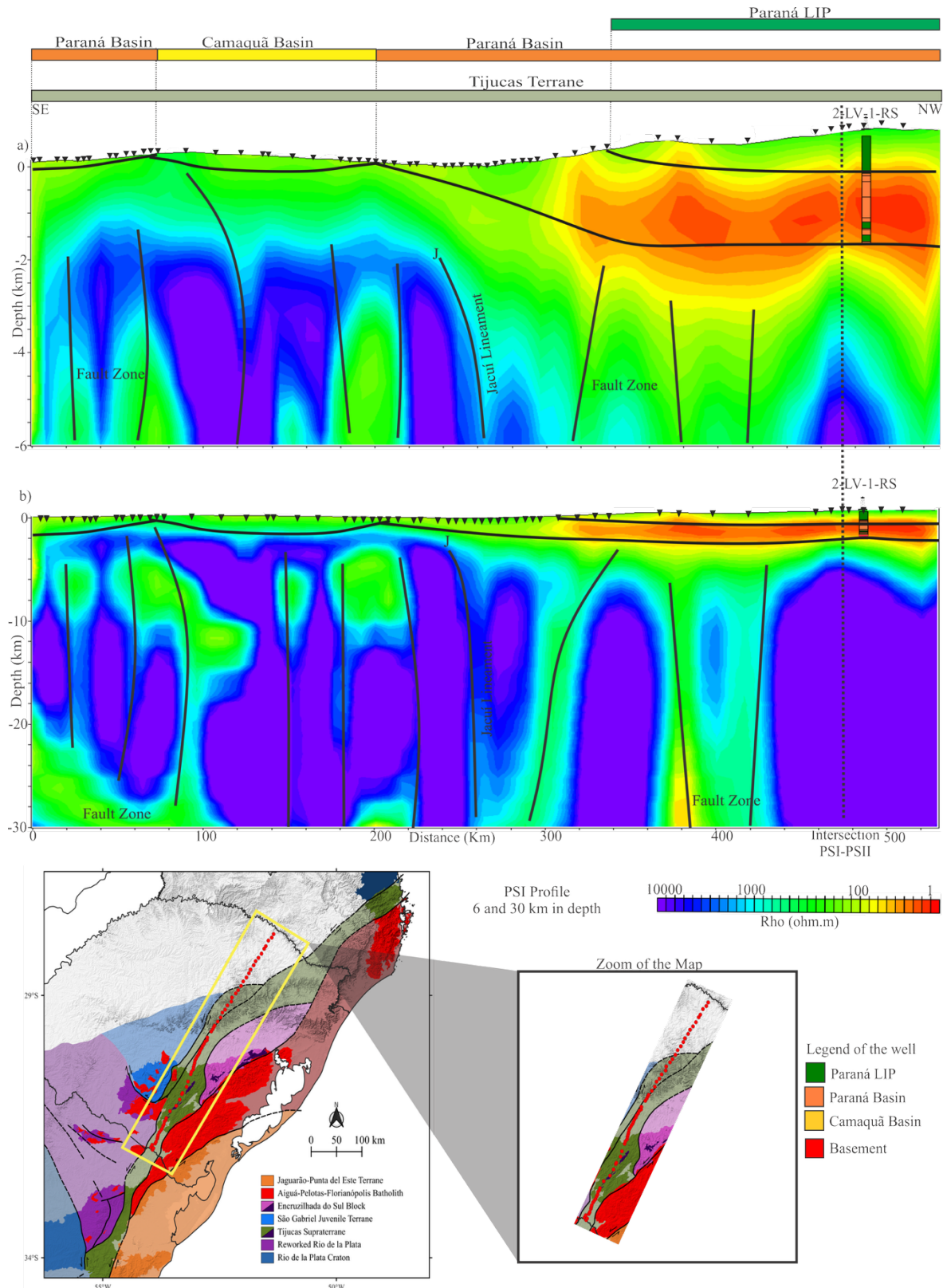


Figure 4: a) 2-D inversion section (0–30 km depth). Vertical resistivity image ($\log_{10} \rho$, Ω m; purple = more resistive, yellow–red = less resistive) across the Paraná Basin. A low-resistivity sedimentary package overlies a resistive crystalline basement; to the NE, a near-surface, high-resistivity domain is attributed to Paraná Large Igneous Province flows and dykes. Significant

structures are labelled on the panel, including the Ibaré Shear Zone, an intermediate fault lineament, and the Jacuí Lineament, as well as fault-zone corridors at the basin margins. The 2-LV-1-RS well is projected at the NE end for shallow calibration; tick marks along the top indicate MT station positions. b) 3-D inversion transect along the exact alignment. This section offers an excerpt from the three-dimensional resistivity model (0–30 km), emphasizing the down-dip continuity and anchoring of the identified structures. The Ibaré Shear Zone intrudes the middle to lower crust, the Jacuí Lineament establishes a steep lineament within the crust, and the central fault lineament marks less resistive depocenters within the basin. Vertical dashed lines mark the intersections with companion profiles (PSI–TRS and PSI–PSII). The inset map locates the transect, and the well-interval legend identifies Paraná LIP, Paraná Basin, Camaquã Basin, and Basement. Note: the “blocky” look reflects the cell-based 2-D parameterization, not a display artifact. Core cell widths are ~8.6 km (PSI). The interpolated panel is for readability only; values derive from the inverted model.

4.2. PSII Profile

The PSII transect across the Paraná Basin (Figure 5) elucidates the resistivity structure from the shallow crust (approximately 6 km) down to a depth of around 30 km. Low-resistivity values ($\rho < 74 \Omega \text{ m}$) characterize the sedimentary package of the basin, with highly conductive anomalies indicating the transition to a fractured crystalline basement. The isovalue of $74 \Omega \text{ m}$ serves as a consistent threshold for delineating the Paraná Large Igneous Province (LIP) and the overlying sedimentary succession.

Calibration with well data reinforces the interpretation in areas marked by significant resistivity contrasts, particularly in the northwestern sector. In this region, lateral heterogeneities within the basement are apparent, characterized by intermediate resistivities (100–1000 $\Omega \text{ m}$) in the northwest and higher values (1000–10.000 $\Omega \text{ m}$) in the southeastern basement. The integration with the seismic profile, collected along the precise alignment, shows strong consistency in both stratigraphic horizons and structural features, despite disruptions caused by zones of intense faulting that directly impact the MT signal. The MT inversion correlates closely with well 2-RS-1-RS, while discrepancies with wells 2-LV-1-RS and 1-MC-1-RS can be attributed to a highly faulted domain, which is also evident in the Seismic Section.

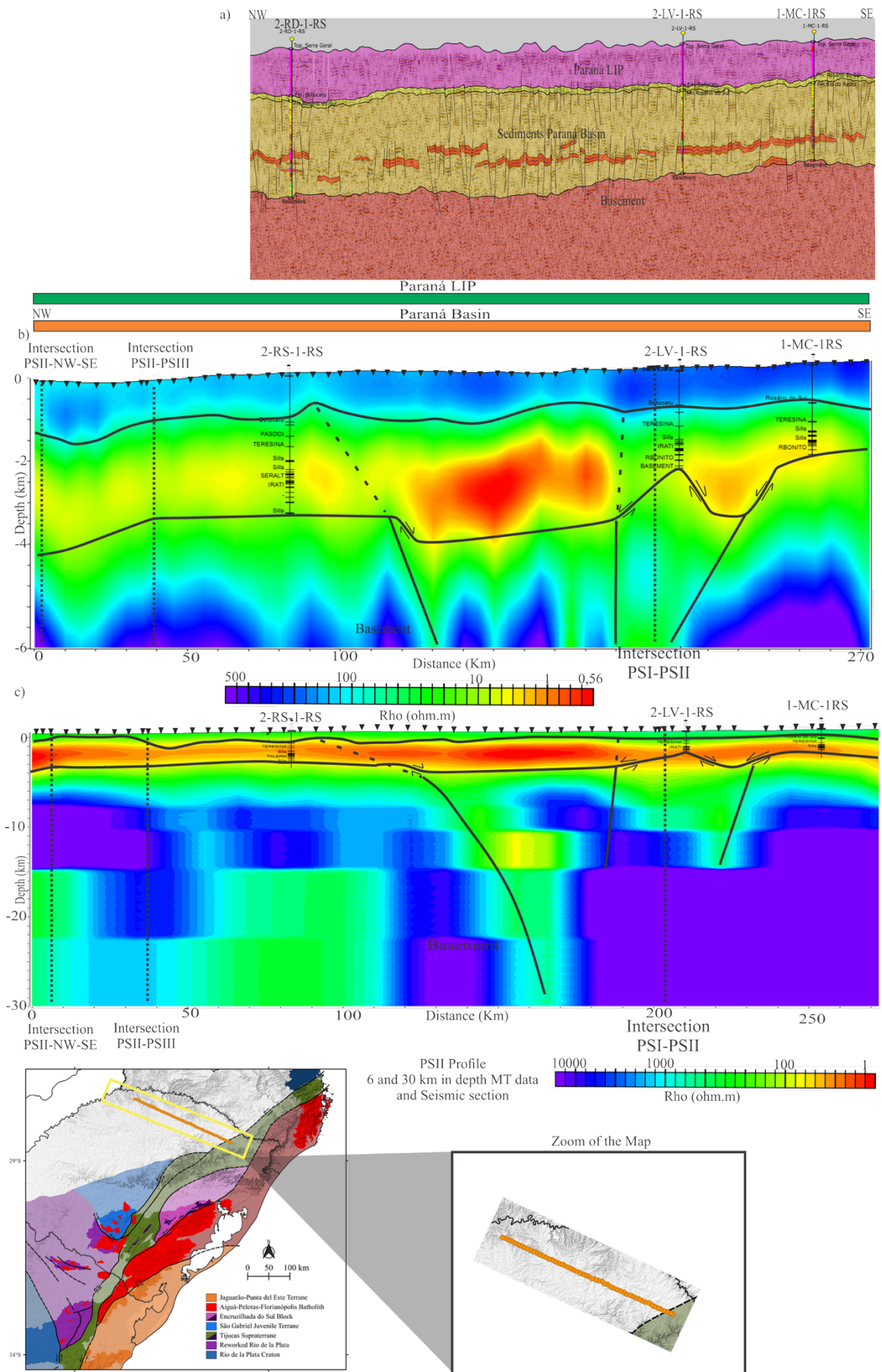


Figure 5: Integrated geophysical imaging of the PSII transect across the Paraná Basin. a) Qualitative seismic section along the MT alignment, imaging Paraná LIP flows at the surface, the sedimentary succession intruded by sills, and the top of the crystalline basement. Wells 2-RS-1-RS, 2-LV-1-RS, and 1-MC-1-RS are projected for stratigraphic control. b) Shallow 2-D MT resistivity inversion (to ~6 km), overlain with interpreted stratigraphic tops (Botucatu, Palermo, Teresina/Serra Alta/Irati/Rio Bonito formations) and the basement surface. A conductive conduit in the central sector correlates with sill-rich packages seen in (a), whereas resistive zones delineate basement buttresses. Dashed vertical lines indicate intersections with companion profiles (PSII–NW–SE and PSI–PSII). c) Deep 2-D MT resistivity inversion (to ~30 km), highlighting a fault-zone column that extends into the middle–lower crust and the lateral continuity of the resistive basement beneath the basin. Note on color scale: Panels (b) and (c) display $\log_{10}(\rho, \Omega \text{ m})$. The dynamic range is intentionally stretched relative to other figures to enhance contrasts between the surface LIP, sediments, and crystalline basement. In this scale, yellow–red tones correspond to conductive zones (sedimentary sections and sill-dominated intervals), while purple–blue tones correspond mark resistive domains (crystalline basement and LIP). Note: the “blocky” look reflects the cell-based 2-D parameterization, not a display artifact. Core cell widths are 3.8 km (PSII). The interpolated panel is for readability only; values derive from the inverted model.

4.3. PSIII Profile

The PSIII profile also belongs to the Paraná Basin (Figure 6) and covers the depth range between 6 and 30 km. Along the profile, the resistivity values vary between 0 and 80 $\Omega \text{ m}$, representing the sedimentary package. A low resistivity anomaly, with a value of 22 $\Omega \text{ m}$, which delimits the IPL Paraná in relation to the sediments of the basin, stands out. The calibration was performed based on data from the 2-IT-1-RS well, especially in areas with greater resistive discontinuity, notably in the northeast portion. The basement exhibits intermediate resistivities (100–1000 $\Omega \text{ m}$), concentrated in the Northeast, and high values (1000 to 10.000 $\Omega \text{ m}$) along the entire profile.

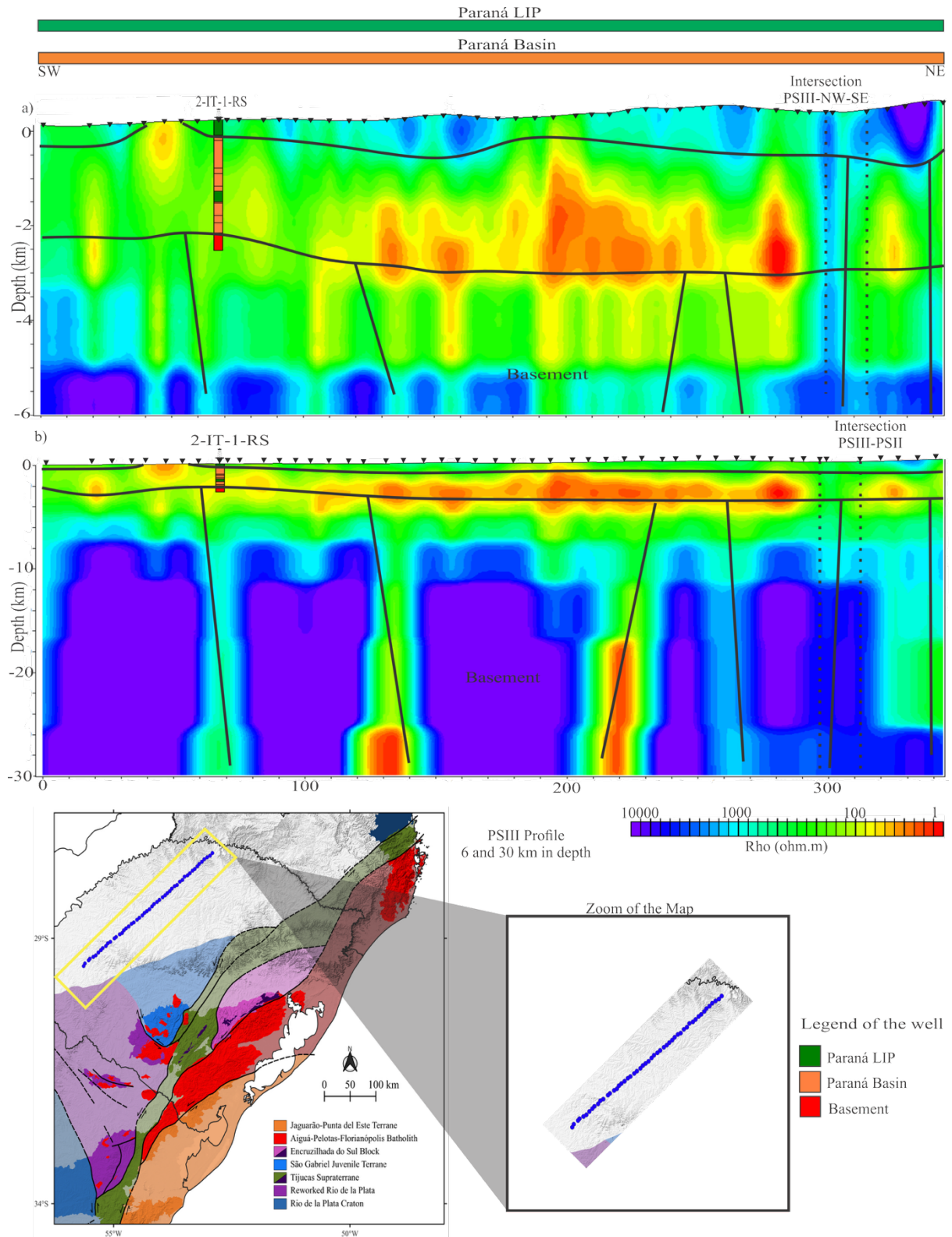


Figure 6: a) Surface section (0–6 km) along the SW–NE profile across the Paraná Basin. The colors represent $\log_{10}(\rho, \Omega \text{ m})$ (purple–blue indicating resistive regions; yellow–red indicating conductive areas). A resistive cap, interpreted as the Paraná Large Igneous Province (LIP), overlies a conductive sedimentary package intruded by mafic sills. Two black polylines trace the inferred tops of the sedimentary succession and the crystalline basement. The 2-IT-1-RS

well is projected for stratigraphic correlation. Steep vertical features delineate fault-zone columns that define the depocenters. The dashed vertical line at the far northeastern end indicates the PSIII–PSII intersection, while short tick marks along the top denote the positions of MT stations. b) Deep section (0–30 km) extracted along the same alignment. The conductive basin wedge thins towards the basin interior and rests atop a high-resistivity basement that forms broad buttresses at depth. The fault-zone columns observed in (a) extend into the middle–lower crust, marking the structural segmentation of the basin. The 2-IT-1-RS well and the PSIII–PSII intersection are indicated as in (a). The inset map locates the PSIII transect, while the well legend identifies the Paraná LIP, Paraná Basin, and basement intervals. Note: the “blocky” look reflects the cell-based 2-D parameterization, not a display artifact. Core cell widths are 2.2 km (PSIII). The interpolated panel is for readability only; values derive from the inverted model.

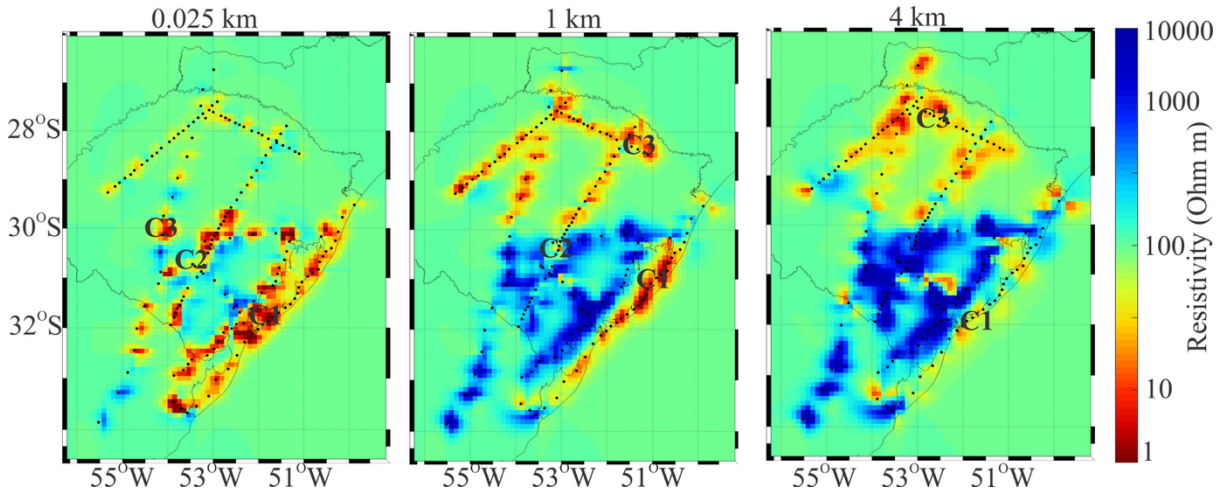
4.4. 3-D Inversions Models

The 3-D magnetotelluric inversion (MT) reveals resistivity patterns compatible with crystalline basement rocks along the Dom Feliciano Belt and adjacent Phanerozoic basins, extending to depths of approximately 30 km. These models provide insight into 3-D structures that are little or no visible in 2-D models, highlighting continuous and geologically significant lateral and vertical variations in resistivity. These variations correlate well with known tectonic domains and delineate key structures such as lineaments and fault zones along the profiles. The results are analyzed by depth, divided into three intervals: surface (0–4 km), middle crust (5–15 km), and lower crust (~15–30 km).

4.4.1. Surface (0–4 km)

In the first 4 km of the crust (Figure 7), it is possible to notice the sedimentary packages up to 3 km corresponding to the sedimentary basins of Pelotas, Paraná, Laguna Mirim and Camaquã with resistivity values ranging from (1 – 80 Ω m), in the first 1 km the basalt of the Serra Geral, with resistivity of 500-1000 Ω m and the crystalline basement of the Dom Feliciano

2795 Belt with resistivity values ranging from 1000-10.000 Ω m. at 4 km, it is possible to notice the
 2796 interval between basin and basement more conductive due to the lateral movement of structures
 2797 and the often clastic or volcano-sedimentary.



2798
 2799 **Figure 7:** Horizontal resistivity slices derived from the 3-D MT inversion across southern
 2800 Brazil and Uruguay reveal the upper approximately 4 km of the crust. The maps are presented
 2801 at three different depths: (a) 0.025 km (~25 m), (b) 1 km, and (c) 4 km. The color scheme
 2802 represents resistivity on a logarithmic scale ranging from 1 to 10,000 Ω m, with warmer colors
 2803 indicating conductive zones and cooler colors denoting resistive rocks. Black dots indicate the
 2804 locations of MT stations, while dotted lines outline the survey/profile trajectories. In the range
 2805 of depths of 0 to 1 km (panels a-b), narrow conductive corridors define the Pelotas and Camaquã
 2806 basins, as well as regions not covered by the Paraná flood basalts. By the 4 km depth (panel c),
 2807 the conductive features become more laterally continuous beneath the basin depocenters, while
 2808 high-resistivity blocks labeled C1-C3 persist, corresponding to the crystalline basement and the
 2809 Paraná Basin basalts.

2810

2811 4.4.2. Upper Crust (5–15 km)

2812

2813 Between depths of approximately 5 to 15 km (Figure 8), the 3-D resistivity model
 2814 illustrates a transitional zone connecting the shallow sedimentary basins to the underlying
 2815 crystalline basement. Within this range, resistivity values predominantly fall between 100 and
 2816 5.000 Ω m, although they are interspersed with narrow corridors of low resistivity that mark
 2817 the presence of crustal-scale faults and shear zones. These conductive pathways underscore the

structural segmentation of the crust and highlight the influence of inherited tectonic fabrics on the geometry of the basins and the deeper crustal architecture.

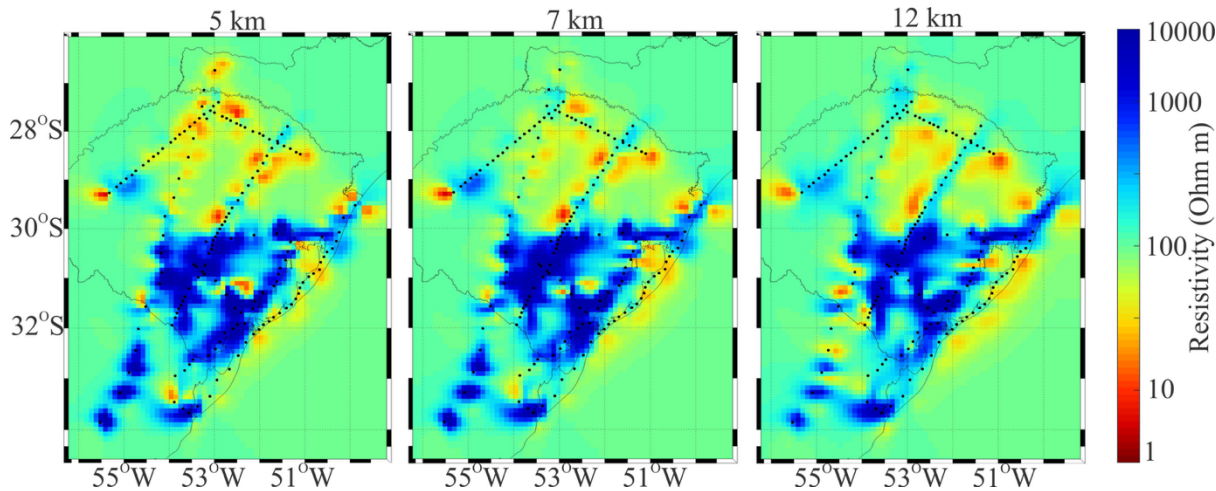


Figure 8: (a) At 5 km depth, discontinuous conductive corridors outline structural pathways and superfaces depocenters of the Pelotas and Camaquã basins, as well as a shear-zone. High-resistivity blocks become prevalent inland, linked to the crystalline basement and Paraná Basin basalts. (b) At 7 km depth, near-surface conductivity diminishes, and conductors become more concentrated along NE–SW and N–S alignments, suggesting the 3-D structures, as well as thicker metasedimentary packages. The resistive highs expand, highlighting the underlying basement framework. (c) At 12 km depth, a predominantly high-resistivity background characterizes the middle to lower crust/basement, with residual segmented conductors persisting beneath the basin roots and along deep crustal weakness zones. Collectively, these three maps illustrate the transition from superfices, basin-controlled resistive to a more resistive basement.

4.4.3. Lower Crust (21–31 km)

Between depths of 21 and 31 km, the 3-D resistivity model reveals the transition to the lower crust, characterized by extensive high-resistivity domains (ranging from 100 to 5,000 $\Omega \cdot m$), interspersed with localized conductive anomalies. Although the resolution at these depths is limited due to the scarcity of long-period signals, the findings still provide valuable insights into the deep crustal structure. The conductive anomalies are identified in distinct, segmented patches rather than as continuous layers and are spatially associated with significant lineaments and the roots of basin systems. In contrast, the resistive domains become broader and more

coherent with increasing depth, indicative of the stable nature of the lower crust and the cratonic influence beneath the Rio de la Plata Craton and its adjacent terranes (see Figure 9).

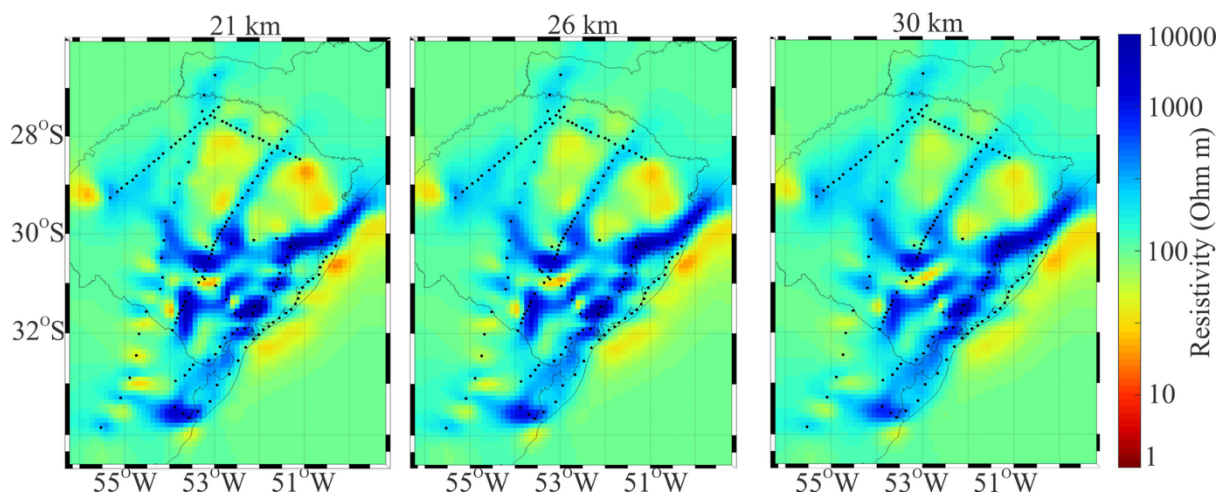


Figure 9: The presents horizontal resistivity slices from the 3-D magnetotelluric (MT) inversion for southern Brazil and Uruguay at depths of (a) 21 km, (b) 26 km, and (c) 30 km, focusing on the lower crust. The color scale operates logarithmically (1–10,000 Ω m), with warm colors indicating conductive regions and cool colors representing resistive areas. Black dots denote MT stations, while dotted lines outline the survey and profile trajectories, and coastlines are depicted. Across the three maps, the lower crust is predominantly resistive, with only localized conductive anomalies corresponding to major crustal lineaments and the roots of basin systems. As depth increases from 21 km to 30 km, the resistive domains widen and become more continuous. In contrast, the conductive patches remain sparse and segmented, suggesting the presence of 3-D structures at depth rather than extensive laterally continuous layers near the surface.

While the 2-D inversions conducted along profiles PSI, PSII, and PSIII provide valuable insights into the distribution of crustal conductors and resistive domains, their limitations become apparent when dealing with laterally complex tectonic structures. Features that appear as elongated conductors in 2-D often extend beyond the boundaries of the profile, introducing uncertainties regarding their geometry and continuity. To address these challenges, we implemented 3-D inversion, which allows for the integration of the entire dataset and effectively captures the segmentation of conductive and resistive zones in three dimensions. This approach not only enhances the understanding of the crustal architecture beneath the Dom Feliciano Belt

and its adjacent basins but also allows for a more comprehensive tectonic interpretation that links inherited structures with the assembly of Gondwana and the rifting of the South Atlantic.

5. Discussion

5.1. Integration of MT Results

The combined 2-D and 3-D magnetotelluric (MT) inversions delineate a consistent crustal architecture across southern Brazil and northeastern Uruguay. The 2-D sections (PSI, PSII, PSIII) resolve vertical resistivity layering within the Paraná Basin and across the basin–basement interface, whereas the 3-D models recover the lateral continuity of conductive corridors and resistive blocks that structure the region. These profiles were previously presented by Lugão et al. (2020), Rolim et al. (2016), and Philipp et al. (2014). Here, we build on those datasets using updated inversion workflows and additional geological constraints, providing complementary 2-D and 3-D perspectives on crustal structure and its implications for the geological interpretation.

Resistivity values cluster into three principal ranges: (i) low resistivity ($<80 \Omega \text{ m}$), which characterizes sedimentary packages and fault-bounded depocenters; (ii) intermediate resistivity ($100\text{--}1000 \Omega \text{ m}$), corresponding to heterogeneous crystalline basement and metasedimentary belts; and (iii) high resistivity ($>1000\text{--}10,000 \Omega \text{ m}$), which defines stable crustal blocks, granitic batholiths, and the Paraná Large Igneous Province basalts. Importantly, subvertical conductive columns and NW–SE conductive corridors appear consistently in both 2-D and 3-D models,

indicating their role as long-lived crustal-scale shear zones inherited from the Neoproterozoic assembly of the Dom Feliciano Belt (DFB).

The models reveal crustal-scale conductors aligned with the main Neoproterozoic shear zones of the Dom Feliciano Belt (DFB), including the Dorsal de Canguçu Shear Zone (DCSZ), the Ibaré Fault, and the Sarandí del Yí Shear Zone. These subvertical conductors extend to depths of 20–30 km, indicating long-lived zones of weakness that likely acted as fluid pathways or partial melting domains. This interpretation aligns with earlier structural and isotopic studies, which emphasize the role of these discontinuities in the amalgamation of West Gondwana (Costa et al., 1997; Philipp et al., 2016; Teixeira et al., 2025).

On profiles PSII and PSIII, conductors coincide with depocenters in the Paraná Basin, suggesting tectonic reactivation during Mesozoic rifting and subsequent Paraná–Etendeka LIP magmatism. Similar crustal-scale conductive zones were previously identified in Brazilian cratonic margins (Padilha et al., 2015; Bologna et al., 2019) and worldwide in other collisional belts (Ritter et al., 2003, Jegen et al., 2016).

5.2. Regional Synthesis

The MT derived resistivity models (Figures 10, 11 and 12) demonstrate that basin evolution in southern Brazil and Uruguay evolved under strong structural inheritance from the Dom Feliciano Belt and the Rio de la Plata Craton. In the Paraná Basin, NW–SE reactivations controlled depocenter segmentation and localized mafic intrusions during Mesozoic rifting (Milani & De Wit, 2008, Costa et al., 1997). In the Camaquã Basin, late- to post-orogenic transtension exploited Neoproterozoic discontinuities, producing fault-bounded depressions filled with mixed volcanic and sedimentary sequences (Paim et al., 2000, 2014; Teixeira et al., 2025). In the Pelotas Basin, inherited shear zones and terrane boundaries guided early rifting

and passive-margin sedimentation, reflecting the Neoproterozoic imprint on the South Atlantic margin (Bologna et al., 2018; Teixeira et al., 2025).

Unlike the intracratonic Parnaíba Basin in northeastern Brazil, where conductive signatures are linked to stable lithospheric contrasts and thermal sagging (Romero-Beltrán et al., 2025), the Dom Feliciano Belt records repeated crustal reactivation under transcurrent and extensional regimes.

The consistency between MT models and complementary datasets (gravity, magnetics, gamma-ray spectrometry) supports a 3-D tectonic framework in which conductive corridors map long-lived crustal faults, while resistive blocks delineate cratonic domains. This integrated perspective refines the understanding of crustal segmentation and basin evolution along the South Atlantic margin.

5.2.1. Paraná Basin

The Paraná Basin displays a stratified structure, with resistive basalts from the Serra Geral Formation ($>1000 \Omega \text{ m}$) situated above more conductive Paleozoic sedimentary sequences ($10\text{--}80 \Omega \text{ m}$). Reactivations of faults disturb this stratification, creating vertical conductive zones that extend into the basement. Three-dimensional magnetotelluric (MT) models consistently reveal NW–SE conductive corridors, interpreted as Mesozoic reactivations linked to magmatism and the control of depocenters. These features correlate well with gravity and magnetic data and align with the structural interpretations presented by Philipp et al. (2014), Padilha & Vitorello (2020), and Lugão et al. (2020).

5.2.2. Camaquã Basin

Low-resistivity anomalies delineate sub-basins formed under transtensional or rifting regimes, in contrast with resistive crystalline basement. Lateral heterogeneity suggests deposition in tectonically active environments, with interlayered volcanic and clastic units. Subvertical conductive faults coincide with reactivated basement structures, particularly the Dorsal de Canguçu Shear Zone (DCSZ), promoting localized accommodation of sediments. The BR-101, BR-116, PSI, PSII, NW–SE, and PSIII profiles consistently resolve high-resistivity basement ($>1000\text{--}10,000\ \Omega\ \text{m}$) interspersed with conductive zones linked to shear zones subjected to high-pressure/temperature conditions.

Structures such as the Jacuí Lineament and the Ibaré Fault Zone appear in multiple MT profiles, corroborating earlier geological and geophysical interpretations (Philipp et al., 2014; Lugão et al., 2020). The Jaguarão Lineament is imaged as a key boundary separating the Punta del Este–Jaguarão Terrane from the Pelotas Magmatic Arc, in line with evidence for crustal amalgamation around 570 Ma (Cruz, 2019; Takehara & Laux, 2019). These features, also mapped in aeromagnetic and gravity surveys (Teixeira et al., 2025), explain the spatial distribution of depocenters and the emplacement of mafic intrusions.

5.2.3. Pelotas Basin

In the Pelotas Basin, 2-D MT inversions along BR-116 and BR-101 (Figure 10) reveal conductive sedimentary packages ($\sim 3\ \text{km}$ thick) underlain by high-resistivity basement. Strong lateral contrasts in resistivity occur along major faults and terrain boundaries. A highly resistive domain is observed in the Baixo de Mostardas, where fault activity complicates the basin–basement interface.

Along the passive margin of Rio Grande do Sul and Uruguay, MT results confirm strong contrasts between sediments and crystalline basement, consistent with recent studies (Morales et al., 2022; Menezes et al., 2021). The basement exhibits intermediate resistivities in preserved rift zones and high values in stable crystalline blocks.

The observed resistivity contrasts, coupled with lateral discontinuities, allow robust inferences on basin geometry and physical property variations. This pattern is consistent with earlier MT–gravity comparisons (Boerner et al., 1995; Jegen et al., 2016). Resistivity, gravimetry, and geological mapping data (Takehara & Laux, 2019). The main structures are listed in Table 2.

Table 2. The main crustal-scale structures identified in the MT.

Profile	Structure	Description
BR101	A	Chuí Lineament
BR101	B	Jaguarão Lineament
BR101	C	Camaquã Lineament
BR101	D	Jacuí Lineament
BR116	E	Camaquã Lineament
BR116	F	Jaguarão-Punta del Este Terrane / Pelotas Batholith
BR116	G	Jaguarão-Punta del Este
PSI, NW-SE	J	Jacuí Lineament
PSI	L	Ibaré Shear Zone
NW-SE	M	Sarandí Yí Shear Zone
NW-SE	N	Rivera Shear Zone

Table 2: The profiles across southern Brazil and northeastern Uruguay are presented. The lineaments and shear zones outlined here delineate the boundaries between sedimentary basins, crystalline basement domains, and tectonostratigraphic terranes. Their manifestations as variations in resistivity and lateral discontinuities align with findings from previous geophysical and geological studies (adapted from Menezes et al., 2021).

5.3. Structural compartmentalization of terranes

The resistivity contrasts identified in the 3-D MT inversions (Figure 10) align with primary tectonic domains. Highly resistive blocks (greater than 1000 Ω m) are interpreted as granitoid batholiths and fragments of the Archean–Paleoproterozoic Nico Pérez and Piedra Alta terranes. In contrast, conductive anomalies (less than 100 Ω m) correspond to Neoproterozoic metasedimentary belts and shear corridors (Philipp et al., 2014; Teixeira et al., 2025).

Regional gravity and magnetic compilations (Teixeira et al., 2025) also delineate these domains, highlighting their role in both Neoproterozoic amalgamation and later intracratonic reactivation. Structural analyses (Fernandes et al., 1992; Tommasi et al., 1994; Oyhançabal et al., 2010; Oriolo et al., 2016b; Hueck et al., 2020) had already emphasized the importance of these shear zones, and our MT models provide direct evidence of their persistence into the deep crust. These correlations with seismic, gravimetric and magnetic data reinforce the interpretation that the main conductors represent lithospheric-scale zones of weakness inherited from the Neoproterozoic tectonic framework.

Similar conductive domains have been reported in other Pan-African belts, such as Kaoko, Damara and Ribeira, where 3-D MT and seismic studies highlight the role of inherited shear zones in guiding magmatism and fluid pathways.

The conductive anomalies mapped in the Dom Feliciano Belt show striking parallels with other Neoproterozoic–Cambrian orogenic belts along the West Gondwana margin. In the

Kaoko and Damara belts of Namibia, 3-D MT studies also identified crustal-scale conductors associated with shear zones and zones of fluid accumulation, interpreted as reactivated lithospheric weaknesses during the Pan-African orogeny and subsequent South Atlantic rifting (Ritter et al., 2003). Similarly, in the Ribeira Belt of southeastern Brazil, magnetotelluric and seismic studies highlight the role of deep crustal conductors as zones of magmatic focusing and crustal reworking (Padilha et al., 2016; Bologna et al., 2019). These analogies strengthen the interpretation that conductive domains in the Dom Feliciano Belt represent inherited tectonic fabrics, which not only controlled Neoproterozoic deformation but also provided pathways for magmatism and fluid circulation during Gondwana breakup and the emplacement of the Paraná–Etendeka Large Igneous Province. Thus, the Dom Feliciano Belt fits into a broader pattern of Pan-African belts where inherited crustal anisotropies conditioned both orogenic architecture and the localization of rift-related processes.

b)
0

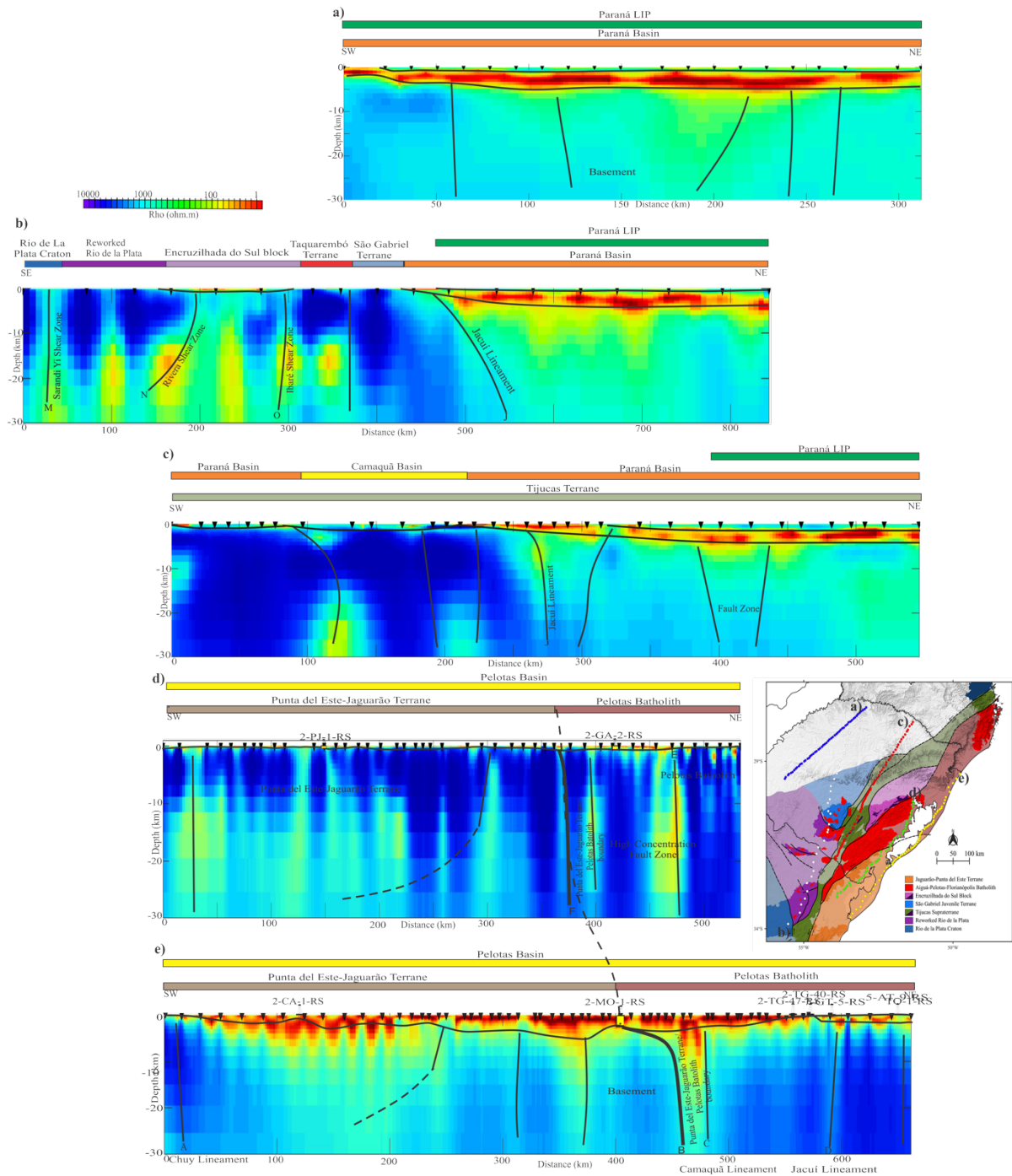


Figure 10: 3-D MT resistivity sections extracted along five transects across southern Brazil and NE Uruguay. All sections show logarithmic resistivity ($\log_{10} p$, Ω m): warm colors = conductive domains; cool colors = resistive blocks. Black triangles mark MT stations; solid black lines indicate faults/lineaments; the gray trace marks the sediment–basement contact; bars at the top denote tectono-stratigraphic domains along each line. (a) Interior Paraná Basin (SW-NE) a resistive cap attributed to the Paraná LIP overlies a conductive sedimentary package; the resistive basement is gently undulatory and pierced by subvertical conductive columns interpreted as crustal-scale faults and local thickness variations in the sedimentary wedge.

(b) Craton–basin transition: From the Río de la Plata Craton/adjacent terranes into the Paraná Basin. Lateral heterogeneity within the resistive basement and conductive connectors that cut the cover and root into the middle–lower crust are consistent with Neoproterozoic shear corridors (e.g., Ibaré/Jacuí) and NW–SE reactivations. (c) Paraná–Camaquã–Tijucas Terranes: Alternating resistive basement blocks and conductive wedges. A deep conductor at the base of the sedimentary wedge and an eastern fault zone segment the basin and link basement discontinuities to the cover. (d) BR-116 (onshore Pelotas): From the Punta del Este–Jaguarão Terrane into the Pelotas Batholith. Predominantly resistive basement disrupted by conductive columns aligned with first-order lineaments, including the High-Concentration Fault Zone. The inset map (right) locates the profile and tectonic domains. (e) BR-101 (coastal): Pelotas–Paraná transition with a shallow, laterally continuous conductive package over a resistive basement. The Chuí lineament, Jaguarão boundary, Camaquã boundary and Jacuí lineament and appear as subvertical conductors that segment the sedimentary wedge and the basement top, guiding depocenters and along-margin electrical connectivity.

Note: Interpretations integrate 2-D profiles and slices from the regional 3-D model, emphasizing the Neoproterozoic structural inheritance of the Dom Feliciano Belt and its control on basin evolution.

5.4. Structural Comparison and Regional Analysis with other geophysical methods

Integration of MT results with aeromagnetic, gravity, and gamma-ray spectrometry (Figures 11 and 12) confirms the first-order role of inherited Neoproterozoic shear zones in guiding basin evolution. The Dorsal de Canguçu Shear Zone (DCSZ), Ibaré Fault Zone, Caçapava do Sul Lineament, and Sarandí del Yí Shear Zone are consistently imaged as crustal-scale, low-resistivity corridors cutting across basins and basement terranes (Bologna et al., 2018; Teixeira et al., 2025). These structures acted as long-lived weakness zones that accommodated both Neoproterozoic amalgamation and subsequent Phanerozoic reactivation (Oliveira et al., 2016).

The Punta del Este–Jaguarão–Pelotas Batholith boundary is imaged as a conductive discontinuity, confirming its nature as a terrane boundary suggested by Bologna et al. (2019). The DCSZ, trending NW–SE, intersects the Paraná Basin and extends southwards into the Pelotas Basin, where it coincides with gravity and magnetic anomalies (Teixeira et al., 2025).

Similarly, the Sarandí del Yí Shear Zone appears as a crustal-scale conductor separating Proterozoic terranes from Phanerozoic cover (Bologna et al., 2019).

Complementary datasets reinforce this framework: gamma-ray spectrometry identifies compositional variations between terranes, magnetic anomaly maps define long-wavelength crustal domains (Costa et al., 1997), and Bouguer gravity anomalies delineate density-controlled regions consistent with resistive cratonic roots (Costa et al., 1997, Kazmierczak et al., 2007; Bettucci et al., 2021; Teixeira et al., 2025).

In sedimentary basins, NW–SE conductive corridors of the Paraná and Pelotas basins are attributed to Mesozoic reactivations that localized magmatism and controlled depocenter evolution (Costa et al., 1997; Bologna et al., 2019). Conversely, in the Camaquã Basin, conductive anomalies bounded by steep resistive blocks are interpreted as post-orogenic transtensive grabens, reflecting the reactivation of Neoproterozoic basement discontinuities during late- to post-collisional stages of the Dom Feliciano Belt. These structures exploited pre-existing crustal weakness zones, such as the Dorsal de Canguçu Shear Zone and the Ibaré Fault, and promoted localized subsidence and compartmentalization of depocenters (Teixeira et al., 2025 and references therein). Subvertical conductors extending to 20–25 km depth, particularly along the Ibaré Fault Zone and DCSZ, are interpreted as long-lived zones of crustal weakness that acted as fluid pathways or partial melting zones, highlighting their enduring influence on the tectonic evolution of southern Brazil and Uruguay.

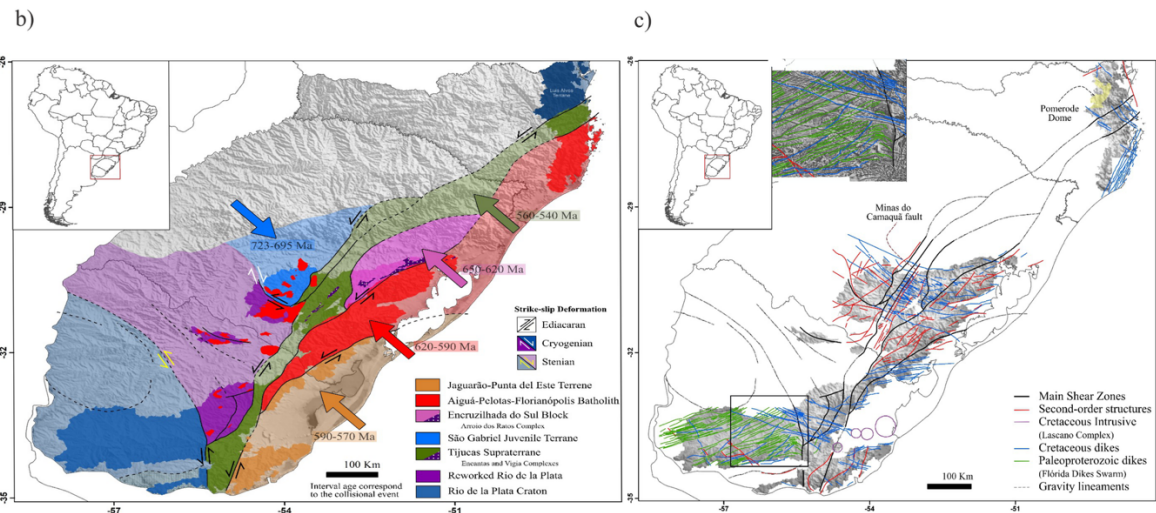
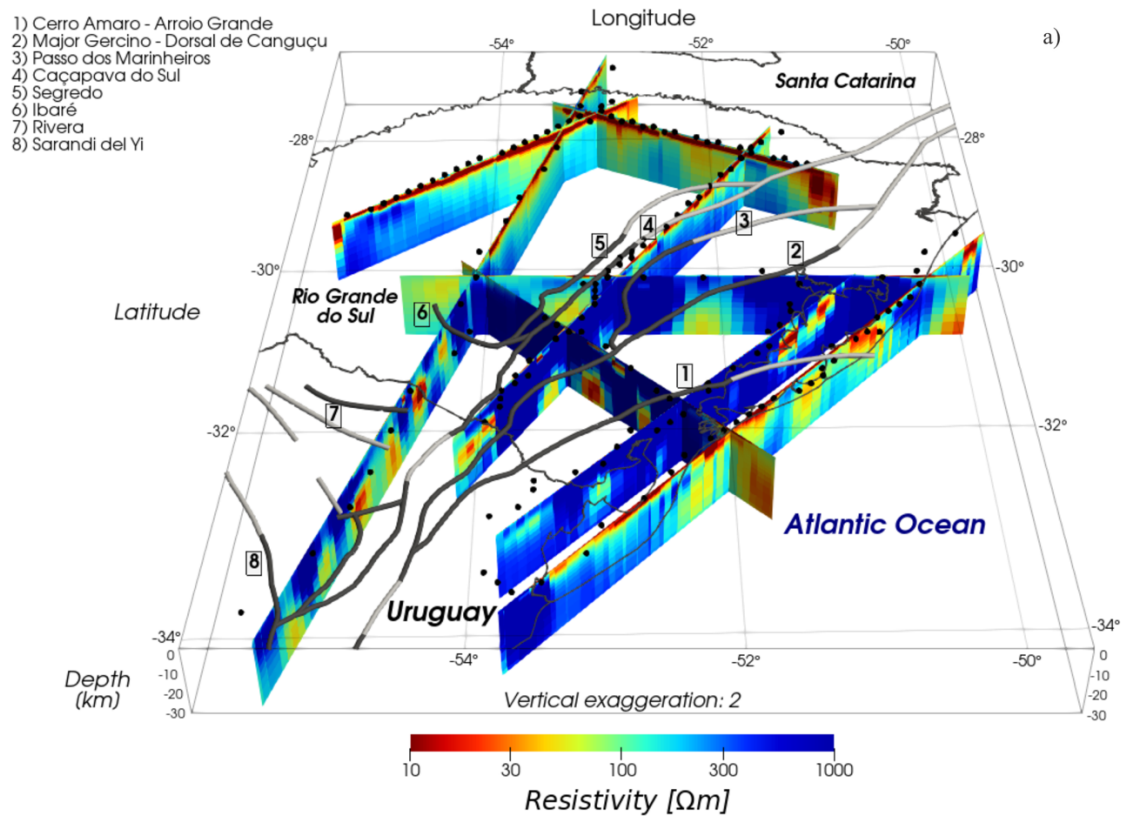


Figure 11: a) A panoramic view of cross-sections derived from the 3-D magnetotelluric (MT) inversion model. These slices follow the survey profiles and intersect the primary regional structures. Color coding represents electrical resistivity on a logarithmic scale (10–1000 Ω m), with a vertical exaggeration of 2 $\times$. Black dots denote MT stations, while gray lines highlight major shear zones and lineaments. Numbered labels indicate significant structures: (1) Cerro Amaro–Arroio Grande; (2) Major Gercino–Dorsal de Canguçu; (3) Passo dos Marinheiros; (4) Caçapava do Sul; (5) Segredo; (6) Ibaré; (7) Rivera; (8) Sarandí del Yí-adapted from Teixeira et al., 2025. b)

3079 The distribution and behavior of tectono-stratigraphic terranes throughout the Dom Feliciano Belt and surrounding
3080 areas, featuring the ages (Ma) of key deformational and metamorphic events. Different colors represent distinct
3081 crustal domains and Phanerozoic cover. Source: Teixeira et al., 2025. c) A map illustrating first- and second-order
3082 structures derived from integrated aeromagnetic and gravity data. Thick lines represent major shear zones, while
3083 thin lines indicate secondary structures. Additional symbols denote intrusions, granite complexes, dike swarms,
3084 and gravity lineaments. Compiled after Teixeira et al., 2025.

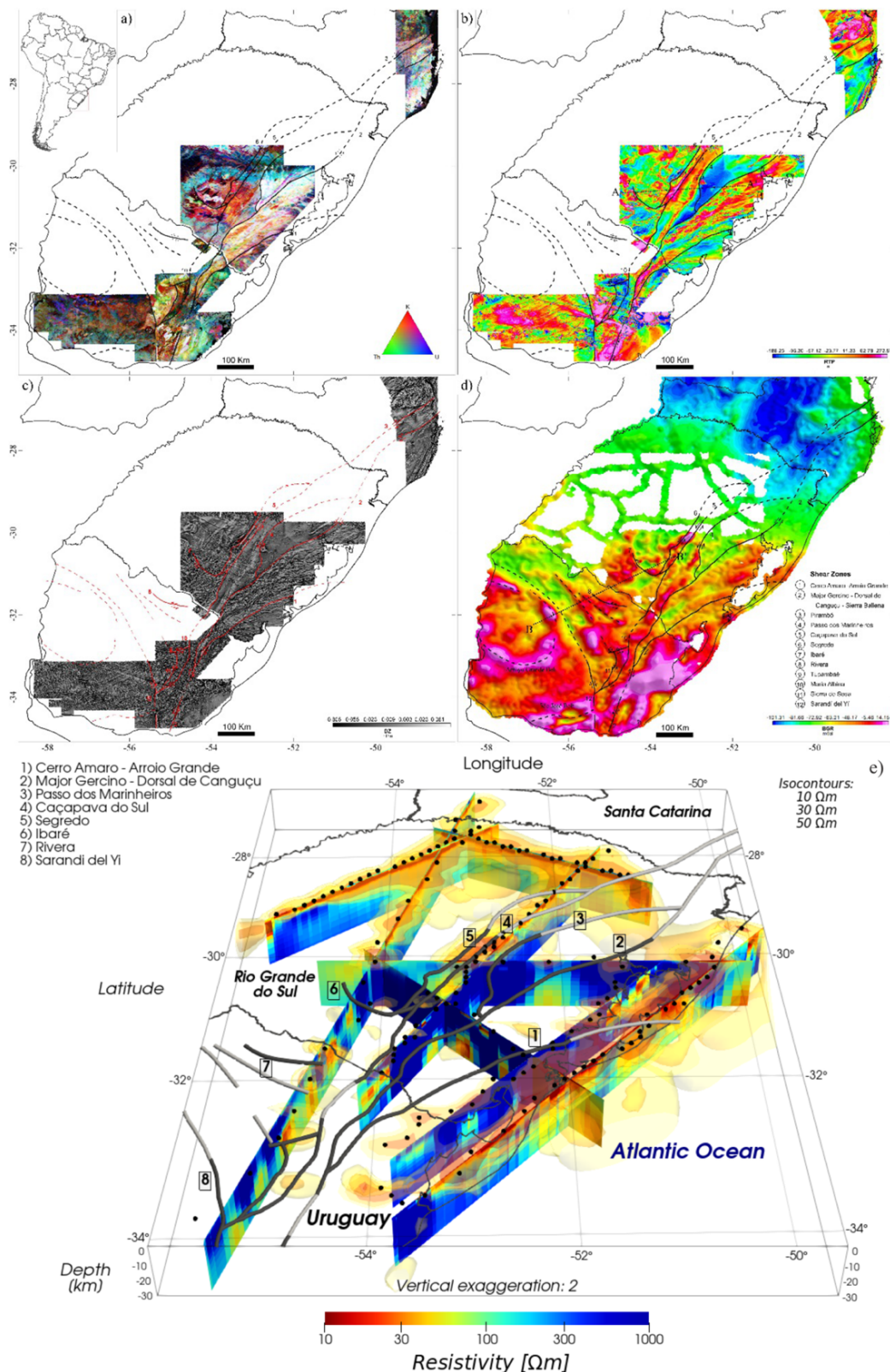


Figure 12: a) Ternary gamma-ray spectrometric image (K–Th–U) of the crystalline basement, showing compositional contrasts between terranes. The RGB triangle indicates the relative contributions of K, Th and U; coastlines and a 100-km scale bar are shown for reference. Main shear zones/lineaments are overlain. After Teixeira et al., 2025. b) Regional magnetic anomaly map (RTP TMI) for southern Brazil and Uruguay, highlighting long-wavelength trends and crustal blocks. Interpreted shear zones and lineaments are indicated. After Teixeira et

al., 2025. c) First vertical derivative (1VD) of the magnetic field, enhancing edges and contacts; secondary structures and lineaments interpreted from the derivatives are traced. After Teixeira et al., 2025. d) Gravity anomaly map (Bouguer), showing density-controlled domains and lineaments used to refine structural mapping. Shear zones are labelled where appropriate. e) Panoramic view of cross-sections extracted from the 3-D magnetotelluric (MT) inversion model. Resistivity is shown on a logarithmic scale (10–1000 Ω m); vertical exaggeration = 2 $\times$. Black dots mark MT stations, and gray lines show major shear zones. Semi-transparent conductive isosurfaces at 10, 30 and 50 Ω m delineate the sedimentary basins of southern Brazil and Uruguay. Numbered structures: (1) Cerro Amaro–Arroio Grande, (2) Major Gercino–Dorsal de Canguçu, (3) Passo dos Marinheiros, (4) Caçapava do Sul, (5) Segredo, (6) Ibaré, (7) Rivera, (8) Sarandí del Yí. After Teixeira et al., 2025.

5.5. Comparison with Another 3-D MT Regions

Comparisons with global MT studies reinforce the tectonic significance of the results. In the Damara Belt (Namibia), subvertical conductors delineate Neoproterozoic sutures analogous to those of the DFB (Ritter et al., 2003). At volcanic passive margins, marine MT along the Walvis Ridge demonstrates the role of inherited anisotropies in guiding rifting and underplating (Jegen et al., 2016), a scenario comparable to the Pelotas Basin.

In contrast, the Solonker Suture Zone in China displays south-dipping conductors linked to post-collisional subduction (Ye et al., 2019), while the Western Canada Sedimentary Basin preserves shallow, narrow conductors attributed to graphite-rich metasedimentary rocks (Boerner et al., 1995). These differences emphasize the distinctive nature of southern Brazil and Uruguay, where vertically continuous conductors record Neoproterozoic inheritance later reactivated during Mesozoic intracratonic magmatism (Table 3).

Table 3 summarizes the main parameters and tectonic interpretations of the three studies.

Region	Main structure	Conductor geometry	Depth	Tectonic interpretation	Reference
--------	----------------	--------------------	-------	-------------------------	-----------

Dom Feliciano–Pelotas	NE–SW conductors	Broad, sub-horizontal	10–25 km	Neoproterozoic suture zones	This study
Solonker Suture (China)	South-dipping conductor	Inclined, anisotropic	0–45 km	Post-collisional subduction	Ye et al. (2019)
WCSB (Canada)	Red Deer	Narrow, shallow (<5 km)	2–5 km	Proterozoic foredeep with graphite/sulfides	Boerner et al. (1995)

Table 3: Comparison of the geometry, depth range, and tectonic interpretation of crustal conductors imaged by magnetotellurics (MT) in three settings: Dom Feliciano and Paraná Basin (this study), the Solonker Suture (China; Ye et al., 2019), and the WCSB, Western Canada Sedimentary Basin (Canada; Boerner et al., 1995). Depths indicate the vertical extent of the principal conductor, and the geometry is described qualitatively from 2-D/3-D inversions. Abbreviations: WCSB = Western Canada Sedimentary Basin; NE–SW = northeast–southwest. This comparison situates the results from southern Brazil and northeastern Uruguay within a global context, highlighting the structural complexity of the region and its parallels with major crustal sutures of varying ages and geodynamic settings.

5.6. Implications for crustal evolution

The integration of MT with seismic, magnetic, and gravity data reveals a three-tier crustal framework: (1) resistive volcanic caps and volcano–sedimentary infill in the superior crust; (2) subvertical conductive corridors segmenting the mid-crust; and (3) resistive cratonic roots interspersed with fault-related conductors in the lower crust.

This architecture demonstrates how Neoproterozoic structures of the DFB and Rio de la Plata Craton were reactivated during Paleozoic–Mesozoic basin evolution and magmatism, culminating in the Paraná–Etendeka flood basalt emplacement. Lithospheric segmentation

rooted in terrane amalgamation thus exerted a first-order control on intracratonic basin development, magmatism, and deformation across southern Brazil and Uruguay.

These results emphasize that southern Brazil and Uruguay record the transition from Neoproterozoic collisional architecture to Mesozoic extensional domains, illustrating how the same lithospheric anisotropies governed both the assembly and breakup phases of West Gondwana.

6. Conclusions

The combination of 2-D and 3-D MT inversions reveals a well defined crustal structure as follow (i) resistive volcanic caps and sedimentary infill in the upper crust; (ii) subvertical conductive corridors that traverse the mid-crust; and (iii) resistive cratonic roots featuring fault-related conductors in the lower crust.

Prominent Neoproterozoic shear zones within the Dom Feliciano Belt, such as the Dorsal de Canguçu, Ibaré, and Sarandí del Yí, function as crustal-scale conductors extending to depths of 20–30 km. These features have served as long-standing zones of weakness, reactivated during the evolution of Paleozoic–Mesozoic basins.

In the Paraná Basin, NW–SE conductive corridors align with depocenters, and localized magmatism associated with Mesozoic rifting and the formation of the Paraná–Etendeka flood basalt. This indicates that inherited Neoproterozoic anisotropies have had a significant impact on the evolution of the basin.

The integration of seismic, magnetic, gravity, and structural data supports the notion that conductive anomalies delineate crustal-scale discontinuities, whereas resistive domains outline stable cratonic blocks. This comprehensive approach enhances the tectonic model for

southern Brazil and Uruguay, offering parallels to other orogenic belts and passive margins globally.

The resolution is constrained by the cell-based 2-D discretization in PSI/PSII, as features smaller than approximately 2–3 cell widths cannot be resolved. Additionally, there is diminished long-period sensitivity at depths of 21–31 km. However, key features such as the basement top, conductive corridors, and resistive blocks exhibit lateral coherence and are consistent with well and seismic ties, as well as with the 3-D assessments (ModEM), which reinforces the primary conclusions. The 3-D inversion preserves along-strike connectivity and reduces dimensionality bias where geoelectric strike varies, complementing the 2-D transects and strengthening the regional interpretation.

Acknowledgments

We acknowledge the National Agency of Petroleum, Natural Gas and Biofuels (ANP) for providing the subsurface data (seismic and drill holes). We thank the CAPES (Brazil) and NSERC (Canada) during the PhD of the first author and the project Multiscale studies applied to the conjugate margin of passive margins in SE Brazil and SW Africa (cooperation agreement UNISINOS CNODC ANP # n° 23329-6) for scholarship. The data were acquired during the project Paraná-Sul: Influence of regional lineaments on the stratigraphic structuring of the Paraná Basin in the southernmost Brazil with reassessment of surface and subsurface data (cooperation agreement UNISINOS-PETROBRAS ANP # 12036-5). The project is part of the CNPq Grant # 4 08194/2021-9 of FCJ.

References

- Bettucci, L. S., Loureiro, J., Demarco, P. N. 2021. Airborne geophysical characterization of Uruguayan basement. *Journal of South American Earth Sciences* 108, 103206. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103206>
- Boerner, D.E., Kurtz, R.D., Craven, J.A., Ross, G.M., Jones, F.W., Davis, W.J., 1995. Electrical conductivity in the Precambrian lithosphere of western Canada. *Science* 269(5224), 211–214. <https://doi.org/10.1126/science.269.5224.211>
- Bologna, M.S., Dragone, G.N., Muzio, R., Peel, E., Nuñez-Demarco, P., Ussami, N., 2019. Electrical Structure of the Lithosphere From Rio de la Plata Craton to Paraná Basin: Amalgamation of Cratonic and Refertilized Lithospheres in SW Gondwanaland. *Tectonics* 38, 77–94. <https://doi.org/10.1029/2018TC005148>
- Bueno, G. V., Zacharias, A. A., Oreiro, S. G., Cupertino, J. A., Falkenheim, F. U. H., Martins Neto, M. M. 2007. *Boletim de Geociências da Petrobras* 15 (2), 551–559.
- Cagniard, L., 1953. Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting. *Geophysics* 18, 605–635. <https://doi.org/10.1190/1.1437915>
- Caldwell, T. G., Bibby, H. M., & Brown, C. 2004. The magnetotelluric phase tensor. *Geophysical Journal International*, 158(2), 457–469. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02281.x>
- Cassel, M.C., Chemale Jr., F., Rodrigues, M.R., Souza, M.K., Girelli, T.J., Oliveira, G.S., 2022. From the Andes and the Drake Passage to the Rio Grande Submarine Fan: Paleoclimatic and paleogeographic evidence in the Cenozoic Era from the South Atlantic–Austral Segment, Pelotas Basin. *Global and Planetary Change* 213, 103838. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2022.103838>
- Chave, A. D., & Thomson, D. J. 2004. Bounded influence magnetotelluric response function estimation. *Geophysical Journal International*, 157(3), 988–1006. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02203.x>
- Chauvet, F., Sapin, F., Geoffroy, L., Ringenbach, J.C., Ferry, J.N., 2021. Conjugate volcanic passive margins in the austral segment of the South Atlantic – Architecture and development. *Earth-Science Reviews* 212, 103461. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103461>
- Chemale Jr., F., 2000. Evolução Geológica do Escudo Sulriograndense In: Holz, M., De Ros, L.F. (Eds.), *Geologia do Rio Grande do Sul*. CIGO/UFRGS, Porto Alegre, pp. 13–52.
- Chemale Jr., F., Mallmann, G., de Fátima Bitencourt, M., Kawashita, K., 2012. Time constraints on magmatism along the Major Gercino Shear Zone, southern Brazil: implications for West Gondwana reconstruction. *Gondwana Research* 22(1), 184–199. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2011.09.008>

- Conti, B., Perinotto, J.A. de J., Veroslavsky, G., Castillo, M.G., Santa Ana, H., Soto, M., Morales, E., 2017. Speculative petroleum systems of the southern Pelotas Basin, offshore Uruguay. *Marine and Petroleum Geology* 83, 1–25. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2017.02.022>
- Costa, A.F.U., 1997. Testing and Geophysical Modeling of the Structuring of Precambrian Lithotectonic Associations in the Rio Grande do Sul Shield. Doctoral Thesis, IG/UFRGS, Porto Alegre, RS, 291 p.
- Cruz, R.F. 2019. Levantamento Geológico e de Potencial Mineral de Novas Fronteiras: Projeto Sudeste do Rio Grande do Sul: mapas 1:250,000 e 1:100,000. CPRM, Porto Alegre. 173 pp. <https://rigeo.sgb.gov.br/handle/doc/21135>.
- Kazmierczak, T. S., Castillo, L. A., Chemale Jr., F., Souza, S. F., Lodôno, E. G. 2007. The Camaquã Basin modelling: tectonostratigraphy through integration of geophysical (gravimetry, well log) and remote sensing data. *Earth Sci. Res. J.* Vol. 11, No. 1 (June 2007): 45-55
- Egbert, G.D., Kelbert, A., 2012. Computational recipes for electromagnetic inverse problems. *Geophysical Journal International* 189, 251–267. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05347.x>
- Fernandes, L. A. D., Tommasi, A., & Porcher, C. C. 1992. Deformation patterns in the southern Brazilian branch of the Dom Feliciano Belt: A reappraisal. *Journal of South American Earth Sciences*, 5(1), 77–96. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(92\)90061-3](https://doi.org/10.1016/0895-9811(92)90061-3)
- Fernandes, L.A.D., Koester, E., 1999. The Neoproterozoic Dorsal de Canguçu strike-slip shear zone: its nature and role in the tectonic evolution of southern Brazil. *Journal of African Earth Sciences* 29, 3–24. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(99\)00080-1](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(99)00080-1)
- Franke, D., Neben, S., Ladage, S., Schreckenberger, B., Hinz, K., 2007. Margin segmentation and volcano-tectonic architecture along the volcanic margin off Argentina/Uruguay, South Atlantic. *Marine Geology* 244, 46–67. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2007.06.009>
- Girelli, T.J., Chemale Jr., F., Lavina, E.L.C., Laux, J.H., Bongioiolo, E.M., Lana, C., 2018. Granulite accretion to Rio de la Plata Craton, based on zircon U-Pb-Hf isotopes: Tectonic implications for Columbia Supercontinent reconstruction. *Gondwana Research* 56, 105–118. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.12.010>
- Gomes, A.S., Vasconcelos, P.M., 2021. Geochronology of the Paraná-Etendeka large igneous province. *Earth-Science Reviews* 220, 103716. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103716>
- Gordon, A.C., Mohriak, W.U., 2015. Seismic volcano-stratigraphy in the basaltic complexes of the rifted margin of Pelotas Basin, southeast Brazil. In: *Petroleum Systems in "Rift" Basins*, 748–786.

3276 Gresse, P. G., Chemale, F., Da Silva, L. C., Walraven, F., & Hartmann, L. A. (1996). Late-to
 3277 post-orogenic basins of the Pan-African–Brasiliano collision orogen in southern Africa and
 3278 southern Brazil. *Basin Research*, 8(2), 157-171.

3279 Guadagnin, F., Chemale Jr, F., Dussin, I. A., Jelinek, A. R., dos Santos, M. N., Borba, M.
 3280 Takehara, L. & Alessandretti, L. (2010). Depositional age and provenance of the Itajaí Basin,
 3281 Santa Catarina State, Brazil: implications for SW Gondwana correlation. *Precambrian*
 3282 *Research*, 180(3-4), 156-182.

3283 Hartmann, L.A., Chemale Jr., F., Philipp, R.P., 2007. Evolução geotectônica do Rio Grande
 3284 do Sul no pré-cambriano. In: Ianuzzi R. & Frantz JC.(Org.) 50 Anos de Geologia, pp. 97–
 3285 123. UFRGS, Porto Alegre.

3286

3287 Harkin, C., Kusznir, N., Roberts, A., Manatschal, G., Horn, B., 2020. Origin, composition and
 3288 relative timing of seaward dipping reflectors on the Pelotas rifted margin. *Marine and Petroleum*
 3289 *Geology* 114, 104235. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.104235>

3290

3291 Hueck, M., Wemmer, K., Basei, M. A., Philipp, R. P., Oriolo, S., Heidelberg, F. &
 3292 Siegesmund, S. 2020. Dating recurrent shear zone activity and the transition from ductile to
 3293 brittle deformation: White mica geochronology applied to the Neoproterozoic Dom Feliciano
 3294 Belt in South Brazil. *Journal of Structural Geology*, 141, 104199.

3295 Jegen, M., Avdeeva, A., Berndt, C., Franz, G., Heincke, B., Hölz, S., Behrmann, J., 2016. 3-D
 3296 magnetotelluric image of offshore magmatism at the Walvis Ridge and rift basin.
 3297 *Tectonophysics* 683, 98–108. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.06.013>

3298

3299 Kelbert, A., Meqbel, N., Egbert, G.D., Tandon, K., 2014. ModEM: A modular system for
 3300 inversion of electromagnetic geophysical data. *Computers & Geosciences* 66, 40–53.
 3301 <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2014.01.010>

3302

3303 Klein, D. P. (1991). Crustal resistivity structure from magnetotelluric soundings in the Colorado
 3304 Plateau-Basin and Range provinces, central and western Arizona. *Journal of Geophysical*
 3305 *Research*, 96(B7), 12313–12331. <https://doi.org/10.1029/91JB00483>

3306

3307 Ledo, J. (2005). 2-D Versus 3-D Magnetotelluric Data Interpretation. *Surveys in Geophysics*,
 3308 26, 511–543. <https://doi.org/10.1007/s10712-005-1757-8>.

3309

3310 Ledo, J., Queralt, P., Martí, A., & Jones, A. G. (2002). Two-dimensional interpretation of three-
 3311 dimensional magnetotelluric data: an example of limitations and resolution. *Geophysical*
 3312 *Journal International*, 150(1), 127–139.

3313

3314 Lugão, P.P., Rolim, S.B.A., Kriegshäuser, B.F., 2020. Understanding the Tectonic Framework
 3315 of Unconventional Reservoirs in the Paraná Basin Using the Magnetotelluric Method.
 3316 *Unconventional Resources Technology Conference, Virtual URTeC*, 2714,
 3317 <https://doi.org/10.15530/urtec-2020-2714>

3318

3319 Meqbel, N., 2009. The magnetotelluric 3D inversion toolbox (Ph.D. Thesis). Oregon State
 3320 University, 256 p.

- Menezes, A.M.C., Chemale Jr., F., Lugão, P.P., Teixeira, C.D., Kriegshauser, B., 2021. Structure and geometry of the Neoproterozoic Dom Feliciano Belt and Phanerozoic basins, southern Brazil, from magnetotelluric imaging. *Journal of South American Earth Sciences* 111, 103407. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103407>
- Milani, E.J., De Wit, M., 2008. Correlations between the classic Paraná and Cape-Karoo basins of Gondwana: New insights from stratigraphic and structural analysis. *Gondwana Research* 15, 305–315. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2008.03.006>
- Milani, E.J., de Melo, J.H.G., Souza, P. A., Fernandes, L.A., França, A.B. 2007. Bacia do Paraná. *Bol. Geociências Petrobras*, Rio de Janeiro, 15(2) 265-287.
- Mohriak, W.U., Nemčok, M., Enciso, G., 2008. South Atlantic divergent margin evolution: rift-border uplift and salt tectonics in the basins of SE Brazil. *Geological Society, London, Special Publications* 294, 365–398. <https://doi.org/10.1144/SP294.19>
- Morales, E., Plenc, F., Marmisolle, J., Rossello, E., Oleaga, A., Umpiérrez, R., 2022. Tectono-stratigraphic evolution of the Jurassic–Cretaceous Laguna Merin Basin (Uruguay): New insights from magnetotelluric transects. *Tectonophysics* 823, 229211. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2022.229211>
- Oliveira, C.H.E., Chemale Jr., F., Jelinek, A.R., Bicca, M.M., Philipp, R.P., 2014. U–Pb and Lu–Hf isotopes applied to the evolution of the late to post-orogenic transtensional basins of the Dom Feliciano belt, Brazil. *Precambrian Res.* 246, 240–255.
- Oliveira, C.H.E., Ritter, A., Chemale, F., Bernet, M., 2016. Tectonophysics evidence of post-Gondwana break-up in Southern Brazilian Shield: insights from apatite and zircon fission track thermochronology. *Tectonophysics* 666, 173–187.
- Oriolo, S., Oyhantçabal, P., Basei, M.A.S., Wemmer, K., Siegesmund, S., 2016a. The Nico Pérez Terrane (Uruguay): from Archean crustal growth and connections with the Congo Craton to late Neoproterozoic accretion to the Río de la Plata Craton. *Precambrian Research* 280:147–160. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2016.04.014>.
- Oriolo, S., Oyhantçabal, P., Wemmer, K., Heidelbach, F., Pfänder, J., Basei, M. A., & Siegesmund, S. 2016b. Shear zone evolution and timing of deformation in the Neoproterozoic transpressional Dom Feliciano Belt, Uruguay. *Journal of Structural Geology*, 92, 59-78.
- Oyhantçabal P, Siegesmund S, Wemmer K, Layer P. 2010 The Sierra Ballena Shear Zone in the southernmost Dom Feliciano Belt (Uruguay): evolution, kinematics, and deformation conditions. *Int J Earth Sci.* 99, 1227-1246. doi:10.1007/s00531-009-0453-1
- Palacky, G. 1987. Resistivity Characteristics of Geological Targets. In: Nabighian, M., Ed., *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics-Theory*, Society of Exploration Geophysicists Tulsa, OK, 53-129.

- Padilha, A.L., Vitorello, I., 2000. Magnetotelluric and geomagnetic depth soundings around the Torres Syncline hinge, Southeast Paraná Basin, Brazil. *Geophysical Research Letters* 27, 3655–3658. <https://doi.org/10.1029/2000GL011507>
- Paim, P.S.G., Chemale Jr., F., Lopes, R.C., 2000. The Camaquã basin. In: Holz, M., De Ros, L.F. (Eds.), *Geologia do Rio Grande do Sul*. CIGO/UFRGS, Porto Alegre, pp. 231–274.
- Paim, P.S.G., Chemale Jr., F., Wildner, W., 2014. Evolutionary stages of the Camaquã Basin. *Science and Nature, Santa Maria* 36, 183–193. <https://doi.org/10.5902/2179460X14424>
- Paraná Sul Project. 2015. Internal Report, Universidade do Vale do Rio dos Sinos, São Leopoldo, RS, Brazil.
- Philipp, R.P., Pimentel, M. M., Chemale Jr., F., 2016. Tectonic evolution of the Dom Feliciano Belt in Southern Brazil: Geological relationships and U-Pb geochronology. *Brazilian Journal of Geology*, 46(1), 83-104,
- Philipp, R.P., Rolim, S.B.A., Malta, L., Jelinek, A.R., Viana, A., Lavina, E., Cagliari, J., Faccini, U.F., 2014. Structuring of the Rio Grande Arch and the Torres Syncline, Paraná Basin, RS: Evidence by Magnetotelluric Surveys. *Annals of the VI Brazilian Symposium on Geophysics*, 1–6.
- Anna Platz, Ute Weckmann, Josef Pek, Světlana Kováčiková, Radek Klanica, Johannes Mair, Basel Aleid, 2022. 3D imaging of the subsurface electrical resistivity structure in West Bohemia/Upper Palatinate covering mofettes and Quaternary volcanic structures by using Magnetotellurics, *Tectonophysics*, Volume 833, 229353, ISSN 0040-1951. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2022.229353>
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J., Galindo, C., Fanning, M., 2007. The Rio de la Plata Craton and the assembly of SW Gondwana. *Earth-Science Reviews* 83, 49–82. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2007.03.004>
- Ritter, O., Weckmann, U., Vietor, T., Haak, V., 2003. A magnetotelluric study of the Damara Belt in Namibia: 1. Regional scale conductivity anomalies. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 138, 71–90. [https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(03\)00078-5](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(03)00078-5)
- Rolim, S.B.A., Auler, D., de Lugao, P., 2016. Constrains about oil and gas exploration in the southern portion of Parana Basin: the Torres Sinclinal Structure. In: VII Simpósio Brasileiro de Geofísica (SBGf), Ouro Preto, 25–27 Oct 2016, pp. 1–5.
- Rodi, W., Mackie, R.L., 2001. Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion. *Geophysics* 66, 174–182. <https://doi.org/10.1190/1.1444893>
- Romero-Beltrán, G., La Terra, E. F., Panetto, L. P., & Seillé, H. (2025). Magnetotelluric imaging of the Parnaíba Basin: Implications to the West Gondwana formation. *Tectonophysics*, 909, 230777. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2025.230777>

- Saalmann, K., Hartmann, L. A., & Remus, M. V. D. 2007. The assembly of West Gondwana. The view from the Rio de la Plata craton. Special Paper 423: The Evolution of the Rheic Ocean: From Avalonian-Cadomian Active Margin to Alleghenian-Variscan Collision, 1–26. doi:10.1130/2007.2423(01)
- Santos, J.O.S., Chernicoff, C.J., Zappettini, E.O., Mcnaughton, N.J., Hartmann, L.A., 2017. Geographic and temporal extensions of the Río de la Plata Craton, South America geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil. *Australian Journal of Earth Sciences* 47:829–844. <https://doi.org/10.1046/j.1440-0952.2000.00815.x>.
- Serratt, H., Teixeira, C., Girelli, T.J., Souza, M.K., Vargas, M.R., Silva, A.M., & Chemale Jr., F., 2022. Seaward-dipping reflector influence on seafloor magnetostratigraphy. A Pelotas Basin view. *Geophysical Research Letters* 49(23), e2022GL100382. <https://doi.org/10.1029/2022GL100382>
- Serratt, H., Girelli, T.J., Cruz, MF., Teixeira, Lehn, I., Rizzi, M. A. M., Babinski, M., Toledo, C. L. B., Peng, P., Conti, B., Silva, A.M., & Chemale Jr., F. 2025. Unraveling the geological history of the South Atlantic margin: Records of West Gondwana Breakup from South Brazil and Uruguay margin. *Tectonophysics* 910, 230790. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2025.230790>.
- Siripunvaraporn, W., Egbert, G., & Uyeshima, M. 2005. Interpretation of two-dimensional magnetotelluric profile data with three-dimensional inversion: Synthetic examples. *Geophysical Journal International*, 160(3), 804–814. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02527.x>
- Stica, J. M., Zalán, P. V., & Ferrari, A. L. 2014. The evolution of rifting on the volcanic margin of the Pelotas Basin and the role of the Paraná–Etendeka LIP in the South Atlantic breakup. *Marine and Petroleum Geology*, 50, 1–21.
- Simpson, F., Bahr, K., 2005. *Practical Magnetotellurics*. Cambridge University Press, 270 p. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511614095>
- Takehara, L., Laux, J.H., 2019. Area of Relevant Mineral Interest Batólito Pelotas. *Geology, Mining and Mineral Transformation Program*. CPRM, Porto Alegre, 186 p.
- Teixeira, C.D., Girelli, T.J., Serratt, H., Chemale Jr., F., 2025. Revisiting the Dom Feliciano Belt and surrounding areas – An integrated geophysical and isotope geology approach. *Earth-Sci. Rev.* 266, 105135. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2025.105135>

Journal of South American Earth Sciences
Crustal Boundaries between the Jaguarão-Punta del Este Terrane and the Pelotas Batholith Revealed by Magnetotelluric Imaging of the Pelotas-Laguna Mirim Basins (Brazil-Uruguay)
--Manuscript Draft--

Manuscript Number:	
Article Type:	Research Paper
Section/Category:	Geophysics, geochemistry, volcanology, igneous and metamorphic petrology
Keywords:	Dom Feliciano Belt; Pelotas Basin; Suture Zones; Geophysics; Mesozoic Magmatism; Basement induced structures; South Atlantic
Corresponding Author:	Aline Menezes, M. Sc. UNISINOS BRAZIL
First Author:	Aline Menezes, M. Sc.
Order of Authors:	Aline Menezes, M. Sc. Farid Chemale Junior Patricia Pastano de Lugo Matheus Cruz Ethel Morales Berthold Kriegshäuser
Abstract:	This study presents two-dimensional magnetotelluric (MT) data along the BR-116 (Brazil) and Ruta-19 (Uruguay) transects, integrated with potential-field data, ANP well control, and regional geological mapping, to investigate the crustal architecture of the Punta del Este-Jaguarão Terrane and its boundary with the Pelotas Batholith and adjacent basins. The results reveal a conductive sedimentary wedge ($\rho \leq 80 \, \Omega \, m$) overlying a resistive Precambrian basement ($\rho \approx 102\text{--}104 \, \Omega \, m$), with sharp lateral resistivity gradients that coincide with mapped terrane boundaries and NW-SE lineaments. Along BR-116, the Pelotas Basin is imaged as a steep, laterally variable conductive package bounded by the Punta del Este-Jaguarão buttress and the Pelotas Batholith. Resistivity breaks correlate with the Camaquã Lineament and the High-Concentration Fault Zone. Along Ruta-19, the sedimentary successions are segmented by the Cebollati-Merín and Aiguá-India Muerta-Chuy lineaments, where conductive anomalies near the PG well suggest structure-controlled fluid circulation or alteration. The MT dip and strike sections along the Neoproterozoic terranes allow us to recognize the geometry of the suture zones of the boundary from Punta del Este-Jaguarão Terrane and Pelotas Batholith, as well as Pelotas Batholith and Tijucas Terrane. These features indicate a block-bounded basement framework that has strongly influenced basin compartmentalization. Comparison with previous MT imaging and potential-field studies demonstrates spatial concordance between resistivity breaks and aeromagnetic-gravity lineaments into the South Atlantic crust. This supports a rift model governed by structural inheritance, with Neoproterozoic anisotropies reactivated during the Jurassic-Cretaceous opening of the South Atlantic. Collectively, the results indicate that inherited Neoproterozoic structures played a fundamental role in basin compartmentalization, alongside contacts that were locally filled by volcano-sedimentary successions and influenced crustal accommodation. These findings underscore the significance of magnetotellurics (MT) in delineating terrane boundaries and the identification of structural lineaments and fault zones.
Opposed Reviewers:	PHILIP E. WANNAMAKER The University of Utah epewanna@egi.utah.edu He is an expert in the magnetotelluric method and tectonic interpretation. Leo Hartmann Federal University of Rio Grande do Sul

Powered by Editorial Manager® and ProduXion Manager® from Aries Systems Corporation

Tectonophysics
Contribution of 2-D and 3-D magnetotelluric models to understand the tectonic evolution of the Dom Feliciano Belt and adjacent basins, southern Brazil and northeastern Uruguay
--Manuscript Draft--

Manuscript Number:	
Article Type:	Research Paper
Keywords:	Geoelectrical modelling, Resistivity models, Integrated Geophysical datasets, Lithospheric structure, Tectonic framework, Paraná Basin
Corresponding Author:	Aline Menezes, M. Sc. Unisinos BRAZIL
First Author:	Aline Menezes, M. Sc.
Order of Authors:	Aline Menezes, M. Sc. Farid Chemale Junior Patricia Pastana de Lugão Martyn Unsworth Javier González García Matheus Fernandes da Cruz Sílvia Beatriz Alves Rolim Ruy Paulo Philipp Berthold Kriegshäuser
Abstract:	The Dom Feliciano Belt and the adjacent intracratonic Paraná Basin present a complex tectonic evolution that links Neoproterozoic orogenesis to the formation of Paleozoic–Mesozoic basins and magmatic activity in southern Brazil and Uruguay. In this study, we integrate two-dimensional (2-D) and three-dimensional (3-D) magnetotelluric (MT) resistivity models with structural, seismic, gravity, and magnetic data to image the crustal architecture across the region. The 2-D MT transects (PSI, PSII, and PSIII) identify vertical resistivity stratification within the Paraná Basin and its interfaces with the crystalline basement, while the 3-D models reveal laterally continuous conductive corridors and resistive terranes that align with major shear zones of the Dom Feliciano Belt and the crustal blocks of the Rio de la Plata Craton. Conductive anomalies correspond to sedimentary depocenters and reactivated shear zones, whereas resistive domains delineate granitoid batholiths, stable cratonic roots, and the basalts of the Paraná Large Igneous Province. The results indicate that inherited Neoproterozoic structures, such as the Dorsal de Canguçu, Ibaré, and Sarandí del Yí shear zones, extend to depths of 20–30 km and represent long-lived crustal weakness zones reactivated during basin evolution and Mesozoic magmatism. Integration with complementary geophysical datasets confirms that conductive anomalies mark first-order crustal discontinuities, emphasizing the role of structural inheritance in shaping the evolution of intracratonic basins and passive margins in southern South America.